UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR Sciences
Ecole Doctorale de Sciences Fondamentales et Appliquées – EDSFA

T H E S E

pour obtenir le titre de
Docteur en Sciences
de l'UNIVERSITE de Nice-Sophia Antipolis

Discipline : Sciences de l'Univers – Spécialité : Géologie Marine

présentée et soutenue par
Marianne COSTE

Les processus sédimentaires, depuis la pente continentale jusqu'au bassin, en contexte de tectonique active : Analyse comparée entre la Marge Calabro-Ionienne et la Marge Ligure durant les derniers 5 Ma.

Thèse dirigée par Sébastien MIGEON et Silvia CERAMICOLA
soutenue le 28 mai 2014

Jury :

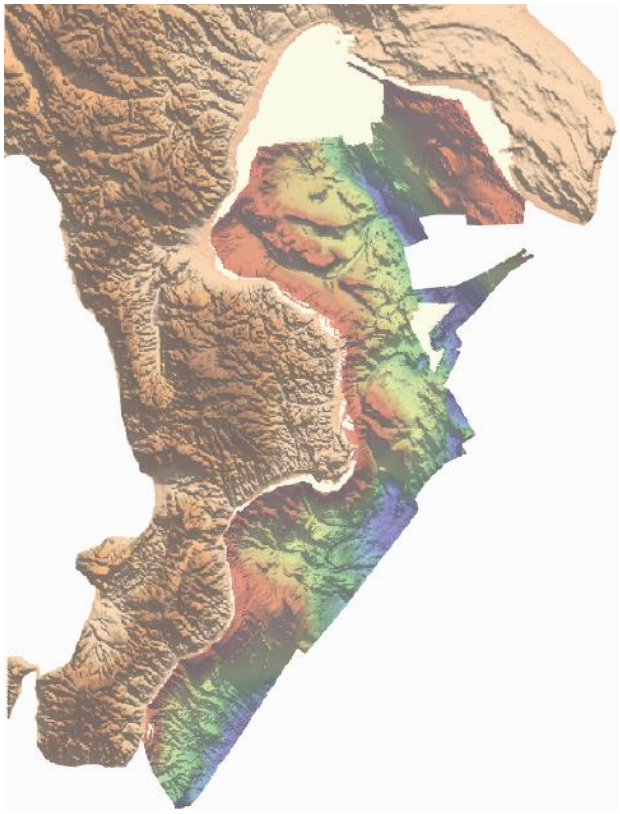
M. Jean-Noël PROUST, Professeur, Université de Rennes 1	Rapporteur
M. Francesco FANUCCI, Professeur, Università degli Studi di Trieste	Rapporteur
M. Thomas LEBOURG, Maître de Conférences/HDR, UNSA, Géoazur	Examinateur / Président du Jury
Mme. Carole PETIT, Professeur, UNSA, Géoazur	Examinateur
M. Hervé GILLET, Maître de Conférences, Université de Bordeaux 1	Examinateur
M. Francesco CHIOCCI, Professeur, Università degli Studi di Roma	Examinateur
M. Daniel PRAEG, Chercheur, OGS Trieste	Examinateur
M. Sébastien MIGEON, Professeur, UPMC, Géoazur	Directeur de thèse / Membre invité
Mme. Silvia CERAMICOLA, Chercheur, OGS Trieste	Co-directeur de thèse

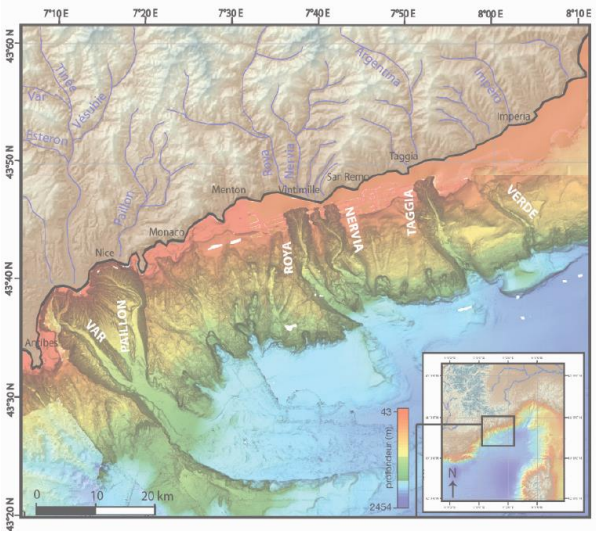
THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS

Mention : Sciences de l'Univers – Spécialité : Géologie Marine

Marianne COSTE

Les processus sédimentaires, depuis la pente continentale jusqu'au bassin, en contexte de tectonique active : Analyse comparée entre la Marge Calabro-Ionienne et la Marge Ligure durant les derniers 5 Ma.





Université de Nice-Sophia Antipolis (UNSA) – Nice – France

Géoazur - Observatoire de la Côte d'Azur – Valbonne – France

OGS, Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale – Trieste – Italia

RESUME

Les marges continentales, passives ou actives, sont la principale voie de transfert sédimentaire entre le plateau continental et le bassin océanique profond et les plaines abyssales. Les pentes continentales sont le siège de processus d'érosion/dépôt sous le contrôle de transfert de flux particulaires continentaux chenalisés par des structures érosives, telles que les canyons sous-marins, puis redistribues à l'ensemble de la marge. Les canyons érodent fortement les pentes continentales et contribuent à l'évolution de leur morphologie au cours du temps. On retrouve cependant des canyons sous-marins qui ne sont pas en relation avec la présence d'un réseau fluviatile. De ce fait, la formation et l'évolution des canyons sous-marins sont encore peu comprises.

Ce travail de thèse s'intéresse aux processus de formation et d'évolution de six canyons sous-marins sur la Marge Ouest du Bassin Ligure et à dix systèmes de canyons sur la Marge Calabro-Ionienne. Le but de cette étude est de contraindre les principales caractéristiques morphométriques (longueur, largeur, profondeur, inclinaison, sinuosité), morphologique (éléments architecturaux, configuration) des canyons, de caractériser leur évolution amont-aval et d'analyser leur structure interne, afin de mieux comprendre l'origine des canyons sous-marins, leurs mécanismes de construction et leur évolution au cours du temps en relation avec le contexte géologique régional et leurs potentiels bassins versants subaérien. Pour cela, une approche basée sur une analyse morpho-bathymétrique et géophysiques a été mise en œuvre à partir de relevés bathymétriques complets des marges, de profils de sismiques, de Chirp et de SAR.

Ce travail a permis de mettre en évidence des évolutions morpho-structurales des canyons d'Ouest en Est le long du segment étudié de la marge Ligure et globalement Nord/Sud le long de la Marge Calabro-Ionienne. Leurs processus de formation et construction semblent être fortement contrôlés par le contexte tectonique, modéré sur la Marge Ligure et actif sur la Marge Calabro-Ionienne, et sous le contrôle de plusieurs facteurs tels que les variations relatives du niveau marin contrôlées climatiquement et/ou tectoniquement, le climat et les apports fluviatiles, les topographies pré-existantes héritée de périodes de bas niveau marin relatif, la présence de failles dont l'activité à perduré sur l'ensemble du Plio-Quaternaire, la déformation/soulèvement local ou régional des marges, l'inclinaison de la pente continentale, la taille des bassin versants ou encore les courants marins. Sur les Marges Ligure et Calabro-Ionienne, l'origine de la formation des canyons semble dépendre de la configuration de la tête : des canyons connectés à un réseau fluviatile et dont la construction et l'évolution sont liées aux apports directs par les fleuves côtiers qui vont changer au cours des phases de baisse et remontée du niveau marin, et des canyons confinés sur la pente sans relation avec un système fluviatile dont l'apparition serait liée à la combinaison de plusieurs facteurs tels l'érosion régressive, de la tectonique, des écoulements gravitaires et des courants marins. Enfin, on a pu montrer que les canyons sous-marins répondaient aux variations de la topographie générale des marges en retrouvant leur profil d'équilibre par des processus d'érosion régressive, par la formation de terrasses ou de zones à knickpoints ou par modification de l'axe de leur thalweg. Les canyons peuvent donc être utilisés en tant que marqueur de la déformation des marges continentales.

ABSTRACT

Sediment transfer from the continental shelf to the deep basin is of great interest as it partially controls the morphological and architectural evolution of continental margins. Transfer of particles on the continental slope associates with processes of erosion and deposition that control the construction of typical features such as submarine canyons. Because they strongly erode the continental slope, canyons contribute significantly to its morphological evolution through time. However, a number of studies have evidenced submarine canyons that do not connect with sub-aerial channelized systems, questioning their processes of formation and evolution.

This study aims to better understand the processes of formation and evolution of six submarine canyons identified on the western margin of the Ligurian Basin and ten canyons systems on the Calabro-Ionian margin. From morphometric and structural analyses based respectively on bathymetric, seismic-reflexion (24-channel profiles) data, Chirp and SAR profiles we constrained the main morphometric characteristics (length, width, depth, slope gradient, sinuosity index), morphologic (architectural elements and configuration) of canyons, their downward evolution and we analyzed their internal structure in order to better understand their origin, construction mechanisms and evolution in relation with the regional geological context and their potentials subaerial systems.

This study allows us to highlight some morpho-structural variability of canyons, from west to east along the studied Lugurian margin-segment, and from North to South along the Calabro-Ionian margin. Processes of formation and construction most likely controlled by the tectonic context, which is moderated on the Ligurian margin and active on the Calabro-Ionian margin, and under the control of several factors, as the relative sea level variations climatically and/or tectonically controlled, the climate and the fluvial floods, the topography inherited from relative low sea level, the active faulting that extended during the Plio-quaternary, the local or regional margin deformation or uplift, the slope gradients, the size of sub-aerial drainage basins or the marine currents. On these two margins, the origin to the canyons formation depends on the canyon head configuration: canyons connected to the sub-aerial river system depend directly to river sedimentary discharge, which strongly adjust to eustatic variations; whereas slope-confined canyons, disconnected from the shelf and river systems, result from the combination of several factors as regressive erosion, tectonic, gravity flows and marine currents. Finally, we demonstrated that submarine canyons adjust to the general evolution of the margin topography. Processes of adjustment include for instance regressive erosion, terraces and knickpoints zones formation or deviation of the thalweg axis. Canyons can therefore be used as markers of the margin deformation in the Ligurian Basin.

RIASSUNTO

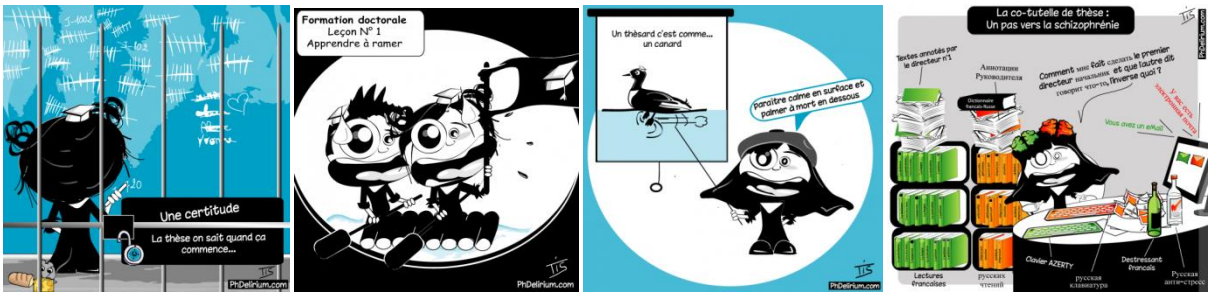
I margini continentali, passivi o attivi, sono la principale via di trasferimento dei sedimenti tra la piattaforma continentale, il bacino oceanico profondo e le pianure abissali. Le scarpate continentali sono un luogo di erosione/deposizione che risente del trasferimento dei flussi particolati continentali canalizzati da strutture erosive, come i canyon sottomarini, poi ridistribuiti sull'intero margine. I canyon erodono fortemente le scarpate continentali contribuendo all'evoluzione della loro morfologia nel corso del tempo. Tuttavia, esistono canyon sottomarini che non sono legati alla presenza di un sistema a terra. Pertanto, la formazione e l'evoluzione dei canyon sottomarini sono ancora poco capite.

Questa tesi prende in considerazione i processi di formazione e di evoluzione di sei canyon localizzati sul margine occidentale del bacino Ligure e di dieci sistemi di canyon presenti sul margine Calabro-Ionico. Lo scopo di questo studio è di analizzare le principali caratteristiche morfometriche (lunghezza, larghezza, profondità, pendenza, sinuosità), morfologiche (elementi architettonici e configurazione) dei canyon, di caratterizare la loro evoluzione a monte e a valle e di analizzare la loro struttura interna. Questo ha permesso di comprendere meglio l'origine dei canyon sottomarini, i loro meccanismi di costruzione e la loro evoluzione nel corso del tempo, in relazione al contesto regionale geologico e ai loro potenziali bacini di drenaggio. Patendo dai dati batimetrici completi dei margini, dei profili sismici, Chirp e SAR, sono state effetuate analisi morfo-batimetriche e geofisiche.

Questo lavoro ha contribuito a evidenziare sviluppi morfo-strutturali dei canyon sottomarini, da ovest a est lungo il margine Ligure e da nord a sud lungo il margine Calabro-Ionico. I processi di formazione e di evoluzione sembrano essere fortemente controllati dal contesto tettonico, moderato sul margine Ligure e attivo sul margine Calabro-Ionico. Questi processi subiscono anche l'influenza delle variazioni relative del livello del mare, controllate dal clima e/o tettonicamenete, dei contribuiti fluviali, della preesistente topografia ereditata dai periodi di relativo basso livello del mare, e della presenza di faglie la cui attività si è proseguita per tutto il Plio-Quaternario. Inoltre, anche la deformazione/uplift locale o regionale dei margini, la pendenza della scarpata continentale, le dimensioni dei bacini di drenaggio o le correnti oceaniche sono ulteriori elementi di controllo. Sui margini Ligure e Calabro-Ionico, l'origine della formazione dei canyon sottomarini sembra dipendere dalla configurazione della testata dei canyon. Per i canyon collegati ai loro bacini subaerei, le loro costruzione ed evoluzione sono legate ai flussi diretti dei fiumi costieri che si modificano con le fasi di declino e di aumento del livello del mare. Per i canyon confinati sulla scarpata senza connessione con un bacino di drenaggio a terra, la loro iniziazione dipenderebbe dalla combinazione di fattori come l'erosione regressiva, la tettonica, i flussi gravitativi e dalle correnti marine. Infine, è stato dimostrato che i canyon sottomarini risponderebbero ai cambiamenti di topografia generale dei margini, ritornando al loro profilo di equilibrio, attraverso processi di erosione regressiva, di formazione di terrazzi o aree di knickpoint o di modificazione del asse dei thalweg. I canyon quindi risultano essere marcatori ideali per il monitoraggio della deformazione dei margini continentali.

Quatre ans et des poussières, et déjà (enfin ?!) fini. Arf…en résumé…

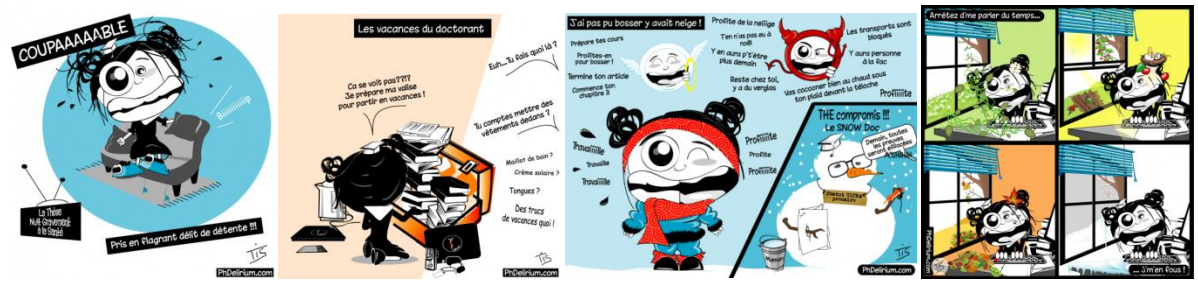
…Ça commence comme cela…



…Ça continue comme cela…



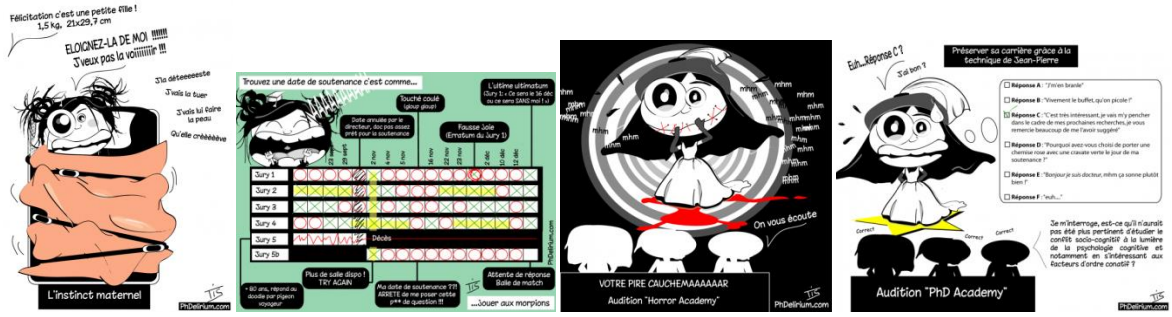
…Ou comme cela…



…Puis quelques fois c'est comme cela…



…Pour finalement…



(Dessins par TIS ; http://www.phdelirium.com)

…Mais bon, sinon c'est bien, hein !?...

À Robin et à Chloé.

Merci ! e Grazie Mille !

Une personne sage m'a dit lors d'un grand moment de désespoir « Une thèse est une sorte de marathon, et tu es presque à la fin. Donc respire... et tiens bon ». Sauf que la thèse ne se compte pas en kilomètres, et que la fin n'est pas forcément là où on se l'attend. Le plus difficile, c'est de ne pas voir la ligne d'arrivée, et l'expression « The light you see at the end of the tunnel is the front of an oncoming train. » de David Lee Roth, prend alors un certain sens. Je ne vous cacherai pas que l'on peut (souvent) perdre espoir, déprimer, pleurer en continue, devenir irritable et penser à abandonner pour se reconvertir. Se reconvertir ! Oui ! Quel soulagement, j'ouvrirai enfin mon magasin de cuir et mon bar avec ma sœur, quel pied !!!... Puis, une certaine force nous pousse à avancer malgré tout. On retrouve espoir petit à petit et on tient bon. Et au final, à force de travail sur soi-même et de nombreux encouragements, on se rend compte que ces moments qui semblent sur le coup insurmontables ne sont pas ceux qui ont rythmé le parcours de notre thèse. Car oui, on ne peut pas nier que faire une thèse est une sacrée expérience, que l'on ne regrette pas d'avoir faite. On se consacre pendant des années à une étude qui nous passionne. On parle thèse, on mange thèse, on dort thèse ; en somme, on gonfle nos proches. Elle ne nous quitte pas. On y travaille en continue pour trouver de bons résultats, pour s'améliorer et devenir un embryon de chercheur. Cette thèse a également été pour moi une incroyable aventure humaine. Ces années sont à l'origine d'un nouveau pays, d'une nouvelle langue, d'une nouvelle culture, d'une nouvelle mentalité, de nouveaux amis, d'une nouvelle famille. Ces mille cinq cent jours et des (grosses) poussières, sont aussi un départ précipité, une semaine pour dire au revoir à la famille et l'organisation de mon arrivée à Trieste, un trajet de 11 heures en voiture pour arriver dans mon nouveau pays, plus d'un mois à jongler entre hôtels et auberges de jeunesse, avec la voiture pleine de toutes mes affaires cachée sous ma couette. C'est aussi la dépense d'une bonne centaine de CDs de musique (ceux qui ont partagé un bureau avec moi auront pu constater que je ne travaille que sous musique directement balancée dans les oreilles et que je gesticule beaucoup, voire beaucoup trop) ; ce sont aussi des journées entières en train à parcourir Trieste-Barjac. C'est aussi réapprendre à conduire, où comment notamment constater la présence d'une troisième « voie » sur la route (les gardois vous le diront, notre conduite est exemplaire !). Mais ces années sont aussi et surtout l'origine d'un travail de quatre ans, de projets, de réflexions, de discussions, parfois d'incompréhensions et d'hésitations, mais surtout d'obstinations. Et je ne serai jamais arrivée à la fin sans votre aide et votre soutien. C'est pour cela que je tiens à vous remercier.

Tout d'abord, je tiens à remercier mon directeur de thèse **Sébastien Migeon**. Avant tout, je te remercie de m'avoir acceptée en tant que stagiaire M2 afin d'étudier les canyons de la marge Ligure, alors que je venais du monde des volcans. Je te remercie surtout puisque ce stage de 6 mois a été à l'origine de ce qui est devenue une passion ; les CANYONS ! Merci pour avoir fait en sorte que cette aventure puisse continuer par ce travail de thèse. Je te remercie pour la patience, la rigueur et la pédagogie dont tu as toujours fait preuve, et pour la confiance que tu m'as accordée. Je garderai à jamais en mémoire ma première mission en mer (Mission APINIL) pour laquelle tu m'as donné l'opportunité de participer. Ce fut une incroyable expérience professionnelle et humaine. Les chips au petit-déj me manquent relativement ! Enfin, malgré l'incroyable charge de travail que tu dois affronter, tu as toujours trouvé le temps de répondre à mes interrogations, même à distance. Merci pour toutes les innombrables corrections qui m'ont permis d'améliorer la qualité de ce manuscrit. Les discussions avec toi ont toujours été constructives et m'ont tout simplement enrichi sur le plan professionnel et sur le plan humain. Merci pour tout, merci pour l'enseignement. Merci chef !

Ringrazzio anche **Silvia Ceramicola**, il mio co-direttore di Tesi. Grazie per l'opportunità che mi hai dato e per la fiducia. Vorrei ringraziarti di avermi coinvolta nel progetto nazionale MAGIC della Protezione Civile. È stato un'esperienza molto ricca, che mi ha insegnato a come lavorare in gruppo. Vorrei anche ringraziarti per il sostegno durante questi anni. Sei stata più che una capa per me. Ti ringrazio per la tua sensibilità umana e per tutto il corraggio che mi hai comunicato. Ti ringrazio anche perchè mi hai mostrato una maniera diversa di lavorare, che mi hai sempre fatto le domande scientifiche giuste e che mi hai sempre dato il tuo punto di vista sul mio lavoro e quello non ha fatto altro che migliorarlo. Mi hai sempre spinta a migliorarmi. Quindi, grazie mille di tutto.

(Je remercie aussi **Silvia Ceramicola**, ma co-directrice de thèse, pour l'opportunité et la confiance. Je voudrais te remercier de m'avoir incluse dans le projet national MAGIC de la Protection Civile. Ce fut une expérience très riche, qui m'a appris le travail de groupe. Je voudrais également te remercier pour le soutien durant ces années. Tu as été plus qu'une chef pour moi. Je te remercie pour ta sensibilité humaine et pour tout le courage que tu m'as communiqué. Je te remercie également car tu m'as montré une autre manière de travailler, tu m'as toujours posé les bonnes questions scientifiques et toujours apporté ton point de vue sur mon travail, ce qui n'a fait que l'améliorer. Tu m'as toujours poussée à m'améliorer. Donc, merci beaucoup.pour tout)

Je manquerais à mon devoir en ne remerciant pas désormais **Jean Mascle**. Jean, c'est grâce à toi, tu es la base de ce projet. C'est par un passage impromptu dans le labo de Villefranche, et par un accueil toujours aussi chaleureux dans ton bureau, que tu me fis part d'une bourse d'étude à l'OGS. Merci donc de m'avoir aiguillée vers Trieste. Merci de m'avoir donné cette opportunité et de m'avoir fait confiance. Je te remercie également car tu as été aussi mon directeur de thèse dans les premiers mois jusqu'à ce que Sébastien obtienne son HDR. La prochaine fois que tu passes à Barjac avec Martine, je vous offre la cartagène du grand-père. Je te remercie chaleureusement et amicalement, car tu es une personne passionnante auprès de laquelle je m'enrichie toujours, et ce dans tous les domaines.

Enfin, je voudrais remercier tout particulièrement mes deux rapporteurs, **Jean-Noël Proust** et **Francesco Fanucci**, pour avoir accepté de relire et d'évaluer ce manuscrit, ainsi que pour leurs commentaires et remarques perspicaces et enrichissantes. Merci également à mes examinateurs **Carole Petit**, **Daniel Praeg**, **Francesco Chiocci**, **Hervé Gillet** et **Thomas Lebourg**, pour leur présence, leurs critiques et leurs conseils avisés.

- *Della biblioteca (il mio ufficio), anche chiamata « **la piccioniera** », caratterizzata dall' assenza di riscaldamento durante l'inverno e la trasformazione in una serra durante l'estate, e con quatTro porte che sbattonno in continuo, vorrei ringraziare le persone che sono rimaste per un po' e con chi ho avuto la fortuna di condividere un momento :*

*(De la bibliothèque (mon bureau), aussi appelé « **le pigeonnier** », caractérisée par l'absence de chauffage en hiver et la transformation en une serre durant l'été, et aux quatre portes qui claquent en permanence, je voudrais remercier les personnes qui ont défilé et avec qui j'ai eu la chance de partager un moment :)*

Prima di tutto, grazie a **Edy**, il mio collega di lavoro, senza il quale non sarei sopravissuta là. Grazie per tutte le confidenze, grazie per il tuo sostegno continuo, grazie per il conforto durante i momenti di crisi. Grazie per l'aiuto. Grazie per le sciate e gite, grazie per questa giornata bagno/aperitivo a barcola. Mi è sempre mancato lavorare con te. Sei una persona eccezionale. Grazie di tutto p'tit Edy. Grazie per la tua amicizia.

(Avant tout, merci à **Edy**, mon collègue de travail, sans lequel je n'aurais pas survécu là-bas. Merci pour les confidences, merci pour ton soutien continue, merci pour le réconfort durant les périodes de crise. Merci pour ton aide. Merci pour les journées ski et autres ballades, merci pour cette journée mer/apéritif à barcola. Ça m'a toujours manqué de travailler avec toi. Tu es une personne exceptionnelle. Merci pour tout p'tit Edy. Merci pour ton amitié.)

Le prime personne che mi hanno accolta al lavoro e fuori lavoro sono senza dubbio la mia collega **Milena** e il suo compagno **Pepe**. Siete delle persone straordinarie, bellissime e gentillissime. Con voi, mi sono sempre sentita della famiglia. Sono, grazie a voi, anche un po' napoletana. Vi siete sempre preoccupati per me. Avete sempre avuto una buona parola per me. Non avrei resistito ai miei primi mesi invernali a Trieste, senza di voi. Grazie per le gite, grazie per le cene e aperitivi, grazie per i consigli. Ma sopratutto, vi ringrazzio tutti due per il vostro sostegno e la vostra amicizia.

(Les premières personnes à m'avoir accueillie au travail et en dehors du travail sont sans aucun doute ma collègue **Milena** et son compagnon **Pepe**. Vous êtes des personnes extraordinaires, belles et gentilles. Avec vous, je me suis toujours sentie de la famille. Je suis, grâce à vous, aussi un peu napolitaine. Vous vous êtes toujours préoccupés pour moi. Vous avez toujours eu les bonnes paroles pour moi. Je n'aurais pas résisté à mes premiers mois hivernaux à Trieste sans vous. Merci pour les ballades, les repas et apéritifs, merci pour vos conseils. Mais surtout, je vous remercie tous les deux pour votre soutien et votre amitié.)

Grazie anche alla mia (ormai) ex-collega, **Anna**. Le pause con te mi sono sempre mancate. Sei stata la mia soccorritrice durante il primo anno al lavoro. Mi hai fatto socializzare con la gente, e non è cosa semplice ! Ti ringrazio per il tuo sostegno, le confidenze, le conversazioni costruttive, la compagnia, gli aperitivi, le serate...

(Merci également à ma (désormais) ex-collègue, **Anna**. Les pauses en ta compagnie me manquent. Tu as été ma bouée de sauvetage durant la première année au boulot. Tu m'as fait socialiser avec les personnes, et ce n'est point chose aisée à faire ! Je te remercie pour ton soutien, pour les confidences, les discussions constructives, la compagnie, les apéritifs, les soirées, les fou-rires et surtout ton amitié.).

Grazie anche agli altri della piccioniera. Grazie a **Giovanni**, per il sostegno durante gli ultimi mesi e le grandi conversazioni lavorative e non, durante le pause. Grazie a **Leslie**, per il tuo buon umore indistruttibile, per la compagnia e la tua gentilezza. Grazie a **Caroline**, per il tuo sostegno, i tuoi consigli e il tuo aiuto in periodi di crisi. Grazie anche perchè con te parlavo francese, e mi faceva del bene ! E grazie anche a tutti gli altri di passaggio.

(Merci également aux autres personnes du pigeonnier. Merci à **Giovanni**, pour le soutien durant les derniers mois et les grandes conversations de travail et autres, durant les pauses. Merci à **Leslie**, pour ta bonne humeur indestructible, pour ta compagnie et ta gentillesse. Merci à **Caroline**, pour ton soutien, tes conseils et ton aide durant les périodes de crise. Merci aussi parce qu'avec toi je parlais français, et ça fait du bien ! Et merci également à tous les autres de passage.)

Del laboratorio, vorrei anche ringraziare **Daniel**, con cui le discussioni scientifiche sono sempre state costruttive per me, mi hanno sempre aiutato e fatto riflettere. Le tue domande sulla relazione fra canyons e tettonica mi macheranno ! Grazie anche a **Jacques**, il mio compatriota. Grazie per la tua compagnia, per le discussioni e per avermi fatto participare a l'organizzazione dell' elezioni presidenziali per gli espatriati a Trieste. È un bellissimo ricordo. E grazie a **William**, che è sempre stato gentile e simpatico con me. Grazie per le nostre conversazioni cicca/computer/musica e il tuo sostegno. Grazie anche perchè, con te, mi sentivo meno sola lì. Grazie anche a **Federica** (bar), **Massimo** e **Barbara**.

(Du laboratoire, je voudrais également remercier **Daniel**, avec qui les conversations scientifiques ont toujours été constructives pour moi, elles m'ont toujours aidées et fait réfléchir. Tes questions sur la relation entre canyons et tectoniques me manqueront ! Merci aussi à **Jacques**, mon compatriote. Merci pour ta compagnie, per les conversations et pour m'avoir fait participer à l'organisation des élections présidentielles des expatriés à Trieste. C'est un très beau souvenir. Et merci a **William**, qui a toujours été gentil et sympathique avec moi. Merci pour nos conversations clopes/ordi/musique et pour ton soutien. Merci aussi parce qu'avec toi, je me sentais moins seule là. Merci également à **Federica** (bar), **Massimo** et **Barbara.**)

Grazie anche a **Ago**. Anche se non sei del mio stesso laboratorio, sei stato di grande aiuto, anche soltanto perchè sei stato l'unico dottorando con cui potevo parlare di canyons. Sei stato di grande supporto durante i periodi di crisi, grazie alle nostre conversazioni mail o durante i nostri incontri alle riunioni magic. È stato un piacere lavorare in tua compagnia. E non dimenticare mai il nostro segreto sulla tettonica, mi racommando !

(Merci aussi à **Ago**. Même si tu n'étais pas du même labo, tu as été de grande aide, car étant de plus l'unique thésard avec qui je pouvais parler canyons. Tu as été d'un grand soutien durant les périodes de crise, grâce à nos conversations mail ou durant nos rencontres durant les réunions magic. Ça a été un plaisir de travailler en ta compagnie. Et n'oublie pas notre secret sur la tectonique !)

- *Poi, visto che siamo in italia, vorrei anche ringraziare le altre persone, della mia vita triestina.*

(Puis, vu que nous sommes en Italie, je voudrais également remercier d'autres personnes, de ma vie Triestine.)

Grazie a **Chiara**, anche detta MSSGM (o "Migliore Scientifica Specializzata nella Genetica dei Mitili" - *true story*). Grazie perchè sei una vera amica. Grazie per tutto. Grazie per le conversazioni, i consigli, e le confidenze. Grazie per i giri, le vancaze, gli aperitivi, le risate. Grazie del sostegno quando avevo dubbi, paure, crisi o pianti. Grazie per la tua tolleranza e la tua gentilezza. Grazie perchè con te posso condividere tutto, la voglia di viaggiare, le nuove esperienze, i problemi ma anche le cose belle. Sei sempre stata qui quando ne avevo bisogno. Finalement, grazie perchè anche a distanza ci sei sempre stata. Allora, petite Chiarinette, grazie per la tua amicizia. MSSC.

(Merci à Chiara, aussi appelée MSSGM (ou "Meilleure Scientifique Spécialisée dans la Génétique des Moules" – *true story*). Merci car tu es une vraie amie. Merci pour tout. Merci pour les conversations, les conseils et les confidences. Merci pour les balades, les vacances, les apéritifs, les fou-rires. Merci pour ton soutien lorsque j'avais des doutes, des peurs, des crises et des pleurs. Merci pour ta tolérance et ta gentillesse. Merci car avec toi je peux tout partager, l'envie de voyager, les nouvelles expériences, les problèmes mais aussi les belles choses. Tu as toujours été là lorsque j'en avais besoin. Finalement, merci parce que même à distance, tu l'as toujours été. Alors, petite Chiarinette, merci pour ton amitié. MSSC.)

Grazie a **Daniel**. Grazie a te perchè i miei ultimi mesi in Italia sono stati veramente belli. Sei diventato un fratello per me. Ti preoccupi sempre per me, come mi preoccuperò sempre per te. Grazie perchè hai sempre saputo rassicurarmi o rilassarmi. Sei anche sempre riuscito a farmi pensare ad altro quando ne avevo bisogno. Sei sempre stato qua, durante i cattivi

o i bei momenti. Il nostro giardino/birre/chiacheratte mi mancano da morire. Ti prometto che il nostro viaggio sulla mia isola lo faremo. Grazie di tutto bello !

(Merci à Daniel. Merci à toi parce que mes derniers jours en Italie ont été vraiment beau.x. Tu es devenu un frère pour moi. Tu te préoccuppes de moi, comme je me préoccuperai toujours de toi. Merci car tu as toujours su me rassurer ou me relaxer. Tu as toujours réussi à me faire penser à autre chose lorsque j'en avais besoin. Tu as toujours été là, durant les mauvais comme les bons moments. Notre jardin/bières/discussions me manquent à mourir. Je te promets que on se le fera notre voyage sur mon île. Merci pour tout bello !)

Grazie a **Caroline**, l'altra mia compatriota. Grazie perchè sei stata la mia referenza. Grazie per tutti i numerosissimi consigli lavorativi e personali. Sarei sprofondata senza di te. Poi grazie perchè con te mi sono sempre sentita a mio agio, come a casa ; è stato come essere in Francia, con la mia amica a parlare di tutto e di niente. Grazie per il tuo sostegno, gli incoraggiamenti e la forza che mi hai dato. Grazie mille, mille volte.

(Merci à Caroline, mon autre compatriote. Merci car tu as été ma référence. Merci pour tous les nombreux conseils de travail et humains. J'aurais sombrée sans toi. Puis, merci car avec toi je me suis toujours sentie à l'aise, comme à la maison ; c'était comme si j'étais en France, avec mon amie à parler de tout et de rien. Merci pour ton soutien, les encouragements et la force que tu m'as donné. Mille fois merci.)

Grazie anche agli altri miei amici con cui ho condiviso dei bellissimi momenti, aperitivi e serate, compleanni, matrimoni, gite, vacanze... Grazie a **Samuele**, a **Annamaria**, a **Maria** e **Jure**, a **Luca,** a **Adriana**, a **Anne** e **Diego**, a **Chiara** e **Franco**, a **Ilaria,** a **Davide**, a **Barbara** e **Martin,** a **Tommaso**, a **Matteo**.

(Merci aussi à mes autres amis avec qui j'ai partagé de très beaux moments, des apéritifs et soirées, des anniversaires, des mariages, des balades, des vacances... Merci à **Samuele**, à **Annamaria**, à **Maria** et **Jure**, à **Luca,** à **Adriana**, à **Anne** et **Diego**, à **Chiara** et **Franco**, à **Ilaria,** à **Davide**, à **Barbara** et **Martin,** à **Tomaso**, à **Matteo**.)

• *De mon doux pays (et je ne parle pas que du Gard !), si près mais si loin, je voudrais remercier les personnes qui même à distance m'ont soutenue ou m'ont supportée durant les mauvais moments à passer mais aussi les bons :*

Merci à **Flav**, mon p'tit Flav. Nos soirées séries/bières/chinois/discussions sur l'univers me manquent terriblement. Merci pour m'avoir hébergé durant mes transits entre Italie et France. Merci, car même si on ne se voit pas souvent, je sais que l'on sera toujours là l'un pour l'autre.

Merci à **Virginie**, également thésarde de Sébastien, pour nos échanges d'abord à distance puis à une porte de différence. Merci pour ton soutien et tous ces beaux moments passés ensemble, dans et hors labo. Je suis contente d'avoir pu finalement échangé avec un autre thésard. Merci pour avoir été là dans ce que je pense aura été le pire moment de ma thèse : la préparation de la soutenance… J'en profite également pour te remercier encore de tout de ce que tu as fait pour moi durant mon passage Master 2 à Villefranche et mon fromanniversaire. Merci pour ton amitié.

Merci à **Guigui** et **Manue**. Merci pour votre belle amitié qui dure depuis presque 10 ans maintenant. Ma caille, tu as toujours été là. Depuis le tout début tu m'as soutenu, encouragé et poussé. Tu es une des rares personnes à me connaître autant. On s'est parfois fâché, bien que sans réelles raisons (rando dans le cirque de Mafate), mais on s'est toujours vite réconcilié, autour d'une bière. C'est avec toi que j'aurais vécu mes plus belles expériences randos. Ah ! Mafate et ses sentiers invisibles parsemés d'échelles rouillées tenues par on ne sait quel moyen le long d'une falaise de 800 m ! Ah ! Les belles randos sous les alertes cycloniques et les limaces psychopathes !!! Merci à tous les deux d'être venus me rendre visite en Italie, puis à Nice. Promis, la prochaine, c'est pour moi, mais en train... Merci pour tous ces beaux moments d'amitié, à jamais gravés dans ma mémoire.

Merci à **Camille**, ma meilleure amie depuis 28 ans maintenant. On vieillit ma Nenette, on vieillit j'te dis ! Je voudrais te remercier de ton inconditionnelle amitié, de ton soutien et de toutes ces années de complicité. Tu me supportes tout bonnement depuis ma naissance ! Tu me manques. Te voir plus souvent me manque. Merci pour ta tolérance et pour toute ta compréhension durant certaines périodes difficiles. Tu as commencé à construire une famille et moi je ne sais pas encore où je serai l'an prochain, mais je sais que notre amitié durera encore très longtemps. Alors merci pour tout, et pour tout ce qui est encore à venir.

Merci à ma sœur **Dorothée**, la meilleure des sœurs que l'on puisse avoir. Tu es ma moitié, ma complémentarité, celle qui a toujours été là, dans les meilleurs comme dans les pires moments. Merci pour ton soutien et tes encouragements, encore une fois même à longue distance. Mais tu as remarqué, je me rapproche de plus en plus de la France et de toi ! Nous sommes passées de 10 000 km à 1000 km de distance entre-nous ! Nous sommes désormais à 230 km ! Allez, l'an prochain, je squatte votre jardin !!! Merci également pour nos skypéritifs durant lesquels tu m'auras beaucoup aidé et conseillé sur l'écriture de cette thèse. Et merci pour les fous-rires souvent alcoolisés ! Merci pour tout, Merci… Merci aussi à toi **Fabien**, le meilleur des beaux-frères et aussi le meilleur des collocs que j'ai eu ; on devrait se refaire des soirées bières, des chiffres et des lettres/PES. Et, aller l'OM !!!

Merci à mes grands-parents, **André**, **Madeleine** et **Georgette**. Merci pour votre inconditionnel amour, votre gentillesse et votre soutien. Merci mamy pour tes coups de fils hebdomadaires du dimanche matin à 10h pétante ! Merci d'avoir voulu assister à ma soutenance de thèse ; vous ne pouviez pas me faire plus plaisir.

Enfin Merci à mes parents, **Brigitte** et **Alain**, sans qui je n'en serais pas là à tous points de vue. Je vous remercie pour m'avoir poussé à toujours dépasser mes limites et ne jamais abandonner. Je vous remercie de votre soutien indestructible. Vous savez dire les bonnes paroles aux bons moments et vous savez me réconforter et me rassurer comme personne. Merci pour avoir toujours été là pour moi et pour l'amour que vous me donnez.

Merci à tout le reste de ma famille, ma cousine **Virginie**, son mari **Alexandre**, et leurs deux enfants **Juana** et **Jules**, merci à mes cousins **Sébastien** et **Corentin**, merci à ma tante **Véronique** et son mari **Thierry**, merci à mon oncle **Joël**…

Et puisque nous sommes en France, je remercie également **Emmanuelle Ducassou** que j'ai eu la chance de rencontrer et de côtoyer durant 40 jours sur Le Suroit, et avec qui j'ai vécu de très grands moments et auprès de laquelle j'ai grandement appris. Merci pour tous les conseils que tu m'as donné. Merci également à tout le **personnel administratif**

(notamment à l'époque, **Véronique Gourbaud** du laboratoire de Villefranche-sur-Mer, pour tout le travail que je lui ai donné et pour son incroyable gentillesse) et **scientifique** du laboratoire de Sophia.

Finirò per te, **Sara**. Grazie di tutto e per tutto. Quattro anni adesso. Sei sempre stata qua, con me, per me, anche quando ero insopportabile, nervosa e ansiosa, per non dire altro. Sei stata la mia forza e il mio corragio. Mi hai sempre spinta quando ne avevo bisogno. Mi hai sempre calmata quando ne avevo bisogno. Hai sempre saputo darmi i consigli giusti. Eri anche qua ad ascoltarmi sui miei problemi di canyons e ad aiutarmi. Sono stati anni difficili per noi, e quest'anno non è mica meglio con la distanza. Però siamo una buona squadra, la migliore ! Sai già tutto quello che penso, quindi mi fermerò qua...

(Je terminerai par toi, **Sara**. Merci de tout et pour tout. Tu as toujours été là, avec moi, pour moi, même lorsque j'étais insupportable, nerveuse et anxieuse, pour ne pas dire autre chose. Tu as été ma force et mon courage. Tu m'as toujours poussée lorsque j'en avais besoin. Tu m'as toujours calmée lorsque j'en avais besoin. Tu as toujours su me donner les bons conseils. Tu étais même là à m'écouter sur mes problèmes de canyons et à m'aider. Ça a été des années difficiles pour nous, et cette année n'est pas mieux avec la distance. Mais nous sommes une bonne équipe, la meilleure ! Tu sais déjà tout ce que je pense, alors je m'arrêterai ici…)

- *Pour finir, je voudrais souhaiter la bienvenue aux nouveaux arrivés qui ont fleuri durant ces derniers mois (par ordre de naissance) :*

- ✓ **Eugenia**, née le 11 mai 2012 ; fille de mes amis Chiara et Franco
- ✓ **Chloé**, née le 1er aout 2012 ; fille de ma meilleure amie Camille et de Gilles
- ✓ **Jules**, né le 18 février 2013 ; fils de ma cousine Virginie et d'Alexandre
- ✓ **Robin**, né le 22 février 2013 : fils de ma sœur Dorothée et de Fabien
- ✓ **Mila**, née le 11 mars 2013 ; fille d'un ami d'enfance Clément et d'une très bonne amie Aleksandra
- ✓ **Charline**, née le 14 avril 2013 ; fille de mon boss Sébastien et de Magalie
- ✓ **Greta**, née le 12 juin 2013 ; fille de mes amis Milena et de Pepe

- *Financements :*

Cette thèse a été financée grâce à une bourse d'étude dans le cadre du projet national italien MAGIC de la Protection Civile italienne. (Questa tesi è stata finanziata grazie a una borsa di studio nel ambito del progetto nazionale italianno MAGIC della Protezione Civile italianna.)

« Mais j'ai juré de leur faire croire que si nous évitions les captures,
le bout du Monde à vol d'oiseau n'est pas si dur…»

Le Vol – Des fourmis dans les mains.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE …… p. 1

CHAPITRE 1 :

Processus dynamiques et transferts sédimentaires sur une marge continentale …….. p. 6

1. LES MARGES CONTINENTALES …….. p. 7

2. LA PENTE CONTINENTALE …….. p. 9

2.1. Les courbes de bases caractérisant les pentes sous-marines …… p. 10

2.2. La géomorphologie d'une pente continentale …… p. 13

3. PROCESSUS DYNAMIQUES DE TRANSFERTS SEDIMENTAIRES SUR LES PENTES CONTINENTALES …… p. 23

3.1. Caractéristiques et sédimentation détritique en milieu marin …… p. 23

3.2. Les processus de transport gravitaires …… p. 25

3.2.1. Histoire de classifications …… p. 25

3.2.2. Les mouvements en masse ou dépôts de transport en masse (MTD) …… p. 30

a. Les glissements translationnels et les glissements rotationnels …… p. 31

b. La reptation-fluage ou *creeping* …… p. 34

c. Les chutes de blocs et les avalanches de débris …… p. 35

3.2.3. Les écoulements gravitaires …… p. 37

a. Les écoulements laminaires …… p. 38

b. Les écoulements turbulents …… p. 45

c. Evolution longitudinale et transformation des écoulements …… p. 55

3.2.4. Synthèse de la bibliographie des processus de transports gravitaires …… p. 60

3.3. Les courants océaniques profonds et de surface …… p. 62

3.3.1. Les courants de marée et les ondes internes …… p. 63

3.3.2. Les courants induits par le vent …… p. 67

3.3.3. La circulation thermohaline …… p. 72

3.3.4. Les courants de contour …… p. 73

3.4. Les facteurs de contrôle des transferts sédimentaires et instabilités …… p. 76

3.4.1. L'eustatisme …… p. 77

3.4.2. La déstabilisation des hydrates de gaz …… p. 78

3.4.3. La tectonique …… p. 80

3.4.4. Les taux de sédimentation …… p. 81

3.4.5. L'activité sismique …… p. 82

3.4.6. Autres facteurs …… p. 84

CHAPITRE 2 :

Les systèmes subaériens et les systèmes sous-marins : du bassin versant au canyon sous-marin …….. p. 86

1. INTRODUCTION : LE SYSTEME SOURCE-EXUTOIRE ……..……..... p. 87

2. LE SYSTEME FLUVIATILE AERIEN ……..……..……..... p. 89

2.1. Le bassin versant ……..... p. 89

2.1.1. Les caractéristiques du bassin versant ……..... p. 89

2.1.2. Exportation actuelle des bassins versants ……..... p. 93

2.2. Caractéristiques morphologiques d'une rivière ..... p. 94

2.3. Les principaux régimes hydrologiques des différents cours d'eau ..... p. 96

2.4. Les débits solides théoriques ..... p. 98

3. LES CANYONS SOUS-MARINS ……..…..... p. 100

3.1. Définition, dimensions et morphostructures des canyons ……..... p. 100

3.1.1. Les canyons *s.s.* ……..... p. 100

3.1.2. Le profil longitudinal des canyons ……..... p. 111

3.1.3. Comparaison marge passive / marge active ……..... p. 115

3.1.4. Degré de maturité des canyons et conclusion ……..... p. 116

3.2. Formation et évolution des canyons sous-marins ……..... p. 117

3.2.1. Les variations eustatiques et la connexion avec un système fluviatile subaérien ……..... p. 118

3.2.2. Les processus d'érosion et l'absence d'apports fluviatiles ……..... p. 120

3.2.3. Autres facteurs contrôlant la mise en place des canyons sous-marins ..... p. 123

a. Le rôle des fluides ……..……..……..... p. 123

b. Le forçage tectonique ……..……..……..... p. 125

c. Le cas particulier de la Crise Messinienne en Méditerranée ….……..... p. 131

3.3. Le fonctionnement actuel et l'activité des canyons sous-marins ……..... p. 134

3.3.1. L'activité des canyons ..... p. 134

3.3.2. Le fonctionnement d'un canyon et le transit sédimentaire ..... p. 135

CHAPITRE 3 :

Contexte géologique des marges Ligure et Calabro-Ionienne …….....….. p. 139

1. CONTEXTE GENERAL DE LA MEDITERRANEE ……..……..... p. 140

1.1. Géodynamique ……..... p. 140

1.2. La Crise Messinienne ..... p. 148

1.3. Circulation des masses d'eau ..... p. 150

2. CONTEXTE REGIONAL ..... p. 152

2.1. La Marge Nord du Bassin Ligure ..... p. 153

2.1.1. Formation de la marge et subsidence ..... p. 153

2.1.2. Cadre structural ..... p. 155

2.1.3. Stratigraphie générale ..... p. 157

2.1.4. Les cycles glacio-eustatiques Plio-Quaternaire ..... p. 159

2.2. La Marge Calarbo-Ionienne ..... p. 161

2.2.1. Formation de la marge et subsidence ..... p. 161

2.2.2. Cadre structural ..... p. 162

2.2.3. Stratigraphie générale ..... p. 167

2.2.4. Les cycles glacio-eustatiques Plio-Quaternaire ..... p. 170

2.3. Synthèse comparative ..... p. 171

3. PHYSIOGRAPHIE ACTUELLE ET PRESENTATION DES ZONES D'ETUDE ..... p. 172

3.1. La Marge Nord du Bassin Ligure ..... p. 172

3.2. La Marge Calabro-Ionienne ..... p. 177

CHAPITRE 4 :

Données et méthodes ..... p. 182

1. ORIGINE DES DONNEES ..... p. 183

1.1. Données du Bassin Ligure : Campagnes Malisar ..... p. 183

1.2. Données de la Marge Calabro-Ionienne : Campagnes WGDT, MESC et MAGIC ..... p. 184

1.3. Les lignes sismiques « Ministeriale » afférentes à l'exploration pétrolifère italienne ..... p. 186

1.4. Les données hydrologiques des bassins versants de la région Calabre ..... p. 186

1.5. Les données GEBCO ..... p. 187

2. PRESENTATION DES OUTILS ..... p. 187

2.1. La bathymétrie multifaisceaux ..... p. 187

2.2. L'outil sismique : la sismique rapide 24 traces ..... p. 190

2.3. Le sondeur de sédiments Chirp ..... p. 192

2.4. Le SAR ..... p. 193

3. METHODES D'ANALYSE ……..……...……..... p. 194

3.1. Les données bathymétriques ..... p. 194

3.2. La sismique réflexion ..... p. 196

3.3. Le Chirp ……..…….. p. 197

3.4. Le sonar latéral : SAR ……..……..…..... p. 198

CHAPITRE 5 :

Etude Générale de la Marge Calabro-Ionienne ……..……...….. p. 201

1. MORPHOLOGIE DE LA MARGE CALABRO-IONIENNE ..... p. 202

1.1. Le segment Nord ..... p. 202

1.2. Le segment Sud ..... p. 209

1.3. Conclusion ..... p. 212

2. ETUDE DES ECHOFACIES SUR LA MARGE CALABRO-IONIENNE ..... p. 213

2.1. Caractéristiques des différents types d'échofaciès ..... p. 213

2.2. Carte des échofaciès de la marge et interprétation ..... p. 216

2.3. Cas particulier des discordances ..... p. 219

2.4. Cas particulier des sorties de fluides ..... p. 222

2.5. Cas particulier des structures ondulées ..... p. 226

2.6. Cas particulier des dépôts de transport en masse ..... p. 228

2.7. Les canyons sous-marins ..... p. 230

2.8. Les hauts structuraux ..... p. 232

2.9. Les lobes ..... p. 233

CHAPITRE 6 :

Les canyons sous-marins de la Marge Calabro-Ionienne : Analyse morpho-bathymétrique ……... p. 236

1. CANYONS ET SYSTEMES DE CANYONS .....……..……..... p. 237

2. LES PARAMETRES MORPHOMETRIQUES CARACTERISANT LES CANYONS SOUS-MARINS .....……..... p. 240

2.1. La ramification ..... p. 240

2.2. Le profil longitudinal du thalweg ..... p. 241

2.3. Le gradient de pente du thalweg ..... p. 242

2.4. L'indice de sinuosité du thalweg ..... p. 243

2.5. Le profil transverse des canyons ..... p. 243

2.6. La largeur du thalweg et la largeur du canyon ..... p. 243

2.7. La profondeur d'incision du canyon ..... p. 243

3. LES TROIS GRANDS TYPES DE SYSTEMES DE CANYONS ..... p. 244

4. CONFIGURATION ET MORPHOLOGIE DES TETES DE CANYONS ..... p. 250

5. LES DIFFERENTES STRUCTURES MORPHOLOGIQUES ASSOCIEES AUX CORPS ET TETES DE CANYONS ..... p. 253

5.1. Les cicatrices d'arrachement ..... p. 254

5.2. Les formes de fond ..... p. 255

5.3. Les terrasses ..... p. 258

5.3.1. Les terrasses dans les têtes de canyons ..... p. 258

5.3.2. Les terrasses associées aux corps des canyons ..... p. 259

5.3.3. Les terrasses au niveau des embouchures des canyons ..... p. 261

5.3.4. Caractéristiques acoustiques des terrasses ..... p. 262

5.4. Les knickpoints ..... p. 264

5.5. Les sur-incisions ..... p. 266

5.6. La légende des structures morphologiques associées aux canyons ..... p. 268

6. LE TYPE R1 ..... p. 269

6.1. Le système Corigliano ..... p. 269

6.1.1. Le Chenal Corigliano ..... p. 272

a. Caractéristiques morphométriques ..... p. 272

b. Eléments architecturaux ..... p. 272

c. Contexte de mise en place ..... p. 275

6.1.2. Les tributaires Trionto ..... p. 277

a. Configuration des canyons ..... p. 277

b. Morphologies des têtes de canyons ..... p. 278

c. Caractéristiques morphométriques ..... p. 279

d. Eléments architecturaux ..... p. 280

e. Bassin versant et caractéristiques hydrologiques ..... p. 283

6.1.3. Les tributaires Arso et Nicà ..... p. 285

a. Configuration des canyons ……..……..……..……..... p. 285
b. Morphologies des têtes de canyons ……..……..……..... p. 287
c. Caractéristiques morphométriques ……..……..……..... p. 289
d. Eléments architecturaux ……..……..……..……..... p. 290
e. Bassins versant et caractéristiques hydrologiques ……..……..... p. 292
6.2. Les autres systèmes de canyons du type R1 et conclusion ..... p. 294
6.2.1. Situation géographique et aspect physiographique général ..... p. 294
6.2.2. Configuration et morphologie des têtes de canyons ..... p. 295
6.2.3. Caractéristiques morphométriques ..... p. 297
6.2.4. Bassins versants et caractéristiques hydrologiques ..... p. 298
6.2.5. Eléments architecturaux ..... p. 299
6.2.6. Contexte de mise en place ..... p. 300
7. LE TYPE R2 ..... p. 301
7.1. Le système Squillace ..... p. 301
7.1.1. Le Chenal Squillace ..... p. 303
a. Caractéristiques morphométriques ……..……..... p. 303
b. Eléments architecturaux ……..……..……..……..... p. 305
c. Contexte de mise en place ……..……..……..... p. 308
d. Cas particulier du Chenal Annexe ……..……..……..... p. 310
7.1.2. Le canyon Sellia ..... p. 313
a. Configuration du canyon tributaire ……..……..……..... p. 313
b. Caractéristiques morphométriques ……..……..……..……..... p. 313
c. Morphologie de la tête du canyon ……..……..……..……..... p. 314
d. Eléments architecturaux ……..……..……..……..... p. 317
e. Bassin versant et caractéristiques hydrologiques ……..……..... p. 319
7.1.3. Le canyon Catanzaro ..... p. 321
a. Configuration du canyon tributaire ……..……..……..... p. 321
b. Caractéristiques morphométriques ……..……..……..……..... p. 321
c. Morphologie de la tête de canyon ……..……..……..……..... p. 322
d. Eléments architecturaux ……..……..……..……..... p. 326
e. Bassin versant et caractéristiques hydrologiques ……..……..... p. 328
7.1.4. Le canyon Squillace ..... p. 330
a. Configuration du canyon tributaire ……..……..……..... p. 330
b. Caractéristiques morphométriques ……..……..……..……..... p. 330
c. Morphologie de la tête de canyon ……..……..……..……..... p. 331
d. Eléments architecturaux ……..……..……..……..... p. 334

e. Bassin versant et caractéristiques hydrologiques ..... p. 335
7.1.5. Le canyon Badolato ..... p. 337
a. Configuration du canyon tributaire ..... p. 337
b. Caractéristiques morphométriques ..... p. 337
c. Morphologie de la tête de canyon ..... p. 338
d. Eléments architecturaux ..... p. 342
e. Bassin versant et caractéristiques hydrologiques ..... p. 344
7.2. Les autres systèmes de canyons du type R2 et conclusion ..... p. 345
7.2.1. Situation géographique et aspect physiographique général ..... p. 345
7.2.2. Configuration et morphologie des têtes de canyons ..... p. 346
7.2.3. Caractéristiques morphométriques ..... p. 348
7.2.4. Bassins versants et caractéristiques hydrologiques ..... p. 350
7.2.5. Eléments architecturaux ..... p. 351
7.2.6. Contexte de mise en place ..... p. 352
8. LE TYPE R3 ..... p. 353
8.1. Le système Crati ..... p. 353
8.1.1. Configuration du canyon ..... p. 355
8.1.2. Morphologie de la zone de la tête ..... p. 357
8.1.3. Caractéristiques morphométriques ..... p. 358
8.1.4. Eléments architecturaux ..... p. 359
a. Cicatrices d'arrachement ..... p. 359
b. Sur-incision ..... p. 359
c. Les terrasses ..... p. 359
d. Les formes de fond dans la zone du système Crati ..... p. 362
e. Lobe ..... p. 363
8.1.5. Contexte de mise en place ..... p. 366
8.1.6. Bassin versant et caractéristiques hydrologiques ..... p. 367
8.2. Le système Assi ..... p. 369
8.2.1. Configuration du canyon ..... p. 369
8.2.2. Morphologie de la tête ..... p. 371
8.2.3. Caractéristiques morphométriques ..... p. 374
8.2.4. Eléments architecturaux ..... p. 375
8.2.5. Contexte de mise en place ..... p. 376
8.2.6. Bassin versant et caractéristiques hydrologiques ..... p. 380
8.3. Conclusion sur les systèmes de canyons de type R3 ..... p. 382

CHAPITRE 7 :

Les canyons sous-marins de la Marge Nord du Bassin Ligure : Analyse morpho-bathymétrique …... p. 385

1. INTRODUCTION A L'ANALYSE MORPHO-BATHYMETRIQUE ET SISMIQUE DES CANYONS DE LA MARGE LIGURE ..... p. 386

2. BASSINS VERSANTS ET CARACTERISTIQUES HYDROLOGIQUES ..... p. 388

2.1. Le fleuve Var ..... p. 389

2.2. Le fleuve Roya ..... p. 390

2.3. Le fleuve Nervia ..... p. 391

2.4. Le fleuve Argentina (Taggia) ..... p. 392

2.5. Le fleuve Impero (Verde) ..... p. 393

3. INITIATION AND EVOLUTION OF SUBMARINE CANYONS AND THEIR RELATIONSHIP WITH TECTONIC: THE EXAMPLE OF THE LIGURIAN MARGIN ..... p. 394

3.1. Abstract ..... p. 394

3.2. Introduction ..... p. 395

3.3. Geological setting ..... p. 397

3.3.1. Margin physiography and stratigraphy ..... p. 397

3.3.2. Structural framework ..... p. 399

3.3.3. Hydrology framework and sediment supply: the example of the Var system ..... p. 400

3.4. Methods and data ..... p. 401

3.5. Results: Planform pattern and internal architecture of canyons ..... p. 402

3.6. Discussion ..... p. 413

3.7. Conclusion ..... p. 423

4. PRESENT-DAY SEDIMENTARY DYNAMICS IN THE ROYA AND TAGGIA CANYONS (LIGURIAN MARGIN) ..... p. 425

4.1. Abstract ..... p. 425

4.2. Introduction ..... p. 425

4.3. Settings ..... p. 426

4.4. Methods and data ..... p. 429

4.5. Results ..... p. 430

4.6. Discussion ..... p. 434

4.7. Conclusion ..... p. 439

CHAPITRE 8 :

Analyse comparée des canyons sous-marins des Marges Ligure et Calabro-Ionienne ……..... p. 441

1. COMPARAISON MORPHOLOGIQUE ..... p. 443

1.1. Morphologies des canyons ..... p. 443

1.2. Profils topographiques longitudinaux ..... p. 445

1.3. Configuration des têtes de canyons ..... p. 448

1.4. Morphologies des têtes de canyons ..... p. 449

2. COMPARAISON MORPHOMETRIQUE ..... p. 449

2.1. Paramètres morphométriques des canyons sous-marins ..... p. 449

2.1.1. La longueur du thalweg ..... p. 450

2.1.2. La profondeur d'eau atteinte ..... p. 452

2.1.3. La profondeur d'incision ..... p. 454

2.1.4. La largeur du thalweg et la largeur du canyon ..... p. 455

2.1.5. L'inclinaison moyenne et l'indice de sinuosité ..... p. 456

2.2. Comparaison des paramètres morphométriques des bassins versants et des débits liquides / solides avec les paramètres des canyons sous-marins ..... p. 457

CHAPITRE 9 :

Synthèse et Discussion sur la formation et l'évolution des canyons sous-marins des Marges Ligure et Calabro-Ionienne ……..……..... p. 462

1. L'ARCHITECTURE INTERNE ET LE FONCTIONNEMENT ACTUEL DES CANYONS SOUS-MARINS …… p. 463

1.1. Les conditions à la formation des rides sédimentaires dans les thalwegs ..... p. 463

1.1.1. La configuration des têtes de canyons et les apports sédimentaires ..... p. 464

1.1.2. Le profil topographique longitudinal du thalweg et la morphologie du canyon ..... p. 465

1.1.3. L'inclinaison locale du thalweg ..... p. 466

1.1.4. Modèle des conditions de formation des rides sédimentaires ..... p. 467

1.2. Les différents modes de formation des terrasses ..... p. 468

1.2.1. La formation des terrasses dans les têtes de canyons ..... p. 469

a. La configuration des têtes de canyons et terrasses associées à des glissements ……..……..... p. 469

b. Les terrasses associées à de la déformation de la marge …..…..……..…..... p. 470

1.2.2. La formation des terrasses associées aux corps de canyons ..... p. 472
a. Les terrasses formées par la migration de méandres ..... p. 472
b. Les terrasses associées à la présence de failles ..... p. 475
1.2.3. La formation des terrasses dans les embouchures ..... p. 476
1.3. Le mode de mise en place des *knickpoints* et leur relation avec les incisions axiales ..... p. 478
1.3.1. Les *knickpoints* associés à une déformation de la marge ..... p. 479
a. *Knickpoints* associés à la présence de hauts structuraux ..... p. 479
b. *Knickpoints* associés à une augmentation locale de l'inclinaison ..... p. 479
1.3.2. Les *knickpoints* associés à une rapide diminution de l'inclinaison locale ..... p. 480
1.3.3. Les *knickpoints* associés aux incisions axiales ..... p. 480
1.4. Activité actuelle des canyons et évolution amont-aval des processus d'érosion / transport / dépôt ..... p. 482
1.5. Les processus de construction des canyons sous-marins ..... p. 484

2. LES PARAMETRES ET FACTEURS CONTROLANT LA MISE EN PLACE DES CANYONS SOUS-MARINS ..... p. 487

2.1. Les facteurs contrôlant l'évolution des canyons sous-marins ..... p. 487
2.1.1. Le type de marge continentale ..... p. 487
2.1.2. La morphologie du plateau continental et de la marge ..... p. 491
2.1.3. La tectonique ..... p. 493
a. Impact de la géodynamique des marges continentales ..... p. 493
b. Impact du soulèvement régional et de la compression de la marge ..... p. 496
2.1.4. Le climat et les apports fluviatiles ..... p. 501
2.1.5. Les topographies pré-existantes : exemple de la topographie héritées du Messinien sur la Marge Ligure ..... p. 506
2.1.6. Les mouvements en masse et les courants marins ..... p. 508
2.2. Les facteurs contrôlant la position des canyons sous-marins sur une marge continentale ..... p. 510
2.2.1. L'héritage de paléo-topographie lors de périodes de bas niveau marin ..... p. 510
2.2.2. Les failles et systèmes de failles ..... p. 512
2.2.3. Sorties de fluides ..... p. 515
2.2.4. Les MTDs ..... p. 518
2.3. Figure de synthèse ..... p. 520

3. L'ORIGINE DES CANYONS SOUS-MARINS ..... p. 522

3.1. Modèle synthétique de formation et d'évolution des canyons sous-marins sur la Marge Ligure ..... p. 523
3.2. Modèle synthétique de formation et d'évolution des canyons sous-marins sur la Marge Calabro-Ionienne ..... p. 530

CONCLUSION ET PERSPECTIVES ..... p. 537

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES ..... p. 547

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Figure 1-1 : Diagramme 3D représentant les marges continentales associées à deux types de frontières de plaques. (Pomerol et al., 2005) ..... p. 7

Figure 1-2 : Schéma d'une marge passive idéalisée et ses principales caractéristiques morpho-structurales (Bourque, 2006) ..... p. 8

Figure 1-3 : Schéma d'une marge active idéalisée, représentant une subduction océan/continent avec les principales caractéristiques morpho-structurales (Paquet, 2007) ..... p. 8

Figure 1-4 : 3 types de pentes et leur équation. A – Morphologie planaire décrite par une équation linéaire. B – Courbe concave décrite par une fonction exponentielle. C – Morphologie sigmoïdale décrite par une distribution gaussienne. (Adams and Schlager, 2000) ..... p. 10

Figure 1-5 : 3 contextes (voir définition dans le texte) produisant des courbes topographiques exponentielles à forte rupture de pente (Adams and Schlager, 2000) ..... p. 12

Figure 1-6 : Illustration des principaux systèmes érosifs et constructifs d'une pente continentale (modifié d'après Posamentier, 2003) ..... p. 13

Figure 1-7 : Carte bathymétrique des canyons Nazaré et Setùbal de la marge ouest Ibérique et leurs profils longitudinaux et transverses associés (Arzola et al., 2008) ..... p. 14

Figure 1-8 : Carte bathymétrique 3D d'un système de canyons régressifs sur le plateau continental nord de KwaZulu-Natal, au sud-ouest de l'océan Indien et son interprétation géomorphologique montrant les différents stades érosifs (Green et al., 2007) ..... p. 15

Figure 1-9 : Carte bathymétrique et profils sismiques au travers d'une zone de *gullies* en bord du plateau continental de la Mer Bellingshausen (Noormets et al., 2009) ..... p. 16

Figure 1-10 : Illustration de plusieurs différents types de déstabilisation sédimentaire et la distribution spatiale des faciès associés des dépôts de transport en masse (MTD) – I. Glissement de grande déformation ; II. Glissement transformé en coulée de débris ; III. Avalanche de débris ; IV. *Slide* / *Slump* ; V. Déstabilisation dans un canyon ; VI. *Slide* / *Slump* dans les chenaux et les levées ; VII. *Slump* / *Slide* et coulée de débris dans les deltas (Tripsanas et al., 2007) ..... p. 17

Figure 1-11 : A) Carte bathymétrique ombrée illustrant la présence de chenaux érosifs au large de Trinidad. L'écoulement se fait de gauche à droite (d'après Brami et al., 2000). B) Illustration d'un chenal érosif et de ses principales caractéristiques (Kneller, 2003) ..... p. 18

Figure 1-12 : Classification des deltas de plateforme en fonction de la fluctuation du niveau marin relatif sur le plateau continental (Porebski et Steel, 2006) ..... p. 20

Figure 1-13 : A) Carte d'amplitude illustrant la morphologie du Complexe de Green Channel, au large de l'Afrique de l'Ouest et son évolution schématique dans le temps (Abreu et al., 2003). B) Illustration d'un chenal constructif et de ses principales caractéristiques (Kneller, 2003) ..... p. 21

Figure 1-14 : Sismique montrant l'expression de rides de contourite de la formation Kai au sud du Plateau Voring, marge norvégienne (Bryn et al., 2005) ..... p. 22

Figure 1-15 : Illustration montrant les principaux mécanismes contrôlant le transport sédimentaire in milieu marin dans des contextes tectoniques actifs et passifs (Somme et al., 2009) ..... p. 23

Figure 1-16 : Principaux groupes de processus sédimentaires en milieu marin et les dépôts associés (Stow, 1985) ..... p. 24

Figure 1-17 : Classification des écoulements gravitaires sous-marins selon Middleton et Hampton (1973), tiré de Mutti et al., 2009. Les mécanismes de support des particules sont : la turbulence pour les *Turbidity currents* – l'expulsion de fluide interstitiel pour les *Fluidized sediment flows* – La pression de dispersion provoquée par la

collision inter-granulaires pour les *Grain-flows*– et la matrice arglo-silteuse provoquant des forces de flottaison pour les *Debris-flows* ..... p. 25

Figure 1-18 : Classification des mouvements de masse sous-marins de Muder et Cochonat (1996) ..... p. 26

Figure 1-19 : Classification des différents écoulements gravitaires et les dépôts associés (Mulder et Alexander, 2001) ..... p. 28

Figure 1-20 : Classification des écoulements gravitaires basé sur le faciès sismiques des dépôts associés, selon Moscardelli et Wood (2008) ..... p. 29

Figure 1-21 : Tableau de synthèse des processus de transport gravitaires ..... p. 30

Figure 1-22 : A) Vue 3D bathymétrique du Gebra *Slide*, Péninsule Antarctique (1-2-3 : Cicatrices d'arrachements ; 4 : couloir de débris ; 5 : zone à blocs ; 6 : linéations type *creeping* ; 7 : *gullies* ; 8 : linéations glaciaires ; 9 : limite du plateau continental). B) profil de sismique réflexion à travers une des cicatrices du slide Gebra. On note la présence du dépôt d'un écoulement de débris (Canals et al., 2004) . C) Schéma 3D d'un *slide* idéalisé ..... p. 32

Figure 1-23 : A) Profil sismique et interprétation du *Slump Complex* de Gaza (GSC), marge d'Israel. B) Carte bathymétrique du *Slump Complex* de Gaza ; (Martinez et al., 2005). C) Schéma 3D d'un *slump* idéalisé ..... p. 33

Figure 1-24 : Carte bathymétrique et profils chirp illustrant un processus de *creeping* du delta de Llobregat, marge est ibérique (Urgeles et al., 2011) ..... p. 35

Figure 1-25 : A) Carte bathymétrique du large de l'île d'Ischia et images side-scan sonar du dépôt associé à l'avalanche de débris dont l'escarpement généré est visible sur le flanc sud du volcan (tiret rouge). B) Profils sismiques à travers l'avalanche de débris en position intermédiaire et position distale. (d'après Chiocci et al., 2006) ..... p. 36

Figure 1-26 : Organisation spatiale des différents types d'écoulements produits par des transformations d'écoulement de coulées de débris (Sohn et al., 2002) ..... p. 39

Figure 1-27 : A) Carte bathymétrique de la Mer des Baléares et localisation du dépôt de la coulée de débris BIG'95. B) Profils sismique de très haute résolution à travers la coulés de débris BIG'95. C) Profil Chirp dans la zone intermédiaire de la coulée de débris BIG'95. (d'après Lastras et al., 2004) ..... p. 41

Figure 1-28 : A) Carte bathymétrique, B) Image acoustique et C) Interprétation du Afen Slide du chenal Féroé et de ces lobes de coulées de boue (1 est le plus vieux et 4 le plus jeune), (Canals et al., 2004) ..... p. 42

Figure 1-29 : Tableau présentant la séquence idéale de Bouma (d'après Shanmugan, 1997) et photos de dépôts interprétés comme étant ceux d'écoulements concentrés (Mulder et Alexander, 2001) ..... p. 44

Figure 1-30 : Illustration d'un écoulement de haute densité (Shanmugam, 1997) ..... p. 46

Figure 1-31 : Synthèse des processus d'initiation des courants de turbidité et des durées, dimensions et matériaux transportés associés (Piper et Normark, 2009) ..... p. 47

Figure 1-32 : A) Classification des faciès turbiditiques. B) Principaux processus d'érosion / dépôt en fonction de l'évolution vers le bas de la pente du courant de turbidité (d'après Mutti et al., 2009) ..... p. 48

Figure 1-33 : La séquence de Bouma et ses extensions pour les turbidites (Lowe, 1982 ; Stow and Shanmugam, 1980), tirée de Shanmugan (2000) ..... p. 49

Figure 1-34 : Photo aérienne de la zone de plongeon du courant hyperpycnal formé au large de Skeidararsandur, Iselande, après l'éruption sous-glaciaire en novembre 1996 du volcan Grimsvötn (Mulder et al., 2003). (photographie prise par Magnu´s Tumi Gumundsson et Finnur Pa´lsson (http://www.hi.is/~mmh/gos) ..... p. 52

Figure 1-35 : Types d'écoulements générés à l'embouchure d'un fleuve ; ρf = densité de l'écoulement, ρw = densité du fluide ambiant. D'après Mulder et Alexander (2001) ..... p. 53

Figure 1-36 : Faciès et séquences de dépôt en fonction de la vitesse d'écoulement. 1) Faible vitesse d'écoulement, et trop faible concentration sédimentaire pour créer un courant hyperpycnal. 2) Faible vitesse d'écoulement mais la limite critique de charge en sédiments est dépassée et génère donc un courant hyperpycnal, créant une séquence sédimentaire granoclassée inverse puis une séquence normale séparée par une limite graduelle . 3) Vitesse d'écoulement moyenne, les particules peuvent être plus grossières et les séquences sédimentaires sont donc plus épaisses que dans le cas 2. 4) Grande vitesse d'écoulement, les particules sont grossières, et niveaux granoclassés inverse et normal sont séparées par une surface d'érosion. (Mulder et al., 2001) ..... p. 54

Figure 1-37 : 1) Transformation d'une coulée de débris en un courant de turbidité. 2) Transformation d'un écoulement non-cohésif (courant de turbidité) en écoulements cohésifs partitionnés en sections de rhéologies différentes (écoulements hybrides). (Haughton et al., 2009) ..... p. 56

Figure 1-38 : Modèle conceptuel de l'évolution longitudinale d'un *slide* (Gee et al., 2006) ..... p. 57

Figure 1-39 : Les six mécanismes de transformation de coulées denses en courants de turbidité (d'après Felix et Peakall, 2006) p.58

Figure 1-40 : a) Evolution de l'écoulement du canyon Agadir jusqu'à la plainde abyssale. b) Modèle de transformation d'écoulement d'un courant de turbidité en un écoulement de débris (Talling et al., 2007) p.60

Figure 1-41 : tableau de symthèse des processus de transports gravitaires ..... p. 61

Figure 1-42: Bloc diagramme illustrant les environnements des complexes sédimentaires marins profonds. La plateforme continentale est caractérisée par les ondes internes et la marée, alors que les courants de contours et les courants induits par le vent sont des processus importants en dehors des canyons (Shanmugam, 2003) ..... p. 62

Figure 1-43: Schéma illustant l'impact des ondes internes et de la marée sur les domaines de plateforme continentale, de pente continentale et de bassin profond (Shanmugam, 2008) ..... p. 63

Figure 1-44 : Enregistrements de vitesses et directions de courants à 500 m de profondeur dans le canyon Blackmud, Nord-est Atlantique (en rouge est la moyenne sur 12 h 30 min). Les cycles de la marée interne sont représentés par la ligne en tiretets noirs, et en vert est la hauteur des vagues (Mulder et al., 2012) ..... p. 64

Figure 1-45: A) Caractéristiques de la réflectivité des ondes de marée interne sur une pente. B) La pente est transmissive. C) La pente est critique. D) La pente est réflective. E) Modèle illustrant les variations des conditions critiques de la marge continentale du New-Jersey pour les ondes de marée interne durant l'hiver (en haut) et durant l'été (en bas). (Cacchione et al., 2002) p.65

Figure 1-46 : A) Développement d'un lobe par un courant de turbidité unidirectionenel. B) Développement d'une barre sédimentaire sous l'effet des ondes de marée interne. (Shanmugam, 2003) ..... p. 66

Figure 1-47 : Comparaison de données bathymétriques de haute résolution dans la partie supérieure du canyon de Monterey et évolution des rides de sables vers le bas de la pente, entre A) septembre 2002 et B) mars 2003 et des profils longitudinaux des rides sédimentaires (1 et 2). (Smith et al., 2005) ..... p. 68

Figure 1-48 : Schéma simplifié comparant les différents types de connexion. A) Connection directe en tre le canyon et le fleuve. B) Déplacement de la rivière, et les apports sédimenatires s'effectuent via la dérive littorale (Romans et al., 2009) …… p. 69

Figure 1-49 : Température de la surface de la Mer Méditerranée (février 1999) mettant en évidence les trois principales zones de formation d'eaux denses (Durrieu de Madron et al., 2005) …….. p. 70

Figure 1-50 : A) Carte bathymétrie des canyons du système de Bari et le chemin des deux masses d'eau dans la zone (Le courant de *cascading* NAdDW : North Adriatic Dense Water et le courant de contour LIW : Levantine Intermediate Water). B) Illustration montrant la structure interne des canyons du système de Bari. C) Backscatter mettant en évidence de sillons érosifs à l'embouchure du canyon C et profil Chirp montrant des figures d'érosion en marches d'escalier dans la partie inférieure du thalweg C du système de canyons de Bari (d'après Trincardi et al., 2007) …….. p. 71

Figure 1-51 : Représentation schématique de la circulation thermohaline globale (Rahmstorf, 2006) …….. p. 72

Figure 1-52 : Les différents types de rides contourites, illustrant leur géométrie et le mode de migration / aggradation (flèche double noire) ; (Faugères et al., 1999) …… P. 74

Figure 1-53 : Profil sismique à travers la marge sud-est du Brésil, illustrant le remplissage d'un canyon et la progradation d'un clinorforme dominés par l'action de courants gravitaires (g) et de courants de contour (c) ; la flèche bc indique le sens du courant de contour (Faugères et al., 1999) …….. p. 75

Figure 1-54 : Illustration des interactions entre les courants de contours, les rides de contourites et la trajectoire des systèmes turbiditiques (d'après Faugères et al., 1999) …… p. 76

Figure 1-55 : Bloc diagramme montrant l'évolution des systèmes de chenaux-levées du Nil durant quatre étapes d'un cycle marin associé aux conditions climatiques (Ducassou et al., 2009) …….. p. 77

Figure 1-56 : a) La pente continentale se trouve dans une zone de stabilité des gaz hydrates. b) Augmentation des conditions de pression et température, augmentant la solubilité et la décomposition des gaz et générant une première déstabilisation sédimentaire en base de pente. c) Les gaz se mélangent avec l'eau ambiante, remodelant la couche sédimentaire supérieure et provoquant des glissements régressifs sur la pente continentale (Sultan et al., 2004) …….. p. 79

Figure 1-57 : Relation entre cycle sismique et déclenchement des turbidites et mouvements en mass. A) Phase intersismique : la zone sismogène est bloquée. B) Phase co-sismique : compression à l'extrémité et la zone sismogène accommode le glissement. C) Phase post-sismique : retour à un comportement extensif et la zone sismogène se bloque de nouveau. Des failles normales peuvent être réactivées dans la zone affaiblie. D et E) Phases de compression et d'extension de plusieurs cycles sismiques, affaiblissant encore plus la marge continentale. (D'après Ratzov et al., 2010) …… p. 83

Figure 2-1 : Schéma représentant les qautre segments d'un sytème source-exutoire, génétiquement reliés. Les modifications à long termes (à l'échelle des temps géologiques) par érosion ou dépôt sur un des segments affecteront alors les segments adjacents (Somme et al., 2009) …… p. 87

Figure 2-2 : Relations dimensionnelles entre les segments bassins versants, plateaux continentaux, pentes continentales et bassins profonds, suivant différents types de systèmes (passif ou actifs). Plus le système devient grand, plus la taille du bassin versant augmente (Somme et al., 2009) …… p. 88

Figure 2-3 : Représentation 3D du bassin versant (à gauche) et ses caractéristiques (à droite) : Les cours d'eau sont organisés en un réseau hydrographique et repérés par un numéro d'ordre croissant de l'amont vers l'aval, suivant les notations de Horton (1945) et Strahler (1952). (tiré de Campy et Macaire, 2003) …… p. 89

Figure 2-4 : Principaux attributs morphologiques d'un versant (tiré de Campy and Macaire, 2003) ..... p. 90

Figure 2-5 : En haut, figure illustrant les relations dimensionnelles entre une cellule orageuse de 50 km de diamètre et le grand bassins versant du Rhône et les petits bassins versants du Var et de Golo, Sud de la France. L'influence de l'orage sera d'autant plus importante que le bassin versant est petit. En bas, figure illustrant les réponses à long terme d'un grand bassin versant (Amazone) et d'un plus petit (Crati) aux changements tectoniques (uplift dans l'arrière-pays) et climatiques régionaux (Somme et al., 2009) ..... p. 92

Figure 2-6 : Profil transversal d'une plaine alluviale, modifié d'après Pottier and Untermaier (1998) ..... p. 94

Figure 2-7 : Le cycle d'érosion/transport/dépôt d'une rivière ..... p. 95

Figure 2-8 : Zonation longitudinale d'une rivière ..... p. 95

Figure 2-9 : Figure illustrant le calcul du rayon de courbure (à droite) et de la sinuosité (à gauche) ..... p. 96

Figure 2-10 : Figure illustrant les principaux régimes hydrologiques des fleuves, rivières torrentielles et torrents ..... p. 97

Figure 2-11 : Relation entre la concentration solide en suspension Cs et le débit liquide Q à l'embouchure du Var (1. données d'après Laurent, 1971 et 2. Mesures pour des crues déclenchées après des périodes de sécheresse), (tirée de Mulder et al., 1996) ..... p. 98

Figure 2-12 : Graphique du débit liquide mensuel Q mesuré, et des apports sédimentaires ene suspension mensuels calculés pour le Var. Notez que le débit liquide suit un régime bimodal nivo-pluvial (Mulder et al., 1996) ..... p. 99

Figure 2-13 : Schéma montrant le canyon dans le système entier « source-exutoire » et les caractéristiques morphométriques (Somme et al., 2009) ..... p. 100

Figure 2-14 : Tableau récapitulatif des caractéristiques morphométriques des plus grands canyons ..... p. 101

Figure 2-15 : A) Exemple du canyon Monterey. Ce canyon incise le plateau continental sur toute sa largeur. Sa tête est en connexion directe avec un fleuve à terre (d'après Greene et al., 2002). B) Exemple de la marge de KwaZulu-Natal. Les canyons incisent le plateau continental mais n'ont pas de connexion directe avec un fleuve à terre. Ils sont dits « sans-tête » et sont confinés sur la pente continentale (d'après Green et al., 2011) ..... p. 103

Figure 2-16 : A) Carte bathymétrique du canyon du Cap Timiris, au large de la Mauritanie et B) profils transverses illustrant les différentes morphologies du corps du canyon (d'après Antobreh et al., 2006) ..... p. 106

Figure 2-17 : A) Carte bathymétrique des méandres dans la partie distale du Canyon du Cap Timiris, au large de la Mauritanie. B) Représentation schématique des stades d'évolution des méandres et de sa migration latérale. La largeur du canyon reste relativement la même durant les différents stades d'évolution. C) Illustrations de la formation de terrasses à travers des processus de formation de méandres (d'après Antobreh et al., 2006). D) Illustration de la formation de terrasses, contrôlée par l'écoulement du Swatch-of-No-Ground (d'après Subrahmanyam et al., 2008) ..... p. 107

Figure 2-18 : En haut : formation d'un conduit méandriforme lors d'études expérimentales en bassin, et les coupes transversales associées (Lancien, 2007). En bas : A) Morphologie et interprétation de l'incision et de la migration d'un chenal méandriforme. B) Formation et l'interprétation du dépôt d'un lobe sédimentaire au front d'un chenal linéaire (Métivier et al., 2005) ..... p. 109

Figure 2-19 : A) Carte bathymétrique et profils transverses associés du canyon et des chenaux-levées Zaïre, illustrant leur transition morphologique par la forte diminution de l'incision (Babonneau et al., 2002). B) Carte

bathymétrique et sismique 3D illustrant la transition canyon / chenaux-levées dans le système du Bengale (d'après Kolla et al., 2012) …… p. 111

Figure 2-20 : Profil de pente « type d'un canyon » se rapprochant du profil d'équilibre, en pointillé (Gaudin, 2006) …… p. 112

Figure 2-21 : Les trois grands types de profils topographiques des canyons sous-marins et leur relation avec les marges continentales (Covault et al., 2011) …… p. 113

Figure 2-22 : Carte bathymétrique de la pente continentale atlantique de l'Amérique du Nord. Les *knickpoints* sont représentés par les cercles blancs sur la bathymétrie et par des flèches sur les profils topographiques associés. P représente des zones de « plongeon » érodées par les écoulements sédimentaires et associés aux *knickpoints* (Mitchell, 2006) …… p. 114

Figure 2-23 : Schéma 3D illustrant les principales différences géomorphométriques des canyons sous-marins présents sur les marges passives et actives (Harris et Whiteway, 2011) …… p. 115

Figure 2-24 : A) Carte bathymétrique et B) profil sismique du canyon Bourcart dans le Golfe du Lion, illustrant l'incision axiale du thalweg. C) Scénario des phases d'érosion / dépôt du canyon durant les phases de bas niveau marin D-60 au dernier maximum glaciaire LGM. D) Scénario durant les dernières quatre phases de bas niveau marin (Baztan et al., 2005) …… p. 119

Figure 2-25 : Schéma du principe de l'érosion régressive (Pratson et Coakley, 1996) …… p. 121

Figure 2-26 : Modèle formation de canyons confinés à la pente continentale, dans la région de la grande barrière récifale au nord-est de l'Australie (Puga-Bernabéu et al., 2011) …… p. 122

Figure 2-27 : A, B, C et D) Cartes bathymétriques associées aux E) horizons interprétés sur les profils sismiques et montrant l'évolution des canyons de la marge de la Guinée Equatoriale. F) Illustration de l'abandon de canyons et la réactivation de leur thalweg enfouis par des échappements de gaz associés à des alignements de *pockmarks* (d'après Jobe et al., 2011) …… p. 124

Figure 2-28 : Carte de localisation de sorties de fluides autour du canyon du Danube sur la marge de la Mer Noire (Popescu et al., 2004) …… p. 125

Figure 2-29 : A) Carte bathymétrique de la marge Cook Strait / Wairarapa, Nouvelle Zélande. B, C, D, E et F) Différents scénarii du contrôle structural sur le tracé et la morphologie des canyons sou-marins (Mountjoy et al., 2009) …… p. 126

Figure 2-30 : A) Profil sismique de la partie supérieure du Canyon du Cap Timiris au large de la Mauritanie, montrant la formation de terrasses suite à des déstabilisations le long de plan de failles. B) Modèle de la formation des terrasses (d'après Antobreh et al., 2006) …… p. 128

Figure 2-31 : A) Illustration montrant le remplissage sédimentaire via des apports fluviatiles du bassin d'avant-pays de Taiwan, formé par une collission oblique. B) Reconstitution paléographique de la région SW de Taiwan, montrant l'évolution et la distribution spatiale et temporelle du bassin d'avant-pays, et des canyons asociés du Pliocene Supérieur jusqu'à nos jours. C) Modèle illustrant le remplissage sédimentaire du bassin d'avant-pays de Taiwan, suivant trois phases, et le déplacement associé du canyon Penghu (d'après Yu et Hong, 2006) …… p. 129

Figure 2-32 : A) Modèle de la formation des terrasses de la partie moyenne du Canyon du Cap Timiris au large de la Mauritanie. B) Profil sismique, montrant la formation de terrasses suite des phases de soulèvement dues à du diapirisme (d'après Antobreh et al., 2006) …… p. 130

Figure 2-33 : Illustration montrant l'évolution de la marge ouest du Golfe du Lion, et la formation de palé-vallées messiniennes sous l'action de processus tectonique et sédimentaires, durant la crise messinienne (d'après Lofi, 2002 dans Gorini et al., 2005) ..... p. 132

Figure 2-34 : Carte de la surface Pliocène illustrant du réseau subaérien messinien, et des fleuves actuels (d'après Lofi, 2002 dans Gorini et al., 2005) ..... p. 133

Figure 2-35 : Enregistrement des paramètres hydrologiques dans le canyon Capbreton, à 500 m de profondeur et plus particulièrement de l'évènement du 2 décembre 2007 (Mulder et al., 2012) ..... p. 136

Figure 3-1 : Evolution géodynamique Paléo-Mésozoïque (d'après Stampfli et Borel, 2004) ..... p. 140

Figure 3-2 : Reconstruction paléo-tectonique de la Méditerranée Occidentale et Centrale au Miocène inférieur montrant la zone de rifting et la formation des bassins d'Alboran, de Valence et Liguro-Provençal (Gueguen et al., 1998) ..... p. 142

Figure 3-3 : Reconstruction paléo-tectonique de la Méditerranée Occidentale et Centrale au Tortonien montrant le rifting entre les blocs Corso-Sarde et Calabro-Péloritain (Gueguen et al., 1998) ..... p. 143

Figure 3-4 : Reconstruction paléo-tectonique de la Méditerranée Occidentale et Centrale au Pliocène Inférieur montrant la migration continue vers l'Est du front de subduction Apenninique, à une vitesse estimée à 50 $mm.an^{-1}$ (Gueguen et al., 1998) ..... p. 144

Figure 3-5 : Configuration actuelle de la Méditerranée Occidentale et Centrale (Gueguen et al., 1998) ..... p. 145

Figure 3-6 : A) Reconstruction des processus de la subduction de la plaque Afrique sous la plaque Europe en Méditerranée Centrale (d'après Facenna et al., 2001). B) Modèle d'évolution du système de subduction Calabrais et de la formation des bassins Tyrrhéniens du Serravalien jusqu'à l'actuel. Notez qu'à l'actuel un nouveau bassin « Paola » est en train de se former en Mer Tyrrhénienne (d'après Minelli et Facenna, 2010) ..... p. 146

Figure 3-7 : Carte bathymétrique générale de la Méditerranée (données GEBCO à une résolution de 30-arc seconde) montrant les principaux bassins et la localisation des deux zones d'étude, la Marge Ligure et la Marge Calabro-Ionienne ..... p. 147

Figure 3-8 : Carte de distribution actuelle des sels et évaporites de la Mer Méditerranée. Noter la différence de entre la Mer Méditerranée Occidentale et Orientale (Ryan, 2009) ..... p. 148

Figure 3-9 : Schéma de la circulation thermohaline générale Méditerranéenne (modifiée d'après Pinardi et Masetti, 2000) ..... p. 151

Figure 3-10 : Illustration de l'évolution de la Marge Ligure Nord, du stade rifting à l'actuel, montrant les dépôts sédimentaires syn et post-rift, et les subsidences affectant la marge (Sage et al., 2011) ..... p. 154

Figure 3-11 : En haut : carte structurale de la Marge Nord Ligure (d'après Béthoux et al., 2008). En bas : Interprétations de quatre profils sismiques de l'Ouest vers l'Est de la Marge Nord Ligure, montrant la déformation associée à un chevauchement crustal sud-alpin (Bigot-Cormier et al., 2004) ..... p. 156

Figure 3-12 : Lignes sismiques de haute résolution à travers la Marge Nord Ligure. PQ : unité Plio-Quaternaire, MES : surface d'érosion Messinienne, MDF : cône détritique Messinien, D et SU : unités pré-messiniennes (Sage et al., 2011) ..... p. 158

Figure 3-13 : Ligne sismique le long de la marge Ligure, Riva Ligure, et sont interprétation (Fierro et al., 2010) …… p. 160

Figure 3-14 : Reconstitution de l'Océan Ionien illustrant l'expansion océanique d'âge Mésozoïque, dont les taux d'extension apparaissent être très faible. Dans cette interprétation, les plateaux Apuliens et Hybléen étaient originellement connectés. Le début du rifting serait estimé au Permien Supérieur-Trias (Catalano et al., 2001) …… p. 161

Figure 3-15 : A droite : carte structurale simplifiée de la Méditerranée Centrale. En bas : coupe transversale à travers le bloc Calabro-Péloritain, le bassin d'avant-arc Crotone-Spartivento et le prisme d'accrétion Calabrais. Notez qu'une partie du bassin avant-arc est émergée (Tansi et al., 2007) …… p. 162

Figure 3-16 : Cartes Structurales de la Marge Calabro-Ionienne dans le Golfe de Tarente, segment Nord. (En haut d'après Romagnoli et Gabbianelli, 1990 ; en bas d'après Del Ben et al., 2007) …… p. 164

Figure 3-17 : Cartes Structurales de la Marge Calabro-Ionienne dans le bassin Ionien, segment Sud. (En haut d'après Morelli et al., 2011 ; en bas d'après Del Ben et al., 2007) …… p. 166

Figure 3-18 : Ligne sismique à travers le bassin de Crotone –Spartivento, dans le sud de la marge Calabro-Ionienne. En jaune : unité Plio-Quaternaire (PQ), en rose, inconformité Messinienne (M), en vert, unité pré-Messinienne (Miocène, PM) (Minelli et Facenna, 2010) …… p. 168

Figure 3-19 : Modèle de corrélation des unités sismiques et des discordances principales entre le bassin de Crotone désormais émergé, le bassin de Crotone-Spartivento et la partie interne du prisme d'accrétion (d'après Praeg et al., 2009) …… p. 169

Figure 3-20 : A gauche : Ligne Chirp sur la plateforme de la marge Calabro-Ionienne (Crotone) et son interprétation. Notez la profondeur de 120 m de la ligne de côte du bas niveau marin. A droite : Modèle de formation des falaises côtières lors de la remontée du niveau marin (Zecchin et al., 2011) …… p. 171

Figure 3-21 : Localisation de la zone d'étude, présentant les 6 canyons étudiés de la Marge Nord Ligure, et les caractéristiques des bassins versants. Les données bathymétriques et les profils sismiques (localisation sur la carte) ont été acquis durant les campagnes MALISAR 1 et 2 (décrites ultérieurement) …… p. 173

Figure 3-22 : Situation géographique et morphologique du système turbiditique du Var dans le Bassin Ligure …… p. 176

Figure 3-23 : Situation géographique et carte bathymétrique (données acquises durant les campagnes MAGIC, WGDT et MESC, que nous décrirons plus tard) de la zone d'étude de la Marge Calabro-Ionienne et données bathymétriques GEBCO (30 arc-seconde) …… p. 177

Figure 3-24 : Morphologie et distribution sédimentaire du delta du Crati et du système turbiditique du Crati (voir localisation sur la Figure 3-23 ; modifié d'après Colella et Di Geronimo, 1987) …… p. 180

Figure 4-1 : Données bathymétriques et localisation des lignes de sismique rapide étudiées (en noir) acquises durant Malisar 1 et localisation des profils SAR étudiés (en blanc) acquis durant Malisar 2 …… p.184

Figure 4-2 : Données bathymétriques acquises dans le cadre du Projet MAGIC en 2005 (orange) et 2009 (bleu) financé par la Protection Civile Italienne …… p. 185

Figure 4-3 : Principe d'acquisition des données bathymétriques et de réflectivité acoustique (technique des faisceaux croisés), et photo des navires N/O Le Suroit et OGS Explora et de leurs sondeurs multifaisceaux …… p. 188

Figure 4-4 : Principe d'acquisition de sismique rapide 24 traces et photos de la mise à l'eau de la flûte et canons à air à bord du navire Le Suroit. (Images de l'Ifremer) …… p.191

Figure 4-5 : Le sonar latéral SAR et image acoustique acquise montrant des structures sur le fond …… p. 193

Figure 4-6 : Carte des profils Chirp acquis durant les campagnes océanographiques MAGIC, WGDT et MESC sur la Marge Calabro-Ionienne …… p. 197

Figure 5-1 : A) Carte bathymétrique de la marge Calabro-Ionienne. B) Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente. C) Interprétation des domaines physiographiques de la Marge Calabro-Ionienne …… p. 203

Figure 5-2 : Carte de l'analyse morphologique du segment Nord de la Marge Calabro-Ionienne. Dans ce segment sont présents trois systèmes de canyons (du Nord au Sud) : le système Corigliano, le système Punta di Alice et le système Lipuda-Neto …… p. 205

Figure 5-3 : Profils de pente généraux de la pente continentale du segment Nord. Voir localisation sur la Figure 5-2 …… p. 206

Figure 5-4 : Profils à travers la Ride Amendolara et la Vallée de Tarente. Voir localisation sur la Figure 5-2 …… p. 207

Figure 5-5 : Carte bathymétrique de la Vallée de Tarente et son interprétation morphologique (voir la légende Figure 5-2), et interprétation d'un profil Chirp à travers la zone de dépôts sédimentaires …… p. 208

Figure 5-6 : Carte de l'analyse morphologique du segment Sud de la Marge Calabro-Ionienne. Dans ce segment sont présents cinq systèmes de canyons (du Nord au Sud) : le système Esaro di Crotone, le système Botricello, le système Squillace, le système Assi, le système Caulonia-Siderno et le système Bovalino-La Verde …… p. 210

Figure 5-7 : Profils de pente suivant une direction générale NNW/SSE à W/E (pour A), dans les Golfes Squillace (A) et Bovalino-La Verde (B), et à travers les hauts structuraux Rizzuto (C) et Stilo (D). Voir localisation sur la Figure 5-6 …… p. 211

Figure 5-8 : Classification des échofaciès des profils Chirp utilisés dans ce travail …… p. 215

Figure 5-9 : A) Carte générale des échofaciès de la Marge Calabro-Ionienne. B) Carte des échofaciès du segment Nord de la Marge Calabro-Ionienne. C) Carte des échofaciès du segment Sud de la Marge Calabro-Ionienne …… p. 216-218

Figure 5-10 : Interprétations de profils Chirp sur la Ride Amendolara montrant la discordance majeure U. Voir la localisation des profils sur la B-Figure 5-9 …… p. 220

Figure 5-11 : Interprétations de profils Chirp sur le plateau continental au niveau des hauts structuraux Rizzuto et Stilo montrant la discordance majeure U. Voir la localisation des profils sur la C-Figure 5-9 …… p. 221

Figure 5-12 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente du Bassin Corigliano et interprétations de profils Chirp montrant des échappements de fluides et la formation de sillons. P : conduits atteignant la surface, E : conduits enfouis. Voir la localisation des profils sur la B-Figure 5-9 …… p. 223

Figure 5-13 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente au niveau du haut structural Rizzuto et interprétation d'un profil Chirp montrant des échappements de fluides et la formation de sillons. P : conduits atteignant la surface, E : conduits enfouis. Voir la localisation des profils sur la C-Figure 5-9 ……. p. 224

Figure 5-14 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente au niveau du Golfe de Squillace et interprétation d'un profil Chirp montrant des échappements de fluides et la formation de sillons. P : conduits atteignant la surface, E : conduits enfouis. Voir la localisation des profils sur la C-Figure 5-9 …… p. 225

Figure 5-15 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente de la partie Nord du Bassin Corigliano et interprétation de profils Chirp montrant une zone de grande échelle, affectée par des structures ondulées. P : conduits atteignant la surface. Voir la localisation des profils sur la B-Figure 5-9 …… p.227

Figure 5-16 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente du Bassin Corigliano et localisation et caractéristiques des principaux MTDs présents. Voir la localisation des profils sur la B-Figure 5-9 …… p. 229

Figure 5-17 : Interprétation d'un profil Chirp à travers le thalweg du canyon Lipuda-Neto, présentant les caractéristiques principales d'un échofaciès de type VI, sourd, dans le thalweg. Voir la localisation des profils sur la B-Figure 5-9 …… p. 231

Figure 5-18: Interprétation d'un profil Chirp à travers la Ride Amendolara, caractérisée localement par un échofaciès sourd. Voir la localisation des profils sur la B-Figure 5-9 …… p. 232

Figure 5-19 : Interprétation d'un profil Chirp en aval de l'embouchure du canyon Crati, caractérisée localement par un échofaciès sourd. Voir la localisation des profils sur la B-Figure 5-9 …… p. 234

Figure 6-1 : Carte localisant les 9 systèmes de canyons étudiés sur la Marge Calabro-Ionienne. (1) le système Crati, (2) le système Corigliano, (3) le système Punta di Alice, (4) le système Lipuda-Neto, (5) le système Esaro di Crotone, (6) le système Botricello, (7) le système Squillace, (8) le système Assi, (9) le système Caulonia-Siderno et (10) le système Bovalino- La Verde …… p. 238

Figure 6-2 : A) Degré de ramification associé à chaque bifurcation des tributaires du canyon. B) Degré de ramification associé la prédominance d'un tributaire sur les autres …… p.241

Figure 6-3 : Schéma illustrant les paramètres morphométriques étudiés : le profil longitudinal, le gradient de pente et l'indice de sinuosité …… p. 242

Figure 6-4 : Schéma illustrant les paramètres morphométriques étudiés : le profil transversal, la profondeur d'incision du canyon, la largeur du canyon et du thalweg (Voir la localisation de l'illustration sur la Figure 5-4) …… p. 244

Figure 6-5 : Carte bathymétrique globale illustrant les degrés de ramification des systèmes de canyons …… p. 245

Figure 6-6 : Systèmes de canyons dont la ramification est peu élevée et présentant un degré 1 relativement prédominant dans le système. Les numéros correspondent aux numéraux des systèmes ; voir leur localisation sur la Figure 5-8 …… p. 246

Figure 6-7 : Systèmes de canyons dont la ramification est élevée et présentant un degré 1 relativement peu prédominant dans le système. Les numéros correspondent aux numéraux des systèmes ; voir leur localisation sur la Figure 5-8 …… p. 247

Figure 6-8 : Systèmes de canyons isolés sur la marge dont la ramification est très peu élevée. Les numéros correspondent aux numéraux des systèmes ; voir leur localisation sur la Figure 5-8 …… p. 247

Figure 6-9 : Les trois types de systèmes de canyons fonction de la ramification, présents sur la Marge Calabro-Ionienne ……. p. 248

Figure 6-10 : A gauche : carte des configurations des têtes des neuf systèmes de canyons. A droite : carte des différents types de systèmes de canyons (types de ramification) ……. p. 251

Figure 6-11 : Trois grands types de morphologies de têtes de canyons et leurs sous-types : le type T1 dit « en ruban », le type T2 dit « en grappe » et le type T3 «dit « en entonnoir » …… p. 252

Figure 6-12 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique d'une tête de canyon sujettes à de nombreuses instabilités, reconnaissables par des cicatrices d'arrachement ……. p. 254

Figure 6-13 : Profils transverses à travers des cicatrices d'arrachement, et interprétation d'un profil Chirp à travers une tête de canyon présentant de nombreuses instabilités. Voir localisation sur la Figure 5-19 ……. p. 255

Figure 6-14 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique, dans les thalwegs des canyons Trionto …… p. 256

Figure 6-15 : Profils longitudinaux à travers des rides sédimentaires dans le thalweg des canyons Trionto. Voir localisation sur la Figure 6-14 …… p. 257

Figure 6-16 : A) Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente et B) interprétation morphologique de la tête de canyon Catanzaro montrant différentes générations de terrasses. C) Profil à traverses trois générations de terrasses ……. p. 259

Figure 6-17 : A et E) Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente et B et F) interprétation morphologique du corps de canyons rectiligne et sinueux, montrant différentes générations de terrasses. C et D) Profils à traverses diverses générations de terrasses …… p. 260

Figure 6-18 : A et C) Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente et B et D) interprétation morphologique des embouchures de canyons montrant différentes générations de terrasses. E et F) Profils à traverses diverses générations de terrasses ……. p. 261

Figure 6-19 : Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique et sismique à traverses deux générations de terrasses …… p. 263

Figure 6-20 : Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique et sismique à traverses terrasse isolée …… p. 264

Figure 6-21 : Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente, interprétation morphologique et profils longitudinaux à travers un thalweg présentant des knickpoints …… p. 265

Figure 6-22 : Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique d'un corps de canyon présentant une sur-incision. A, B et C) profils transverses à travers la sur-incision …… p. 266

Figure 6-23 : Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique d'un corps de canyon présentant une sur-incision et interprétation d'un profil Chirp à travers la sur-incision …… p. 267

Figure 6-24 : Légende appliquée à l'interprétation morpho-bathymétrique …… p. 268

Figure 6-25 : Carte bathymétrique et situation du système Corigliano …… p. 269

Figure 6-26 : Interprétation physiographique et morphologique du système Corigliano (Voir légende dans la partie précédente) ..... p. 271

Figure 6-27 : Interprétation morphologique du système de canyons associé au Chenal Corigliano et localisation de profils Chirp et sismiques ..... p. 273

Figure 6-28 : Interprétation de deux profils Chirp à travers les terrasses, montrant un remplissage du thalweg du Chenal par des échofaciès transparents. Voir localisation des profils sur la Figure 6-27 ..... p. 274

Figure 6-29 : Interprétation de deux profils sismiques traversant le Chenal Corigliano. Les traits noirs épais représentent des surfaces de discordances majeures à l'intérieur de la séquence sédimentaire Plio-Quaternaire. M représentent la surface d'érosion Messinienne, séparant les dépôts sus-jacents de la séquence Miocène. Voir localisation des profils sur la Figure 6-27 ..... p. 276

Figure 6-30 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente des canyons Trionto 1, Trionto a, b et c, Trionto 2 et Trionto 3. Voir localisation sur la Figure 6-25 ..... p. 278

Figure 6-31 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente de la zone des têtes des canyons Trionto, qui présentent différentes morphologies de têtes. Voir localisation sur la Figure 6-30 ..... p. 279

Figure 6-32 : A) interprétation morphologique des canyons Trionto 1, Trionto a, b et c, Trionto 2 et Trionto 3. B) Profil transverse à travers un possible thalweg abandonné du Trionto c se ramifiant au Trionto 2. Voir localisation sur la Figure 6-25 ..... p. 281

Figure 6-33 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente, interprétation des échofaciès et d'un profil Chirp traversant le lobe sédimentaire d'un Trionto 1. Voir localisation sur la Figure 6-30 ..... p. 283

Figure 6-34 : Carte localisant le bassin versant du fleuve Trionto, et ses principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant ses précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels ..... p. 284

Figure 6-35 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente des canyons tributaires Arso et Nicà du système Corigliano et deux profils de pente ..... p. 286

Figure 6-36 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente de la zone des têtes des canyons Arso et Nicà, qui présentent différentes morphologies de têtes ..... p. 287

Figure 6-37 : Interprétations de profils Chirp à travers les têtes des canyons tributaires Arso et Nicà. Voir localisation des profils sur la Figure 6-36 ..... p. 289

Figure 6-38 : Interprétation morphologique des canyons Arso et Nicà, montrant des caractéristiques morphologiques différentes ..... p. 291

Figure 6-39 : Carte localisant les bassins versants du torrent Arso et du fleuve Nicà, et leurs principales caractéristiques, ainsi que des graphiques présentant leurs précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels ..... p. 293

Figure 6-40 : Tableau récapitulatif et comparatif des différents paramètres morphologiques, morphométriques des canyons et bassins versants associés, et des éléments architecturaux des trois systèmes de canyons du type R1 : le système Corigliano, le système Punta di Alice et le système Esaro di Crotone ..... p. 296

Figure 6-41 : Carte bathymétrique et situation du système Squillace ..... p. 301

Figure 6-42 : Interprétation physiographique et morphologique du système Squillace (Voir légende dans la partie précédente) ..... p. 302

Figure 6-43 : A) Interprétation morphologique du Chenal Squillace. B) Carte des échofaciès associée au Chenal Squillace. C et D) Profils topographiques à la transition avec le bassin d'avant-arc de Crotone-Spartivento ..... p. 304

Figure 6-44 : Interprétation d'un profil Chirp à travers l'embouchure du Chenal Squillace (Voir localisation sur la Figure 6-42) ..... p. 307

Figure 6-45 : Interprétation d'un profil sismique à travers le Chenal Squillace (Voir localisation du profil sur la Figure 6-42) ..... p. 309

Figure 6-46 : Interprétation morphologique du Chenal Annexe se ramifiant sur le Chenal Squillace ..... p. 310

Figure 6-47 : Interprétation de deux profils Chirp traversant les rides sédimentaires et le Chenal Annexe (Voir localisation Figure 6-44) ..... p. 312

Figure 6-48 : Interprétation morphologique de la tête du canyon Sellia (Voir la position des canyons sur les Figures 6-41 et 6-42) ..... p. 315

Figure 6-49 : Interprétation d'un profil Chirp à travers la tête du canyon Sellia montrant une zone potentiellement affectée par des sorties de fluides (Voir la localisation du profil sur la Figure 6-48) ..... p. 316

Figure 6-50 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique du canyon Sellia ..... p. 318

Figure 6-51 : Carte localisant le bassin versant du fleuve Simeri, et ses principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant ses précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels ..... p. 320

Figure 6-52 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique de la tête du canyon tributaire Catanzaro ..... p. 323

Figure 6-53 : Interprétation d'un profil Chirp à travers la tête du canyon tributaire Catanzaro, montrant la présence de sorties de fluides régionales et des failles potentielles. (Voir localisation du profil sur la Figure 6-52) ..... p. 325

Figure 6-54 : Interprétation morphologique du canyon tributaire Catanzaro ..... p. 326

Figure 6-55 : Carte localisant le bassin versant du fleuve Corace, et ses principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant ses précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels ..... p. 329

Figure 6-56 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique de la tête du canyon Squillace ..... p. 331

Figure 6-57 : Interprétation d'un profil Chirp à travers la tête du canyon Squillace (Voir localisation du profil sur la Figure 6-56) ..... p. 333

Figure 6-58 : Interprétation morphologique du canyon Squillace ..... p. 334

Figure 6-59 : Carte localisant le bassin versant du torrent Sovareto, et ses principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant ses précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels …… p. 336

Figure 6-60 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique de la tête du canyon tributaire Badolato …….. p. 339

Figure 6-61 : Interprétation d'un profil Chirp à travers la tête du canyon tributaire Badolato (Voir localisation du profil sur la Figure 6-60) …….. p. 341

Figure 6-62 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique du canyon tributaire Badolato …….. p. 342

Figure 6-63 : Carte localisant le bassin versant du torrent Vodà, et ses principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant ses précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels …….. p. 344

Figure 6-64 : Tableau récapitulatif et comparatif des différents paramètres morphologiques, morphométriques des canyons et bassins versants associés, et des éléments architecturaux des cinq systèmes de canyons du type R2 : le système Squillace, le système Lipuda / Neto, le système Botricello, le système Caulonia / Siderno et le système Bovalino / La Verde …… p. 347

Figure 6-65 : Carte bathymétrique et situation du système Crati …….. p. 353

Figure 6-66 : Interprétation morphologique du système Crati …….. p. 354

Figure 6-67 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique de la zone des têtes du Système Crati, et interprétation d'un profil Chirp à travers celles-ci …….. p. 356

Figure 6-68 : Interprétation morphologique de la partie supérieure du système Crati présentant la formation des terrasses sur les flancs des tributaires C1, C2 et C3 …….. p. 359

Figure 6-69 : Interprétation morphologique de la partie inférieure du système Crati présentant la formation des terrasses sur les flancs du thalweg commun des tributaires amonts C1, C2 et C3 …… p. 362

Figure 6-70 : Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente et profil longitudinal à travers le système Crati montrant l'évolution des rides sédimentaires vers l'aval …… p. 363

Figure 6-71 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique des dépressions en aval du système Crati, et profils transverse et longitudinaux …….. p. 364

Figure 6-72 : Interprétation d'un profil Chirp à travers les dépressions en aval du système Crati (Voir la localisation sur la Figure 6-56) …….. p. 365

Figure 6-73 : Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente localisation des différents MTDs enfouis régionalement aux alentours du système Crati, superposée à la carte des échofaciès …… p. 366

Figure 6-74 : Carte localisant le bassin versant du fleuve Crati, et ses principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant ses précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels …… p. 367

Figure 6-75 : Carte bathymétrique et situation du système Assi …… p. 369

Figure 6-76 : Interprétation morphologique du système Assi ..... p. 370

Figure 6-77 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique de la zone de la tête du système Assi ..... p. 372

Figure 6-78 : Interprétation de deux profils Chirp en amont et à travers la tête du canyon Assi (Voir localisation sur la Figure 6-76) ..... p. 373

Figure 6-79 : Interprétation morphologique de la partie supérieure du canyon Assi, montrant la formation de terrasses associées à un méandre ..... p. 375

Figure 6-80 : Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente illustrant les deux grandes zones de glissements à l'Ouest du canyon Assi, et trois profils transverses à travers les zones d'instabilités ..... p. 377

Figure 6-81 : Interprétation de profils Chirp à travers les MTD_A1-a et MTD_A2-a et b, et le thalweg du canyon Assi (voir localisation des profils sur la Figure 6-70) ..... p. 379

Figure 6-82 : Carte localisant le bassin versant de la rivière torrentielle Assi, ses principales caractéristiques, et graphique des précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels ..... p. 381

Figure 6-83 : Tableau récapitulatif et comparatif des différents paramètres morphologiques, morphométriques des canyons et bassins versants associés, et des éléments architecturaux des cinq systèmes de canyons du type R3 : le système Crati et le système Assi ..... p. 382

Figure 7-1 : Tableau récapitulatif des données morphométriques des canyons Ligure et de leurs bassins versants associés, et des débits liquides / solides pour chacun d'entres-eux p.389

Figure 7-2 : Graphique des débits liquides mesurés et des apports sédimentaires théoriques mensuels du fleuve Var (données récoltées dans l'article de Mulder et al., 1997) ..... p. 389

Figure 7-3 : Graphique des débits liquides mesurés et des apports sédimentaires théoriques mensuels du fleuve Roya ..... p. 390

Figure 7-4 : Graphique des débits liquides mesurés et des apports sédimentaires théoriques mensuels du fleuve Nervia ..... p. 391

Figure 7-5 : Graphique des débits liquides mesurés et des apports sédimentaires théoriques mensuels du fleuve Argentina (Taggia) ..... p. 393

Figure 7-6 : Graphique des débits liquides mesurés et des apports sédimentaires théoriques mensuels du fleuve Impero (Verde) ..... p. 394

Figure 7-7 : Geological and structural stting of the Ligurian Margin. Modified after Courboulex et al., 1998 ; Calais et al., 2000 ; Bigot-Cormier et al., 2004 ; Larroque et al., 2009 ..... p. 399

Figure 7-8 : Study zone map, presenting bathymetric data, seismic profiles location and watersheds characteristics (surface and slope gradient) ..... p. 400

Figure 7-9 : Morphometric characteristics methods ..... p. 402

Figure 7-10 : Planform pattern and internal architecture of the Var canyon ..... p. 404

Figure 7-11 : Planform pattern and internal architecture of the Roya canyon ..... p. 408

Figure 7-12 : Planform pattern and internal architecture of the Verde canyon ..... p. 411

Figure 7-13 : Table summarizing the canyons morpho-structural characteristics and 3D diagram of the paleo-messinian surface ..... p. 412

Figure 7-14 : Model of the formation and the evolution of canyons in the Ligurian margin context ..... p. 419

Figure 7-15 : Study zone map, presenting bathymetric data (Malisar2 off-shore and GEBCO on-land), SAR profiles location and catchments delimitation on-shore ..... p. 427

Figure 7-16 : Interpretation of the bathymetric data of the Roya canyon (2a) and the Taggia canyon (2b). See localization on the Figure 7-10 ..... p. 431

Figure 7-17 : Interpretation of the SAR profiles with some morphometric characteristics; SAR_07 for the Roya canyon and SAR_09 for the Taggia canyon. See localization on the Figure 7-10 ..... p. 433

Figure 7-18 : Model of flow transformation across the Roya and the Taggia canyons, associated to different sedimentary structures p.436

Figure 8-1 : Tableau récapitulatif des caractères morphologiques des systèmes de canyons de la Marge Calabro-Ionienne par type de ramification ..... p. 442

Figure 8-2 : Graphiques comparatifs des profils topographiques longitudinaux des canyons sous-marins des marges Calabro-Ionienne et Ligure et de leur fleuve ou torrent associés, ainsi que les profils normalisés et confrontés suivant leur tendance à d'autres profils de canyons de la littérature (d'après Covault et al., 2011) ..... p. 446

Figure 8-3 : Graphiques comparatifs de différents paramètres morphométriques avec celui de la longueur des thalwegs ..... p. 452

Figure 8-4 : Graphiques comparatifs de différents paramètres morphométriques avec celui de la profondeur d'eau atteinte par les canyons ..... p. 453

Figure 8-5 : Graphiques comparatifs de différents paramètres morphométriques avec celui de la profondeur d'incision des canyons ..... p. 454

Figure 8-6 : Graphiques comparatifs de différents paramètres morphométriques avec ceux de la largeur des canyons et la largeur des thalwegs ..... p. 455

Figure 8-7 : Graphique de l'inclinaison moyenne des canyons en fonction de l'indice de sinuosité moyen des canyons ..... p. 456

Figure 8-8 : Graphiques comparatifs de certains paramètres morphométriques des canyons de la Marge Ligure montrant une bonne corrélation avec des paramètres associés aux bassins versants (les autres graphiques ne montrant pas une bonne corrélation sont visibles en Annexes 8-2, 8-3, 8-4, 8-5 et 8-6) ..... p. 457

Figure 8-9 : Graphiques comparatifs des débits liquides et des valeurs de charge en suspension moyenne et des apports sédimentaires annuels théoriques des bassins versants montrant une bonne corrélation avec la profondeur d'eau atteinte, la profondeur d'incision et la largeur des canyons de la Marge Ligure (les autres graphiques ne montrant pas une bonne corrélation sont visibles en Annexes 8-7, 8-8 et 8-9) ..... p. 459

Figure 9-1 : Modèle des conditions de formation des rides sédimentaires dans le thalweg des canyons …… p.467

Figure 9-2 : Modèle de formation de terrasses dans les têtes de canyons. A. Générées par diverses phases de déstabilisations des flancs des canyons associées aux variations eustatiques. B. Générées par le déplacement latéral de l'embouchure du fleuve associé …… p.471

Figure 9-3 : Reconstitution de l'évolution du méandre du canyon Crati …… p. 474

Figure 9-4 : Modèle de formation des terrasses associées aux embouchures de systèmes et à des phases de compression …… p. 477

Figure 9-5 : Modèle de la formation de zones à *knickpoints* et d'incision axiales couplées avec différentes caractéristiques des écoulements turbiditiques …… p. 481

Figure 9-6 : Modèle de transformations des écoulements le long des canyons : les exemples des canyons de la Roya et la Taggia de la Marge Ligure …… p. 483

Figure 9-7 : Modèle construction d'un canyon suivant des cycles d'émersion/érosion/dépôt associés aux cycles eustatiques depuis la Crise Messinienne ; exemple du canyon Verde Ligure …… p. 486

Figure 9-8 : Comparaison des profils longitudinaux topographiques des systèmes de canyons en entier de la Marge Calabro-Ionienne et des canyons de la Marge Ligure et confrontation des dimensions et de la profondeur d'incision entre le canyon du Var et le système Squillace, les deux plus grands systèmes de chaque marge …… p. 490

Figure 9-9 : Modèle mettant en relation la morphologie générale de la marge continentale avec le type de canyon ou système de canyon, et la différence entre les Marges Ligure et Calabro-Ionienne …… p. 492

Figure 9-10 : Corrélations entre les courbes glacio-eustatiques du Messinien à l'actuel (Haq et al., 1987 ; Pedley et al., 2007), les Unités stratigraphiques et discordances observées, la dynamique de l'Arc Calabrais (Gueguen et al., 1998 ; Wortel et Sparkman, 2000 ; Sartori, 2003 ; Ferranti et al., 2006) et l'initiation et la formation des canyons sous-marins étudiés …… p. 494

Figure 9-11 : En haut : Corrélations entre les courbes glacio-eustatiques du pléistocène Moyen à l'actuel (Lajoie et al., 1991 ; Waelbroeck et al., 2002 ; Antonioli et al., 2004 ; Cucci, 2004), les différentes caractéristiques et données du soulèvement régional de la Marge Calabro-Ionienne et l'initiation et la formation des canyons sous-marins étudiés (Chapitre 6) et observé à terre (Zecchin et al., 2011). En bas : Cartes représentant le haut niveau marin de l'interglaciaire Riss-Würm, il y a environ 125 Ka, d'après les marqueurs MIS 5.5 observés dans des terrasses marines surélevées, ainsi que les taux d'uplift calculés et compilées par Ferranti et al. (2006) sur toute la Marge Calabraise. Les marqueurs MIS 5.5 les plus élevés se trouvent au Sud de la Marge et au niveau du Bassin Corigliano …… p. 498

Figure 9-12 : Reconstitution de la topographie de la Marge Calabro-Ionienne depuis le Pléistocène Moyen jusqu'à l'actuel, grâce aux donnée de marqueurs isotopiques des différents stages marins retrouvés sur des terrasses marines surélevées à terre (Cucci, 2004 ; Zecchin et al., 2004b et 2011 ; Antonioli et al., 2006 ; Ferranti et al., 2006 et 2008 ; Corbi et al., 2009) …… p. 503

Figure 9-13 : Comparaisons des caractéristiques des deux plus grands bassins versants des Marges Ligure et Calabro-Ionienne, le Var et le Crati …… p. 505

Figure 9-14 : Modèle du moteur érosion / dépôt des écoulements gravitaires dans les canyons en fonction des dimensions des gouttières messiniennes pré-existantes …… p. 507

Figure 9-15 : Modèle montrant l'incision et la formation de paléo-vallées sur le plateau continental et la pente continentale, au cours de la Crise Messinienne (Cas de la Marge Ligure) et durant le Dernier Maximum Glaciaire (Cas de la Marge Calabro-Ionienne) et le contrôle sur la position et le type de ramification des canyons sous-marins lors du haut niveau marin suivant …… p. 512

Figure 9-16 : Modèles montrant le contrôle des failles sur les canyons sous-marins. A) Une faille peut être une zone de faiblesse et un axe préférentiel pour la formation des canyons. B) Le jeu des failles peut contrôler le tracé, la formation de terrasses et la migration de méandres …… p. 513

Figure 9-17 : Modèle illustrant l'action d'un haut structural contrôlé tectoniquement sur le trajet d'un canyon sous-marin, le déviant si sa formation est postérieure à un évènement tectonique, ou se faisant inciser si la formation du canyon et un évènement tectonique sont synchrone …….. p. 515

Figure 9-18 : Modèle illustrant les différents stades de l'initiation et la formation de têtes de canyons sous-marins sous l'impact d'échappements de fluides en contexte de marge active …….. p. 517

Figure 9-19 : Modèle de formation du canyon Assi, contrôlé par les MTDs sur le haut structural Stilo, durant la baisse et le dernier bas niveau marin relatif du Dernier Maximum Glaciaire …… p. 519

Figure 9-20 : Modèle de synthèse associant les différentes caractéristiques morphologiques et morphométriques des canyons sous-marins avec les facteurs de contrôle, tels la déformation d'une marge continentale, la stabilité des bassins versants et des apports sédimentaires et la largeur du plateau continental …….. p. 521

Figure 9-21 : A) Modèle de l'incision du plateau continental et de la pente continentale de la Marge Ligure et de la formation de paléo-vallées Messiniennes durant le Crise de Salinité Messinienne …… p. 527

B) Modèle de la déformation de la Marge Ligure et l'évolution des canyons sous-marins durant le Pliocène …….. p. 528

C) Modèle actuel de la Marge Ligure, des configurations des canyons sous-marins en fonction de la déformation de la Marge Ligure et leur degré de maturité …… p. 529

Figure 9-22 : A) 1). Modèle d'initiation des processus d'instabilités lors de l'accélération du soulèvement de la marge. 2). Modèle de la formation de proto-canyons durant une période de haut niveau marin …… p. 533

B) 3). Modèle du développement des canyons lors d'une phase de bas niveau marin. 4). Modèle des systèmes de canyons lors du haut niveau marin de l'interglaciaire Riss-Würm …….. p. 534

C) 5). Modèle de la configuration des systèmes durant le LGM et de l'incision du plateau continental. 6). Modèle et configuration actuelle des systèmes de la Marge Calabro-Ionienne …… p. 535

INTRODUCTION

Problématique :

Les marges continentales passives ou actives, depuis les hautes latitudes jusqu'à l'équateur, représentent la zone de transition entre continents et bassins océaniques et sont, de ce fait, la voie préférentielle des transferts sédimentaires terre-mer au cours du temps. Au sein de ce système, les pentes continentales sont plus particulièrement soumises à des processus gravitaires érosifs, plus ou moins intenses et diversifiés, parmi lesquels on distingue principalement : les glissements en masse, dont l'enregistrement géologique consiste en une cicatrice d'arrachement et un corps déstructuré pouvant atteindre plusieurs mètres à centaines de mètres d'épaisseur, et les écoulements gravitaires, qui sont générés de façon quasi continue au cours du temps et qui sont responsables du dépôt de strates individuelles centimétriques à métriques.

L'action de ces processus gravitaires génèrent le creusement de canyons sous-marins qui constituent un élément architectural majeur des pentes continentales (Posamentier et Vail, 1988 ; Posamentier et al., 1988). Ces structures présentent en effet une large distribution spatiale et sont présentes sur tous les types de marge qui ont fait l'objet d'investigations (Harris et Whiteway, 2011). Les canyons sous-marins sont caractérisés par des morphologies en V ou en U, variant de 100 à 1000 m de profondeur en moyenne et pouvant atteindre plus de 2000 m de profondeur (Normark et Carlson, 2003). Les têtes des canyons peuvent rester confinées à la pente continentale ou bien inciser le plateau continental et alors entrer en connexion directe avec un système fluviatile continental, favorisant ainsi les transferts directs entre continent et océan. L'activité d'un canyon est dite binaire : il est actif lorsqu'il est régulièrement emprunté par des écoulements gravitaires érosifs qui maintiennent ou accroissent sa morphologie, et il est inactif lorsque sa connexion avec des apports sédimentaires s'arrête et qu'il se comble sous l'effet d'une lente sédimentation hémipélagique (Walsh et al., 2007 ; Jobe et al., 2011). Cette dualité repose sur la proximité avec un système fluviatile subaérien (Berné et al., 2002 ; Baztan et al., 2005). Bien que ces structures soient activement étudiées depuis une trentaine d'années (Nesteroff et al., 1968 ; Gorsline, 1970 ; Shepard et al., 1974 ; Kenyon et al., 1978 ; Carson et al., 1986 ; Gardner, 1989 ; Garfield et al., 1994 ; Nittrouer et Wright, 1994 ; Babonneau et al., 2002 ; Antobreh et Krastel, 2006 ; Harris et Whiteway, 2011), des interrogations demeurent sur leur mode de formation et d'évolution.

Les fluctuations eustatiques ont toujours été avancées comme étant le ou l'un des facteurs de contrôle principaux du processus de formation/maintien des canyons (Posamentier et Vail, 1988 ; Posamentier et al., 1988 ; Rasmussen, 1994 ; Fulthrope et al., 2000 ; Baztan et al., 2005 ; Bertoni and Cartwright, 2005). Les périodes glaciaires sont plus particulièrement identifiées comme des phases de création ou de réactivation des canyons sous-marins (Baztan et al., 2005) en contrôlant la nature et la distribution des particules transférées depuis le plateau continental et la connexion/déconnexion d'un canyon avec son système subaérien. Toutefois, en fonction du contexte environnemental, plusieurs autres facteurs peuvent aussi participer activement au creusement de ces structures, sur de courtes ou longues périodes de temps. Ainsi, le réajustement

vertical des marges comme les phénomènes de soulèvement provoquent une modification du profil de pente. Le retour à un profil d'équilibre se fait alors par érosion régressive dans l'axe des canyons. Plus localement, les failles actives peuvent modifier le tracé du cours du canyon ou bien déplacer des segments entier de canyons, faisant migrer un méandre, en contrôlant la position de ses tributaire, ou encore en provoquant des instabilités obstruant son thalweg (McHugh et al., 1998 ; Mountjoy et al., 2009). L'échappement de fluides semble jouer un rôle dans la mise en place de canyons sous-marins, en réactivant leur morphologie (Jobe et al., 2011) ou en influençant leur tracé (Popescu et al., 2004).

Objectifs de l'étude :

Ce travail de thèse a été réalisé sur deux types de marges de la Méditerranée : une marge passive en cours de réactivation, la Marge Nord-Ouest du Bassin Ligure (France-Italie), et une marge active, la Marge Calabro-Ionienne (Italie). Il se concentre sur l'étude de 6 canyons sous-marins sur la Marge ouest Ligure et de10 systèmes de canyons sur la Marge Calabro-Ionienne ; ils peuvent présenter des caractéristiques morpho-structurales similaires ou différentes le long de la même marge ou entre deux marges. Ce travail se basera donc sur des analyses morphométriques, morphologiques et architecturales qui permettront d'établir des comparaisons entre canyons sous-marins. Les principaux objectifs de cette étude sont :

- faire ressortir les principales caractéristiques morphométriques des canyons, telles que le profil topographique longitudinal du thalweg, son inclinaison, son indice de sinuosité, la largeur du canyon et du thalweg, la profondeur d'incision, la morphologie transversale du canyon, ou encore leur évolution amont-aval.
- analyser les différents éléments architecturaux au sein des canyons, tels que les cicatrices d'arrachements, les sur-incisions, les *knickpoints*, les rides sédimentaires ou les terrasses, afin de comprendre leur relation avec les différents paramètres morphométriques généraux des canyons, ainsi que leur mode de mise en place et d'évolution.
- analyser l'architecture interne des dépôts, via l'étude de profils Chirp et sismiques à travers les canyons, et ainsi de mettre en évidence les mécanismes de construction des canyons au cours du temps.
- analyser l'évolution des canyons au cours du temps en les intégrant au contexte tectonique régional pour ainsi déterminer les forçages tectonique, climatique et/ou glacio-eustatique contrôlant leur formation et leur dynamique sédimentaire actuelle, ainsi que le processus d'érosion sous-marine et l'évolution du relief dans une zone de transition continent-océan.
- faire une analyse des bassins versants associés à chaque canyon sous-marin afin de comprendre l'impact de l'influence des apports sédimentaires sur la formation et l'évolution des canyons.

- établir une comparaison de la formation et de l'évolution des canyons sous-marins entre les marges Ligure et Calabro-Ionienne.

Sur la Marge Ligure, les données utilisées dans cette étude ont été acquises lors des campagnes océaniques MALISAR 1 et 2 (août 2006 et juin 2007). Ces campagnes ont permis l'acquisition d'un relève bathymétrique complet de la Marge et de collecter des profils de sismique rapide (24 traces) et des images de sonar latéral. Les données de la Marge Calabro-Ionienne ont été acquises durant les campagnes océanographiques MESC, WGDT (2005) et MAGIC (2009). Elles ont permis un relevé bathymétrique complet de la marge et la collecte de profils Chirp.

Organisation du mémoire :

Le chapitre 1 est une synthèse bibliographique concernant les processus dynamiques et les transferts sédimentaires affectant une marge continentale. Ceci inclue les processus de transport gravitaires, les courants océaniques profonds et de surface et les facteurs de contrôle des transferts sédimentaires et glissements.

Le chapitre 2 se focalise tout d'abord sur une brève synthèse bibliographique concernant les systèmes subaériens, puis une sur les canyons sous-marins, incluant les caractéristiques dimensionnelles et les morphostructures et des différents facteurs pouvant contrôler leur formation et leur évolution.

Le chapitre 3 retrace le contexte géologique des Marges Ligure et Calabro-Ionienne afin d'illustrer leurs principales similitudes et différences.

Le chapitre 4 détaille les outils utilisés dans cette étude, et les méthodes d'analyses.

Les chapitres 5 et 6 correspondent à une étude générale de la morphologie et des échofaciès de la Marge Calabro-Ionienne, et une analyse morpho-bathymétrique des 10 systèmes de canyons identifiés sur la marge.

Le chapitre 7 présente les résultats de l'analyse morpho-bathymétrique, de l'architecture interne et de la dynamique sédimentaire des 6 canyons étudiés sur la Marge Ligure. Il est constitué de deux articles à soumettre.

Le chapitre 8 présente une analyse comparée des canyons sous-marins entre les deux marges Ligure et Calabro-Ionienne.

Le chapitre 9 est enfin une synthèse et une discussion autour des résultats obtenus sur les deux marges et leur confrontation afin de discriminer l'origine des canyons, les facteurs contrôlant leur formation, leur processus de construction et leur évolution au cours du temps.

CHAPITRE 1

Processus Dynamiques et Transferts sédimentaires

Sur une Marge Continentale

Ce travail de thèse a été réalisé sur deux types de marges : une marge passive, la Marge Nord de l'ouest du Bassin Ligure (France-Italie) en cours de réactivation, et une marge active, la Marge Calabro-Ionienne, Italie. La synthèse bibliographique suivante regroupe donc ces deux aspects, afin de comprendre au mieux l'importance des différents facteurs intervenant dans la formation et l'évolution des canyons sous-marins selon le contexte tectonique.

1. LES MARGES CONTINENTALES

Une marge continentale, qu'elle soit active ou passive, représente la transition entre la croûte continentale et la croûte océanique. Elle est affectée par des processus tectoniques et sédimentaires (érosion et dépôts) qui font constamment évoluer sa géomorphologie. Le rebord du plateau continental et la pente continentale, en raison de leur forte dénivellation, sont le siège de transferts sédimentaires et de phénomènes d'instabilités gravitaires.

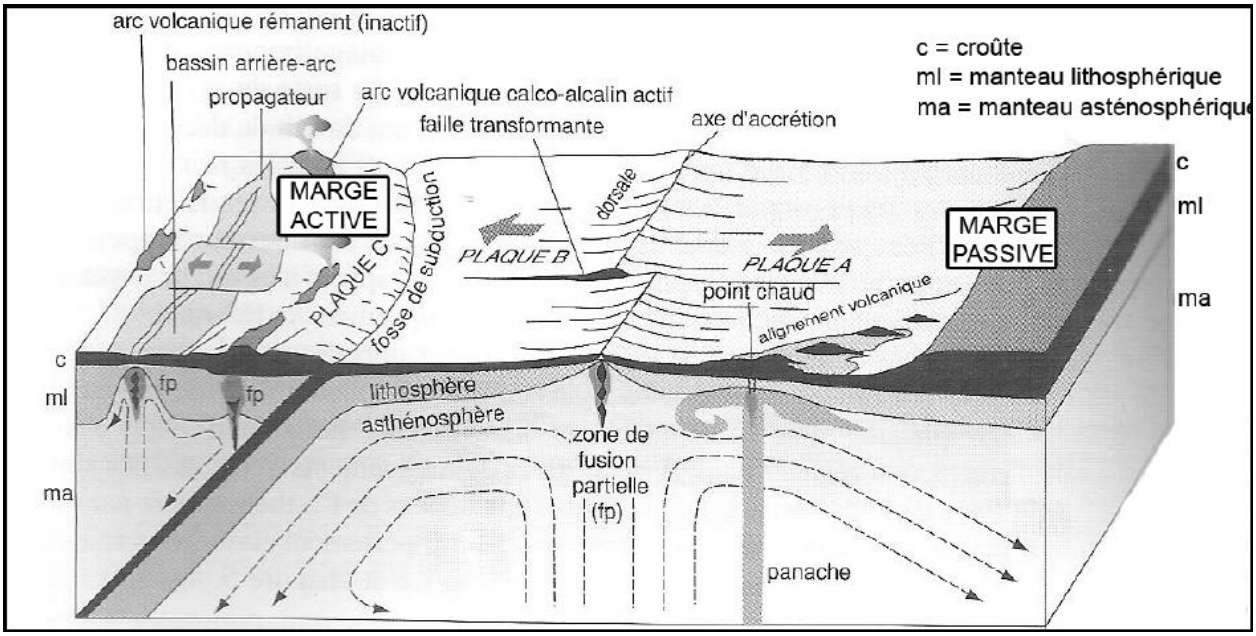


Figure 1-1 : Diagramme 3D représentant les marges continentales associées à deux types de frontières de plaques. (Pomerol et al., 2005).

Deux types de marge continentale (Figure 1-1) sont distingués en fonction de caractéristiques morpho-structurales qui leurs sont propres : les marges passives divergentes résultant de l'ouverture d'un océan et les marges actives où se localisent une convergence des plaques tectoniques engendrant une subduction océanique.

Les marges passives (Figure 1-2) sont généralement caractérisées par un plateau continental large (70 km en moyenne), de profondeur d'eau inférieure à 200 m et de faible inclinaison. Le plateau continental caractérise la partie continentale ennoyée et souvent totalement émergée durant

les périodes de bas niveau marin. Leur pentes continentales se caractérisent par une inclinaison d'environ 4-5°, pouvant atteindre plus de 10° (Schlager et Camber, 1986), comme dans le cas de la pente continentale carbonatée de la Floride de l'Ouest qui présente une moyenne locale de l'ordre de 12° (Pratson et Haxby, 1996) ; tandis que sur les plateformes carbonatées des Atolls Pacifiques et Bahamas les pentes continentales atteignent une inclinaison de l'ordre de 20-40° (Schlager et Camber, 1986). Le Bassin Ligure en Méditerranée Occidentale présente également une pente continentale de forte inclinaison avec une moyenne de plus de 11° (Cochonat et al., 1993), et la transition avec le glacis dont l'inclinaison diminue à mois de 5° s'effectue à 2000-3000 m de profondeur.

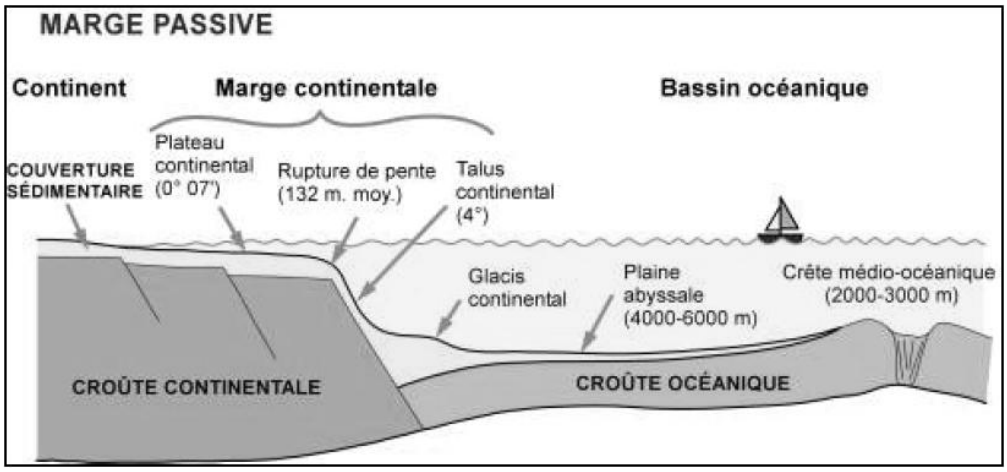


Figure 1-2 : Schéma d'une marge passive idéalisée et ses principales caractéristiques morpho-structurales (Bourque, 2006).

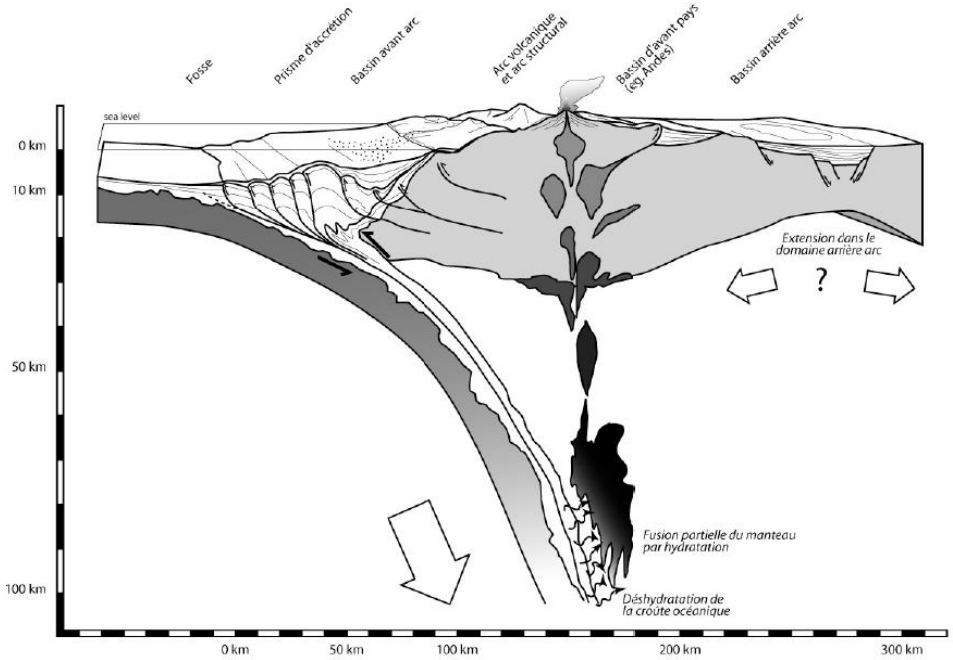


Figure 1-3 : Schéma d'une marge active idéalisée, représentant une subduction océan/continent avec les principales caractéristiques morpho-structurales (Paquet, 2007).

Les marges actives (Figure 1-3) ont un plateau continental généralement plus étroit (5-30 km) avec une inclinaison plus élevé que celle des marges passives. Leurs pentes continentales dont l'inclinaison moyenne est de 3-6° (Hagen et al., 1996) peuvent atteindre des profondeurs de 10 000 m (cas de la fosse océanique des Mariannes). Les phénomènes de subduction sur la marge continentale génèrent des domaines morpho-structuraux spécifiques, définissant et contrôlant les environnements sédimentaires de dépôts. De ce fait, des reliefs types se mettent en place (rides, plateaux ou volcans) et peuvent engendrer des destructions ou des effondrements régionaux de la marge continentale, comme cela a été décrit sur la marge d'Hikurangui (Nouvelle Zélande ; Collot et al., 2001).

Les principales structures morphologiques des marges continentales sont les canyons sous-marins et les cicatrices d'arrachement qui entaillent la pente continentale sous l'effet de processus érosifs et les accumulations turbiditiques caractérisant la prédominance des processus de dépôts sur le glacis. Ces différentes structures feront l'objet d'explications détaillées dans les paragraphes suivants.

2. LA PENTE CONTINENTALE

Si les marges continentales dans leur ensemble ont été très étudiées depuis une quarantaine d'années, les pentes continentales font moins l'objet d'analyses détaillées récentes que les plateaux continentaux ou les zones de glacis. Pourtant leur rôle dans les processus de transferts sédimentaires depuis les plateaux vers les bassins océaniques profonds, du fait de leurs inclinaisons relativement fortes, est très largement établi (Dailly, 1983 ; Ross et al., 1994 ; Galloway et Hobday, 1996 ; Galloway, 1998).

En effet, les pentes continentales gagnent ou perdent des sédiments au travers des phénomènes de dépôts, érosion et dissolution (Schlager et Camber, 1986). On distingue ainsi les pentes continentales en accrétion avec un bilan sédimentaire positif par stockage du surplus sédimentaire sur la pente (part de la couverture sédimentaire permanente), des pentes en érosion avec un bilan sédimentaire négatif (Mullins and Neumann, 1979, Schlager et Camber, 1986). L'apport ou la perte de matériaux sont fortement influencés par l'inclinaison de la pente continentale au travers de mouvements en masse ou de courants de turbidité (Schlager et Camber, 1986).

La pente continentale caractérise la zone de transition entre la plateforme et le bassin profond. Lorsqu'elle est dominée par des phénomènes de non-dépôt ou *by-pass* des particules, le manque de préservation des matériaux et la difficulté d'observation, augmentent la complexité de l'étude.

2.1. Les courbes de bases caractérisant les pentes sous-marins

Plus de 80% des profils topographiques des pentes continentales peuvent être quantifiés en utilisant trois équations mathématiques simples (Adams and Schlager, 2000). Grâce à plusieurs exemples de marges, ces auteurs ont montré que 12% des cas étudiés avaient une pente supérieure linéaire, 20% avaient des profils exponentiels avec une limite supérieure du talus continental anguleuse et 50% présentaient des profils sigmoïdaux (Figure 1-4).

- Les profils linéaires sont interprétés comme des pentes pour lesquelles les sédiments restent à leur angle de repos ou d'équilibre de telle manière que le système tout entier est dans un état critique auto-organisée (Adams et Schlager, 2000). L'angle de repos est généralement défini comme l'angle maximum par rapport à l'horizontale pour lequel les sédiments meubles se stabiliseront lors du dépôt (Bak et al., 1988 ; Mann and Kanagy, 1990). Il convient cependant de noter que l'angle de repos est directement lié à la taille des particules (Kenter, 1990). Dans un tel état critique, le moindre ajout sédimentaire pourrait conduire à un ajustement des grains entre eux et générer des mouvements en masse (Adams et Schlager, 2000).

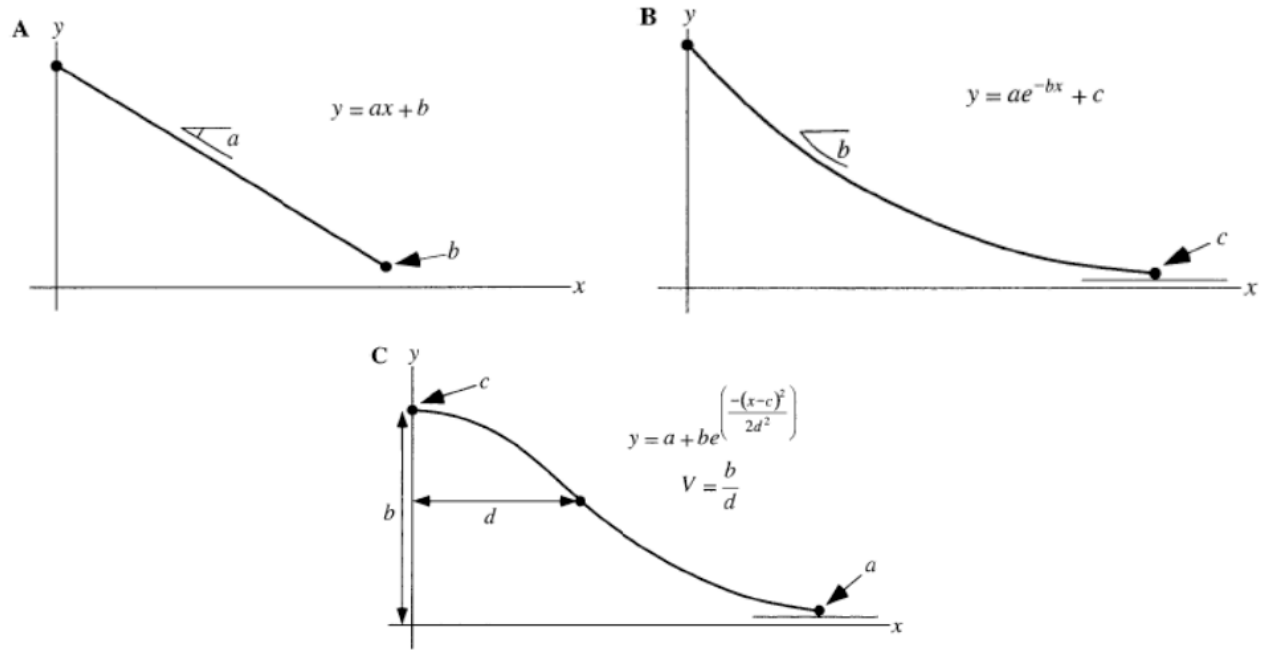


Figure 1-4 : 3types de pentes et leur équation. A – Morphologie planaire décrite par une équation linéaire. B – Courbe concave décrite par une fonction exponentielle. C – Morphologie sigmoïdale décrite par une distribution gaussienne. (Adams and Schlager, 2000).

Les pentes continentales linéaires à sédiments non-cohésifs présentent un angle d'équilibre de l'ordre de 35-40° (Kirkby, 1987 ; Kenter, 1990 ; Adams et Schlager, 2000). En effet, la pente

supérieure linéaire observée à South Water Cay, Belize présentent des sédiments sableux et de gravats dont l'angle de repos est de 36°, tandis que le talus continental linéaire observé aux Bahamas (Adams et Schlager, 2000) et constitué de rochers et de sable issus de l'érosion, présente une inclinaison de plus de 40°.

On trouve également des pentes continentales linéaires à matériaux cohésifs. Elles présentent des inclinaisons de 5-13°, telles les pentes continentales de la Nouvelle Ecosse, du Canada et du New-Jersey, Nord-ouest de l'Amérique (Adams et Schlager, 2000). Ces pentes continentales argileuse se maintiennent à cet angle d'équilibre du fait de processus de déstabilisation (*creeping* et *slumps*), qui bien que produisant une surface bosselée, ne modifie pas le profil général linéaire (Adams et Schlager, 2000). Elles sont cependant instables pour une inclinaison supérieure à 7° et pour une épaisseur sédimentaire supérieure à 20 m, car cela génère des mouvements en masse de petite taille (Mosher et al., 1994). Les instabilités gravitaires qui seront décrites ultérieurement peuvent également se déclencher pour des inclinaisons de pente inférieures à 5° (Piper et al., 1999).

- Les profils à tendance exponentielle (ou concave), par analogie avec les systèmes terrestres, sont attribués à un affaiblissement exponentiel de la capacité de transport en fonction de la distance (Adams et al., 1998 ; Adams et al., 2001). Les profils exponentiels seraient des profils linéaires s'aplatissant de manière concave dans leur parte inférieure suite au transport vers le bassin des sédiments initialement déposés sur la pente continentale (e.g. pente continentale de la marge sud de la péninsule antarctique du Pacifique ; Adams et Schlager, 2000). La perturbation en zone distale d'une courbe à tendance exponentielle est ainsi corrélée à l'apparition de dépôts turbiditiques qui élèvent localement le fond (Adams et al., 2001).

Les profils exponentiels présentent généralement une bordure de plateau continental raide. La décroissance exponentielle de la capacité de transport commence dès cette rupture de pente (Adams et al., 2001), le transport sédimentaire sur la pente continentale se faisant sous l'influence de la gravité (Adams et Schlager, 2000). Ces courbes exponentielles à forte rupture de pente, se retrouvent dans trois contextes (Adams et al., 1998) : (1) lorsque le taux de sédimentation est élevé (e.g. Marge continentale sud-est de la Nouvelle Zélande dont l'inclinaison maximum est de 10.1° ; Adams et Schlager, 2000 ; A. Figure 1-5) ; (2) en contexte de marge glaciaire pour lequel le mouvement vertical est limité par la couverture de glace (e.g. marge continentale glaciaire de la Baie Prydz en Antarctique dont l'inclinaison maximum est de 7.9° ; Adams et Schlager, 2000 ; B. Figure 1-5) ; (3) en contexte de marge récifale, due aux carbonates relativement résistant à l'érosion durant les périodes de bas niveau marin (e.g. pente ouest de *Great Bahama Bank* dont l'inclinaison maximum est de 8° ; Adams et Schlager, 2000 ; C. Figure 1-5). Dans ces trois cas, la progradation rapide de la rupture de pente est due à un mouvement vertical limité, et le maximum de l'inclinaison varie de 6 à 28° (Adams et Schlager, 2000).

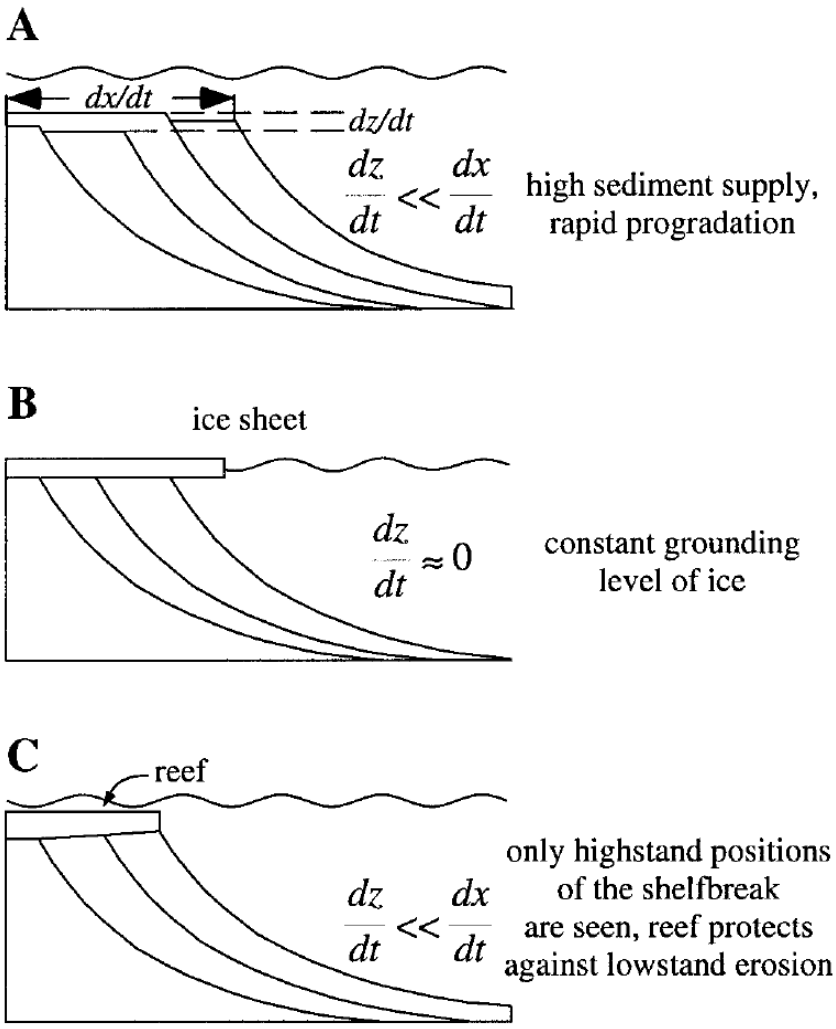


Figure 1-5 : 3 contextes (voir définition dans le texte) produisant des courbes topographiques exponentielles à forte rupture de pente (Adams and Schlager, 2000).

- Les profils de pente sigmoïdaux sont les plus communs sur les marges continentales et dans les bassins intra-cratoniques (Schlager et Adams, 2001). Ils sont représentés par une courbe gaussienne se composant de deux segments bien différenciés. La partie inférieure, concave, représente la décroissance exponentielle du taux de sédimentation avec la distance (Schlager et Adams, 2001) tandis que la partie supérieure, convexe, représente la limite graduelle entre le domaine de plateforme pour lequel le transport des sédiments se fait sous l'action des vagues et le domaine de la pente continentale pour lequel le transport sédimentaire est soumis à l'action de la gravité (Schlager et Adams, 2001).

Ces profils de pente seraient également attribués aux effets de processus intrinsèques (fluctuations long terme du niveau marin et influence des courants océaniques sur la morphologie d'une pente. La redistribution sédimentaire, l'érosion des sédiments à la rupture de pente et l'arrondissement de la rupture de pente par progradation sédimentaire sous l'effet des courants font évoluer une courbe exponentielle en une courbe gaussienne (Adams et Schlager, 2000). Ce type de

courbe gaussienne se trouvent sur les marges continentales en érosion (e.g. pente continentale du Bassin George Bank au nord-est de l'Amérique du Nord dont l'inclinaison maximale au point d'inflexion est de 7.3° ; Adams et Schlager, 2000), sur les marges continentales passives (e.g. marge sud-ouest de l'Afrique, dont l'inclinaison maximale au point d'inflexion est de 1.4° ; Adams et Schlager, 2000), sur les marges glaciaires de haute altitude (e.g. pente de la péninsule Antartique, dont l'inclinaison maximale au point d'inflexion est de 16.8° ; Adams et Schlager, 2000) ou en contexte de plateforme carbonatées (e.g. marge continentale sud de l'Australie, dont l'inclinaison maximale au point d'inflexion est de 3.0° ; Adams et Schlager, 2000).

De manière générale, les paramètres de forme des pentes continentales transcrites par ces trois équations mathématiques sont des indices de la nature rhéologique des dépôts. En effet, les pentes continentales dont les dépôts sont à dominante argileuse ont une inclinaison plus faible en base de pente continentale, et présentent un profil exponentiel. Celles dont les dépôts associés sont à dominante sableuse présentent plutôt un profil gaussien (Adams et Schlager, 2000). On retrouve, en revanche, ces trois types de profils de pente associés aux marges silicoclastiques et carbonatées (Adams et Schlager, 2000).

2.2. La géomorphologie d'une pente continentale

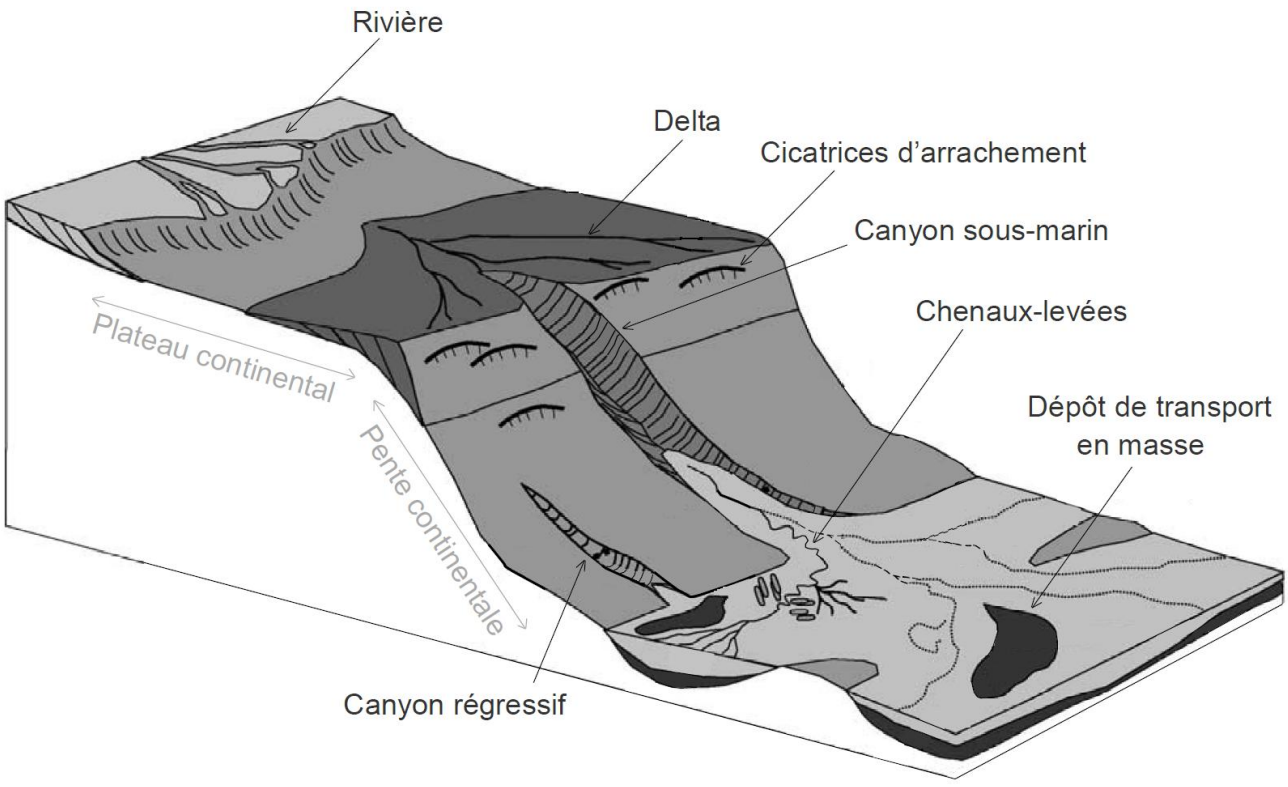


Figure 1-6 : Illustration des principaux systèmes érosifs et constructifs d'une pente continentale (modifié d'après Posamentier, 2003).

La géomorphologie d'une pente continentale se modifie continuellement sous l'impact de processus sédimentaires de transferts de particules, de l'activité tectonique liée aux failles ou encore des variations climatiques. Elle est caractérisée (Figure 1-6) par des domaines de *by-pass* et de systèmes de pentes érosifs, et des systèmes de pentes constructifs (Galloway, 1998). Cette première partie a pour but de présenter rapidement ces différents objets.

➢ **<u>Les domaines de by-pass et de systèmes de pentes érosifs</u>** regroupent les canyons sous-marins, les canyons régressifs, les *gullies*, les complexes de transport en mass (MTD) et les chenaux érosifs (Galloway, 1998).

- **Les canyons sous-marins** *sensu stricto* sont des structures géomorphologiques fréquentes sur les pentes continentales (Harris et Whiteway, 2011) et décrit comme la voie préférentielle de transit sédimentaires depuis le plateau continental jusqu'au bassin profond (Shepard, 1981).

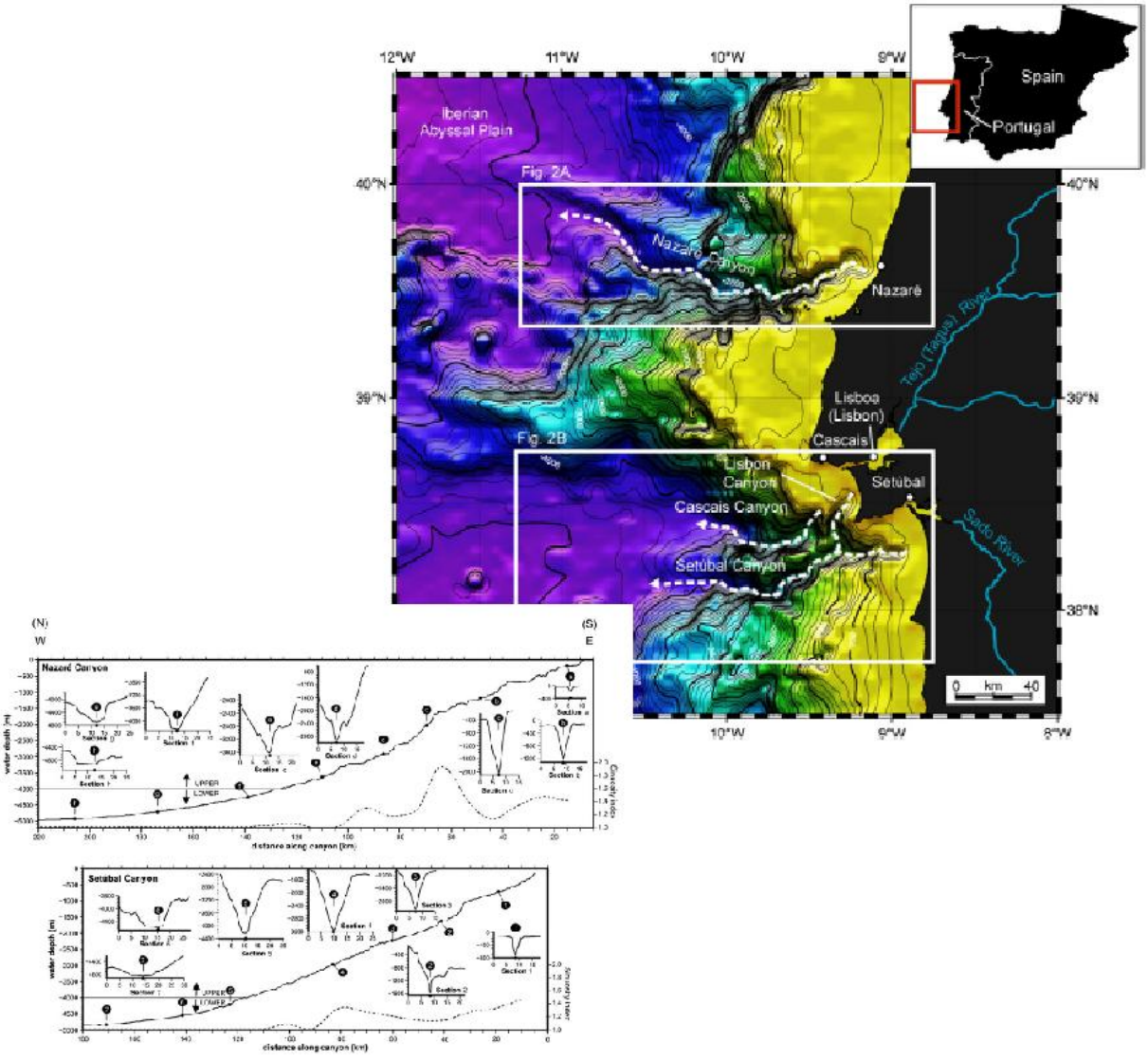


Figure 1-7 : Carte bathymétrique des canyons Nazaré et Setùbal de la marge ouest Ibérique et leurs profils longitudinaux et transverses associés (Arzola et al., 2008).

Ce sont des objets en dépression très développées qui incisent profondément la pente et le plateau continental. Ils sont caractérisés par des flancs fortement inclinés, et leur thalweg central est souvent étroit (0.2-15 km) tandis que leur vallée principale peut atteindre 50 km, profond (100-1500 m) et sinueux (Galloway, 1998). Ils sont caractérisés également par des vallées en « V » ou en « U » (Arzola et al., 2008 ; Figure 1-7). Leur longueur peut atteindre 1100 km (Galloway, 1998 ; cas du Canyon de Bering ; Normark et Carlson, 2003). Ils sont constitués de trois parties distinctes : la tête, le corps et l'embouchure (Cronin et al., 2005). La tête est souvent caractérisée par une morphologie dendritique ou méandriforme, due à la présence de nombreux tributaires secondaires (Shepard et Dill, 1966). Nous verrons plus en détails les morphostructures, les dimensions et la formation / évolution des canyons dans un chapitre ultérieur.

Leur mise en place est souvent décrite comme associée à la présence de grandes structures tectoniques ou de grands fleuves (Nil, Mississippi, Amazone… Mulder et Syvitski, 1995, Mulder et al, 2003b, Piper et Normark, 2009), de petits fleuves côtiers (Var ; Mulder et al., 1996 ; Mulder et al., 1998 ; Mulder et al., 2001) permettant un apport particulaire plus ou moins continu dans le temps.

- **Les « canyons régressifs »** se caractérisent par un creusement vers le haut de la pente continentale sous l'impact de glissements répétés à la tête de l'incision (Shepard, 1981 ; Twichell et Roberts, 1982 ; Farre et al., 1983 ; Pratson et Coakley, 1996 ; Green et al., 2007 ; Figure 1-8).

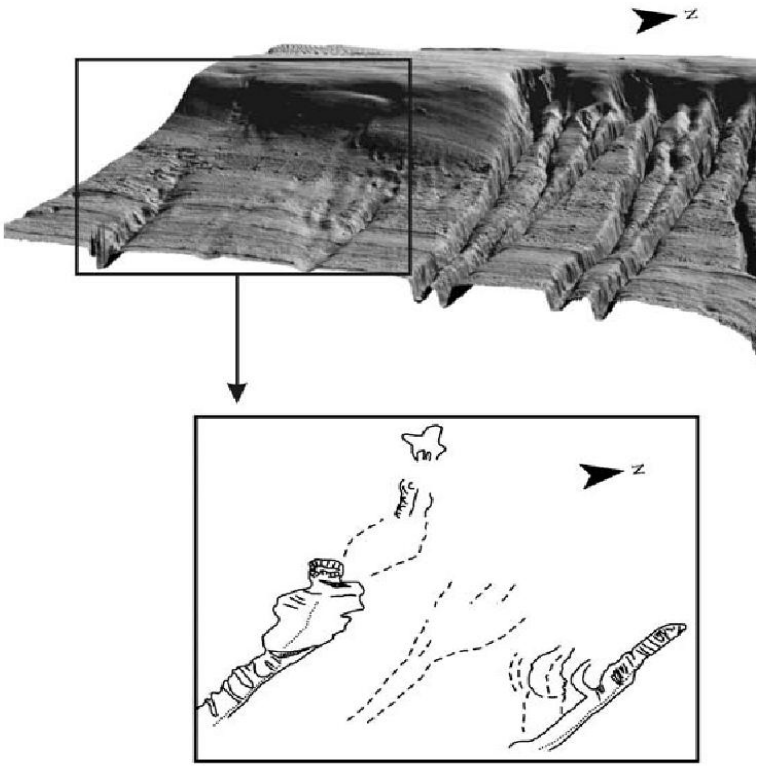


Figure 1-8 : Carte bathymétrique 3D d'un système de canyons régressifs sur le plateau continental nord de KwaZulu-Natal, au sud-ouest de l'océan Indien et son interprétation géomorphologique montrant les différents stades érosifs (Green et al., 2007).

Ces canyons sont parfois confinés sur la pente continentale (O'Connel et al., 1987 ; Bertoni et Cartwright, 2005) et appelés « headless » (Orange et al., 1997, Green et al., 2007 ; Figure 1-8), « slope-confined » (Bertoni et Cartwright, 2005), « blind canyons » (Harris et Whiteway, 2011), bien que leur évolution à long terme conduise à l'incision marginale du plateau continental (Farre at al., 1983 ; Twichell et Roberts, 1982). Nous verrons également plus en détails leur formation et leur évolution ultérieurement. A l'inverse des canyons *s.s.*, les canyons régressifs n'ont pas de lien net avec les processus opérant sur le plateau continental ou avec la présence de systèmes fluviatiles, bien qu'ils puissent être profonds et avoir des flancs abrupts.

- **Les *gullies*** se différencient des canyons selon un critère de dimensions. En effet, ce sont majoritairement des conduits érosifs de faible relief situées soit dans la tête des canyons (Field et al., 1999 ; Garcia et al., 2006 ; Lewis et Barnes, 1999 ; Piper et al., 1999) soit indépendamment ceux-ci sur le bord du plateau continental ou sur la pente continentale (dans des environnements de pente ouverte (Spinelli et Field, 2001 ; Noormets et al., 2009) et leur localisation varie souvent au cours du temps. Leur distribution peut ne pas être uniformes, avec des alternances de zones avec ou sans *gullies* (Noormets et al., 2009). Ce sont des conduits relativement rectilignes, présentant de faibles profondeurs de l'ordre de 5-50 m et de faibles largeurs de l'ordre de 100-250 m (Field et al., 1999). Ils ont des morphologies de vallée (transverses) en « V » symétriques (Noormets et al., 2009 ; Figure 1-9). De même que les canyons régressifs, les *gullies* ne semblent pas être rattachés à un réseau fluviatile subaérien (Field et al., 1999). L'origine de ces ravines est généralement associée à des déstabilisations en bordure de plateau continental et des processus d'érosion de forte énergie (Noormets et al., 2009).

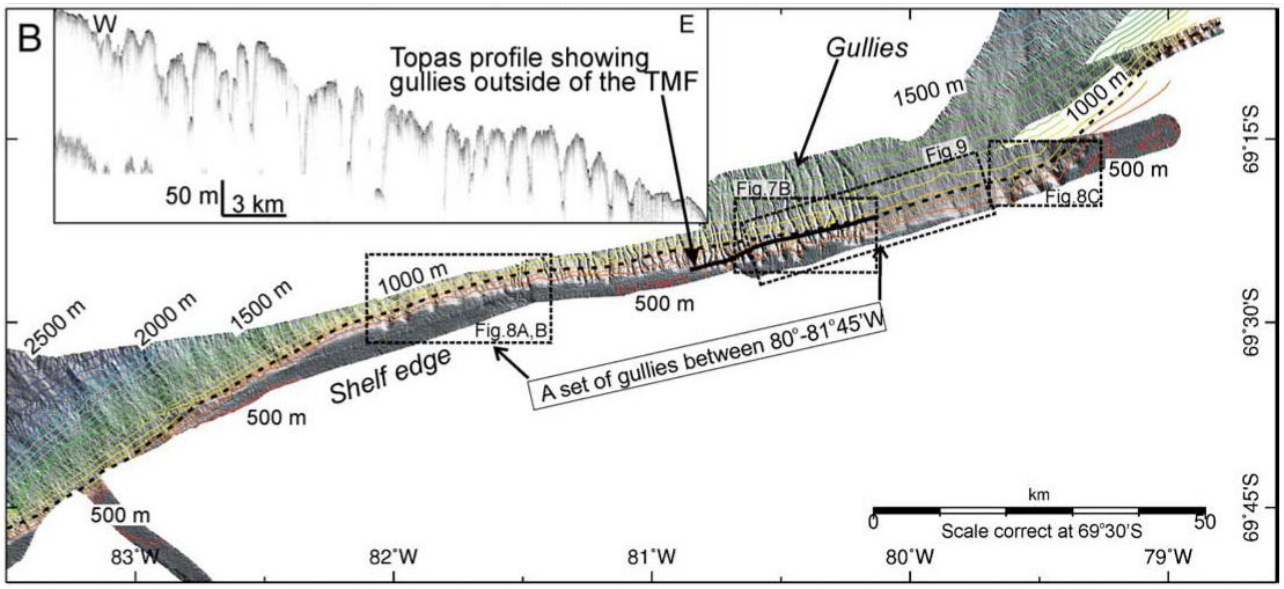


Figure 1-9 : Carte bathymétrique et profils sismiques au travers d'une zone de *gullies* en bord du plateau continental de la Mer Bellingshausen (Noormets et al., 2009).

- **Les dépôts de transport en masse (MTD)** regroupent tous les types de mouvements en masse (Tripsanas et al., 2007 ; Figure 1-10). Ils concentrent donc les dépôts associés aux avalanches de débris et de blocs, aux chutes de débris et de blocs, aux *slumps* et *slides*, aux coulées de débris ; processus qui seront décrits ultérieurement. Les plus fréquemment observés sont toutefois associés le plus souvent aux avalanches de débris, aux glissements rotationnels et aux coulées de débris.

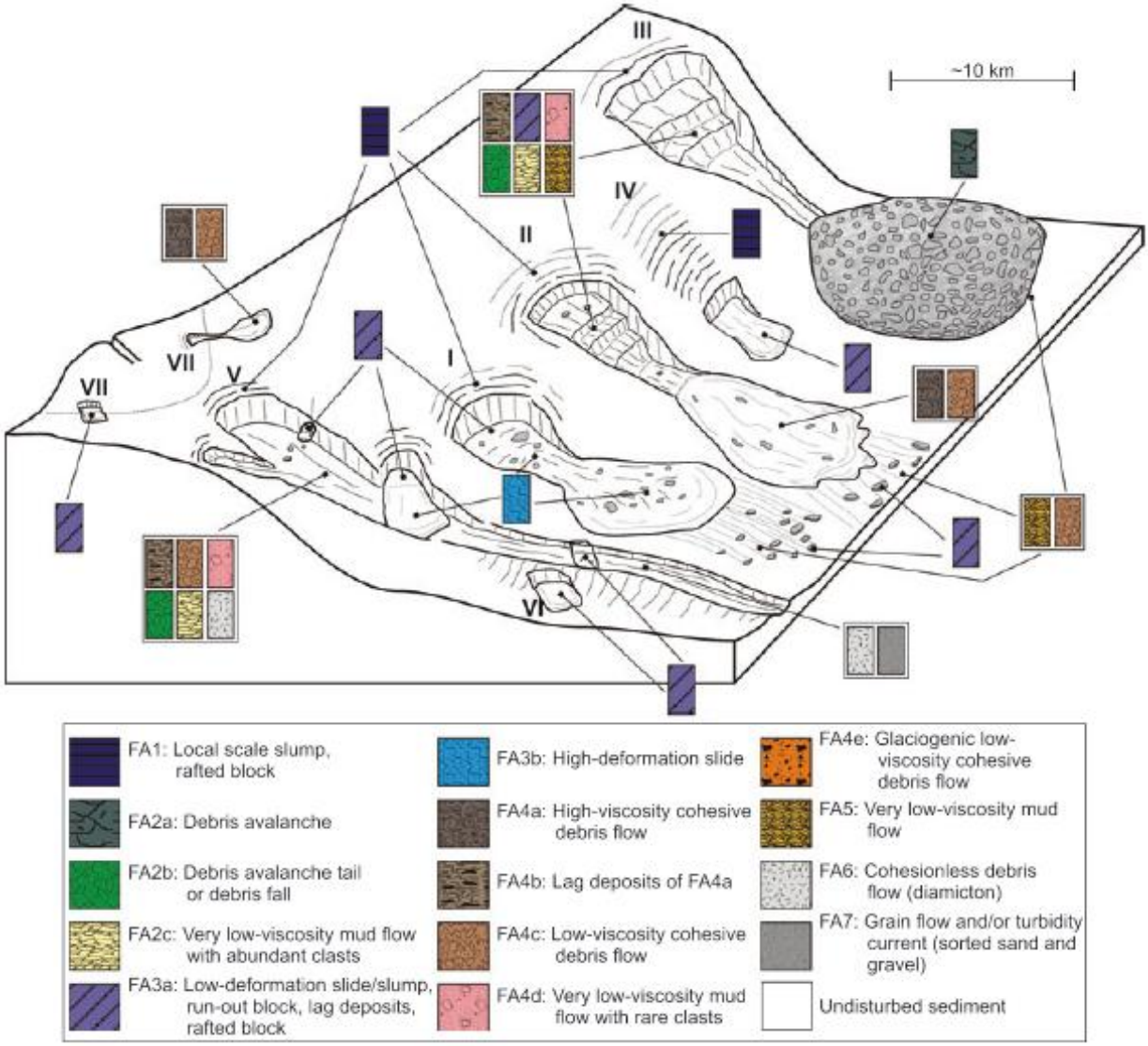


Figure 1-10 : Illustration de plusieurs différents types de déstabilisation sédimentaire et la distribution spatiale des faciès associés des dépôts de transport en masse (MTD) – I. Glissement de grande déformation ; II. Glissement transformé en coulée de débris ; III. Avalanche de débris ; IV. *Slide* / *Slump* ; V. Déstabilisation dans un canyon ; VI. *Slide* / *Slump* dans les chenaux et les levées ; VII. *Slump* / *Slide* et coulée de débris dans les deltas (Tripsanas et al., 2007).

Ces dépôts sont de faiblement à intensément déformés ou lités, et leur volume peut varier du m^3 à plusieurs milliers de km^3 (Galloway, 1998). Ils sont caractérisés par une surface sommitale

convexe (Embley, 1976) et par un faciès sismiques de faible amplitude (Collot et al., 2001 ; Moscardelli et al., 2006 ; Garziglia et al., 2008) ou par un faciès transparent avec des réflecteurs peu cohérents avec les dépôts adjacents. Les MTD parcourent en général des distances relativement courtes, de quelques dizaines de kilomètres, alors que le volume de sédiments déplacé peut être très grand. Cependant, dans des cas exceptionnels, ils peuvent parcourir plusieurs centaines de kilomètres (e.g. Glissement de Storrega – 5500 km^3, Bugge et al., 1987 ; Glissement de Hinlopen – 1350 km^3, Vanneste et al., 2006 ; Glissement de Traenadjupet – 760 km^3, Laberg et Vorren, 2000).

- **Les Chenaux érosifs ou systèmes chenalisés érosifs** sont des voies de *by-pass* sédimentaire et sont typiquement érosifs. Ils se trouvent généralement dans les zones de plus grande inclinaison de la pente continentale lieu d'accélération des écoulements gravitaires (Galloway, 1998).

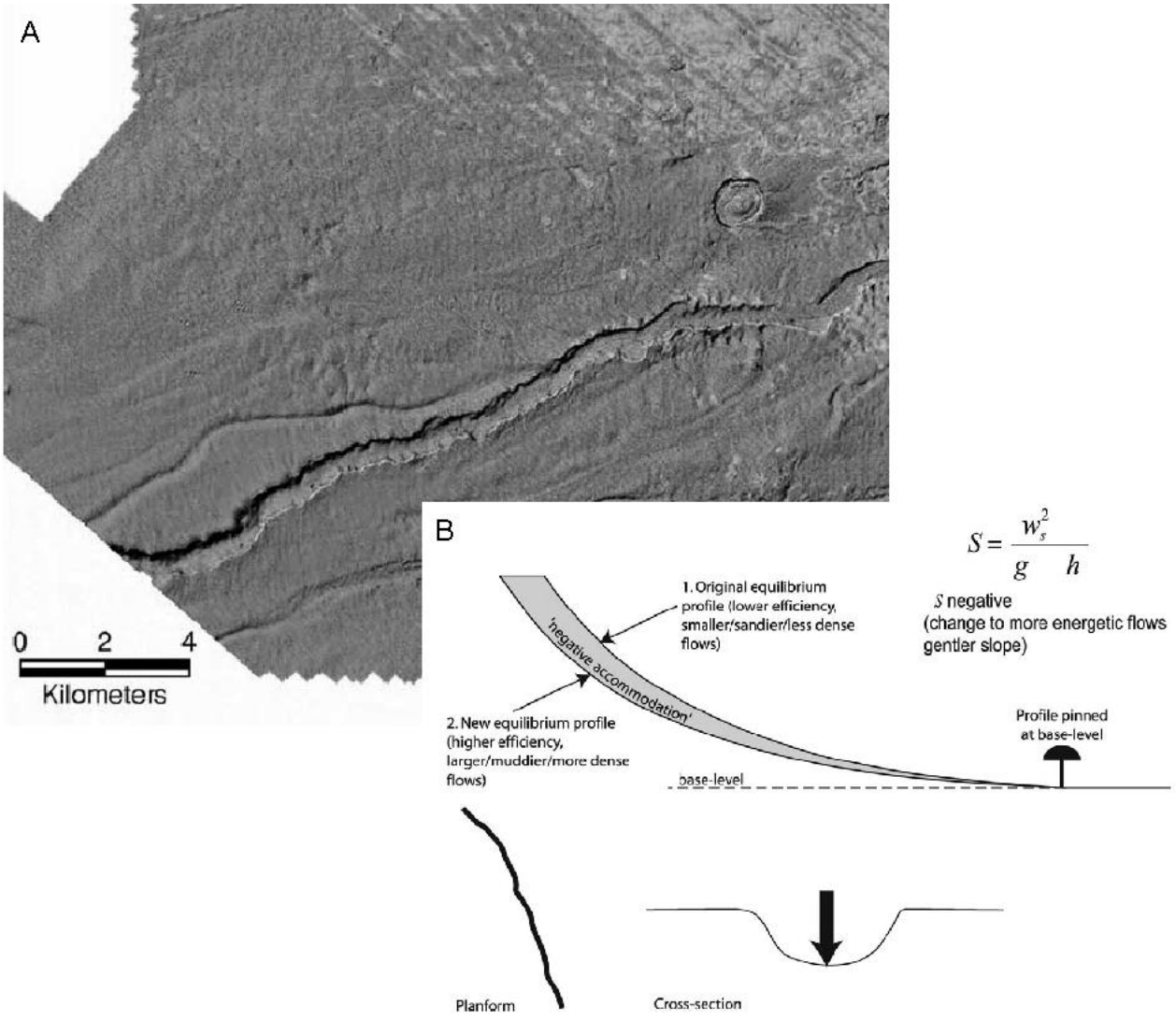


Figure 1-11 : A) Carte bathymétrique ombrée illustrant la présence de chenaux érosifs au large de Trinidad. L'écoulement se fait de gauche à droite (d'après Brami et al., 2000).
B) Illustration d'un chenal érosif et de ses principales caractéristiques (Kneller, 2003).

Ils présentent des profils transverses en « V » ou en « U » avec des terrasses (O'Connell et al., 1991 ; Galloway, 1998 ; Figure 1-11). Ils sont larges, de quelques centaines à plusieurs centaines de mètres, et leur profondeur varie de dizaines à centaines de mètres, alors que leur longueur varie de quelques kilomètres à plusieurs centaines de kilomètres (Galloway, 1998). Les chenaux érosifs sont relativement droits et symétriques (Brami et al., 2000 ; Kneller, 2003 ; Figure 2-8) et leurs levées sont peu développées permettant une migration rapide du chenal et la formation de morphologies en tresses (Galloway, 1998). Sur des pentes à dominante argileuse, les chenaux érosifs ont une plus grande stabilité, ils forment plus facilement des levées (Galloway, 1998) et ils sont généralement plus sinueux (Clark et al., 1992). Plus les sédiments sont grossiers, plus les chenaux érosifs sont larges et moins leur incision est profonde (Galloway, 1998).

Ces chenaux érosifs peuvent être associés au dépôt d'un faciès résiduel grossier peu épais et à des figures d'érosion (Clark et Pickering, 1996 ; Kneller, 2003 ; Kneller et McCaffrey, 2003). L'origine des chenaux est principalement associée aux écoulements turbulents possédant une grande capacité érosive.

- **Les systèmes de pentes constructifs** sont des systèmes en accrétion dominés par le dépôt de sédiments allochtones, et regroupent les hémipélagites, les deltas de bordure de plateforme, les chenaux-levées et les rides de contourites (Galloway, 1998).

- **Les hémipélagites** sont des sédiments fins typiques des environnements de grandes profondeurs. Ils contiennent généralement un mélange de matériaux biogènes pélagiques, carbonatés ou siliceux (> 10%), de matériaux terrigènes ou volcanoclastiques (> 10 %) selon la nature de la source les alimentant (rivière, action éolienne, retombées volcaniques) (Stow et Tabrez, 1998). Ils se déposent par la combinaison d'une décantation verticale et d'une lente advection latérale. La taille des grains est fortement dépendante de la composition, bien que les grains soient généralement fins (5-35 µm en moyenne) et peu triés (Stow et Tabrez, 1998). Les taux de sédimentation varient typiquement de moins de 5 cm/ka à plus de 20cm/ka, alors que les plus forts taux de sédimentation, de l'ordre de 100 cm/ka, se présentent sur les pentes de canyons et les voies préférentielles de transfert (Stow et Tabrez, 1998).

- **Les deltas de bordure de plateforme** se construisent à la transition entre le plateau continental et la pente continentale, et sont formés par régression forcée (Posamentier et el., 1992 ; Porebski et Steel, 2003).

Ce sont des structures appartenant au cortège de bas niveau marin, bien qu'ils puissent se former en contexte de haut niveau marin (Coleman et al., 1998), ils sont les principaux vecteurs de la progradation des marges continentale (Porebski et Steel, 2006, Figure 1-12).

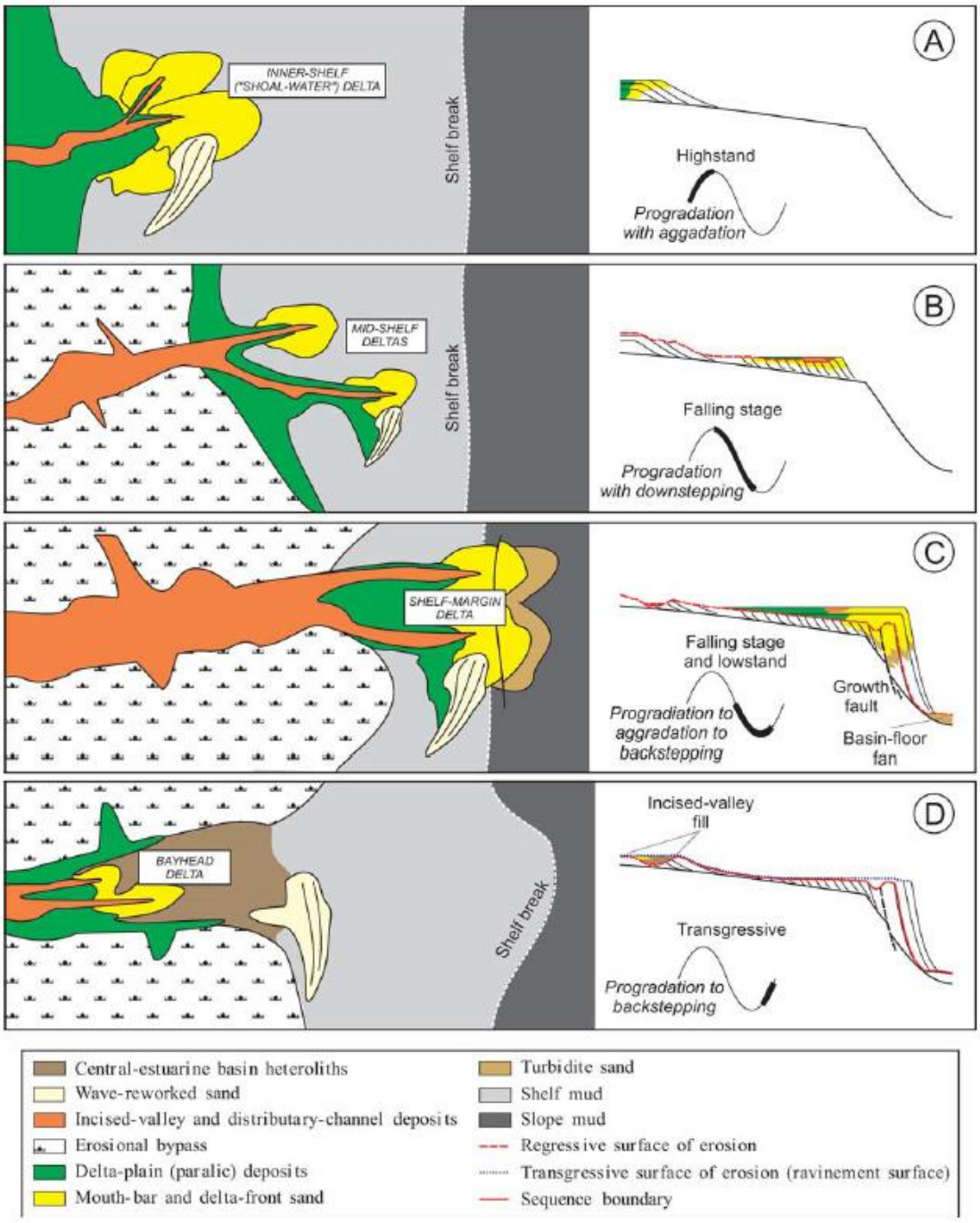


Figure 1-12 : Classification des deltas de plateforme en fonction de la fluctuation du niveau marin relatif sur le plateau continental (Porebski et Steel, 2006)

- **Les systèmes de chenaux-levées** sont des systèmes chenalisés constructifs (Galloway, 1998). Ils marquent la transition entre les structures purement érosives et les structures plus aggradantes en base de pente continentale et se mettent en place sur le glacis et le bassin profond.

Ils sont très sinueux, voire méandriformes (Galloway, 1998 ; Kneller, 2003 ; Abreu et al., 2003 ; Figure 1-13), et présentent des morphologies de vallée en « U » ou à fond plat (Galloway, 1998). Le fond de ces chenaux-levées est souvent incisé par un chenal interne ou thalweg relativement étroit, et la présence de levées internes (Babonneau et al., 2002 ; Deptuck et al., 2003)

et de terrasses (Nakajima et al., 1998). Le chenal est en aggradation et peut migrer latéralement (Kneller, 2003 ; Figure 1-13). Les chenaux peuvent être bordés d'accumulations peu élevées et dissymétriques semblables à des levées ou des dunes sédimentaires (Migeon et al., 2001 ; Wynn et Stow, 2002) attestant de processus de débordement des écoulements chenalisés (Spinelli et Field, 2001).

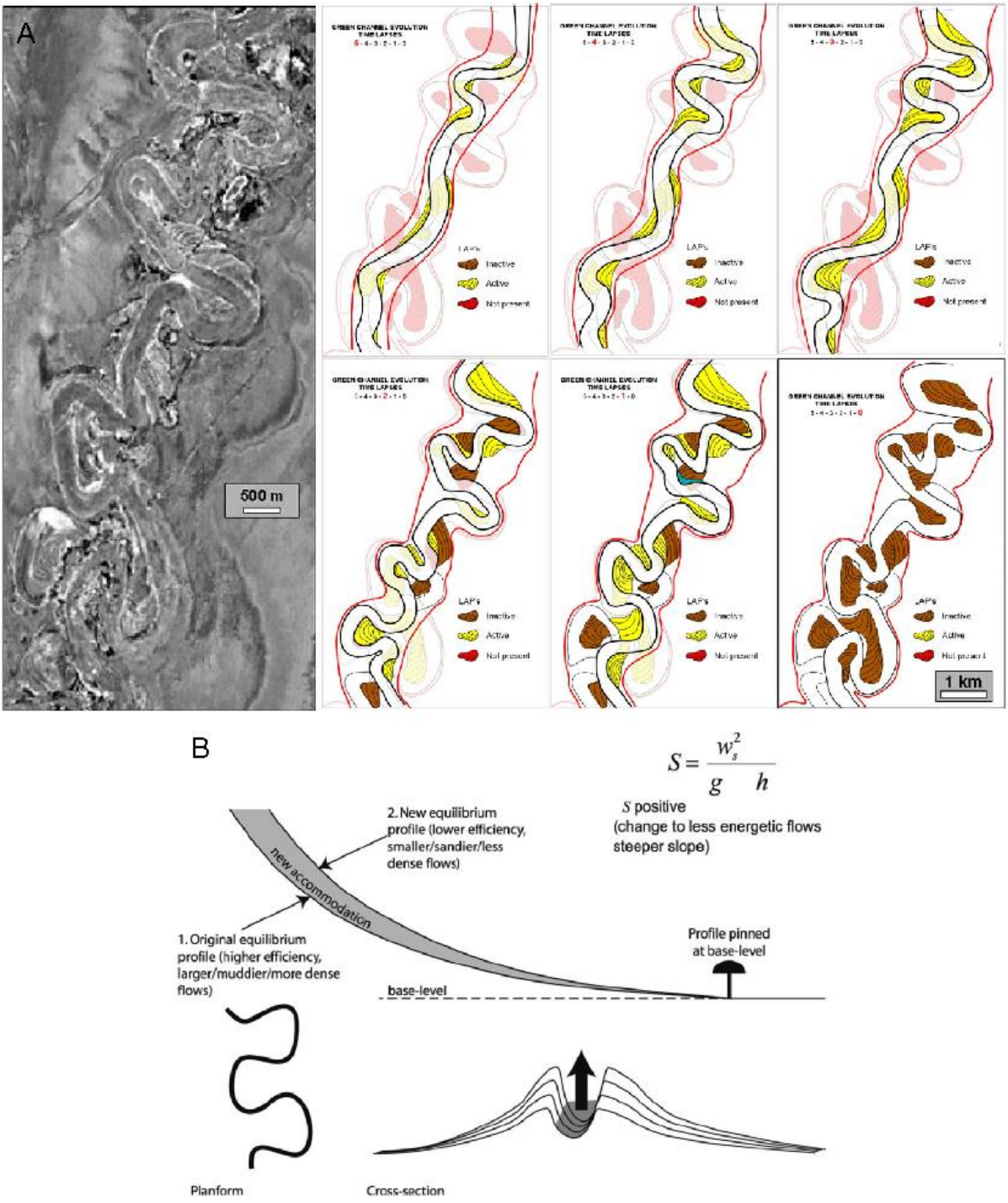


Figure 1-13 : A) Carte d'amplitude illustrant la morphologie du Complexe de Green Channel, au large de l'Afrique de l'Ouest et son évolution schématique dans le temps (Abreu et al., 2003).
B) Illustration d'un chenal constructif et de ses principales caractéristiques (Kneller, 2003).

Les écoulements gravitaires qui y sont canalisés et les particules tractées ou en suspension qui les composent, se répartissent verticalement et longitudinalement suivant leur taille. Les particules les plus grossières transportées à la base des écoulements se déposent dans le chenal, alors que les particules fines forment les levées par débordement latéral. Vers l'aval, les particules les plus grossières peuvent également se déposer sur les levées du fait de leur faible élévation, comme dans les systèmes de l'Amazone (Manley et al., 1997) et du Zaïre (Migeon et al., 2004). Ces processus de dépôts peuvent faire aggrader le système de sorte que l'ensemble chenal/levées se construit au-dessus du niveau moyen sur lequel il s'est initié (Flood et al., 1991).

Les plus grands systèmes de chenaux-levées ne sont pas forcément en relation avec les plus grands canyons sous-marins, ou encore les plus grands fleuves (Normark et Carlson, 2003).

- **Les rides de contourite** comprennent quatre catégories : les sheeted drifts, les *giant elongeted drifts*, les *channel-related drifts* et les *confied drifts* (Faugères et al., 1999), auxquelles se rajoutent les *infill drifts* (Stow, 2002) ou les *sediment waves* (Faugères et Mulder, 2011).

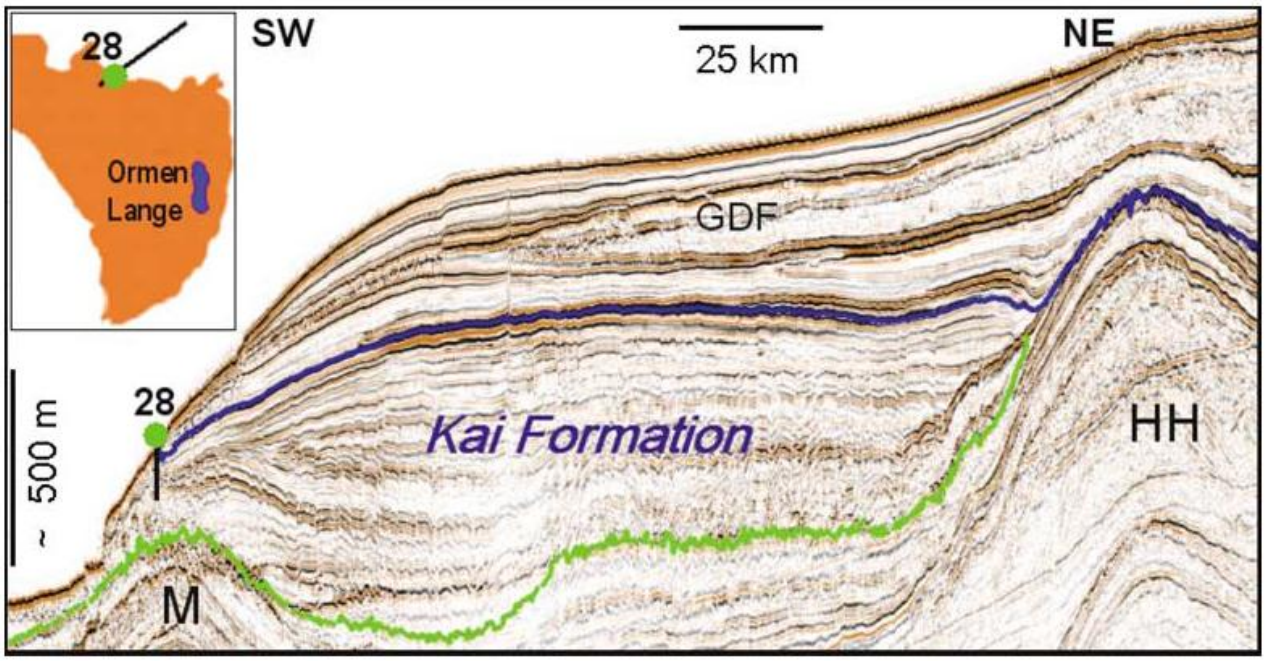


Figure 1-14 : Sismique montrant l'expression de rides de contourite de la formation Kai au sud du Plateau Voring, marge norvégienne (Bryn et al., 2005).

Elles sont par définition constituées de sédiments déposés ou très fortement affectés par l'action des courants de contours, à des profondeurs d'eau supérieures à 200 m (Faugères et al., 1999). Elles apparaissent donc à grande échelle sous forme de rides ou *drifts* de géométries variées (Faugères et al., 1999). Elles sont morphologiquement allongées et peuvent atteindre 1000 m

d'épaisseur (Bryn et al., 2005 ; Figure 1-14). Leur géométrie dépend du contexte géomorphologique, de la vitesse et de la variabilité du courant, de la période de temps durant laquelle ce dernier agit, de la quantité et la nature des sédiments, et de l'intéraction avec les processus gravitaires (Bryn et al., 2005). Nous verrons plus en détail leur morphologie et formation ultérieurement.

3. PROCESSUS DYNAMIQUES DE TRANSFERTS SEDIMENTAIRES SUR LES PENTES CONTINENTALES

3.1. Caractéristiques et sédimentation détritique en milieu marin

La sédimentation détritique en milieu marin implique l'ensemble des particules solides démantelées par l'érosion continentale puis transportées et déposées jusque sur la marge continentale. Les charges particulaires délivrées par les fleuves sont distribuées en mer par l'action de processus dynamiques variés : vagues, courants de marées, écoulements gravitaires, courants géostrophiques (Figure 1-15 ; Somme et al., 2009). Ainsi, chaque milieu de sédimentation détritique est associé à un ou plusieurs types de processus.

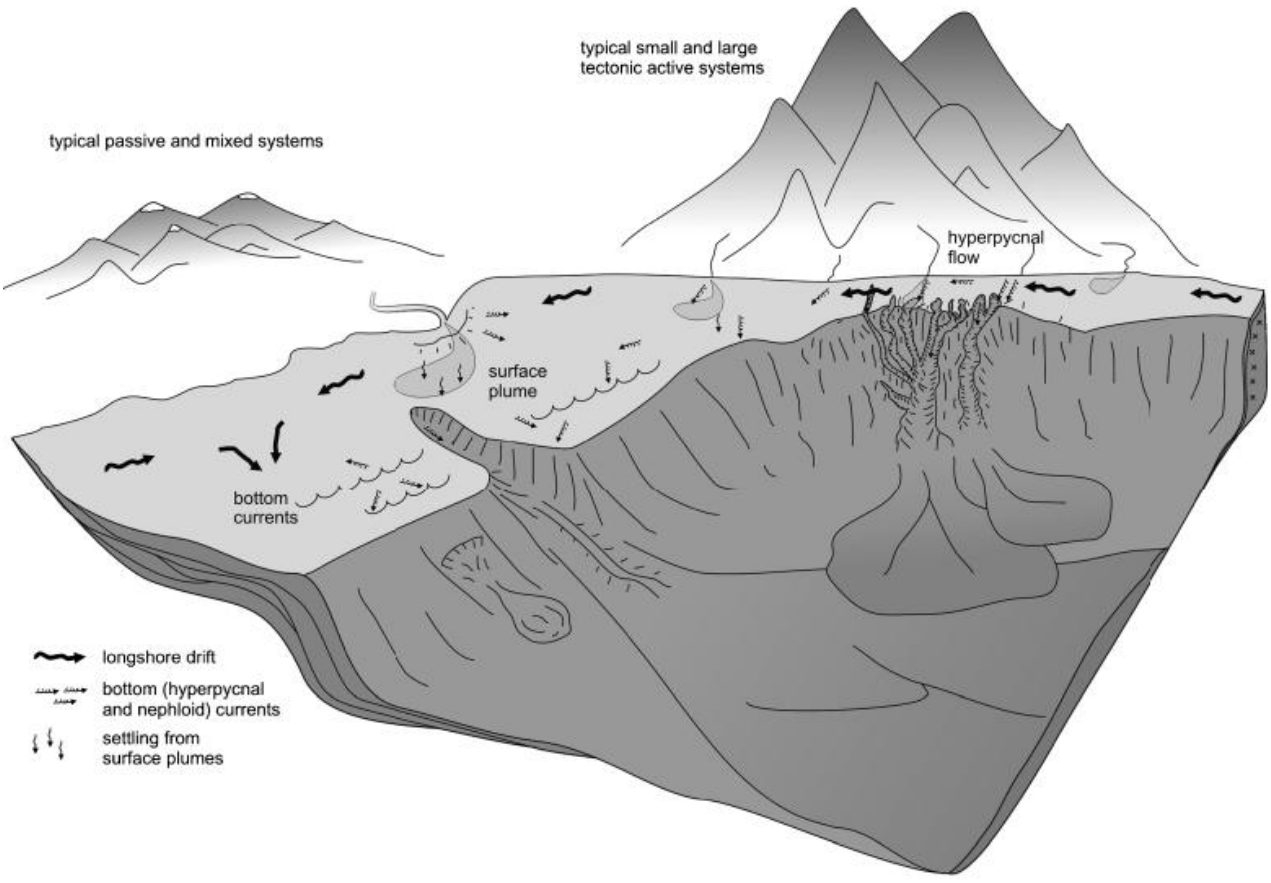


Figure 1-15 : Illustration montrant les principaux mécanismes contrôlant le transport sédimentaire in milieu marin dans des contextes tectoniques actifs et passifs (Somme et al., 2009).

Les systèmes détritiques actuels en milieu marin ont été très étudiés au cours de ces trente dernières années car ils sont intéressants notamment pour la compréhension de la construction et de l'évolution des marges continentales dans le temps (Bates, 1953 ; Suter et Berryhill, 1985 ; Pinheiro-Moreira et al., 2001 ; Saller et al., 2004 ; Petter et Steel, 2006), l'étude des processus dynamiques de transport-dépôt des particules du continent jusqu'aux plaines abyssales (Middleton et Hampton, 1973 ; Nardin et al., 1979 ; Mulder et Cochonat, 1996 ; Galloway, 1998 ; Mulder et Alexander, 2001 ; Canals et al., 2004 ; Owen et al., 2007), l'analyse des facteurs de contrôle de la sédimentation sous-marine (eustatisme, climat, tectonique ; Maslin et al., 2005 ; Gee et al., 2007 ; Dan et al., 2009 ; Ratzov et al., 2010 ; Migeon et al., 2010 ; Cattaneo et al., 2010 et 2012), et la formation de réservoirs potentiels pour les hydrocarbures (Clark et Pickering, 1996 ; Pomar et Ward, 1999 ; Wu et al., 2005 ;Rouillard, 2010).

Sur les pentes continentales coexistent plusieurs processus de remobilisation permettant la construction d'architectures caractéristiques. Trois grands groupes de phénomènes capables d'éroder, de transporter ou de déposer des particules se distinguent (Stow, 1985) (Figure 1-16) :

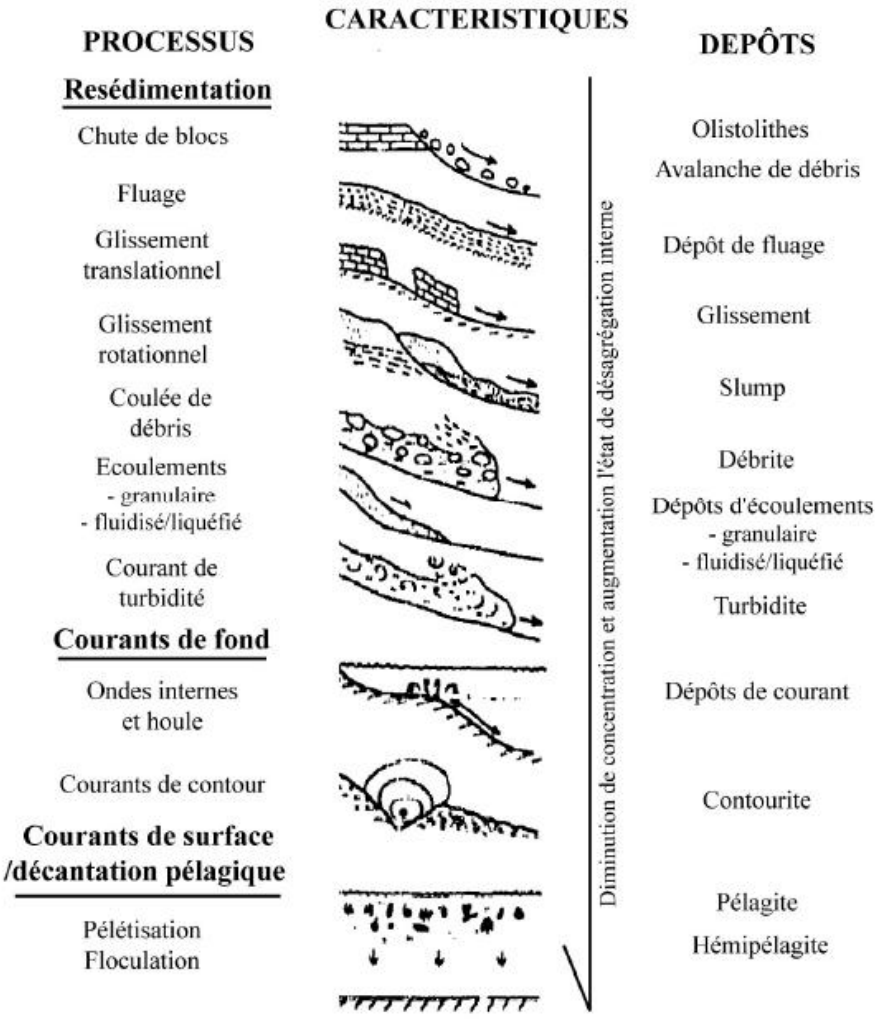


Figure 1-16 : Principaux groupes de processus sédimentaires en milieu marin et les dépôts associés (Stow, 1985)

- Les processus de transports gravitaires (e.g. glissements, coulées de débris, courants de turbidité) sont à l'origine de la majorité des dépôts sédimentaires des pentes continentales / glacis
- Les courants de fond semi-permanents sont liés à la circulation thermo-haline profonde. On les nomme aussi courants géostrophiques ou courants de contours.
- Les courants de surface associés à la sédimentation marine pélagique ou semi-pélagique agissent de manière continue au-travers de la chute libre verticale (décantation) des particules dans la colonne d'eau.

Ce chapitre propose une description et caractérisation (paramètres dimensionnels et faciès sismiques) des différents systèmes de pentes érosifs ou aggradants. Cette synthèse sera particulièrement axée sur les processus de remobilisation, car ils possèdent les plus grandes capacités d'érosion-dépôt.

3.2. Les processus de transport gravitaires

3.2.1. Histoire de classifications

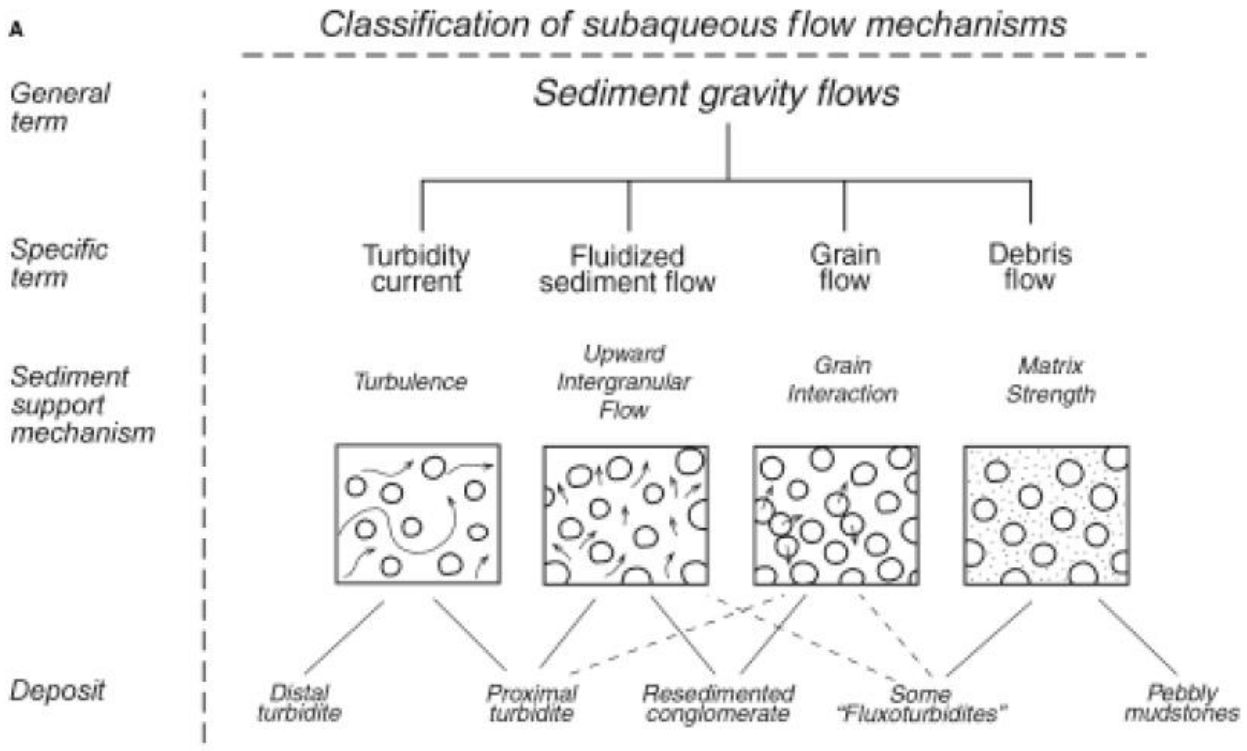


Figure 1-17 : Classification des écoulements gravitaires sous-marins selon Middleton et Hampton (1973), tiré de Mutti et al., 2009. Les mécanismes de support des particules sont : la turbulence pour les *Turbidity currents* – l'expulsion de fluide interstitiel pour les *Fluidized sediment flows* – La pression de dispersion provoquée par la collision inter-granulaires pour les *Grain-flows*– et la matrice arglo-silteuse provoquant des forces de flottaison pour les *Debris-flows*.

Les processus gravitaires permettant le transport de particules du continent jusqu'au bassin profond font l'objet de nombreuses classifications. Ces processus ont été définis en premier par Middleton and Hampton (1973) comme l'ensemble des processus pour lesquels le transport des particules s'effectue sous l'action principale de la gravité. Ils sont différenciés par le mode de transport des particules en leur sein (Figure 1-17). Ces auteurs distinguent ainsi quatre types de mécanismes de support des particules en relation avec quatre types de processus (Figure 1-17).

Par la suite, de nombreuses modifications furent apportées à cette classification (Nardin et al., 1979 ; Stow, 1994 ; Mulder et Cochonat, 1996 ; Shanmugam, 2000), en fonction de l'échelle d'observation et de l'amélioration des connaissances en mécanique des fluides. Par exemple, Shanmugam (1996), a souligné les problèmes de terminologie utilisée dans la description des écoulements turbulents (e.g. courants de turbidité de haute densité (Lowe, 1982), très concentré, dans lesquels la collision inter-granulaire est le mécanisme principal du support des particules plutôt que la turbulence). Il a donc proposé une réinterprétation de la séquence de dépôts des turbidites de haute densité en impliquant une coulée de débris sableuse surmontée par un courant de turbidité.

La grande variabilité d'échelle des processus gravitaires, de faciès de dépôts, ainsi que des mécanismes déclencheurs a engendré une multiplication des classifications qui s'appuient sur des critères tels que :

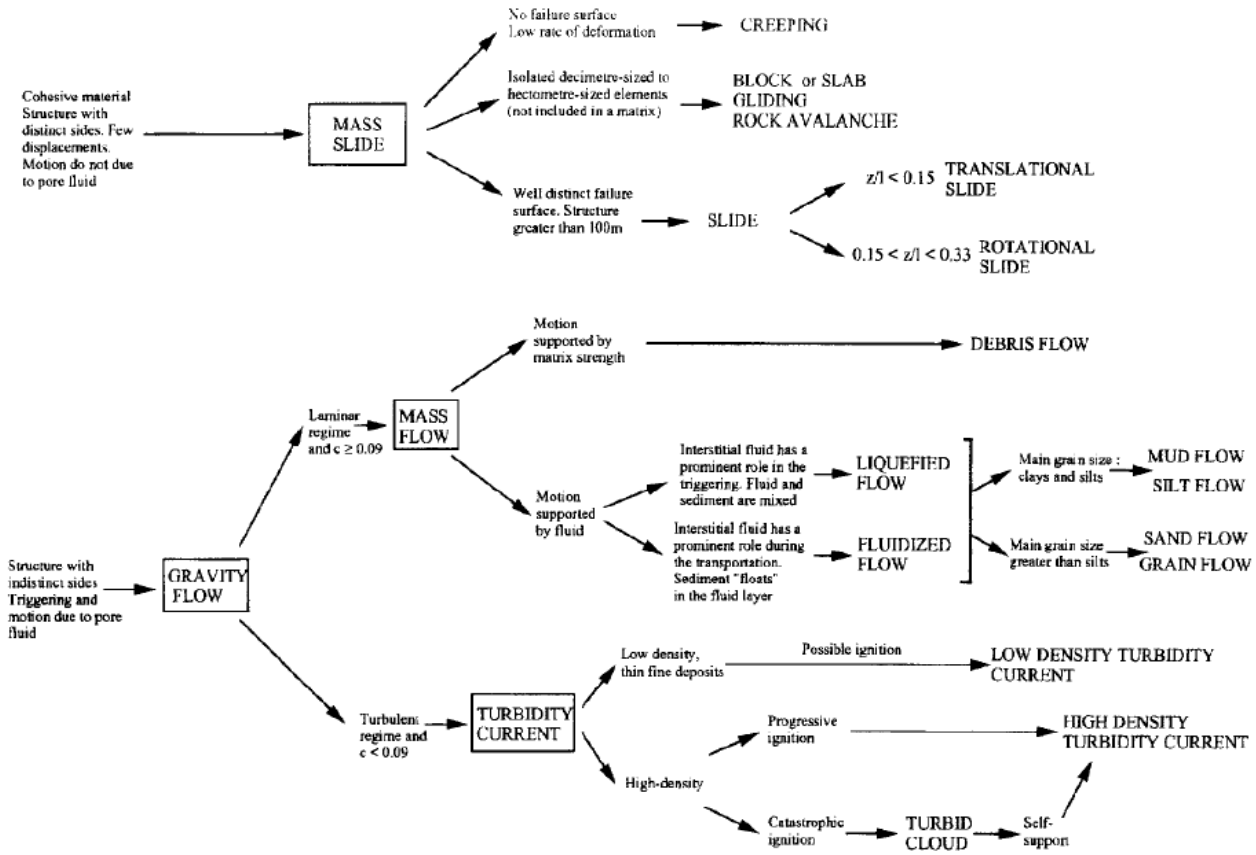


Figure 1-18 : Classification des mouvements de masse sous-marins de Muder et Cochonat (1996).

- Le type de rupture (rotationnel / translationnel ; e.g. Locat and Lee, 2002).
  La forme du glissement et les dimensions de la masse déplacée, la cicatrice et la surface de rupture prennent en compte des paramètres morphométriques (l'épaisseur de la cicatrice, la longueur de la cicatrice, l'angle de la surface de rupture l'épaisseur du dépôt, la longueur de déplacement, la différence de profondeur entre la cicatrice et le dépôt).
- La vitesse des processus de transport, allant d'un déplacement instantané ou très court à des faibles vitesses de l'ordre du cm/an (e.g. Coussot et Meunier, 1996 ; Pierson et Costa, 1987).
- La rhéologie des mélanges ou types de mouvements (instabilités gravitaires ou glissements, écoulements laminaires, écoulements turbulents ; e.g. Locat et Lee, 2002 ; Mulder et Alexander, 2001). Nardin et al. (1979) ont repris la classification de Lowe (1976), établie à partir des faciès sismiques, en y ajoutant les phénomènes de glissements. Mulder et Cochonat (1996 ; Figure 1-18) ont quant à eux repris la classification de Stow (1984) en divisant les processus gravitaires en deux grands ensembles en faisant la distinction entre les glissements en masse (matériel cohésif et dont le mouvement n'est pas induit par la présence d'un fluide) et les écoulements gravitaires (présence de fluides interstitiels durant le déplacement de la masse remobilisée sur la pente).

Mulder et Cochonat (1996) ont également progressivement remplacé le terme de *glide* introduit par Nardin et al. (1979) par le terme de *slide* décrivant les glissements dits translationnels. Cependant, sur les données sismiques, la distinction entre glissements translationnels (*slides*) et glissements rotationnels (*slumps*), étant impossible à réaliser en dehors de la zone de rupture, le terme de dépôts de transport en masse (*mass-transport deposits* MTD) a remplacé les précédents (Canals et al., 2004 ; Moscardelli et al., 2006 ; Tripsanas et Piper, 2008).

- Les mécanismes de mise en suspension (e.g. Carter, 1975b ; Dasgupta, 2003 ; Middleton et Hampton, 1973).
- Laconcentration et granularité des particules (e.g. Coussot et Meunier, 1996 ; Dasgupta, 2003 ; Locat et Lee, 2002).
- Le comportement mécanique (élastique/plastique/fluide visqueux) (e.g. Hampton et al., 1996 ; Middleton et Hampton, 1973 ; Nardin et al., 1979).
- Les caractères morphométriques et sédimentologiques des dépôts (épaisseur, distance de transport, granoclassement). Ainsi, Mulder et Alexander (2001) ont proposé une nouvelle classification (orientée uniquement sur les écoulements laminaires et turbulents) des écoulements gravitaires, basée sur la cohésion des particules, la durée d'écoulement, la concentration en particules et les mécanismes de transport (Figure 1-19).

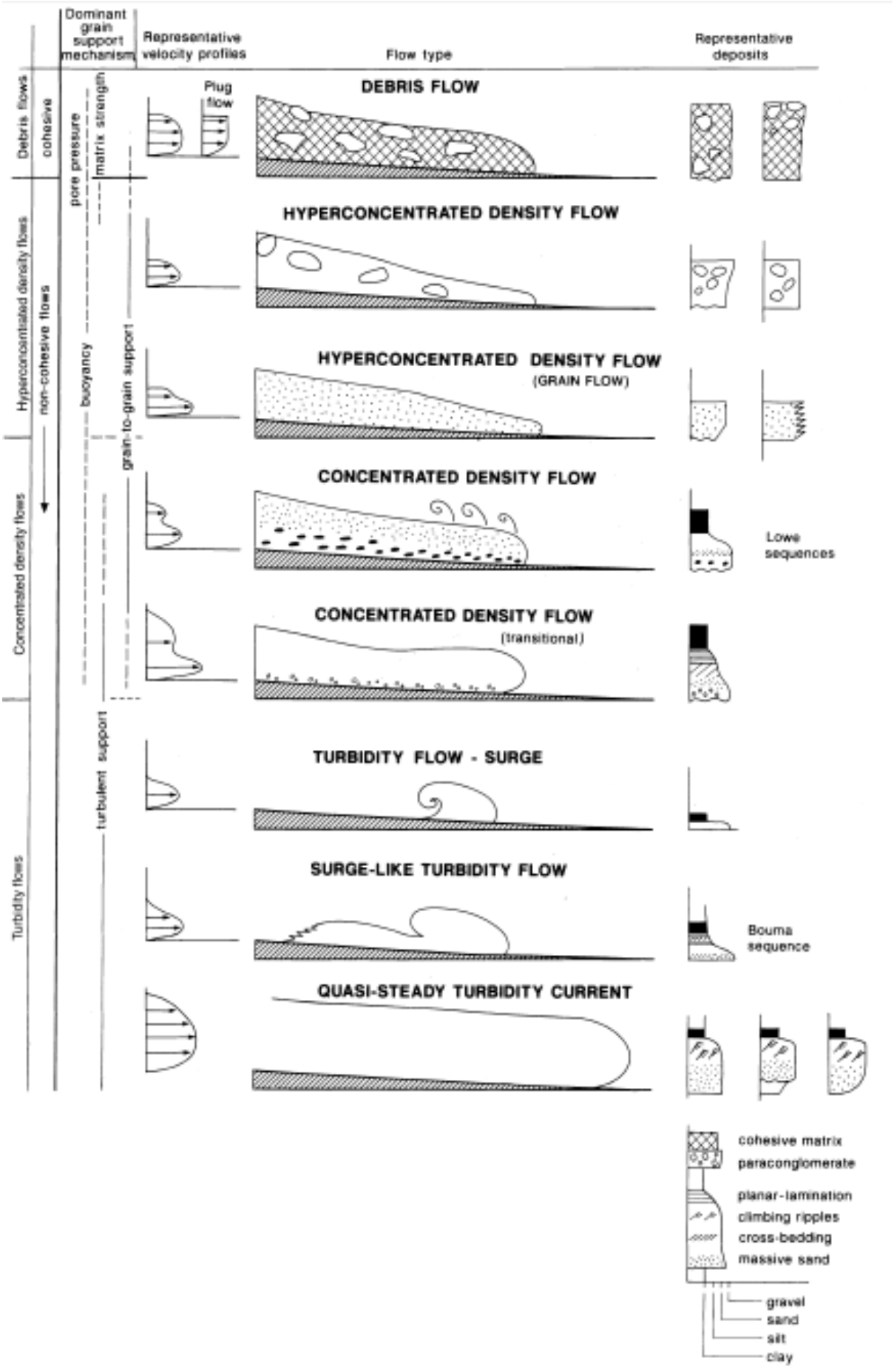


Figure 1-19 : Classification des différents écoulements gravitaires et les dépôts associés (Mulder et Alexander, 2001).

Le terme « courant de turbidité de haute densité » est remplacé par « écoulement concentré », alors que le terme « coulée de débris sableuse » par « écoulement hyperconcentré », traduisant alors la forte cohésion et la concentration des écoulements plutôt que de renvoyer à un processus particulier de support des particules. Cette classification met également en relation le profil de vitesse et la forme idéalisée de chaque écoulement avec les dépôts associés (Figure 1-19).

- Les faciès sismiques associés aux dépôts (e.g. Nardin et al., 1979 ; Hampton et al., 1996 ; Mosher et al., 2004 ; Tripsanas et al., 2007). Moscardelli et Wood (2008) intègrent les coulées de débris dans les dépôts de transport en masse avec les *slumps* et les *slides* (Figure 1-20).

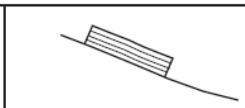
GRAVITY INDUCED DEPOSITS			Genetic Classification Transport Mechanism	Descriptive Classification Sedimentary Structures	Seismically Recognizable Features (Moscardelli et al., 2006; this work)
Mass Transport Complex	Slide		Shear failure along discrete shear planes with little or no internal deformation or rotation	Essentially undeformed, continuous bedding	Continuous blocks without apparent internal deformation. High-amplitude, continuous reflections.
	Slump		Shear failure accompanied by rotation along discrete shear surfaces with various degrees of internal deformation	Plastic deformation particularly at the toe or base. Flow structures, folds, tension faults, joints, slickensides, grooves, rotational blocks	Compressional ridges, imbricate slides, irregular upper bedding contacts, duplex structures, contorted layers. Low- and high-amplitude reflections geometrically arranged as though deformed through compressive stresses.
	Debris Flow		Shear distributed throughout the sediment mass. Strength is principally from cohesion due to clay content. Additional matrix support may come from buoyancy. Plastic rheology and laminar state.	Matrix supported, random fabric, clast size variable, matrix variable. Rip ups, rafts, inverse grading and flow structures possible.	Mega rafted and/or detached blocks, irregular upper bedding contacts, lateral pinch-out geometries, oriented ridges and scours. Low-amplitude, semitransparent chaotic reflections.
Turbidity Current	Turbidite		Supported by fluid turbulence (newtonian rheology)	Normal size grading, sharp basal contacts, gradational upper contacts.	Lobate features Laterally continuous

Figure 1-20 : Classification des écoulements gravitaires basé sur le faciès sismiques des dépôts associés, selon Moscardelli et Wood (2008).

<u>Synthèse sur la classification des processus gravitaires</u> :

Cette synthèse se base particulièrement sur le comportement mécanique de la masse en mouvement (comportement élastique associé aux glissements pour lesquels la structure interne reste préservée ; comportement plastique associé aux coulées de débris pour lesquelles le matériau est déstructuré tout en conservant une densité élevée ; et comportement fluide caractérisant les écoulements turbulents complètement déstructurés et dont la densité en particules est relativement faible), et en se référant aux classifications les plus fréquemment utilisées (e.g. Middleton et Hampton, 1973 ; Mulder et Cochonat, 1996 ; Mulder et Alexander, 2001).

Ainsi pour chaque processus de transport gravitaire sera associé le processus de transport, le mécanisme de support des particules et le comportement mécanique. Chacun de ces processus gravitaires sera décrit et détaillé dans les chapitres suivants.

		PROCESSUS DE TRANSPORT		MECANISME DE SUPPORT DES PARTICULES	COMPORTEMENT MECANIQUE
PROCESSUS DE TRANSPORT GRAVITAIRES	MOUVEMENTS EN MASSE OU MTD	GLISSEMENTS	Translationnels (*slides*)	Déplacement contrôlé par la gravité	Elastique
			Rotationnels (*slumps*)		
			Reptation-fluage ou *Creeping*		
		CHUTES DE BLOCS ET AVALANCHES DE DEBRIS			
	ECOULEMENTS GRAVITAIRES	COULEES SEDIMENTAIRES OU GRAVITAIRES (Régime laminaire)	Coulées en masse (débris / boue)	Matrice argilo-silteuse provoquant des fortes de flottaison	Plastique
			Coulées denses	Pression de dispersion (chocs intra-granulaires)	Fluides visqueux
			Coulées liquidisées	Expulsion de fluides interstitiels	
		ECOULEMENTS TURBIDITIQUES (Régime turbulent)	Courants de turbidité	Turbulence du fluide	Fluides Newtoniens
			Bouffées turbides		
			Courants hyperpycnaux		
	DEPOTS DE COMPLEXES OU COMPLEXES DE DEPOT / EVOLUTION ET TRANSFORMATION DES ECOULEMENTS (le processus de transport peut varier)			Passage à différents mécanismes de support et comportements	

Figure 1-21 : Tableau de synthèse des processus de transport gravitaires

3.2.2. Les mouvements en masse ou dépôts de transport en masse (MTD)

Les glissements sont des déplacements en masse de sédiments cohésifs vers le bas de la pente continentale. Ces phénomènes sont supposés être instantanés à l'échelle des temps géologiques. Les glissements comprennent une cicatrice d'arrachement et des surfaces de ruptures distinctes, suivants généralement la stratification pré-existante, en haut de la pente continentale (Mulder et Cochonat, 1996 ; Mosher et al., 1994 ; McAdoo et al., 2000) et une masse glissée située plus en aval.

La structure interne des masses glissées peut rester largement intacte pendant le mouvement, et la distance de déplacement peut être faible ou atteindre plusieurs kilomètres ou dizaines de kilomètres. Les processus de glissements se caractérisent par un comportement élastique (Varnes, 1958 ; Dott, 1963 ; Nardin et al., 1979) et le déplacement est toujours contrôlé par la gravité. On observe quatre principaux types de glissements en masse sur les pentes continentales : les glissements translationnels, les glissements rotationnels, la reptation/fluage et les chutes de blocs/avalanches de débris. Ces différents types de processus semblent contrôlés par les propriétés physiques des matériaux et les conditions environnementales propres à chaque milieu.

a. Les glissements translationnels et les glissements rotationnels

Ces deux types de glissements sont caractérisés par une phase de rupture puis un déplacement longitudinal d'une masse de sédiments semi-consolidés suivant un plan de cisaillement, et peuvent parcourir des distances de plus de 100 km (Locat et Lee, 2002). De nombreux exemples de ces phénomènes fossiles ou modernes sont décrits dans la littérature (Summerhayes et al., 1979 ; Barnes et Lewis, 1991 ; Migeon et al., 2011 ; Mosher et al., 2004 ; Strachan, 2002 et 2008 ; Lamarche et al., 2008 ; Garziglia et al., 2008). En contexte de marges glaciaires, ils peuvent être liés à l'extension des glaces, à l'emplacement de dépôts contourites, aux cycles glacio-eustatiques (Leynaud et al., 2009) contrôlant les fluctuations de l'apport sédimentaire, à la sismicité et à la température de l'océan (e.g. Storegga *Slide* en Mer de Norvège ; Owen et al., 2007). En contexte de marges non-glaciaires, les facteurs déclencheurs peuvent être l'augmentation de l'inclinaison des pentes continentales et la sismicité (Leynaud et al., 2009), ou à la combinaison de forts taux de sédimentation, de la présence de failles, de l'activité sismique et des fluctuations glacio-eustatiques (Migeon et al., 2011 ; Owen et al., 2007). Les mouvements en masse peuvent aussi être reliés à la dissociation de gaz hydrates lors des périodes de bas niveaux marins (Locat et Lee, 2002).

Généralement, les glissements sont facilement identifiables sur les profils de sismique réflexion. Ils apparaissent avec des faciès souvent chaotiques (Nardin et al., 1979 ; Tripsanas et al., 2007). Leur surface peut présenter une géométrie localement ondulée, voire hyperbolique si elle est très irrégulière (Nardin et al., 1979). Leur cicatrice, caractérisée par de nombreuses troncatures (Mosher et al., 2004), se différencie de la masse glissée par la présence d'une base érosive et de faciès chaotiques locaux. La stratification peut être encore visible au sein de ces dépôts (Moscardelli et Wood, 2008 ; Mosher et al., 2004). Les glissements translationnels ou rotationnels sont considérés par les auteurs comme des précurseurs des écoulements gravitaires tels que les coulées de débris ou les courants de turbidités (Gee et al., 2005 ; Gee et al., 2006 ; Moscardelli et Wood, 2007 ; Talling et al., 2007). Les faciès « transparents » localisés en pied de pente continentale sont plutôt interprétés comme des dépôts d'écoulements générés par la transformation de glissements.

On trouve les glissements sur des pentes dont l'inclinaison est supérieure à 0.5° et le plus souvent sur le haut de la pente continentale ou en bordure de plateforme, où les accumulations sédimentaires sont les plus volumineuses. Leur volume peut être de 100 km^3, et peut atteindre plus de 1000 km^3 (Haflidason et al., 2004). On retrouve cependant les mouvements en masses autant sur les marges glaciaires et non glaciaire dominé par les fleuves (Canals et al., 2004) bien qu'ils soient plus abondants sur les marges de hautes latitudes (Leynaud et al., 2009). Selon la forme / géométrie de la rupture dans la cicatrice, on distingue les glissements translationnels (*slides*) et les glissements rotationnels (*slumps*) :

- **Les glissements translationnels ou *slides*** (Figure 1-22) sont des mouvements en masse de sédiments cohésifs s'initiant suivant des plans de cisaillements translationnels (Mulder et Cochonat, 1996 ; Locat et Lee, 2002 ; Canals et al., 2004).

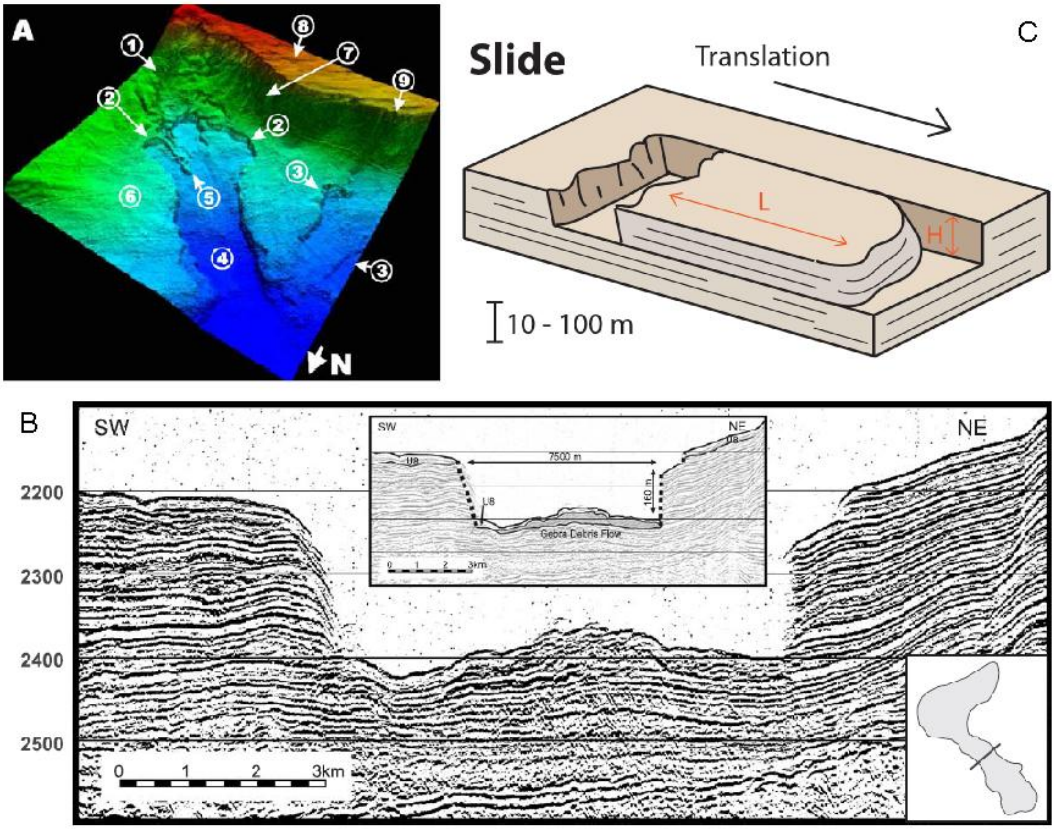


Figure 1-22 : A) Vue 3D bathymétrique du Gebra *Slide*, Péninsule Antarctique (1-2-3 : Cicatrices d'arrachements ; 4 : couloir de débris ; 5 : zone à blocs ; 6 : linéations type *creeping* ; 7 : *gullies* ; 8 : linéations glaciaires ; 9 : limite du plateau continental). B) profil de sismique réflexion à travers une des cicatrices du slide Gebra. On note la présence du dépôt d'un écoulement de débris (Canals et al., 2004) . C) Schéma 3D d'un *slide* idéalisé.

Cette surface de rupture suit un plan de stratification qui correspond à une discontinuité entre deux matériaux de nature différente (Campy et Macaire, 2003). Ces glissements sont caractérisés par un rapport de Skempton H/L < 0,15, H étant la profondeur du glissement et L sa longueur (Mulder et Cochonat, 1996 ; Tripsanas et al., 2008). Ils engendrent une morphologie en marches d'escalier (Locat et Lee, 2002). Les mouvements translationnels tendent à préserver la structure interne de la masse sédimentaire mobilisée (Mulder et Cochonat, 1996). La déformation des dépôts varie de faible (lits inclinés et microfailles) à modérée (litage lenticulaire plissé ou convolute) (Tripsanas et al., 2008).

En sismique réflexion, les dépôts associés aux *slides* sont reconnaissables par des blocs continus sans aucune déformation interne apparente, et par des réflecteurs relativement continus et uniformes, de forte amplitude (Moscardelli et al., 2006 ; Moscardelli et Wood, 2008), ou associés à des faciès chaotiques si le degré de déformation est élevé.

- **Les glissements rotationnels ou *slumps*** (Figure 1-23) présentent une surface de glissement semi-circulaire qui affecte fréquemment un matériau homogène. La surface de rupture rotationnelle peut se prolonger par une surface de décollement relativement plane (Figure 1-23) sur laquelle se déplace la masse. Ces mouvements ont un rapport de Skempton H/L > 0,33. Dans le *slump*, le matériel cohésif peut conserver partiellement sa structure interne, mais il est le plus souvent déformé, impliquant un remaniement presque total de la structure originelle des dépôts. La surface de ce type de dépôt est souvent marquée par des rides de compression (Mulder et Cochonat, 1996 ; Tripsanas et al., 2007).

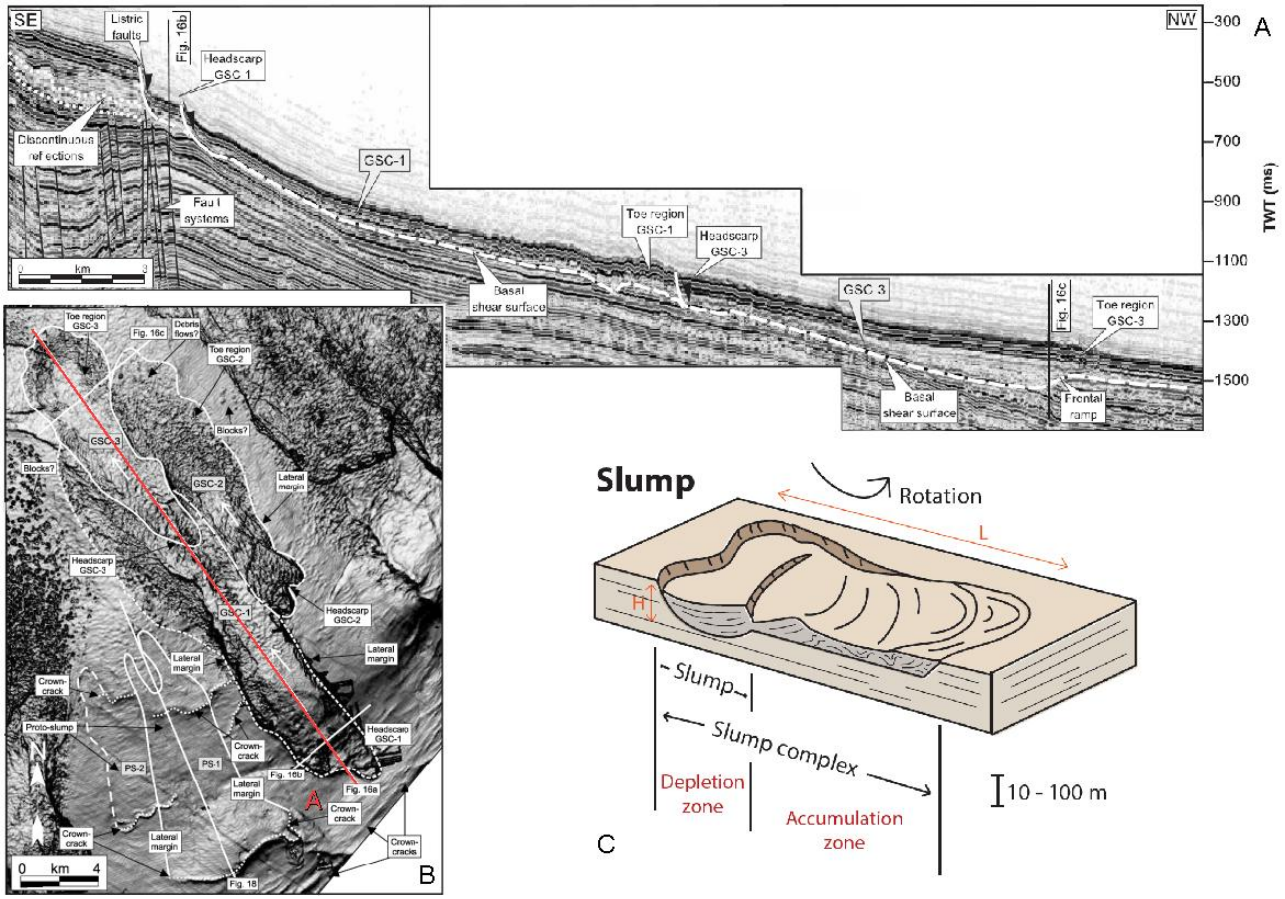


Figure 1-23 : A) Profil sismique et interprétation du *Slump Complex* de Gaza (GSC), marge d'Israel. B) Carte bathymétrique du *Slump Complex* de Gaza ; (Martinez et al., 2005). C) Schéma 3D d'un *slump* idéalisé.

On distingue les « *slumps simples* » (Mosher et al., 2004 ; Mulder et Cochonat, 1996) qui impliquent le glissement d'une unique masse sans générer d'autres ruptures majeures des « *slumps complexes* » (Mulder et Cochonat, 1996 ; Martinez et al., 2005 ; Figure 1-23) qui créent par régression de nouvelles ruptures et de nouveaux glissements (Martinez et al., 2005). Pour ces derniers, on trouve en amont la zone dite de déplétion, en extension, dont le

comportement est cassant. Elle est associée à des failles normales listriques et des blocs basculés dont la structure interne litée est conservée (Figure 1-23). La zone intermédiaire est une zone de by-pass ou de non-déformation. En aval, le zone d'accumulation en compression est caractérisée par un comportement ductile et/ou parfois cassant, et est associée à des plis, des plis faillés et des chevauchements imbriqués (e.g. Marge d'Israël, Figure 1-23, Martinez et al., 2005 ; Marge de Trinidad, Moscardelli et al., 2006).

En sismique réflexion, les *slumps* présentent un agencement interne conditionné par une contrainte compressive (Moscardelli et Wood, 2008). Ils peuvent se distinguer par un faciès sismique faiblement stratifié (Tripsanas et al., 2007) mais du fait du fort remaniement, ils ne possèdent souvent aucune organisation interne visible et apparaissent typiquement sous l'aspect de faciès chaotiques (Torres, 1995 ; Martinez et al., 2005 ; Figure 1-23). On utilise le terme de *slump* autant pour décrire le processus que le dépôt, même lorsque les données ne permettent pas d'identifier une cicatrice rotationnelle à l'origine du glissement.

b. La reptation-fluage ou *creeping*

La reptation-fluage est un mouvement en masse très lent de sédiments très fins impliquant une déformation élastique, graduelle, plus ou moins continue, et sous une charge constante (Mulder et Cochonat, 1996 ; Canals et al., 2004). Elle ne présente pas d'évidentes surfaces de rupture du fait de son lent mouvement vers le bas de la pente continentale sous l'action de la gravité (Lee et Chough, 2001 ; Urgeles et al., 2011, Figure 1-24). Ce processus peut se mettre en place sur des pentes très faibles inférieure à 0.5° (e.g. marge de Corée, Lee et Chough, 2001). Si la limite de déformation plastique est dépassée, le *creeping* pourrait évoluer en un *slide* ou en écoulement plastique (Canals et al., 2004). Toutefois, la reptation provoque un faible taux de déformation de la masse glissée (Hampton et al., 1996). Il peut néanmoins être plus fort si le dépôt accommode la charge jusqu'au moment de la rupture (Mosher et al., 2004). Ce processus sédimentaire est courant dans les environnements deltaïques, comme ceux de la Mer Méditerranée présentant des dépôts ondulés dans la série Holocène et se développant lors de périodes de haut niveau marin en affectant des zones de tailles variées (Urgeles et al., 2011).

Le *creeping* peut générer des morphologies en marches d'escaliers similaires à celles de *slides* ou des ondulations similaires aux dunes migrantes (Figure 1-24) construites par certains écoulements (courants de fond, courants de turbidités ; Lee et al., 2002). L'amplitude et la longueur d'onde des ondulations créées sont variables, et varient respectivement de quelques centimètres à 5 m de hauteur et de 20 à 300 m de longueur d'onde (Urgeles et al., 2011). Elles n'excèdent que très rarement les 400 m de longueur d'onde et 5 m de haut (Urgeles et al., 2011) . Cependant Lee et Chough (2001) ont observé sur le Plateau sud-coréen des ondulations de l'ordre 0.2-5 km de longueur d'onde et de hauteur inférieure à 15 m. Bien que le *creeping* soit souvent faiblement

perceptible, il est probable que ce phénomène soit fréquent sur les pentes continentales (peu pentues ou raides), surtout si elles sont soumises à une activité sismique récurrente. Il peut être précurseur de *slides* et de *slumps*.

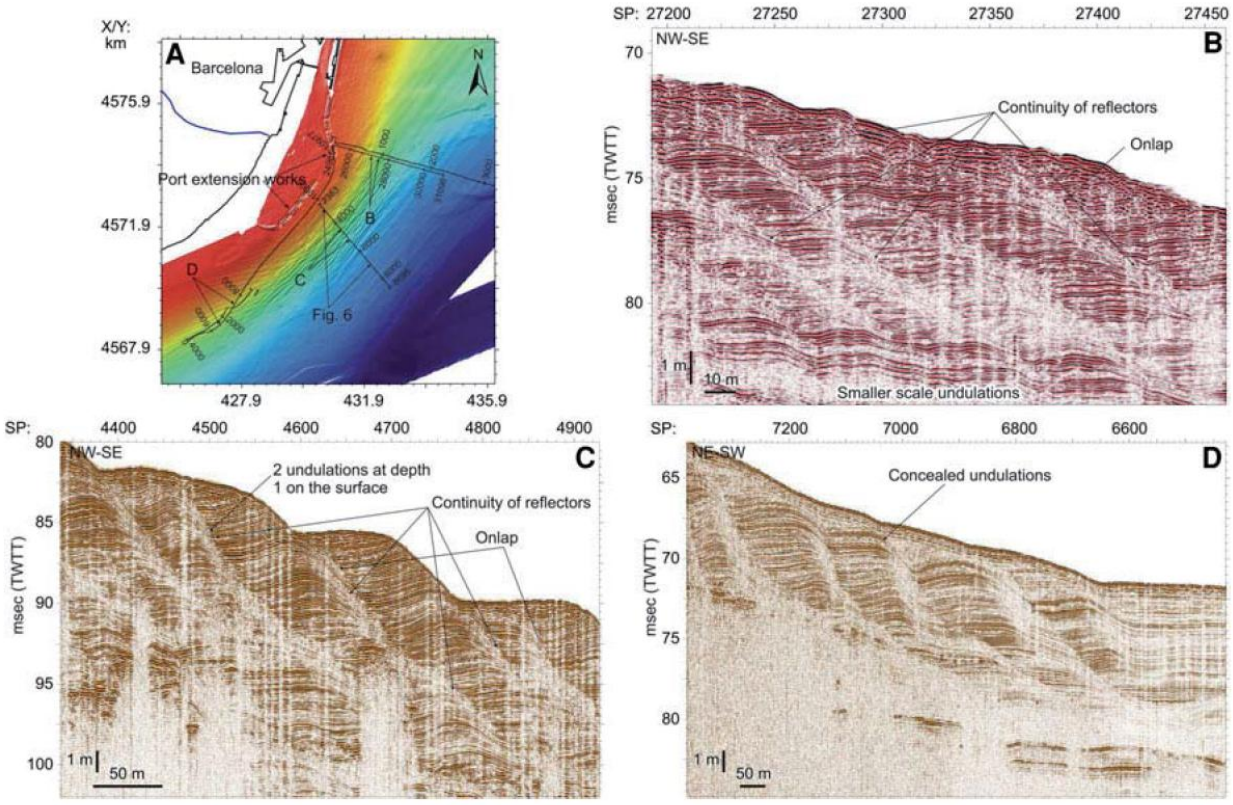


Figure 1-24 : Carte bathymétrique et profils chirp illustrant un processus de *creeping* du delta de Llobregat, marge est ibérique (Urgeles et al., 2011).

c. Les chutes de blocs et les avalanches de débris

Ces processus ont été classés parmi les écoulements denses suivant la classification de Locat et Lee (2002) et parmi les mouvements en masse cohésifs dans la classification de Kennett (1982). Ils se différencient des *slumps* par leur longue distance de transport (Masson et al., 2002).

- **La chute de blocs** (*rock fall*) est un phénomène rapide et relativement libre de fragments de roches ou de sédiments consolidés pouvant atteindre 50 à 500 m de diamètre moyen (Mulder et Cochonat, 1996 ; Tripsanas et al., 2007) provenant d'une falaise ou d'une pente abrupte (non-guidée par un niveau de décollement sous-jacent ; Bates et Jackson, 1987 ; Canals et al., 2004). Les fragments (blocs et clastes) glissent vers le bas de la pente en roulant, rebondissant et se brisant ou se pulvérisant (Bates, 1987) et peuvent être transportés sur plus de 100 km (Mulder et Cochonat, 1996). On les retrouve généralement au pied d'une pente raide (Canals et al., 2004). Le volume sédimentaire impliqué est généralement plus faible que celui engendré par les avalanches de débris (Canals et al., 2004).

- **Les avalanches de débris** (*debris avalanches*) impliquent en général un grand volume de fragments indurés anguleux (plus de 500 km^3 ; Canals et al., 2004), de tailles variables et supportés dans une matrice argilo-silteuse (Canals et al., 2004).

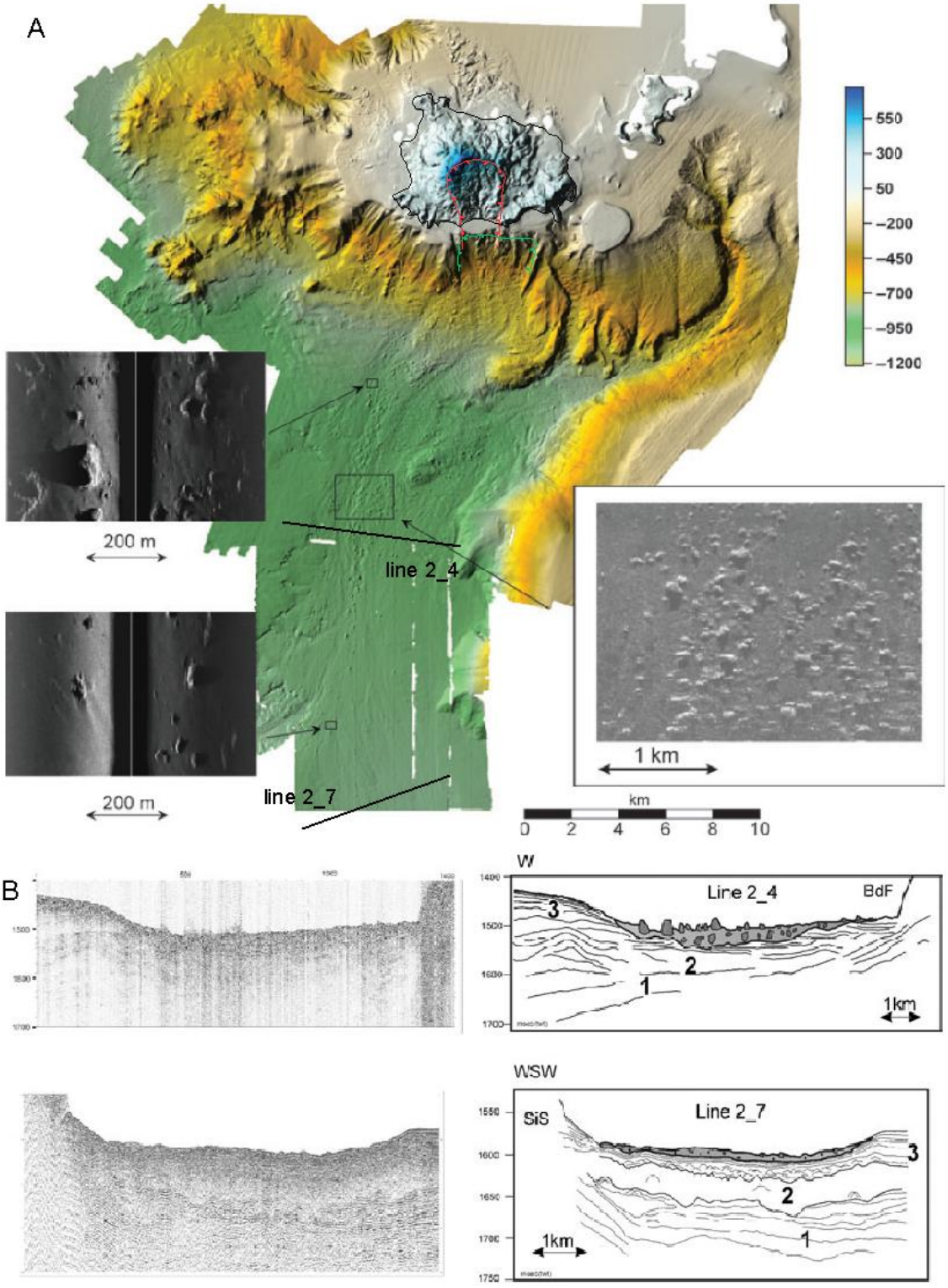


Figure 1-25 : A) Carte bathymétrique du large de l'île d'Ischia et images side-scan sonar du dépôt associé à l'avalanche de débris dont l'escarpement généré est visible sur le flanc sud du volcan (tiret rouge). B) Profils sismiques à travers l'avalanche de débris en position intermédiaire et position distale. (d'après Chiocci et De Alteriis, 2006).

Elles sont caractérisées par des vitesses de déplacement de 10 à 100 $m.s^{-1}$ et s'initient sur des pentes de plus de 10° (Tripsanas et al., 2007). Les distances parcourues par ces avalanches sont de l'ordre de 50 à 100 km, jusqu'à des profondeurs de 4000 m (Locat et Lee, 2002). Ce phénomène est également relativement commun sur les flancs des îles volcaniques (e.g. avalanche de débris sur le flanc ouest des îles Canaries, Masson et al., 1998). Il est généré par des effondrements qui peuvent s'initier sur les flancs émergés du volcan (Chiocci et De Alteriis, 2006). L''avalanche de débris de l'île d'Ischia couvre une zone de 250-300 km^2 et s'étend jusqu'à 50 km au large de l'île. Il a été générée par la combinaison du soulèvement tecto-volcanique du volcan et de la déstabilisation des pentes due à sa forte inclinaison (Chiocci et De Alteriis, 2006 ; Figure 1-25). L'escarpement provoqué par la masse glissée forme généralement une large amphithéâtre pouvant atteindre 500 à 1500 m de hauteur (Canals et al., 2004).

Le mécanisme de support des particules est l'inertie des blocs (Ui et al., 1999). Leur dépôt final se présente sous la forme de brèches ou conglomérats non classé ou avec un granoclassement normal de brèches ou conglomérats (Tripsanas et al., 2007) et son épaisseur peut être supérieure à 1 km (Canals et al., 2004). Le domaine proximal des dépôts est constitué en grande partie de blocs au pied de l'escarpement, tandis que le domaine distal se compose de blocs plus petits pris (Figure 1-25) dans une matrice fine (Ui et al., 1999). Leur fort potentiel tsunamogène a été abordé par Normark et al. (2004).

En sismique réflexion, on les distingue par un faciès transparent à chaotique ou hyperbolique, en fonction de l'épaisseur du dépôt (Canals et al., 2004). Leur surface n'est généralement pas défini par un réflecteur unique bien différencié (Chiocci et De Alteriis, 2006 ; Figure 1-25).

3.2.3. Les écoulements gravitaires

Les écoulements gravitaires (Middleton et Hampton, 1973) se différencient des glissements en masse par la présence d'un fluide interstitiel assurant le transport des particules (Mulder et Cochonat, 1996). Ils interviennent lorsque le matériau adopte un comportement mécanique plastique ou de fluide visqueux (Nardin et al., 1979). Ces écoulements sont générés sur des pentes à forte inclinaison et sont généralement des évènements localisés (Middleton, 1970) qui se déplacent sous l'action de la gravité (Middleton et Hampton, 1973). Durant le transport, la mobilité du fluide interstitiel est provoquée par le mouvement des particules (Middleton et Hampton, 1976) et leurs interactions (Prior et Coleman, 1984). Le déplacement des matériaux se fait sur de longues distances, jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres (Urgeles et al., 1997 ; Gee et al., 1999 ; Locat et Lee, 2002 ; Lastras et al., 2004).

On distingue différents écoulements gravitaires suivant la concentration particulaire, la cohésion des particules, leur mécanisme de support des particules, leur durée ou leur rhéologie (Haughton et al., 2009). Cependant, deux grandes catégories d'écoulements gravitaires sont distinguées en fonction du régime de transport laminaire ou turbulent (Mulder et Alexander, 2001 ; Figure 1-19). Cette discrimination est basée sur le nombre de Reynolds qui lie la vitesse du fluide (U en $m.s^{-1}$), la viscosité cinématique (μ en $Pa.s^{-1}$), la masse volumique (ρ en $kg.m^{-3}$) et l'épaisseur de l'écoulement suivant l'équation :

$$\mathbf{Re} = \frac{\rho U L}{\mu}$$

Pour Re < 500 le régime est laminaire alors que pour Re > 2000, il est turbulent. Entre ces deux valeurs, l'écoulement est dit transitoire, et présente à la fois des caractéristiques des écoulements laminaires et des écoulements turbulents (e.g. les *slurry flows* ou les écoulements hybrides ; Carter, 1975b ; Lowe et Guy, 2000 ; Haughton et al., 2009). Parmi les écoulements gravitaires, on distingue donc :

- les écoulements laminaires comprenant les coulées en masse (coulées de débris et coulées de boue (écoulements liquéfiés)) et les coulées denses. Ils sont caractérisés par des concentrations en particules et des viscosités élevées qui empêchent tout développement de la turbulence. La concentration en particules est supérieure à 9% du volume total de l'écoulement - limite de transport par la turbulence définie par Bagnold (1954).
- les écoulements turbulents comprenant les courants de turbidités, les bouffées turbides et les courants hyperpycnaux. Leur régime est turbulent et leur concentration en particules est très variable mais reste inférieure à 9% du volume total.

a. Les écoulements laminaires

- **Les coulées en masse cohésive** sont des processus de transport dominés par un comportement rhéologique plastique, où la contrainte de cisaillement est distribuée dans l'ensemble de la masse qui glisse, ce qui implique un mélange eau-particules fines (Nardin et al., 1979).

  - **Les coulées de débris** sont des écoulements plastique (Mulder et Cochonat, 1996) très concentrés transportant un mélange hétérogène de fragments grossiers (> sable), de graviers - blocs, de marne consolidée (Mulder et Cochonat, 1996), de matériaux fins et d'eau. La matrice cohésive généralement silteuse ou marneuse (Mulder et Cochonat, 1996) qui

possède des propriétés géomécaniques propres (Middleton et Hampton, 1976) supporte les fragments les plus gros en induisant des forces de flottaison dirigées vers le haut (Middleton et Hampton, 1973 ; Mulder et Cochonat, 1996 ; Canals et al., 2004).

Le dépôt de ces masses sédimentaires déposées est généralement perturbé et sans structures distinctes (Mulder et Cochonat, 1996) et présente donc en sismique réflexion un faciès acoustique transparent et chaotique (Mulder et Cochonat, 1996). Ils sont généralement associés à des blocs disposés et concentrés en tête de l'écoulement (Mulder et Cochonant, 1996 ; Sohn et al., 2002 ; A-Figure 1-26).

Les coulées de débris se produisent généralement sur des pentes fortes, bien qu'elles aient la capacité de s'écouler sur des pentes faibles (1° ; Masson et al., 1998 ou < 0.5° ; Talling et al., 2007 ; Migeon et al., 2010). La force de ces écoulements est telle qu'ils peuvent couper ou obstruer des canyons sous-marins (e.g. coulée de débris BIG'95 ; Lastras et al., 2004).

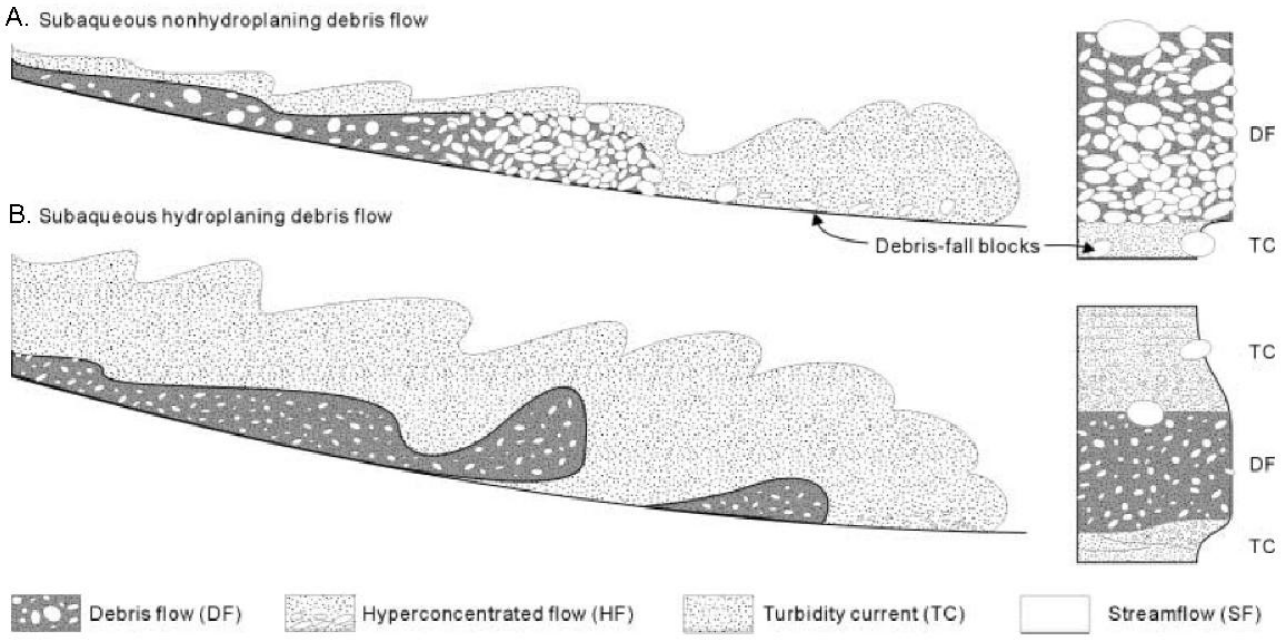


Figure 1-26 : Organisation spatiale des différents types d'écoulements produits par des transformations d'écoulement de coulées de débris (Sohn et al., 2002).

Le processus de transport est catastrophique et implique un flux rapide de matériaux soumis à un régime laminaire (Marr et al., 2001). Ce processus dépend des propriétés des grains (taille, densité, fraction volumique), du fluide interstitiel (densité, viscosité, fraction volumique) et de leur mélange (épaisseur d'écoulement, vitesse, taux de déformation cisaillante et perméabilité) (Sohn, 2000). Certaines de ces propriétés changent

continuellement avec l'inclinaison de la pente, la profondeur le long du trajet, et l'eau incorporée ou expulsée dans/de la coulée de débris (Fisher, 1983 ; Smith et Lowe, 1991). L'interaction avec l'eau ambiante est la principale cause de transformation de l'écoulement tels que le détachement et la désintégration du front de la coulée imperméable (Sohn, 2000 ; Elverhoi et al., 2000). Lorsque l'eau est piégée sous l'interface inférieure de la coulée, elle provoque un phénomène qui s'apparente à l'hydroplanning (Mohrig et al., 1998 ; Sohn et al., 2002, B-Figure 1-26). Ce phénomène réduit la friction à la base et permet à la coulée de se déplacer plus vite et sur une plus longue distance (e.g. Saharan debris flow : 400 km, Gee at al., 1999 ; Masson et al., 1993 – BIG'95 : 110 km, Lastras et al., 2002, Figure 1-27 – Canary debris flow : 600 km, Urgeles et al., 1997 ; Masson et al., 1998 – Makatoa debris flow : 200 km, Lamarche et al., 2008). Ceci expliquerait également que les coulées de débris soient parfois peu érosives (Mulder et Cochonat, 1996).

Les coulées de débris peuvent présenter un volume total supérieur à 100 km^3 (e.g. coulée de débris des îles Canaries, 400 km^3, Masson et al., 1998), et une épaisseur supérieure à 90 m (e.g. coulée de débris BIG'95 ; Lastras et al., 2004, Figure 1-27). L'arrêt des coulées s'effectue sur place par « gel » ou « *freezing* », ou dépôts « en masse », et intervient lorsque la force de mouvement générée par la gravité devient inférieure à la résistance des débris (Kennett, 1982). Le dépôt final appelé « débrite » est très riche en matériaux fins et peut présenter un granoclassement inverse des fragments hétérogènes et un lithofaciès conglomératiques (Mulder et Cochonat, 1996 ; Canals et al., 2004). Les coulées peuvent être associées à des environnements de pente ouverte ou être chenalisées (Figure 1-27), et ainsi former des dépôts de débris en lobes, loin des zones sources (Garrison et al., 1982 ; e.g. Mississippi, Twichell et al., 1992 ; Locat et al., 1996 ; Schwab et al., 1996 – Nil, Migeon et al., 2010).

En sismique réflexion, les débrites se distinguent par un faciès acoustique hyperbolique, chaotique ou transparent (Nardin et al., 1979 ; Canals et al., 2004) et par des réflecteurs de faible amplitude (Moscardelli et Wood, 2007). En sismique très haute résolution, le dépôt apparait sous un faciès acoustique principalement transparent mais pouvant être également chaotique à hyperbolique (Lastras et al., 2004, Figure 1-27). L'escarpement ou les cicatrices d'arrachement générées sur les pentes continentales ou les flancs de volcans (Masson et al., 1998) présentent des hauteurs généralement inférieures à 200 m (Canals et al., 2004) bien qu'elles puissent exceptionnellement être supérieure (e.g. Coulée de débris BIG'95, marge ibérique ; Lastras et al., 2004). Ces cicatrices présentent un faciès acoustique hyperbolique (Canals et al., 2004).

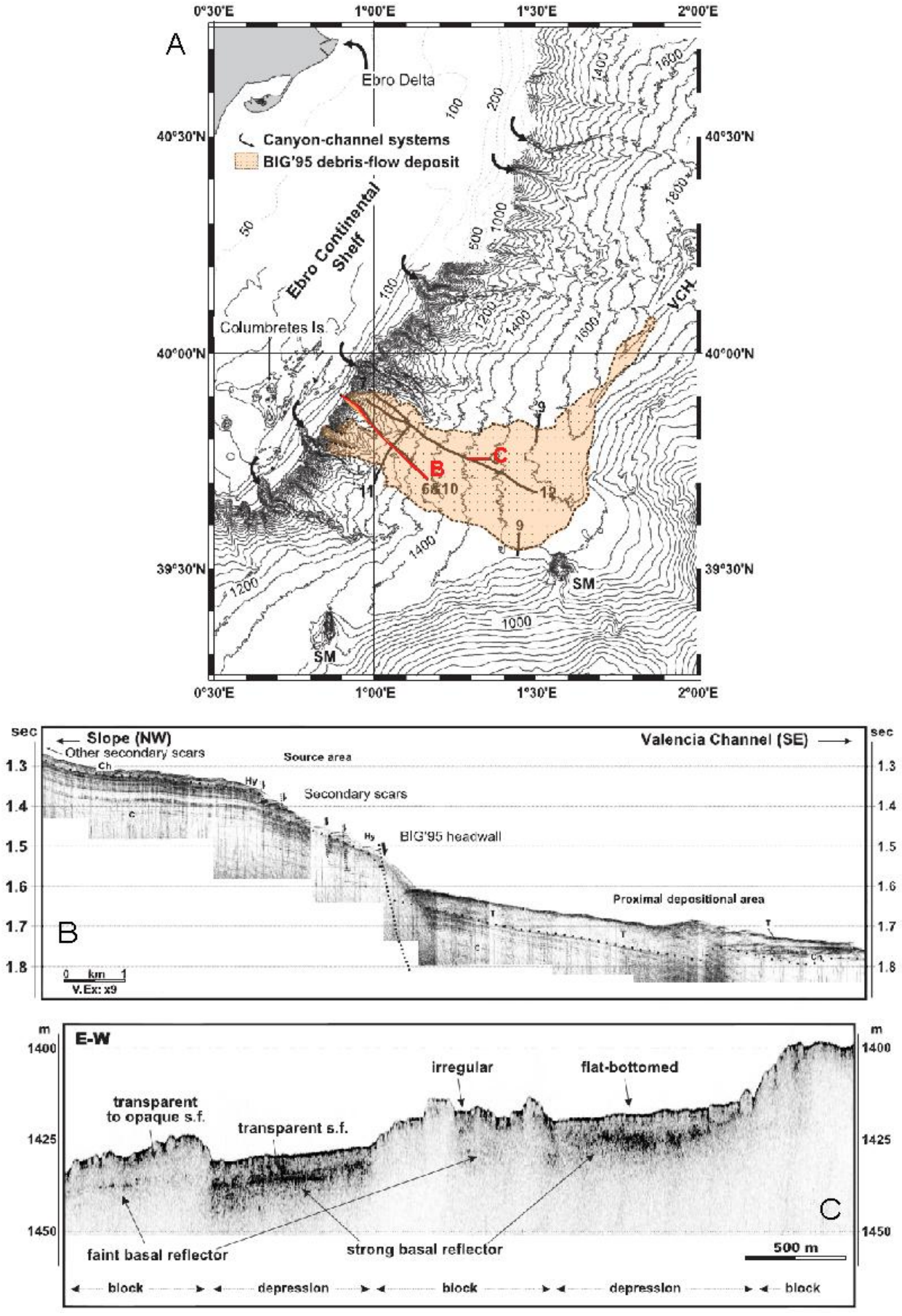


Figure 1-27 : A) Carte bathymétrique de la Mer des Baléares et localisation du dépôt de la coulée de débris BIG'95. B) Profils sismique de très haute résolution à travers la coulés de débris BIG'95. C) Profil Chirp dans la zone intermédiaire de la coulée de débris BIG'95. (d'après Lastras et al., 2004).

- **Les coulées de boue** (boue/silt) ou *mud-flow* sont des coulées de débris de faible densité et contenant une faible proportion de matériaux grossiers (Bates, 1987). La coulée de boue possède une concentration en fluides peut être supérieure à 60% du volume total (e.g. coulée de boue du *Afen Slide* ; Canals et al., 2004, Figure 1-28). Leur dépôt contient moins de 5% de matériaux grossiers par volume (Mulder et Alexander, 2001). A la différence des coulées de débris, le mouvement est principalement supporté par le fluide et non pas par la matrice (Mulder et Cochonat, 1996). La teneur en eau et en matériaux fins est plus élevé que dans la coulée de débris, et leur déplacement est supposé être plus rapide (Mulder et Cochonat, 1996).

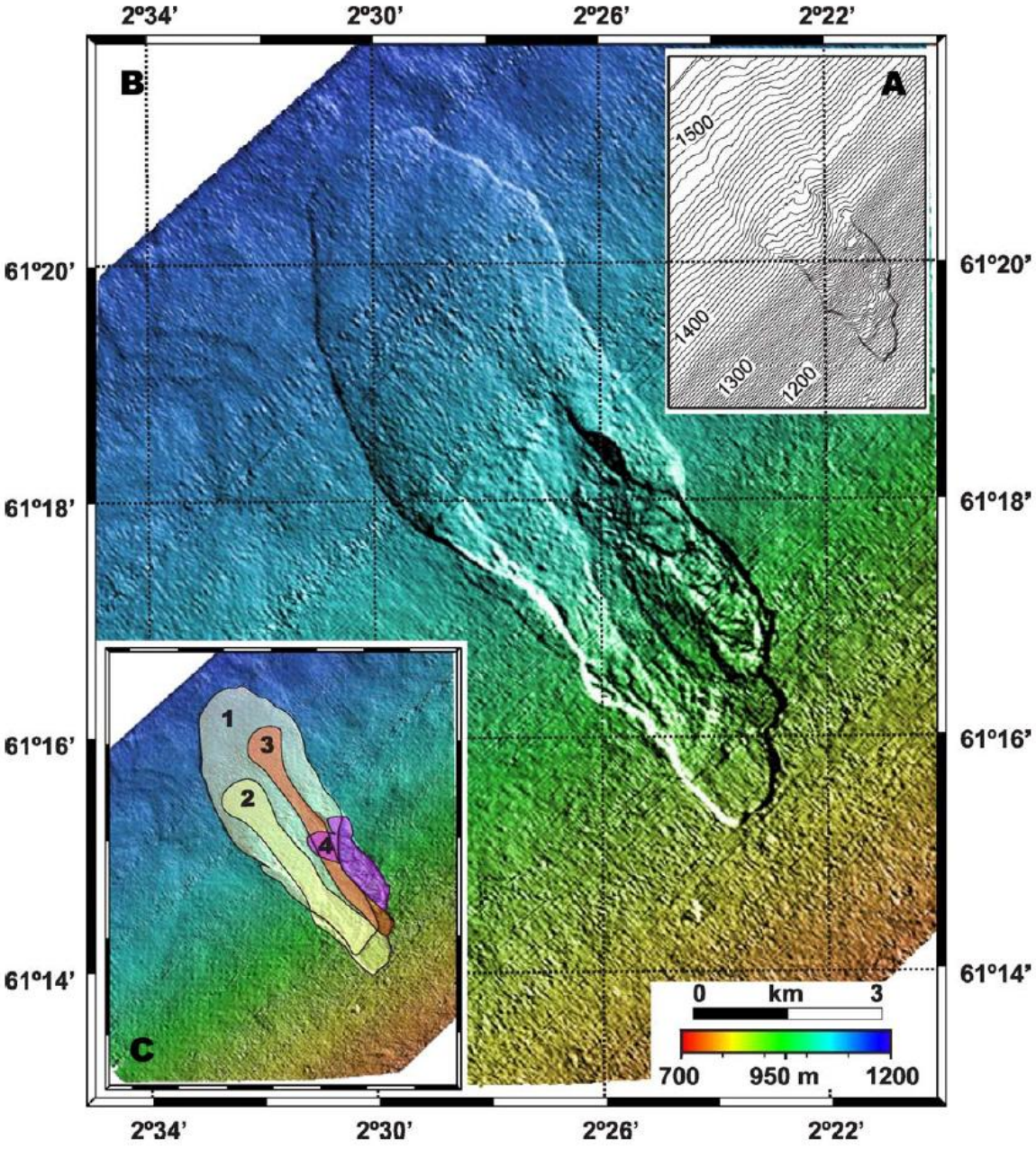


Figure 1-28 : A) Carte bathymétrique, B) Image acoustique et C) Interprétation du Afen Slide du chenal Féroé et de ces lobes de coulées de boue (1 est le plus vieux et 4 le plus jeune), (Canals et al., 2004).

Elles se développent généralement sur des pentes à faible inclinaison inférieure à 0.2° (Mulder et Cochonat, 1996). Les coulées de débris et les coulées de boue ne sont parfois pas différenciées dans les classifications (Tripsanas et al., 2007 ; Canals et al., 2004). Elles sont dans ce cas considérées comme un continuum pour lequel la fluidité du corps mobilisé augmente avec la teneur en eau (de la coulée de débris vers la coulée de boue).

En sismique réflexion, les coulées de boue apparaissent avec un faciès généralement transparent et la présence de quelques réflecteurs (Canals et al., 2004 ; Tripsanas et al., 2007), voire d'hyperboles (Nardin et al., 1979).

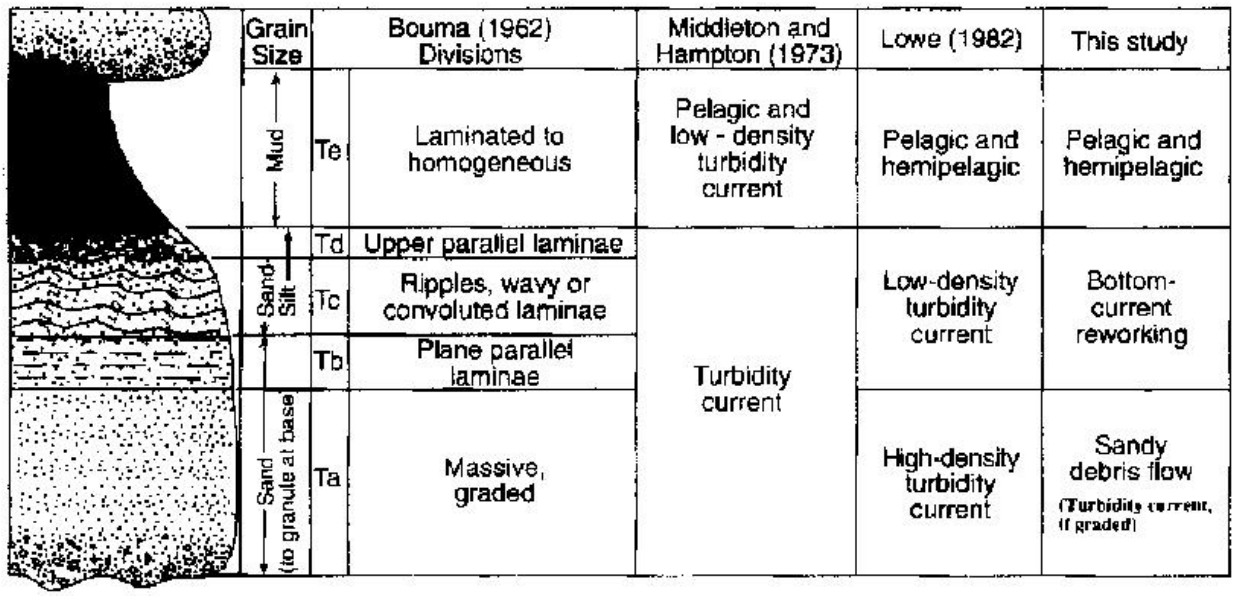
- **Les coulées denses non-cohésives** (*density flows*) se divisent en coulées hyperconcentrées (ou *sand flow* ; Mulder et Cochonat, 1996 ou *sandy debris flows* ; Shanmugam, 1996) et concentrées suivant la proportion phase solide/phase liquide (Mulder et Alexander, 2001).

Les coulées denses sont des mécanismes essentiels dans la sédimentation de la pente et du bassin (Gorsline, 1978 ; Pilkey et al., 1980 ; Piper, 1978 ; Stow, 1984a ; Stow, 1984b) et dans la formation des canyons, des systèmes en chenaux-levées et des lobes de dépôts (Mutti, 1992). Ce sont des écoulements laminaires non-cohésifs, dans lesquels les particules sont soutenues par les pressions/contraintes dispersives générées par les interactions et les collisions entre les grains, et entre les grains et le fond. Ces coulées regroupent les processus de coulées de débris sableuses (*sandy debris flows*, Shanmugam, 1997) et les coulées de grains ou écoulements granulaires (*grain flows* ou *granular flows*, Kennett, 1982 ; Lowe, 1976a ; Middleton et Hampton, 1976 ; Pierson et Costa, 1987). Le fluide interstitiel est équivalent au fluide ambiant en terme de nature et de pression (pression interstitiel = pression hydrostatique), et n'intervient pas dans le support de la masse en mouvement (Lowe, 1976a). La limite entre écoulements hyperconcentrés et concentrés a été définie comme la concentration à partir de laquelle la dilution de l'écoulement est suffisante pour permettre l'apparition d'une turbulence dans la partie supérieure et un tri des particules à la base (Mulder et Alexander, 2001 ; Shanmugam, 1997 ; Postma et al., 1988).

Dans les écoulements concentrés, les particules ont de fortes interactions générant des pressions dispersives (Bagnold, 1954) qui leur permettent de rester en suspension (Mulder et Alexander, 2001). Ces interactions jouent également un rôle dans la décélération de l'écoulement par dissipation de l'énergie (Mulder et Alexander, 2001). Les interactions et collisions entre les grains dissipant beaucoup d'énergie, la formation des écoulements granulaires nécessite une forte pente, estimée à plus de 18°, pour permettre un mouvement auto-entretenu et donc le déplacement (Middleton et Hampton, 1976). Ces conditions expliquent que ces écoulements soient rares et très localisés. Ils peuvent être fortement érosifs (Mulder et Alexander, 2001).

Les écoulements concentrés et hyperconcentrés s'arrêtent lorsque les forces dispersives et l'énergie cinétique résultante ont fortement diminué (diminution de la pente, de la concentration des

grains). Il y a alors dépôt simultané et instantané des grains (effondrement de l'écoulement sur lui-même ; Mulder et Cochonat, 1996 ; Mulder et Alexander, 2001). Le dépôt résultant est bien classé (Mulder et Alexander, 2001 ; Figure 1-29), homogène et présente des structures d'expulsion du fluide piégé lors de la chute des grains ; ce sont des structures en coupelles ou « *dishes* ». Le dépôt des écoulements hyperconcentrés se compose de graviers massifs à granoclassement normal ou inverse, ou de sable grossiers stratifiés.



Grain Size		Bouma (1962) Divisions		Middleton and Hampton (1973)	Lowe (1982)	This study
Mud	Te	Laminated to homogeneous		Pelagic and low - density turbidity current	Pelagic and hemipelagic	Pelagic and hemipelagic
Sand - Silt	Td	Upper parallel laminae		Turbidity current	Low-density turbidity current	Bottom-current reworking
	Tc	Ripples, wavy or convoluted laminae				
	Tb	Plane parallel laminae				
Sand (to granule at base)	Ta	Massive, graded			High-density turbidity current	Sandy debris flow (Turbidity current, if graded)

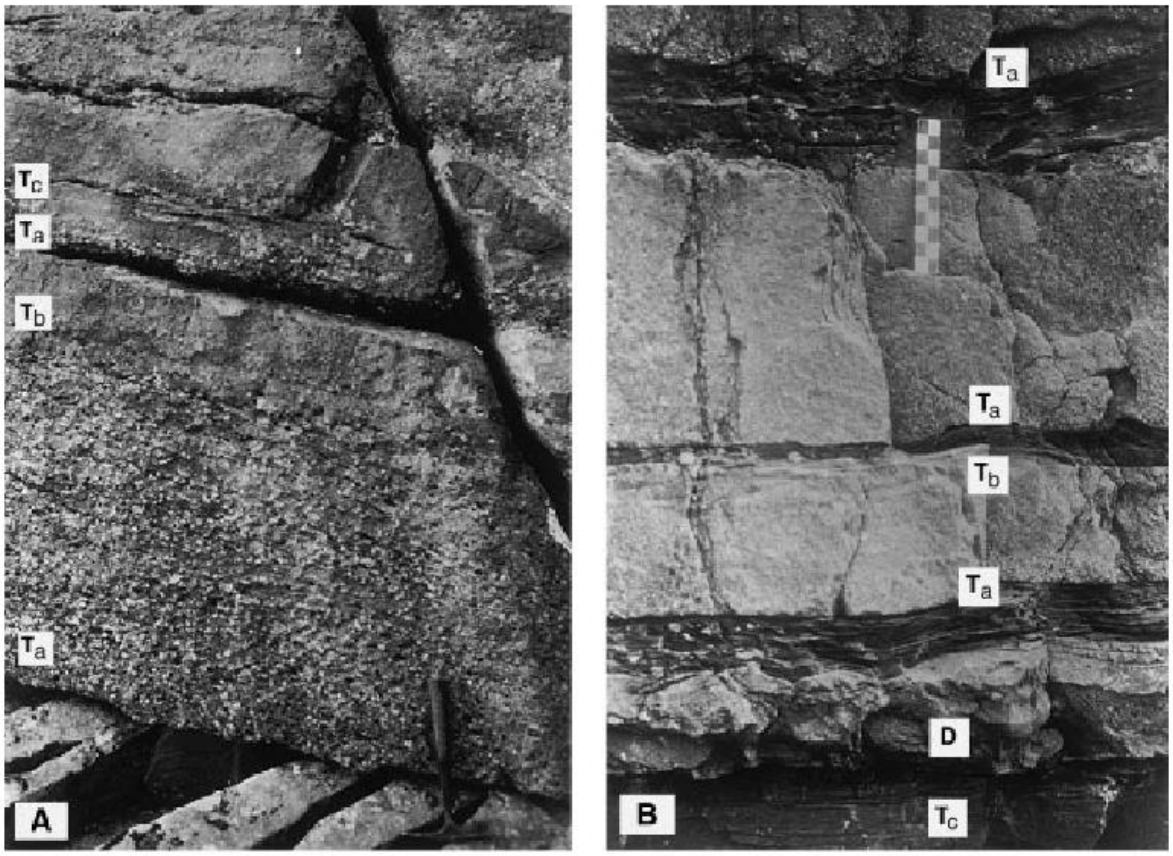


Figure 1-29 : Tableau présentant la séquence idéale de Bouma (d'après Shanmugan, 1997) et photos de dépôts interprétés comme étant ceux d'écoulements concentrés (Mulder et Alexander, 2001).

Le dépôt des écoulements concentrés correspond à la séquence décrite par Lowe (1982), extension du terme Ta de la séquence de Bouma (voir paragraphe suivant). Elle se compose d'une surface d'érosion basale, surmontée par des sables massifs ou des graviers pouvant présenter un granoclassement inverse lié à un transport des particules par traction sur le fond (Mulder et Alexander, 2001). L'épaisseur de Ta par rapport à l'épaisseur totale du dépôt est généralement plus grande dans les écoulements concentrés que dans les écoulements hyperconcentrés (Mulder et Alexander, 2001). En sismiques réflexion, les dépôts résultant sont généralement trop fins pour pouvoir être identifiés (Nardin et al., 1979).

b. Les écoulements turbulents

Dans un écoulement turbulent, le maintien en suspension des particules est assuré par la composante ascendante de la turbulence du fluide (Middleton et Hampton, 1973 ; Mulder et Alexander, 2001). Ces écoulements sont considérés comme des processus majeurs de transfert de particules de la plateforme continentale vers le bassin profond (Piper et Normark, 2009). Bien que classiquement regroupés sous le terme de « courants de turbidité », on distingue trois principaux types d'écoulements turbulents : les courants de turbidité *s.s.*, les bouffées turbides et les courants hyperpycnaux (Middleton et Hampton, 1973 ; Mulder et Alexander, 2001). Alors que les bouffées turbides correspondent à l'écoulement d'un volume fini de matériaux (Ravenne et Beghin, 1983, Laval et al., 1988), les courants de turbidité et les courants hyperpycnaux sont caractérisés par une alimentation continue et prolongée par l'arrière. Leur « durée de vie » et extension longitudinale sont donc plus longues que celles des bouffées turbides.

- **Les courants de turbidité** sont le principal mode de transport vers le bassin profond (Piper et Normark, 2009). Ils sont constitués d'un mélange dilué de particules et d'eau dont la densité est supérieure à celle du fluide ambiant (Kuenen and Migliorini, 1950 ; Mulder et Cochonat, 1996 ; Kneller et Buckee, 2000). Leur concentration en particules et leur densité sont faibles par rapport aux coulées précédemment décrites. Selon la concentration en éléments transportés, les courants de turbidité on été divisés en deux catégories (Lowe, 1982) : les courants de basse et de haute densité.

Les courants de basse densité résultent généralement de glissements survenant à petite échelle sur la pente continentale ou à la tête des canyons (Mulder et Cochonat, 1996 ; Mulder et Alexander, 2001). Les dépôts remis en suspension sont généralement fins (silto-sableux et argileux) et représentent une proportion de l'ordre de 1-23% par volume (Shanmugam, 2000). Ils sont considérés comme les courants de turbidité *s.s.* (Shanmugan, 2000).

Les courants de haute densité résultent de la transformation de grands glissements. Ils font l'objet de nombreuses polémiques. En effet, ils sont constitués d'une partie basale laminaire très concentrée surmontée d'une partie supérieure turbulente de plus faible concentration (Figure 1-30 ;

Shanmugam, 1997 ; Mulder et al., 1997 ; Shanmugam, 2000 ; Mutti et al., 2009). Shanmugam (1997) a donc proposé qu'ils soient en fait considérés comme l'association d'une coulée de débris sableuse et d'un courant de turbidité *s.s.*

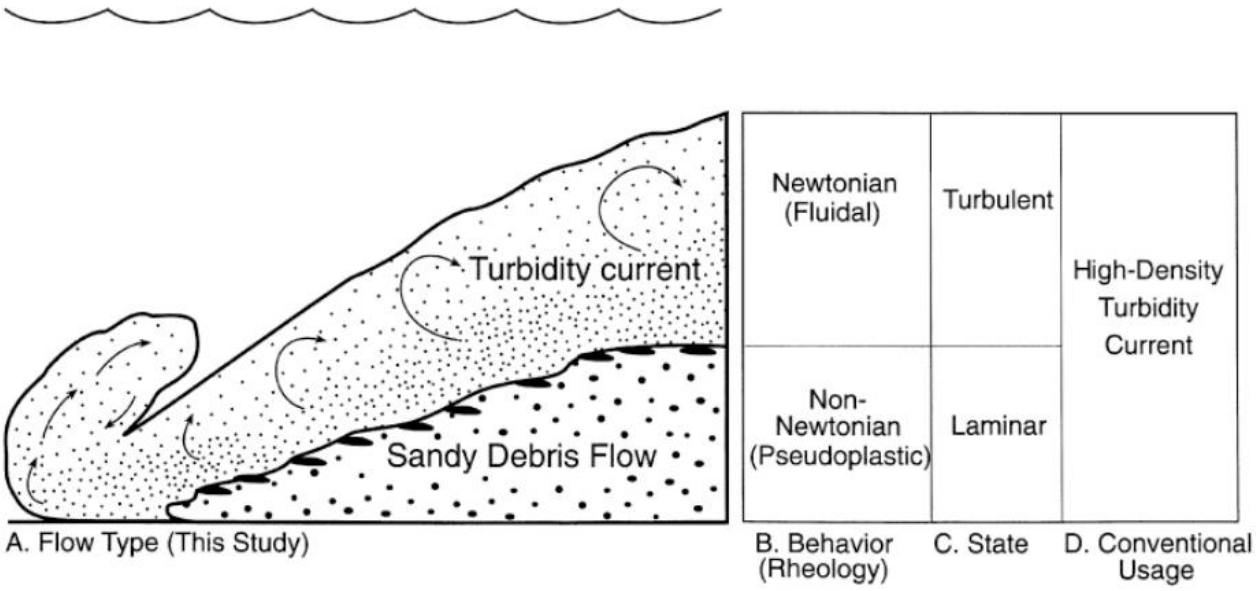


Figure 1-30 : Illustration d'un écoulement de haute densité (Shanmugam, 1997).

Les courants de turbidités nécessitent un fort apport sédimentaire en suspension dans l'eau (Piper et Normark., 2009) et une inclinaison suffisamment grande pour que les forces gravitationnelles soient plus grandes que les forces de friction, et pour que l'écoulement se maintiennent (Normark et Piper, 1991). Les courants de turbidité résultent de (1) la transformation de *slumps* (Normark et Piper, 1991), de *slides* ou de coulées de débris (Piper et al., 1999 ; Piper et Normark, 2009) ou de ruptures superficielles déclenchées par des pressions interstitielles (Mulder et al., 1997), (2) les courants hyperpycnaux aux embouchures des fleuves assurant un transfert sédimentaire direct (Normark et Piper, 1991 ; Mulder et al., 1997 ; Mutti et al., 2003 ; Mutti et al., 2009), (3) des ruptures de grande échelle générées par un séisme (e.g. Grand Banks en 1929, séisme de magnitude 7.2 ; Piper et al., 2005 ; Mulder et al., 1997), (4) l'action de processus tels que les tempêtes, marées, ondes internes en bordure du plateau continental externe ou sur la partie supérieure de la pente continentale (Normark et Piper, 1991).

La vitesse des courants de turbidité varie avec leur concentration. Ils peuvent atteindre des vitesses de plusieurs dizaine de $m.s^{-1}$ (e.g. le courant de turbidité généré lors du tremblement de terre de 1929 de Grand Banks a atteint des vitesses de l'ordre de 19 $m.s^{-1}$; Piper et al., 1999 ; Piper et al., 2007). Ils sont potentiellement de longue durée (quelques dizaines d'heures à quelques jours ; Mulder et Cochonat, 1996 ; e.g. courant de turbidité de Grand Banks en 1929 – 11 h, Piper et al., 1999). Selon Piper et Normark (2009), la durée d'un courant de turbidité dépend directement du

processus qui l'a initié ; de quelques minutes pour une déstabilisation sédimentaire, à plusieurs heures pour une érosion régressive ou des processus océanographiques (e.g. courant de turbidité de 3 à 6 h déclenché par une tempête – Monterey Canyon), jusqu'à des jours pour des écoulements direct à l'embouchure d'une rivière (e.g. Hueneme fan et la rivière Santa Clara, Californie), voire des semaines pour des coulées de boue (Figure 1-31 ; Piper et Normark, 2009).

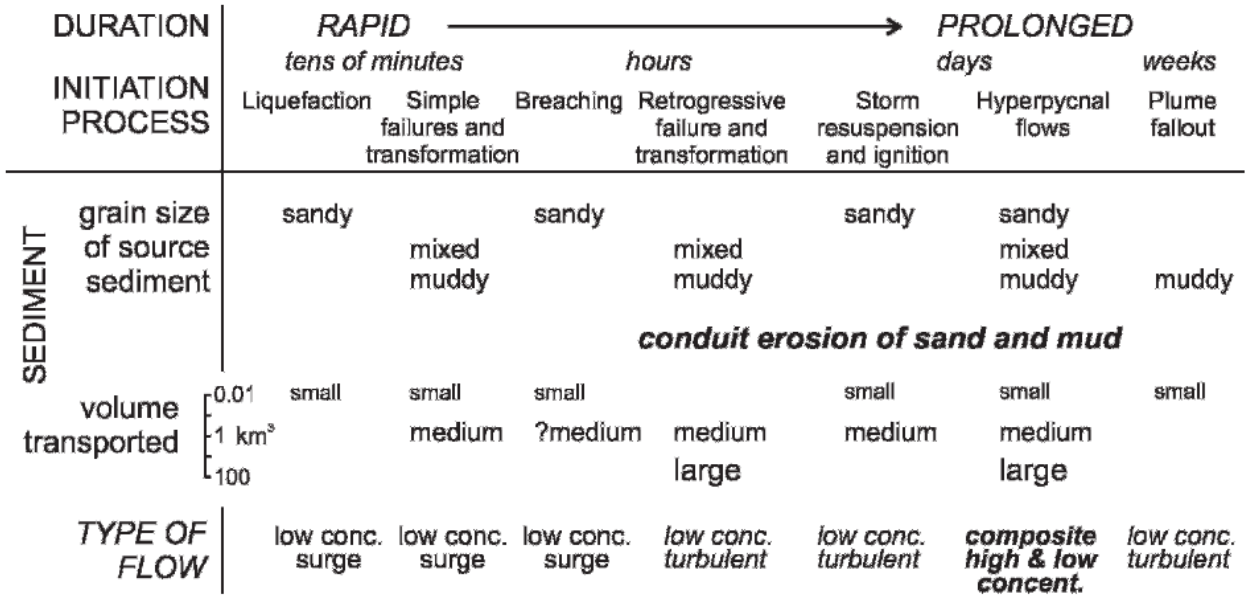


Figure 1-31 : Synthèse des processus d'initiation des courants de turbidité et des durées, dimensions et matériaux transportés associés (Piper et Normark, 2009).

Mutti et al. (2009) ont classés les systèmes turbiditiques déposés en contexte de marge active et donc très riches en sable, en 4 groupes principaux. Ces derniers sont fonction de l'évolution des écoulements gravitaires vers le bas de la pente enregistrée par l'organisation des faciès amont-aval des dépôts (Figure 1-32). Ces groupes sont donc définis par une population en particules bien distinguée (Mutti et al., 2009) : (1) le groupe A comprend des gros blocs à des clastes de petite taille ; (2) le groupe B comprend des petits cailloux à des sables grossiers ; (3) le groupe C comprend du sable fin à moyennement fin et (4) le groupe D comprend des sables fins à de l'argile (Mutti et al., 2009 ; Figure 1-32). Les deux premiers groupent évoluent dans une coulée dense (Mutti et al., 2009), qui pourrait correspondre aux courants de turbidité de haute densité (Lowe 1982 ; Schanmugan 1997 et 2000). Le troisième groupe évolue tout d'abord dans une coulée dense et peut ensuite générer une couche superficielle turbulente (Mutti et al., 2009). Il pourrait également correspondre à l'évolution d'une coulée de débris se transformant en un courant de turbidité de haute densité (Schanmugam, 1997). Le quatrième groupe est typiquement et entièrement un écoulement turbulent (Mutti et al., 2009). Il pourrait correspondre à la définition de courant de turbidité de basse densité (Lowe, 1982 ; Schanmugam et al. 1997 et 2000).

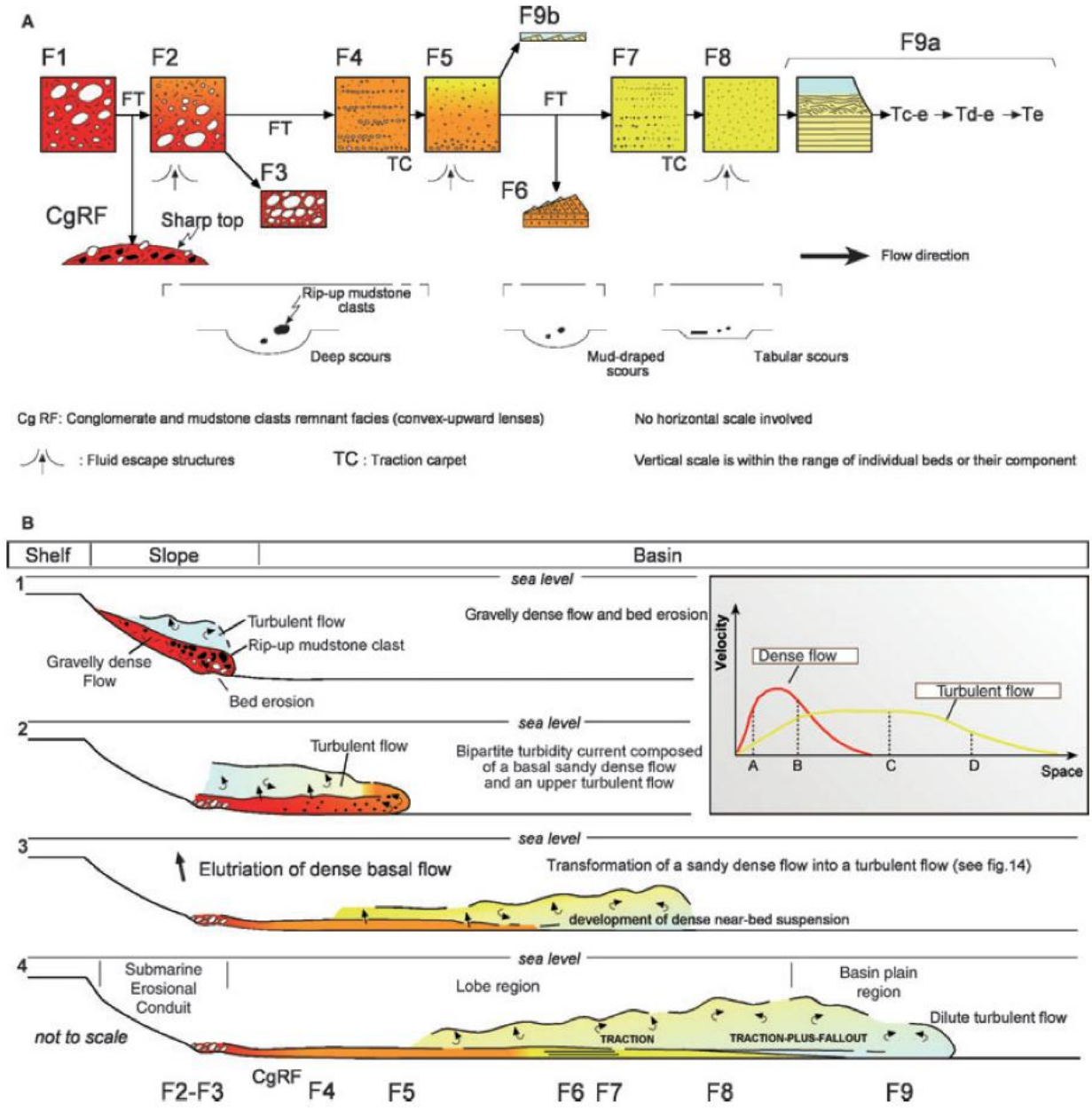


Figure 1-32 : A) Classification des faciès turbiditiques. B) Principaux processus d'érosion / dépôt en fonction de l'évolution vers le bas de la pente du courant de turbidité (d'après Mutti et al., 2009).

Les dépôts associés aux courants de turbidité, les turbidites, sont caractérisées par un granoclassement normal, la présence de structures sédimentaires caractéristiques telles que les laminations et les rides de courants, et un contact basal net ou érosif (Figure 1-32 ; Shanmugam, 1997). Elles sont décrits par le modèle classique de la séquence de Bouma (1962). Cette séquence définit l'évolution verticale de la granularité (sable grossier à argile) par la superposition de 5 termes, Ta, Tb, Tc, Td et Te et un passage graduel entre chaque terme (Figure 1-32). On observe rarement cette séquence dans son intégralité, mais plutôt des dépôts tronqués des termes inférieurs (Ta-Tb) ou supérieurs (Tc-Td-Te). De plus, cette séquence type a évolué au cours du temps avec

l'ajout de termes complémentaires dans les niveaux les plus grossiers (*coarse-grained turbidite* ; Lowe, 1982) et les plus fins (*fine-grained turbidite* ; silt et argile ; Stow et Shanmugam, 1980) du fait de la grande variabilité des faciès (Figure 1-32).

Le premier terme Ta, basal, correspond à des sables et des graviers fins présentant un granoclassement normal (Bouma, 1962). A sa base, les sédiments graveleux (Termes R – Figure 1-32) témoignent d'un transport par traction alors que les sédiments sommitaux plus fins (Termes S – Figure 1-32) témoignent d'un transport en suspension (Lowe, 1982). Le terme Tb correspond à des sables laminés parallèles. Le terme Tc correspond à des sables et des silts laminés ou ondulés (Bouma, 1962) et comportent des laminations basales lenticulaires (Terme T0, Stow et Shanmugan, 1980 ; Figure 1-32). Le terme Td correspond à des silts laminés parallèles. Elles peuvent présenter des laminations convolutées à la base (Terme T1; Figure 1-32) puis des laminations régulières (Terme T3 ; Figure 1-32) et une absence de laminations sommitales (Terme T5 ; Figure 1-32), (Stow et Shanmugam, 1980). Le terme Te correspond à des argiles laminée à homogène (Bouma, 1962) et présente souvent des figures de bioturbation sommitales (Terme T8, Stow et Shanmugam, 1980 ; Figure 1-32).

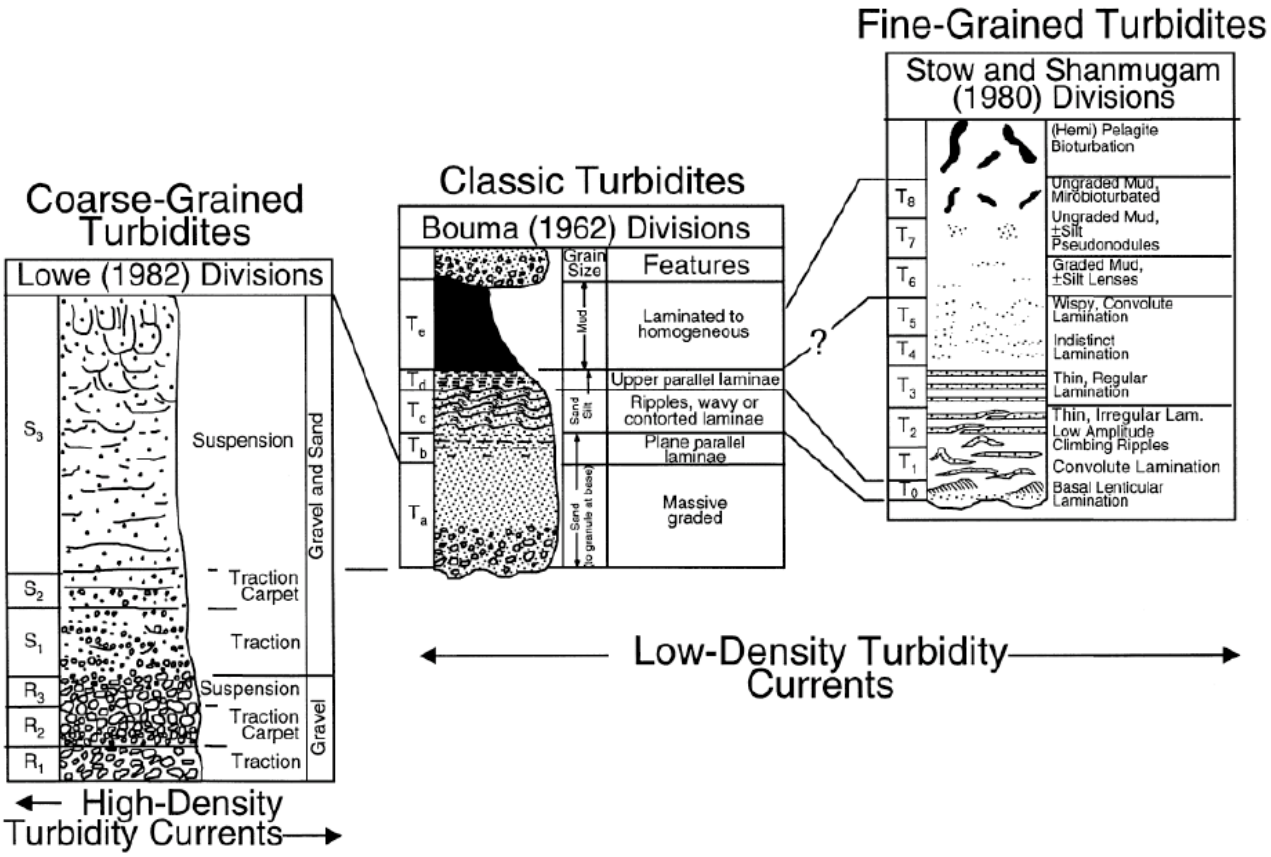


Figure 1-33 : La séquence de Bouma et ses extensions pour les turbidites (Lowe, 1982 ; Stow and Shanmugam, 1980), tirée de Shanmugan (2000).

Cette séquence de dépôt est souvent un assemblage de dépôts grossiers résultants de coulées de débris sableuses, de coulées granulaires et de courants de turbidité (Mulder et Alexander, 2001), bien que le terme « turbidite » soit largement utilisé pour désigner l'ensemble des complexes de dépôts sableux, comme la construction de système turbiditiques (Canals et al., 2004, Mutti et al., 2003 et 2009).

Sur les profils sismiques, les dépôts turbiditiques présentent des faciès différents en fonction de l'environnement de dépôt. Ainsi, ils peuvent correspondre sur les levées à un faciès lité avec des réflecteurs continus de faible à forte amplitude en fonction de la nature des sédiments (Mulder et Cochonat, 1996) et à un faciès chaotique ou hyperbolique avec des réflecteurs de forte amplitude dans les chenaux (Nardin et al., 1979 ; Piper et Normark, 2001).

- **Les bouffées turbides** sont des écoulements non-uniformes (Mulder et Alexander, 2001). Ils ont une extension spatio-temporelle limitée car ils sont générés par l'injection d'un volume fini de matériaux (Ravenne et Beghin, 1983). Ils sont caractérisés par une « tête d'écoulement » isolée, correspondant à un front de densité. Ils n'ont pas de corps clairement développés (Laval et al., 1988 ; Mulder et Alexander, 2001). Ils sont généralement de forte densité, et transportent essentiellement des particules de la taille des sables (Mulder et Alexander, 2001). Leur vitesse et leur capacité d'érosion sont généralement plus élevés que celles des courants de turbidité *s.s.*

De tels phénomènes sont probablement aussi, ou même plus communs que les courants de turbidité. Ils sont formés par la transformation d'un glissement, des remises en suspension générées par exemple après une intense tempête, ou par la reconcentration de particules en suspension par des processus tel le *cascading* (Mulder et Alexander, 2001). Ce dernier processus sera décrit ultérieurement.

Les dépôts associés aux bouffées turbides sont aussi des turbidites. Du fait des caractéristiques hydrodynamiques des bouffées turbides, celles-ci sont plutôt constituées des termes Ta-Tb-Te de la séquence de Bouma, avec un contact net entre les termes Tb et Te (Migeon et al., 2001).

- **Les courants hyperpycnaux** sont considérés comme un type particulier de courants de turbidité, mis en évidence dans les années 1990 (Normark et Piper, 1991 ; Mulder et Syvitski, 1995), car le transport des particules depuis le continent vers le bassin profond se fait de manière continu, sans phase de stockage sur la plateforme (Mulder et al., 1996).

Les courants hyperpycnaux apparaissant de manière fréquente (Wright et al., 1986 ; Mulder et al., 1996) sont générés en période de fortes crues ou d'inondations, à l'embouchure des fleuves et sont le prolongement en mer du mélange eau douce / particules se déplaçant sur le fond (Mulder et al., 1996). Ils se développent lorsque la densité de ce mélange est supérieure à celle de l'eau de mer (Mulder et al., 1996). Les courants hyperpycnaux sont par définition moins concentrés en particules

sédimentaires que les coulées denses ou les bouffées turbides (Mulder et al., 1998 ; Mulder et Alexander, 2001). Ils diffèrent des courants de turbidité par leur origine, leur continuité et leur évolution dans le temps. Ces écoulements atteignent des conditions proches de l'équilibre car ils peuvent être directement alimentés pendant plusieurs semaines à plusieurs mois pendant les périodes de crues. Ils transportent des volumes considérables de sédiments vers les bassins océaniques et peuvent générer des taux de sédimentation élevé, de l'ordre de 1-2 m tous les 100 ans (Mulder et al., 2003).

Ces écoulements ne se produisent qu'à l'embouchure d'une certaine catégorie de fleuves dits « sales » (Mulder et Syvitski, 1995 ; Imran et Syvitski, 2000 ; Mulder et al., 2003) et lorsque leur densité est supérieure à celle de l'eau de mer (Mulder et al., 1996). Il n'existe dans le monde qu'une douzaine de fleuves de ce type, capables d'engendrer régulièrement de tels courants (Mulder et Syvitski, 1995).

Les rivières capables de produire des flux particulaires suffisamment élevés sont généralement de petits réseaux de drainage de montagnes côtières avec des pentes fortes, des dépôts facilement érodables et caractérisés par une décharge annuelle faible à modéré (< 400 $m^3.s^{-1}$ selon Imran et Syvitski, (2000) et < 460 $m^3.s^{-1}$ selon Mulder et Syvistki, (1995)). Durant les épisodes de crues, si la limite en charge particulaire est atteinte (36 à 44 kg/m^3 en moyenne en fonction de la salinité et de la température de l'eau de mer à l'embouchure du fleuve ; Mulder et Syvitski, 1995 ; Mulder et Syvitski, 1996 ; Mulder et al., 1996 ; Mulder et Alexander, 2001 ; Muler et al., 2003) des courants hyperpycnaux peuvent se former et plonger jusqu'aux têtes de canyons (Normark et Piper, 1991 ; Mulder et Syvistski, 1995).

Dans des cas plus exceptionnels de grande crue, la concentration en particules peut atteindre 200 $kg.m^{-3}$ (e.g. Crue du Var en 1994 dont la concentration sédimentaire varie de 42 à 230 $kg.m^{-3}$, Mulder et al., 1998). Lors d'éruptions volcaniques sous-glaciaires, des écoulements très chargés en particules (200 $kg.m^{-3}$) peuvent se former avec des débits solides de pointe pouvant atteindre 50000 $m^3.s^{-1}$; ils se déchargent dans les océans sous forme de courant hyperpycnaux mais localisés dans une zone de plongement où la densité de l'écoulement devient supérieure à celle de l'eau de mer (e.g. courant hyperpycnal généré par l'éruption du Grimsvötn en 1994 au large de Skeidararsandur, Islande, Mulder et al., 2003 ; Figure 1-34).

Ce sont des évènements pouvant durer de plusieurs dizaines d'heures à quelques semaines (Mulder et Cochonat, 1996 ; Mulder et al., 1996 ; Mulder et Syvitski, 1995 et 1996) en fonction de la durée de la crue (Mulder et al., 1998). La crue du Var en 1994 a produit un courant hyperpycnal qui s'est écoulé durant plus de 20 h (Mulder et al., 1996). Ce type d'écoulement de courte durée (moins de 24 heures) aurait une fréquence de retour est de 2 à 4 ans (Mulder et al., 1997). Les courants hyperpycnaux de longue durée (supérieure à 1 jour) auraient une fréquence de retour de 5 à 21 ans (Mulder et al., 1997). Les fleuves dits « sales » pourraient produire de tels écoulements chaque année du fait des variations saisonnières (Mulder et al., 2003). Les fleuves modérément

« sales » et modérément « propres » auraient respectivement des périodes de retour de moins de 100 ans et de centaines d'années (Mulder et al., 2003). De plus, la fréquence des courants hyperpycnaux augmentent (1) lorsque le climat devient aride et engendre la réduction de la couverture végétale et donc l'augmentation des phénomènes érosifs et de la concentration en particules délivrées par la mer, et (2) lors de la baisse du niveau marin relatif réduisant la largeur du plateau continental et provoquant la connexion directe des fleuves aux têtes des canyons (Mulder et al., 2003).



Figure 1-34 : Photo aérienne de la zone de plongeon du courant hyperpycnal formé au large de Skeidararsandur, Iselande, après l'éruption sous-glaciaire en novembre 1996 du volcan Grimsvötn (Mulder et al., 2003).
(photographie prise par Magnu´s Tumi Gumundsson et Finnur Pa´lsson (http://www.hi.is/~mmh/gos).

La vitesse d'écoulement à l'embouchure du fleuve dépend directement de la pluviométrie et des caractéristiques du bassin versant, et de l'origine de la crue (orage, mousson, ou pluies prolongées ; Mulder et Alexander, 2001). Elle varie également en fonction de la distance : le courant hyperpycnal du Var en 1994 avait une vitesse de 2-15 $m.s^{-1}$ dans le canyons du Var, puis de moins de 2 $m.s^{-1}$ dans la vallée sous-marine (Mulder et al., 1998).

Selon la densité du mélange eau douce / particules à l'embouchure d'un fleuve (Figure 1-35), le courant pourra soit rester sur le fond et plonger (écoulement « hyperpycnal »), s'étendre en surface (écoulement « hypopycnal »), se diffuser de manière homogène dans la colonne d'eau (écoulement « homopycnal »), ou s'intercaler dans la colonne d'eau entre deux couches de densité différente (écoulement « mesopycnal ») ; (Mulder et Alexander, 2001).

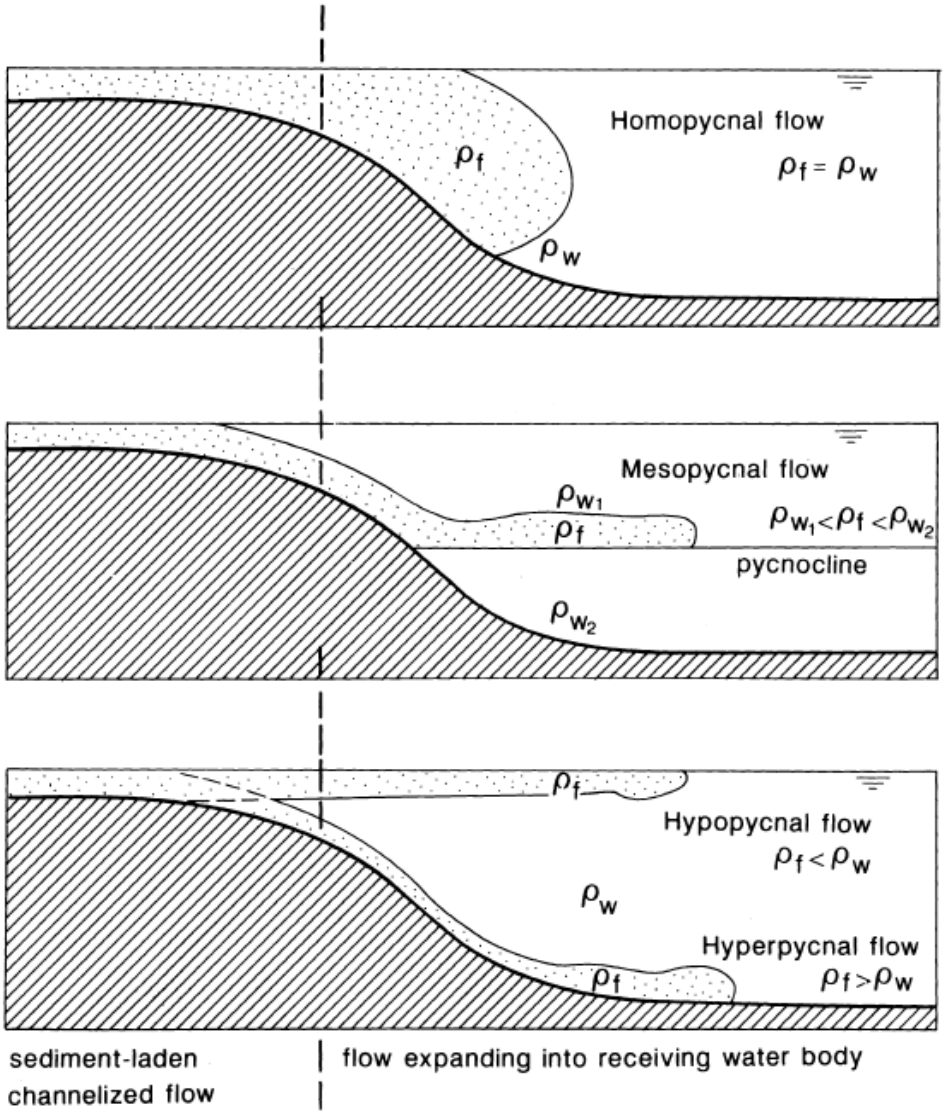


Figure 1-15 : Types d'écoulements générés à l'embouchure d'un fleuve ; ρf = densité de l'écoulement, ρw = densité du fluide ambiant. D'après Mulder et Alexander (2001).

Si le mode de transport des particules est similaire à celui des courants de turbidité, l'évolution de la dynamique des courants hyperpycnaux suit celle de la crue du fleuve. Ainsi, leur vitesse et densité augmentent lors de la montée en crue (*waxing flows*) et diminuent lors de la décrue (*waning flows*), (Kneller, 1995 ; Mulder et al., 2001). La taille des particules transportées suit alors l'évolution de la vitesse d'écoulement. Cette dynamique particulière s'enregistre parfois au sein des dépôts baptisés « hyperpycnites » (Mulder et al., 2001 ; Figure 1-36). Ceux-ci sont caractérisés par un granoclassement inverse basal (lié à la montée en charge et l'augmentation de la vitesse du courant), puis par un granoclassement normal sommital (lié à la diminution de la charge et de la vitesse de courant). Ces deux niveaux peuvent être séparés par un contact marqué ou une surface d'érosion interne (liée au pic d'intensité de la crue, Mulder et al., 2001 ; e.g. turbidite de Saguenay, Mulder et al., 1998). Cette dynamique peut également produire des rides migrantes sur le fond (Migeon et al, 2001 et 2006). Notons que ces courants se forment plus facilement s'il y a une

connexion directe entre le fleuve et le canyon sous-marin, ou si la plateforme est très étroite, comme cela est le cas pour le système du Var (Mulder et al., 2001b). Les hyperpycnites apparaissent sous les profils sismiques de très haute résolution sous des faciès acoustiques transparent (Mulder et al., 2003).

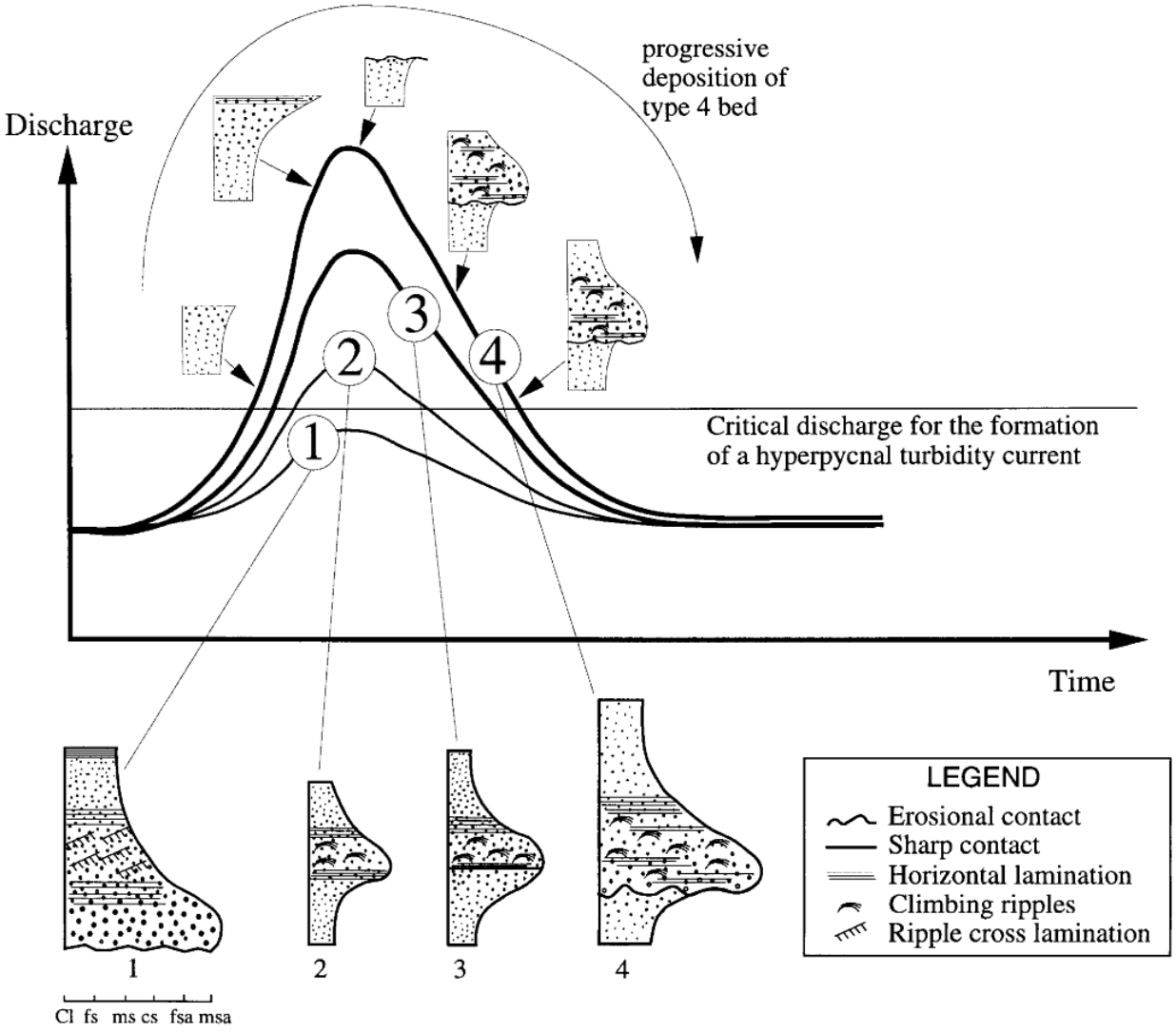


Figure 1-36 : Faciès et séquences de dépôt en fonction de la vitesse d'écoulement. 1) Faible vitesse d'écoulement, et trop faible concentration sédimentaire pour créer un courant hyperpycnal. 2) Faible vitesse d'écoulement mais la limite critique de charge en sédiments est dépassée et génère donc un courant hyperpycnal, créant une séquence sédimentaire granoclassée inverse puis une séquence normale séparée par une limite graduelle . 3) Vitesse d'écoulement moyenne, les particules peuvent être plus grossières et les séquences sédimentaires sont donc plus épaisses que dans le cas 2. 4) Grande vitesse d'écoulement, les particules sont grossières, et niveaux granoclassés inverse et normal sont séparées par une surface d'érosion. (Mulder et al., 2001).

On sait que les grands canyons sont généralement connectés à un système fluviatile subaérien (Amazone, Hiscott et al., 1997 ; Zaire, Savoye et al., 2000, Var, Mulder et al., 1996), et que leur tête

se situe dans une zone à fort taux de sédimentation. Les courants hyperpycnaux peuvent être à l'origine de formation de méandres dans les canyons ou les chenaux (Mulder et al., 2003).

Les courants hyperpycnaux de longue durée seraient un des facteurs importants dans la formation des canyons sous-marins, sous l'impact d'intenses processus d'érosion liés aux écoulements sédimentaires (Daly, 1936 ; Shepard, 1981 ; Twichell et Roberts, 1982 ; Farre et al., 1983 ; Pratson et al., 1994 ; Pratson et Coakley, 1996). Ils pourraient dans tous les cas contribuer à la formation et au maintien des canyons sous-marins (Mulder et al., 2003).

c. Evolution longitudinale et transformation des écoulements

Les processus de transport sédimentaire décrits précédemment sont considérés comme des processus idéaux. Mais, la dynamique de transport peut varier entre le moment de la rupture et le dépôt final. Des modèles d'évolution spatiale des écoulements permettent de décrire le passage par différents modes de support des particules (Middleton et Hampton,1973 ; Pierson et Scott, 1985 ; Schanmugam et al., 1994 ; Marr et al., 1997 ; Marr et al., 2001 ; Locat et Lee, 2002 ; Gee et al., 2005 ; Tripsanas et al., 2008). Le dépôt final ne sera donc le témoin que du dernier mode de transport.

- L'écoulement peut passer d'un régime laminaire à turbulent (Haughton et al., 2009, Figure 1-37 (1)) suite à une augmentation progressive de la déstructuration du matériau et une incorporation de fluide. En effet, la transformation glissement / coulée de débris / courant de turbidité se produit graduellement lorsque l'écoulement incorpore peu à peu du fluide ambiant et que la concentration relative en particules diminue (Tripsanas et al., 2008). Elle s'opère également de façon abrupte lorsque l'écoulement subit un ressaut hydraulique à la faveur d'une brusque diminution de la pente (Ravennne et Beghin, 1983) ou du rétrécissement de la vallée guidant l'écoulement (Piper et al., 1999).

- Mais la transformation peut également se faire d'un écoulement peu cohésif et essentiellement turbulent en un écoulement gravitaire « hybride » plus cohésif et sans turbulence (Haughton et al., 2009, Figure 1-37 (2)). La reconcentration d'un courant de turbidité en un écoulement laminaire concentré est un processus moins commun mais qui a déjà été décrit. Ce phénomène s'opère lors d'une brusque augmentation de la pente favorisant une forte érosion du fond et l'incorporation de matériaux (e.g. Ride du Var, Migeon et al., 2001 ; e.g. Canyon Agadir, Talling et al., 2007).

La classification des écoulements est complexe en raison des transformations qui peuvent s'opérer sur plusieurs centaines de kilomètres (Mulder et Alexander, 2001). De nombreux mécanismes peuvent se succéder à l'intérieur d'un même courant, et le dépôt ne reflète alors qu'un état ponctuel de celui-ci.

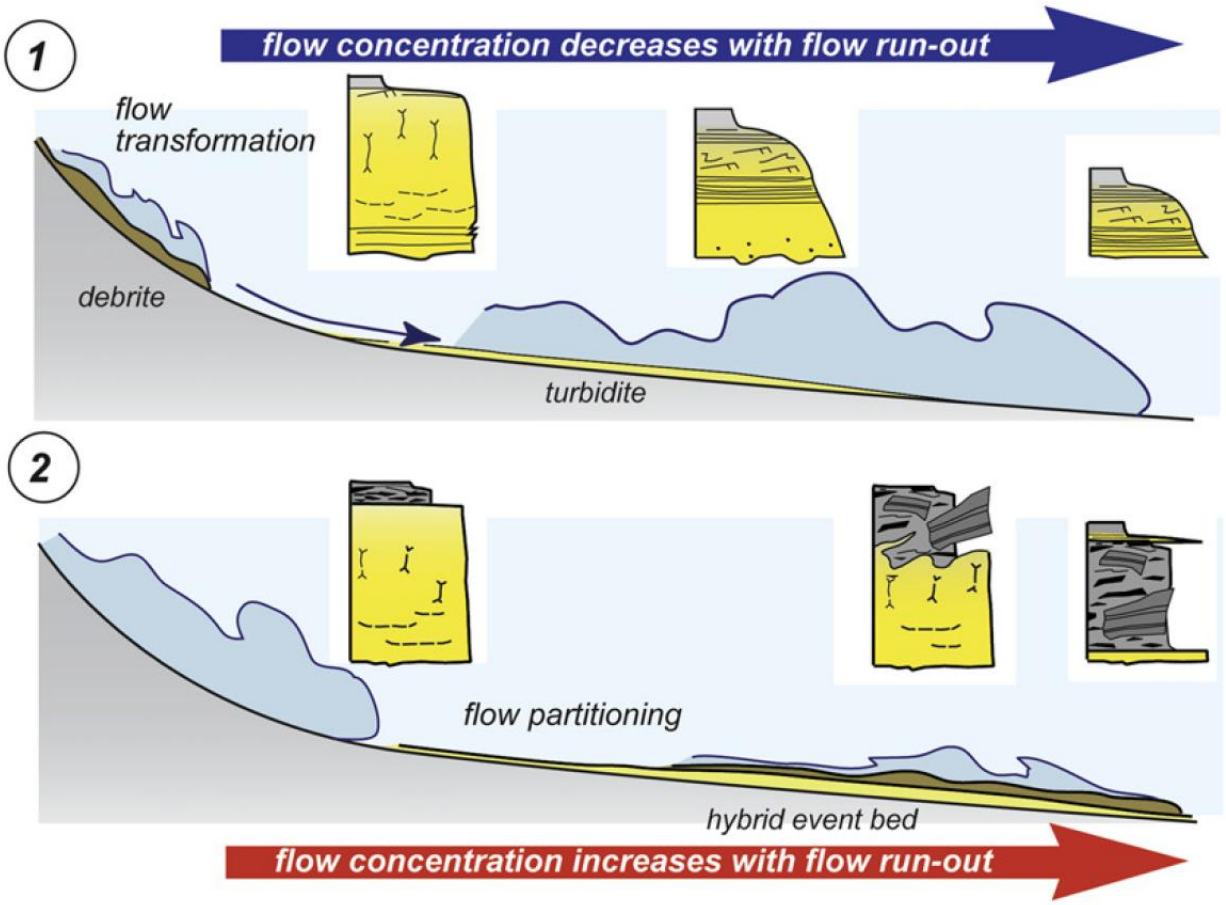


Figure 1-37 : 1) Transformation d'une coulée de débris en un courant de turbidité. 2) Transformation d'un écoulement non-cohésif (courant de turbidité) en écoulements cohésifs partitionnés en sections de rhéologies différentes (écoulements hybrides). (Haughton et al., 2009).

Pour prendre en compte à la fois l'évolution spatiale et temporelle d'un écoulement, Kneller (1995) a proposé une matrice basée sur six configurations possibles d'écoulements. Elle permet de prendre en compte les capacités d'érosion et de dépôt des écoulements, ainsi que l'organisation verticale et horizontale des séquences de dépôts. Kneller (1995) distingue les écoulements dits « accumulatifs » de ceux dits « déplétifs » et des écoulements uniformes dans l'espace. Les écoulements accumulatifs s'accélèrent dans l'espace lorsque l'inclinaison de la pente augmente ou lorsque la section diminue. Les écoulements déplétifs décélèrent lorsque l'inclinaison de la pente diminue ou lorsque la section s'élargie. Les écoulements uniformes gardent une vitesse constante dans l'espace. Kneller (1995) distingue également les écoulements variant dans le temps. Il différencie les *waxing flows* accélérant dans le temps, des *waning flow*s décélérant et des *steady flows* restant à vitesse constante dans le temps. Dans la matrice, l'association des différents types d'écoulements permet de déduire les caractéristiques de dépôts. Ainsi les *waning flows* (décélération dans le temps) qui sont accumulatifs (accélération dans l'espace) ou déplétifs (décélération dans l'espace) génèrent un dépôt à granoclassement normal. Les *waxing flows*

(accélération dans le temps) déplétifs (décélérant dans l'espace) génèrent un granoclassement inverse. Ceci permet donc d'évaluer le rôle de la topographie dans l'évolution de la dynamique des écoulements et donc des dépôts associés.

➢ Dans le cas de la transformation d'un écoulement cohésif et laminaire en un écoulement peu cohésif et turbulent, l'évolution longitudinale et la transformation des écoulements peut s'effectuer en plusieurs phases (e.g. Glissement Grand Banks sur la marge est canadienne, Piper et al., 1999 ; Glissement au large de l'Angola, Gee et al., 2006, Figure 1-38 ; Complexes de transport en masse au large de Trinidad, Moscardelli et Wood, 2007) :

(1) Une surface de rupture (Stage 1, Figure 1-38) est générée par des circulations de fluides (Tripsanas et al., 2008), de la sismicité (e.g. séisme Grand Banks de 1929, Piper et al., 1999 ; Séisme en Mer Labrador, Tripsanas et al., 2008) ou une augmentation de l'inclinaison de la pente continentale (Gee et al., 2006).

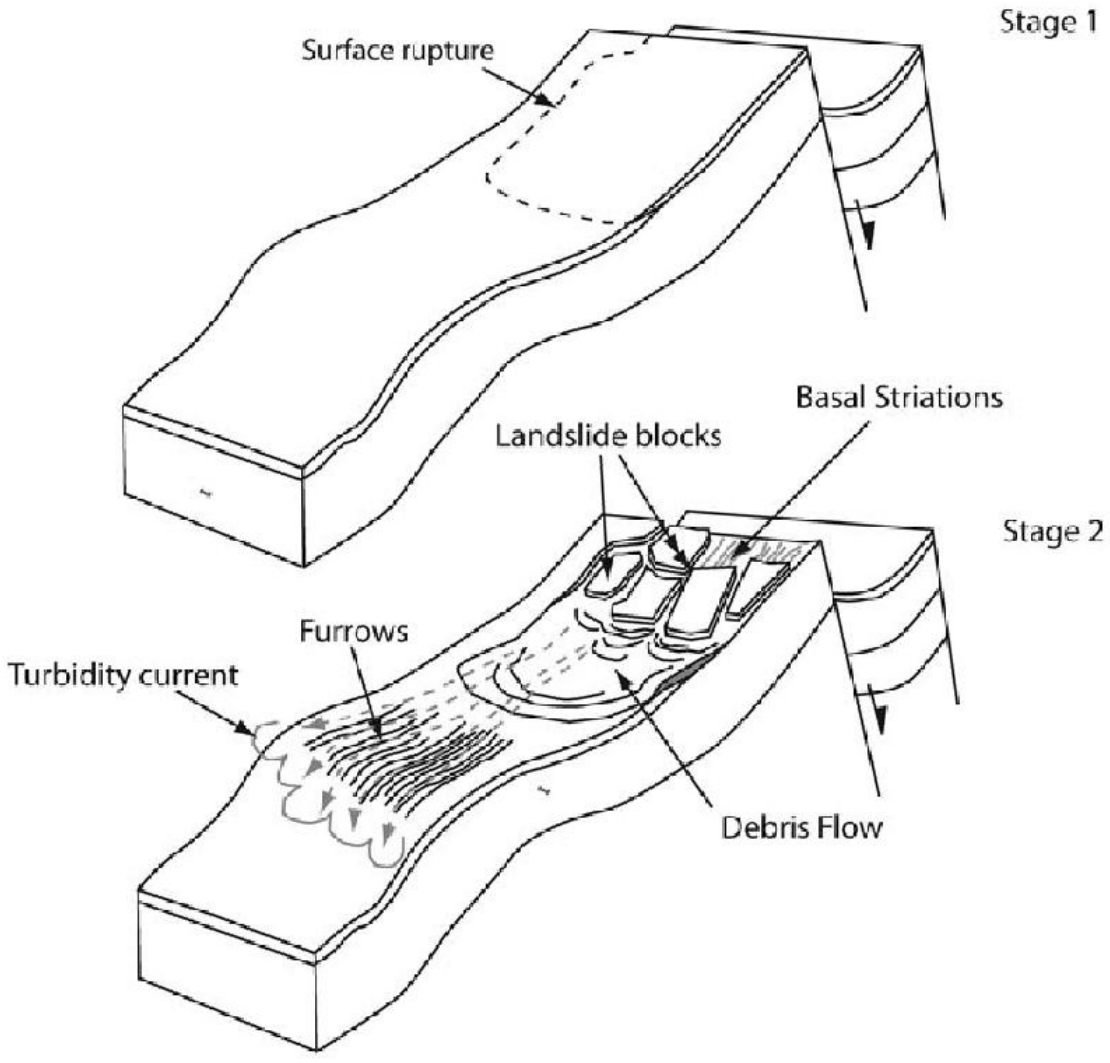


Figure 1-38 : Modèle conceptuel de l'évolution longitudinale d'un *slide* (Gee et al., 2006).

(2) Elle peut provoquer le glissement de blocs qui se fragmenteront et se mélangeront le long de la pente sous l'effet de la friction, produisant la matrice d'une coulée de débris (Stade 2 ; Figure 1-38 Gee et al., 2006). La désintégration et liquéfaction de ces glissements se fait généralement sur des pentes dont l'inclinaison est supérieure à 5° (Piper et al., 1999). Une érosion régressive peut se développer sous l'impact de petits glissements rotationnels (Tripsanas et al., 2008) qui permettra d'alimenter la coulée de débris pendant quelques heures voire même des jours (Piper et al., 1999). Ces coulées peuvent alors s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres (e.g. 400 km pour le *Saharan Debris Flow*, nord-ouest de la marge africaine, Gee et al., 1999) . Elles peuvent contenir des blocs intacts du glissement originel et leur épaisseur est généralement de quelques dizaines de mètres (Talling et al., 2007 ; Gee et al., 2005). Cependant, la transformation des glissements en coulée de débris ne semble être possible que si la source sédimentaire contient suffisamment de matériaux grossiers (Tripsanas et al., 2008).

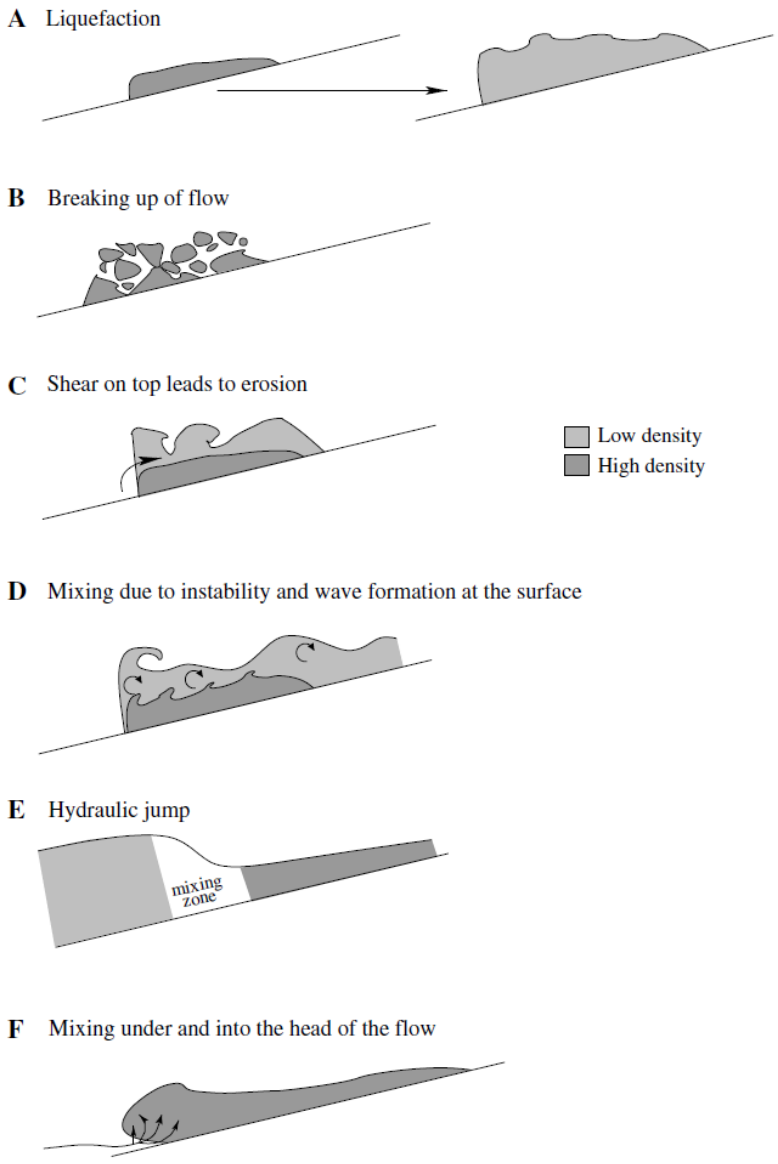


Figure 1-39 : Les six mécanismes de transformation de coulées denses en courants de turbidité (d'après Felix et Peakall, 2006).

(3) A la tête de la coulée de débris, un courant de turbidité peut se développer et éroder le fond marin sous forme de sillons (Stage 2, Figure 1-38 ; Gee et al., 2006). La transformation d'une coulée de débris en un courant de turbidité suit différents mécanismes selon la concentration et la composition de l'écoulement (Felix et Peakall, 2006). On retrouve six mécanismes de dilution de coulées denses en un écoulement turbulent dans la littérature (Felix et Peakall, 2006) : (1) la liquéfaction partielle ou entière d'un *slide* ou d'une coulée de débris (A-Figure 1-39) ; (2) la désintégration progressive d'un *slide* ou d'une coulée de débris (B-Figure 1-39) ; (3) la formation d'un nuage dilué au-dessus d'une coulée dense (C-Figure 1-39) ; (4) l'accélération d'une coulée dense laminaire et sa transformation en une coulée turbulente (D-Figure 1-39) ; (5) la dilution d'un *slump* ou d'un *slide* suite au phénomène de ressaut hydraulique, qui s'accompagne d'une dissipation d'énergie rapide et de l'apparition d'une forte turbulence (E-Figure 1-39). Cette transformation se fait généralement sous l'effet d'un changement topographique. Elle s'initie lorsque l'inclinaison de la pente diminue brusquement ou lorsque la vallée contenant l'écoulement se rétrécit (augmentation de l'inclinaison des flancs de la vallée), (Piper et al., 1999) ; (6) l'incorporation ou le mélange d'eau dans la tête de l'écoulement (F-Figure 1-39).

- Dans le cas de la transformation d'un écoulement peu cohésif et turbulent en un écoulement gravitaire « hybride » plus cohésif et sans turbulence, telle une coulée de débris, l'augmentation locale de l'inclinaison de la pente (même à grande profondeur ; Talling et al., 2007) permet l'érosion du substratum par le courant de turbidité (Haughton et al., 2009). Cette érosion permet l'incorporation de fragments de matériaux, puis leur traction sur le fond et leur désintégration (Haughton et al., 2009). La réduction de ces fragments en particules argileuses et leur interaction amortissent la composante turbulente de l'écoulement et favorise l'apparition de la cohésion (Haughton et al., 2009).

Talling et al. (2007) ont identifié le dépôt d'une coulée de débris à plusieurs centaines de kilomètres de la cicatrice du glissement qui en est à l'origine (e.g. Glissement dans le canyon Agadir au large du Maroc). L'absence de tout dépôt et la présence de structures érosives entre la cicatrice et le dépôts de la coulée de débris a permis de supposer que le mécanisme de support de l'écoulement était la turbulence (Talling et al., 2007). Le glissement se serait transformer en un courant de turbidité dans le canyon du fait de la forte inclinaison (Figure 1-40 ; Talling et al., 2007). Lorsque l'inclinaison a encore augmenté localement (« exit ramp » - Figure 1-40), le courant de turbidité aurait érodé le fond et incorporé des fragments de matériaux. Lorsque l'inclinaison de la pente continentale a diminué localement (plaine abyssale, Figure 1-40), le courant aurait décéléré et la turbulence se serait réduite, provoquant la transformation du courant de turbidité en une coulée de débris (Talling et al., 2007).

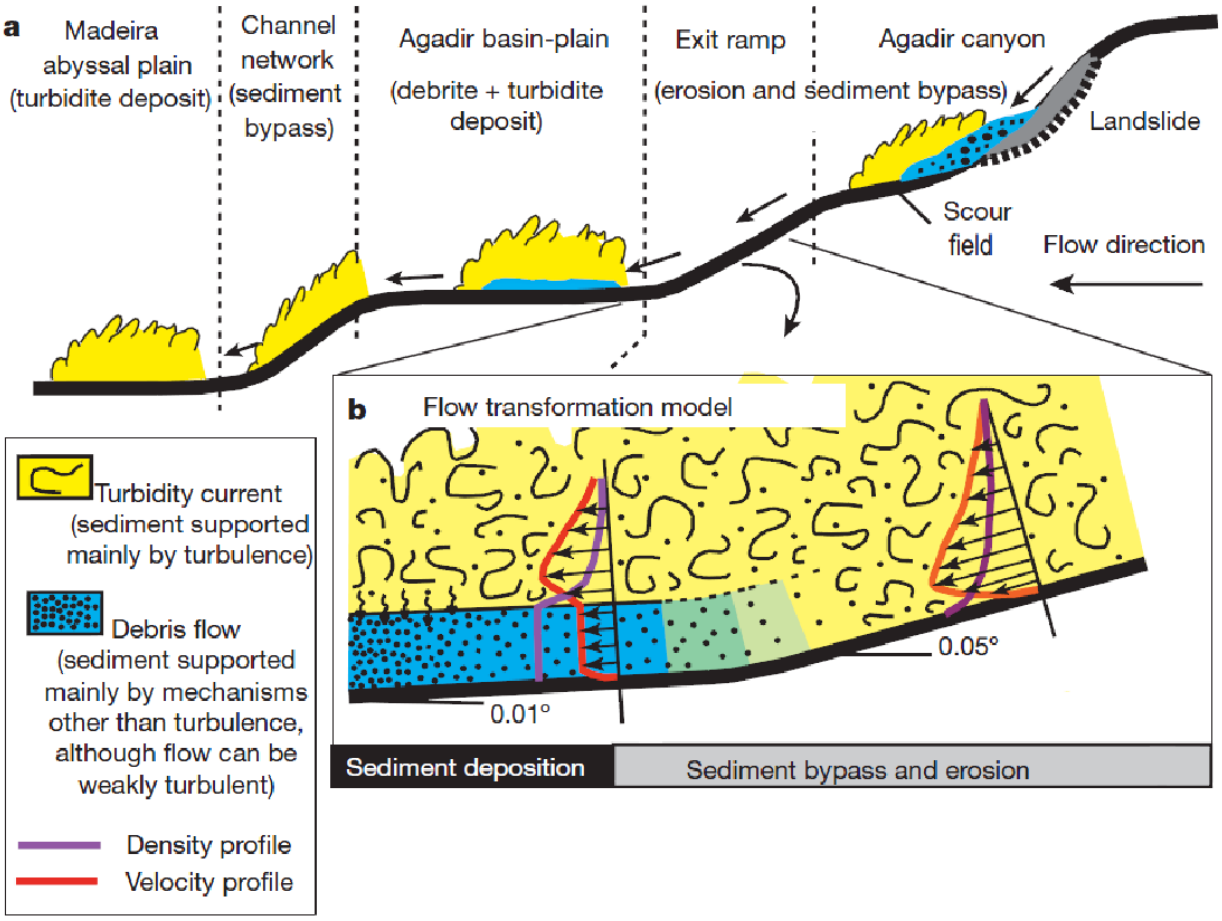


Figure 1-40 : a) Evolution de l'écoulement du canyon Agadir jusqu'à la plainde abyssale. b) Modèle de transformation d'écoulement d'un courant de turbidité en un écoulement de débris (Talling et al., 2007).

La compréhension d'un mouvement en masse dépend donc de l'analyse des différentes phases de transport, et de l'étude des structures et masses déstabilisées associées à la masse principale. Les conditions de contraintes aux limites des masses glissées restent peu étudiées. Ce type d'étude dépend d'un jeu de données relativement étendues autour du dépôt de la masse glissée.

3.2.4. Synthèse de la bibliographie des processus de transports gravitaires

Un tableau de synthèse (Figure 1-41) propose un résumé des classifications les plus fréquemment utilisées (Middleton and Hampton, 1973 et 1976 ; Nardin et al., 1979 ; Mulder and Cochonat, 1996 ; Mulder and Alexander, 2001).

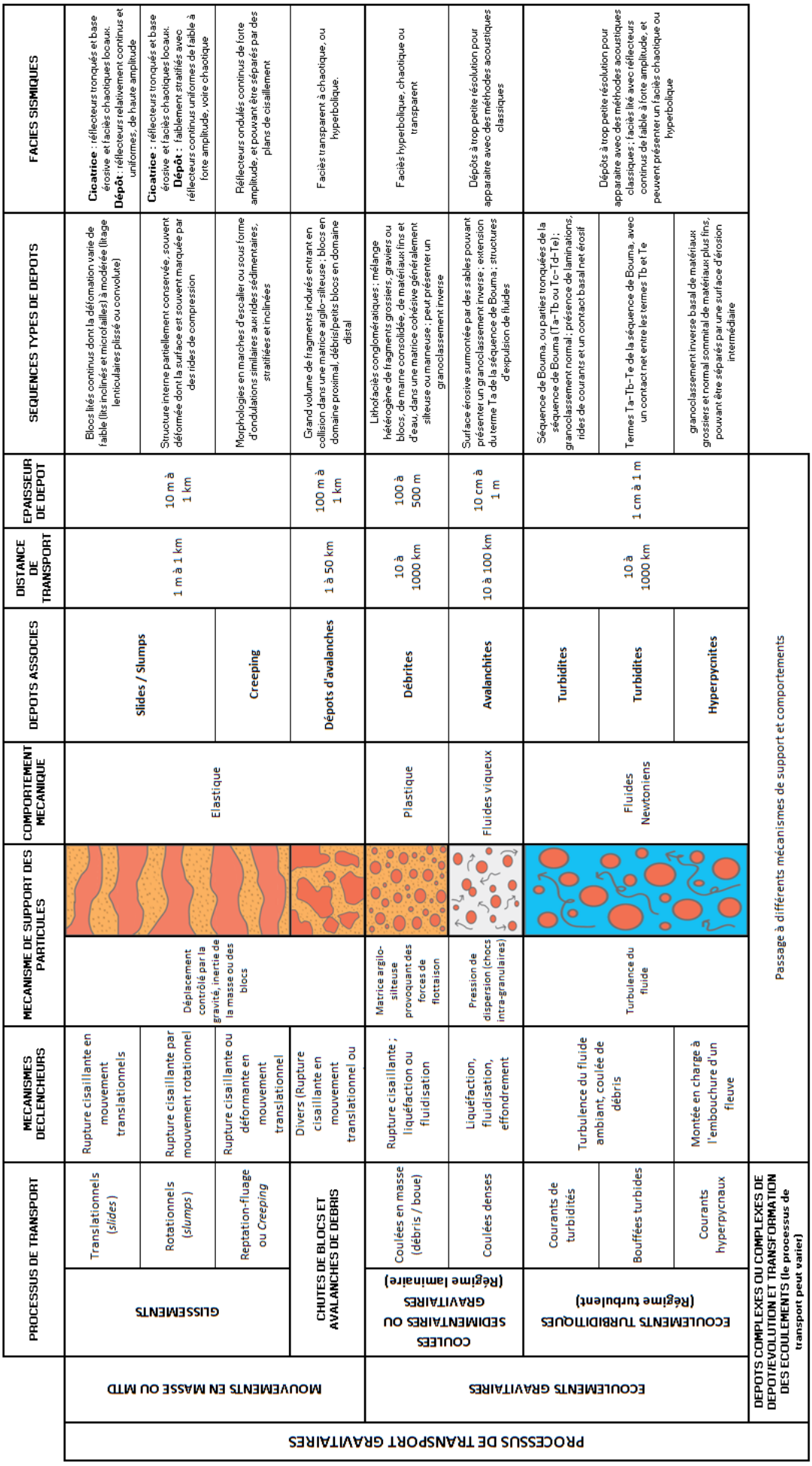


Figure 1-41 : tableau de symthèse des processus de transports gravitaires

3.3 Les courants océaniques profonds et de surface

Plusieurs types de courants marins sont à l'origine de la mise en mouvements de masses d'eau près du fond : les courants de marée, les ondes internes, les courants induits par les vents et les courants de contour (Shanmugan, 2008). Ils ont des origines, des directions d'écoulements et des vitesses différentes (Shanmugam et al., 1993a). Ils agissent autant en domaine de plateforme continentale, de pente continentale et de bassin profond (Figure 1-42 ; Shanmugan, 2003). Ces différents types de courant sont susceptibles de provoquer un déplacement et une accumulation de particules à différentes profondeurs sur une marge et donc d'interagir avec les processus gravitaires précédemment décrits. Le transport sédimentaire par les courants de fond se fait principalement par traction (Shanmugam, 2008).

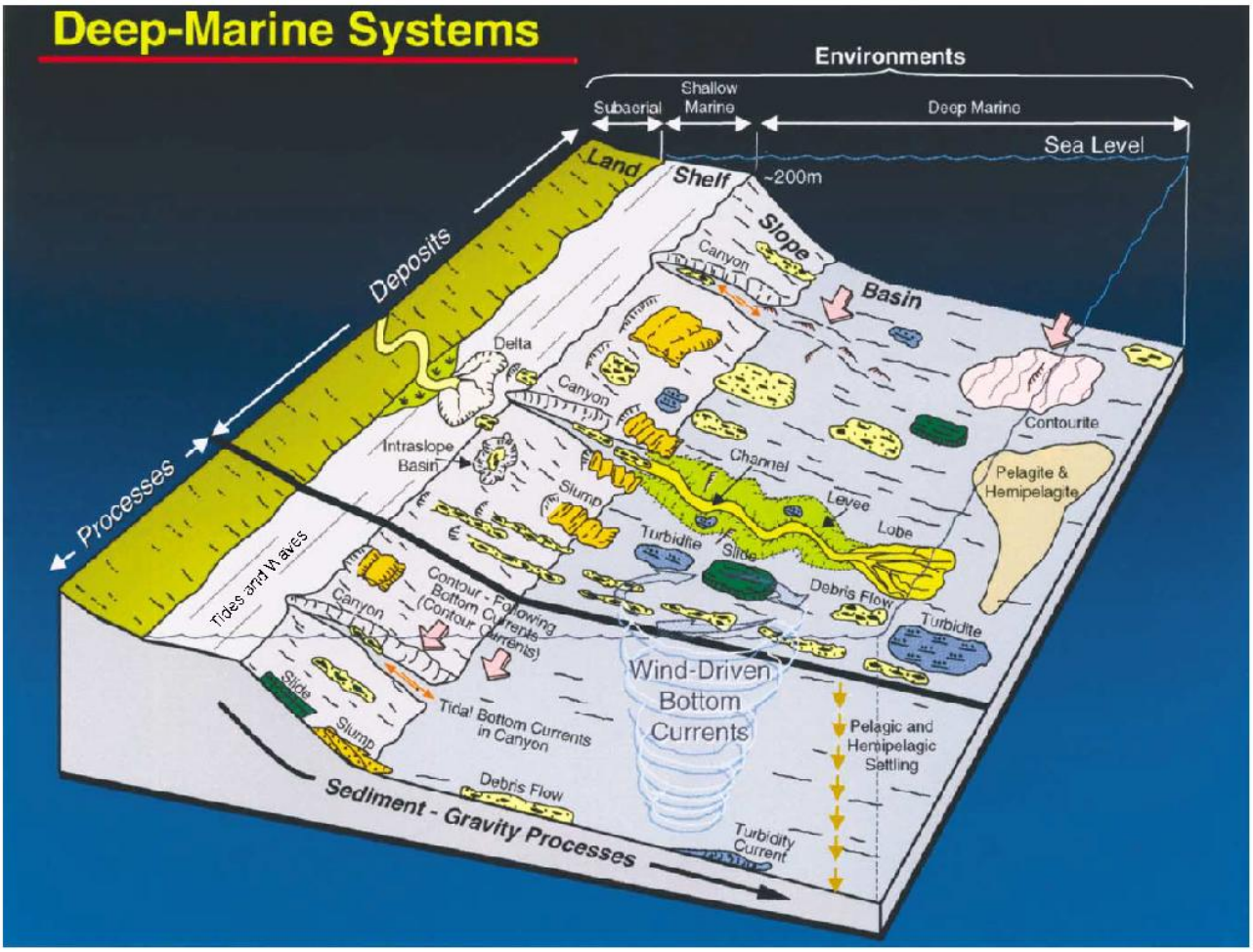


Figure 1-42: Bloc diagramme illustrant les environnements des complexes sédimentaires marins profonds. La plateforme continentale est caractérisée par les ondes internes et la marée, alors que les courants de contours et les courants induits par le vent sont des processus importants en dehors des canyons (Shanmugam, 2003).

Les courants de surface sont induits par des différences de températures et de tension, par le vent à la surface des eaux, ou encore à l'attraction de la lune. On englobe dans cette catégorie les courants induits principalement par le vent, ou courants agéostrophiques, qui incluent (1) les courants dus à la houle, telle la dérive littorale (Smith et al., 2005 ; Paull et al., 2005 ; Romans et al., 2009), (2) les courants de *cascading*, (Durrieu de Madron et al., 2005 ; Trincardi et al., 2007) et (3) les courants de marée et les ondes internes induits principalement par l'attraction lunaire (Petruncio et al., 1998 ; Cacchione et al., 2002 ; Xu et al., 2002). Ils se limitent généralement aux 200-400 premiers mètres de la colonne d'eau (10 % de l'eau des océans) puisque l'action du vent se dissipe avec la profondeur. Leur vitesse varie de quelques $cm.s^{-1}$ à plus de 2 $m.s^{-1}$ (Shanmugam, 2008).

Les courants profonds ou courants géostrophiques sont induits par des gradients de température ou de densité combinés à l'influence de la force de Coriolis. Ils englobent (1) la circulation therrmohaline globale et plus localement (2) les courants de contour (Faugères et al., 1999 ; Bryn et al., 2005 ; Van Rooij et al., 2010). Ces courants n'ont aucune limite en profondeur et agissent sur toute la colonne d'eau. Leur vitesse est de l'ordre du $cm.s^{-1}$.

3.3.1 Les courants de marée et les ondes internes

Les ondes internes et les marées sont des phénomènes océaniques omniprésents, continus dans le temps, et pouvant être énergétiques (Cacchione et al., 2002). Lorsque les courants de marée se heurtent à des obstacles topographiques, ou lors de leur du va et vient sur le bord de la plateforme continentale, il se crée des oscillations (Garrett, 2003). Celles-ci se propagent dans les masses d'eau plus profondes et plus denses, le long de pycnoclines (surface séparant les eaux de densités différentes) et de thermoclines (surface séparant les eaux de températures différentes) (Figure 1-43 ; Shanmugan, 2008). Elles peuvent entrainer une turbulence et être un complément au mélange sédimentaire (Garrett, 2003).

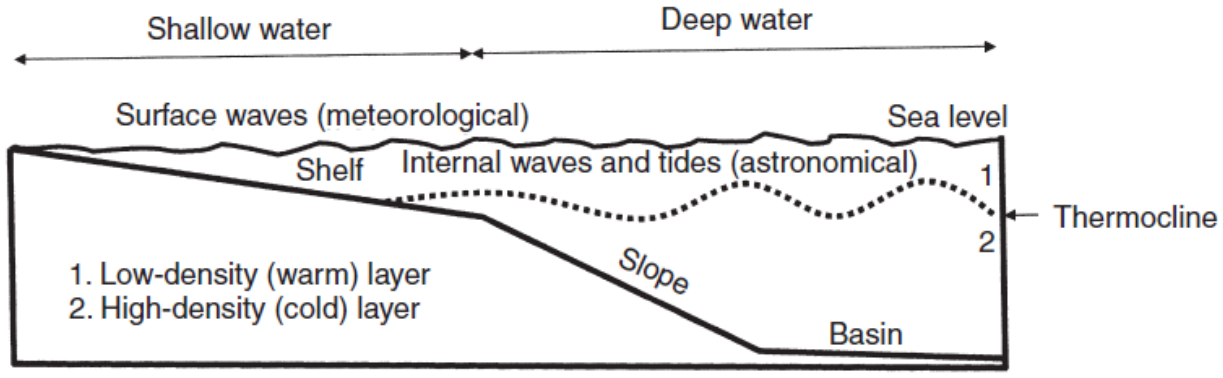


Figure 1-43: Schéma illustant l'impact des ondes internes et de la marée sur les domaines de plateforme continentale, de pente continentale et de bassin profond (Shanmugam, 2008).

Ce sont des ondes internes pouvant atteindre la centaine de mètres d'amplitude (Garrett et Kunze, 2007), quelques dizaines de kilomètres de longueur d'onde et une période de quelques heures à quelques jours (Shanmungam, 2008). Dès lors que les ondes internes correspondent aux périodes des marées, on les appelle « marée interne » (Shepard, 1975) et les courants qui leur sont associés sont les courants baroclines.

Les canyons sous-marins constituent typiquement des pièges pour les ondes de marée interne (Petruncio et al., 1998 ; Mulder et al., 2012) autant en domaine superficiel (équivalent de la plateforme continentale) que profond (équivalent de la pente continentale) (Shanmugam, 2003). Des courantomètres ont enregistré des courants dans des canyons sur différentes marges continentales montrant vitesses bidirectionnelles (vers le haut et vers le bas de la pente continentale) et des périodes correspondants aux oscillations semi-diurnes (e.g. Canyon Hueneme, Californie, Shepard et al., 1979 ; e.g. Canyons de la marge nord-est Atlantique ; Mulder et al., 2012 ; Figure 1-44). Ces courants semblent être corrélés aux cycles de marée et à la marée interne (Shepard et al. (1979)) et permettent la remobilisation sédimentaire (Mulder et al., 2012).

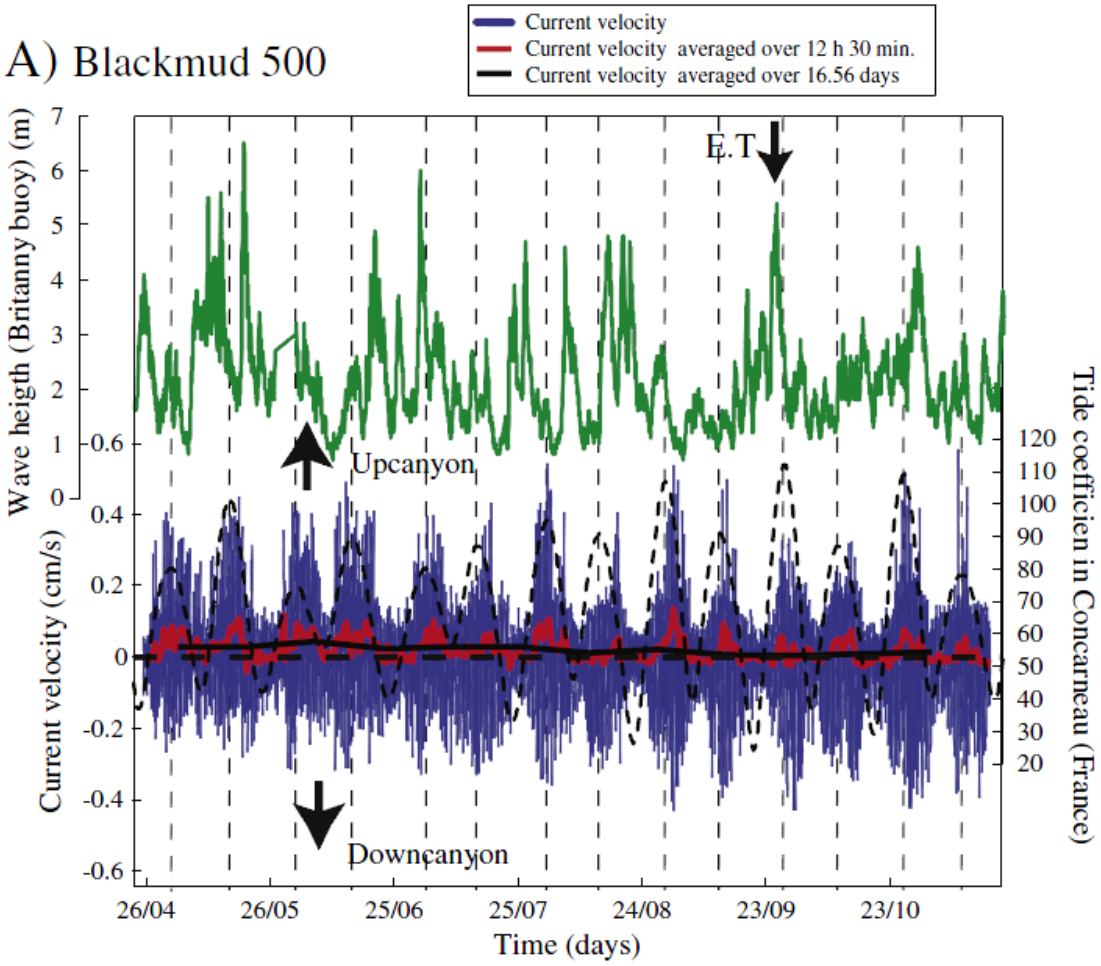


Figure 1-44 : Enregistrements de vitesses et directions de courants à 500 m de profondeur dans le canyon Blackmud, Nord-est Atlantique (en rouge est la moyenne sur 12 h 30 min). Les cycles de la marée interne sont représentés par la ligne en tiretets noirs, et en vert est la hauteur des vagues (Mulder et al., 2012).

Shanmugam (2003) a montré l'impact de la marée depuis la côte jusqu'à des profondeurs de 4200 m, et décrit des vitesses de courants près du fond d'environ 25-50 $cm.s^{-1}$, jusqu'à des valeurs de 75 $cm.s^{-1}$, voire de l'ordre du $m.s^{-1}$ (Mulder et al., 2012) dans les canyons sous-marins.

Les ondes de marée interne peuvent être réfléchies sur les flancs des canyons et être également amplifiées si elles se propagent le long de l'axe du canyon et que celui-ci se rétrécit (Petruncio et al., 1998). Ainsi, dans le canyon de Monterey, la marée interne peut atteindre des vitesses supérieures à 20 $cm.s^{-1}$ 150 m au-dessus de l'axe du thalweg, puis qui diminuent jusqu'à 15-20 $cm.s^{-1}$ sur une épaisseur de 150-250 m au-dessus du fond (Petruncio et al., 1998). Il existe trois modes de réflexion des ondes de marée internes sur une pente continentale. Ceux-ci dépendent du rapport entre l'inclinaison de la pente et l'angle d'incidence de l'onde sur celle-ci : elle est transmissive si le rapport est inférieur à 1, critique si le rapport est égal à 1, ou réflective si le rapport est supérieur à 1 (Figure 1-45 ; Cacchione et al., 2002).

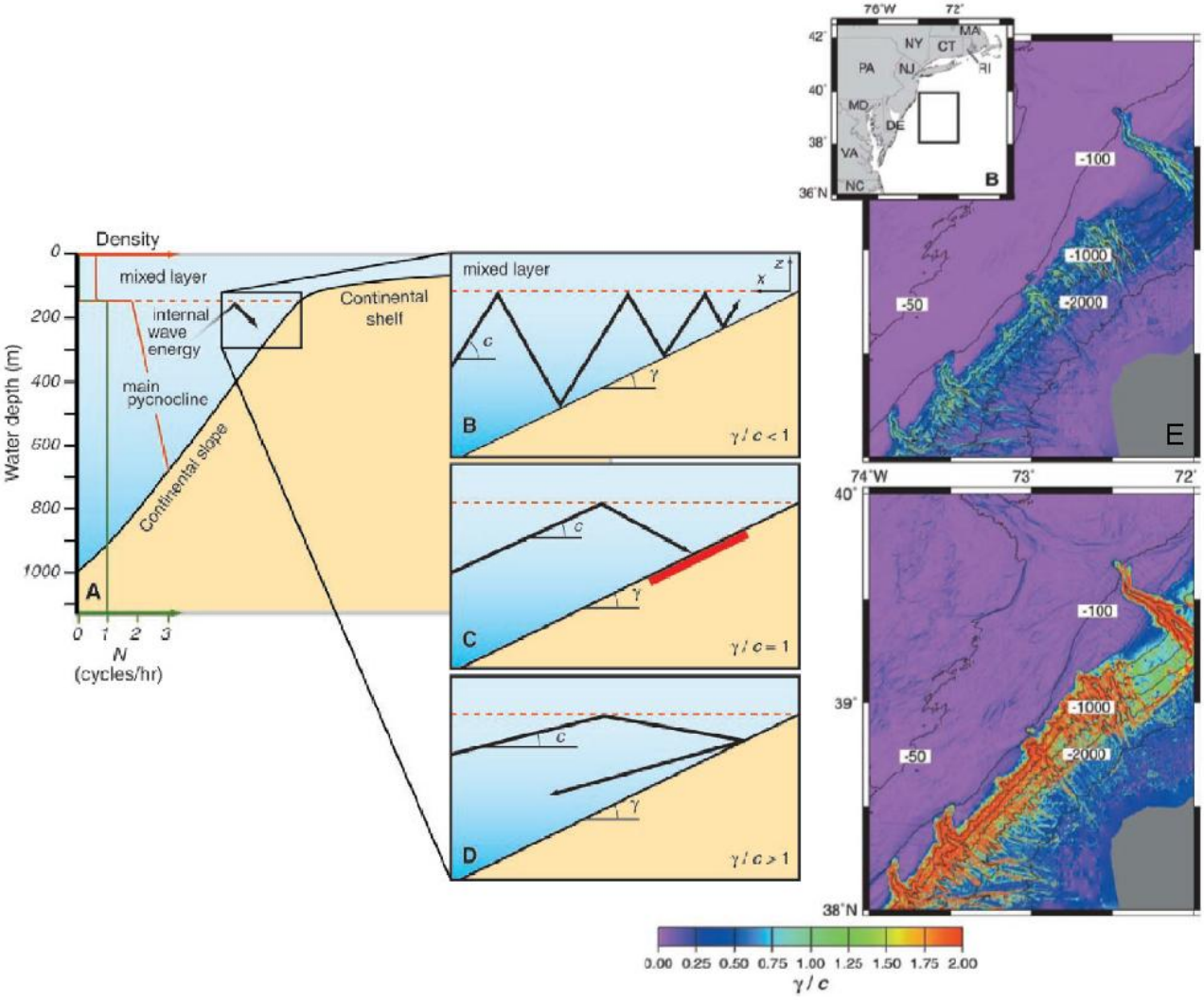


Figure 1-45: A) Caractéristiques de la réflectivité des ondes de marée interne sur une pente. B) La pente est transmissive. C) La pente est critique. D) La pente est réflective. E) Modèle illustrant les variations des conditions critiques de la marge continentale du New-Jersey pour les ondes de marée interne durant l'hiver (en haut) et durant l'été (en bas). (Cacchione et al., 2002).

De plus, la force et la structure de la marée interne dépendrait fortement des dimensions du canyon sous-marins, ainsi que de la forme et des variations saisonnières dans la stratification de la colonne d'eau (Petruncio, 1996). L'intensification de la vitesse des ondes de marée interne et les forces cisaillantes proche du fond, dues à la réflexion de ces ondes sur la pente continentale, affectent les processus de sédimentation. Elles peuvent ainsi être assez fortes pour empêcher le dépôt des particules fines. Plus les conditions de réflectivité des ondes de marée internes sur les pentes sont proches de la valeur critique, plus elles génèrent des vitesses cisaillantes sur le fond. Ceci empêche le dépôt de particules fines ou peut même générer des phénomènes d'érosion (Cacchione et al., 2002) et être responsable de remises en suspension (e.g. Canyon Monterey, Xu et al., 2002). Durant l'hiver, de grandes régions de la pente continentale (incluant les canyons) situées entre 200 et 2000 m peuvent présenter des conditions critiques (E (en haut)-Figure 1-45), les vitesses des ondes de marée internes devraient donc être élevée. Durant l'été les pentes continentales peuvent en grande partie être réflective (E (en bas)-Figure 1-45), les vitesses des ondes de marée interne sur le fond devraient être faibles.

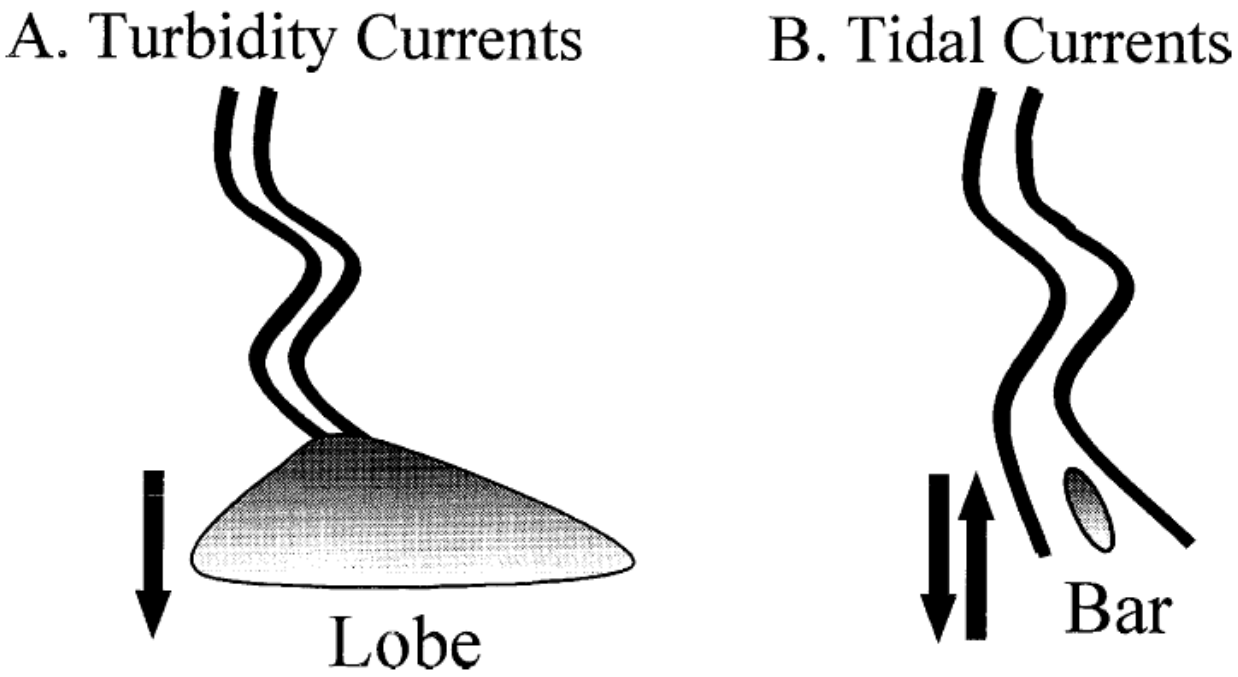


Figure 1-46 : A) Développement d'un lobe par un courant de turbidité unidirectionenel. B) Développement d'une barre sédimentaire sous l'effet des ondes de marée interne. (Shanmugam, 2003).

Coelho et al. (2003) ont modélisé la propagation des ondes de marée interne le long d'un canyon. Ils ont montré qu'elle pouvait être responsable de la remise en suspension et du dépôt de sédiments au niveau de la tête du canyon avec des vitesses d'onde de l'ordre de 15 $cm.s^{-1}$. En domaine profond, le long des systèmes de chenaux-levée, les vitesses des ondes de marée interne deviennent trop faibles pour remettre en suspension les sédiments (Xu et al., 2002). De plus, aux embouchures des canyons, contrairement aux courants de turbidité qui sont unidirectionnels et forment des lobes perpendiculairement au thalweg, les ondes de marée internes forment des barres allongées de petite taille se développant parallèlement à l'axe du thalweg (Figure 1-46 ; Shanmugam, 2003).

Les ondes internes peuvent donc influencer la dynamique sédimentaire de manière régionale en préservant ou en érodant les sédiments fins (Cacchione et al., 2002). Elles peuvent en outre générer des structures sédimentaires distinctes telles que les dunes sableuses ou silteuses en tête de canyon (Shanmugam, 2008), suite au phénomène d'amplification des ondes (e.g. Canyon de Navarinski en Mer de Béring, Karl et Carlson 1982 ; Canyon dans le détroit de Makassar en Indonésie, Nummedal, 2001).

3.3.2 Les courants induits par le vent

- **Les courants dus à la houle et au vent**

Les houles et en particulier les vagues de tempête sont un facteur de remobilisation sédimentaire sur la plateforme et sa bordure externe. Elles génèrent plusieurs types de courants tels que : les courants de retour et la dérive littorale. Le mouvement oscillatoire de la houle peut atteindre des vitesses de l'ordre de 150 $cm.s^{-1}$ à 45 m de profondeur et de 50 $cm.s^{-1}$ à 250 m de profondeur, avec des records de 2 $m.s^{-1}$ à 100 m de profondeur (Shanmugam, 2008).

Magne et al., 2007 ont montré que une grande partie de l'énergie des vagues était piégée par réfraction sur les bords des canyons, et une petite partie était « canalisée » par le thalweg. De tels courants sont capables de remettre en suspension des sédiments fins des fonds marins (Shanmugam, 2008). Les canyons sous-marins proches de la côte sont des systèmes qui peuvent être activement couplés avec le transport de sable le long de la côte (Paull et al., 2005). En effet, les courants dus à la houle et au vent remobilisent et transportent les sables littoraux et des environnements côtiers. Ils les accumulent dans la tête (Smith et al., 2007) ou la partie supérieure des canyons et contribuent à leur aggradation et à la mise en place d'un réservoir sédimentaire (Paull et al., 2005). Ces courants semblent être l'une des sources sédimentaires alimentant les « flushing events » (Smith et al., 2005). Ce terme est utilisé pour décrire le processus d'accumulation sédimentaire périodique dans la tête des canyons et leur déplacement subit vers le bas de la pente via des écoulements gravitaires sous forme de rides sédimentaires (Smith et al., 2005 et 2007 ; Figure 1-47).

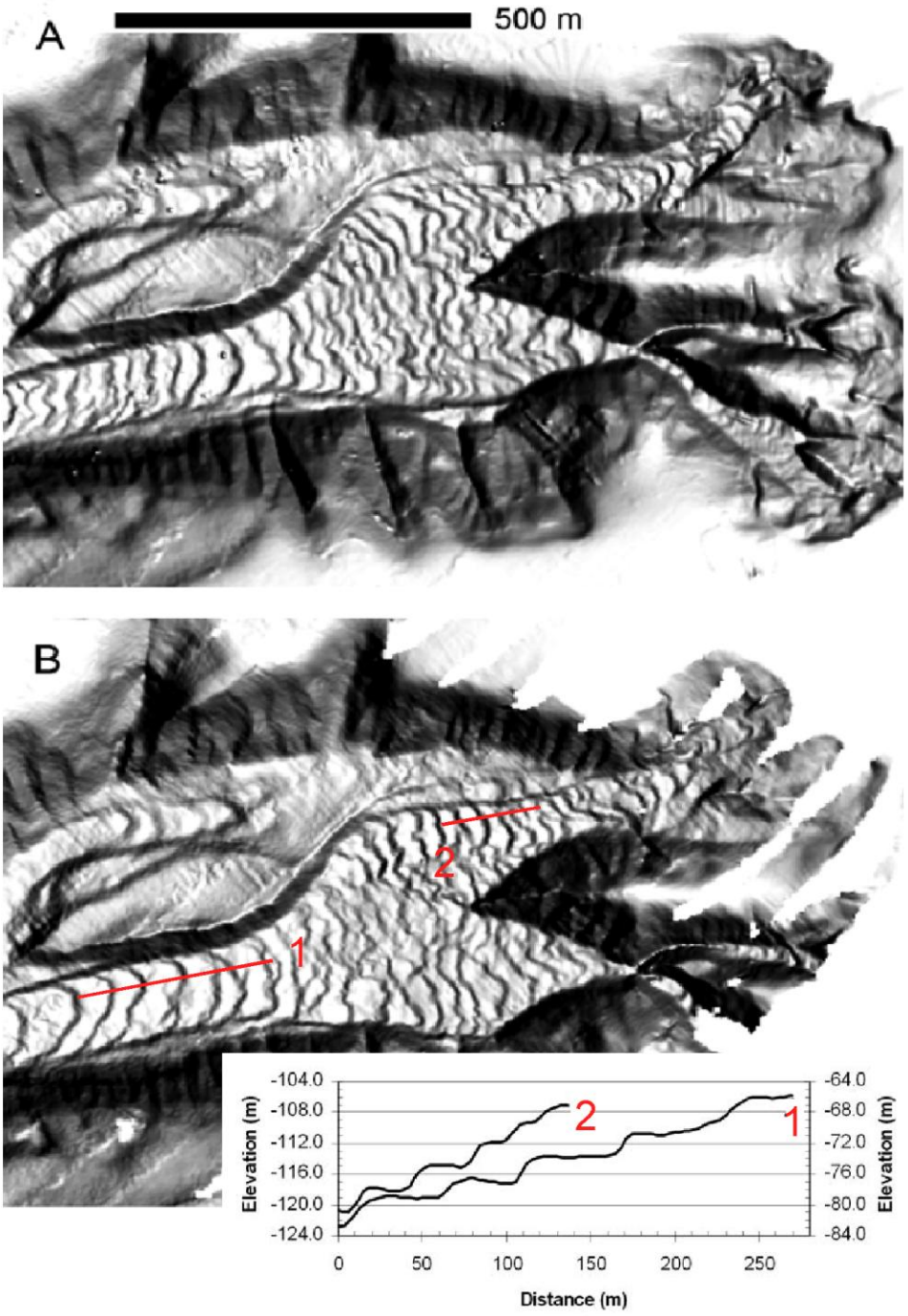


Figure 1-47 : Comparaison de données bathymétriques de haute résolution dans la partie supérieure du canyon de Monterey et évolution des rides de sables vers le bas de la pente, entre A) septembre 2002 et B) mars 2003 et des profils longitudinaux des rides sédimentaires (1 et 2). (Smith et al., 2005).

De plus, il semble que ces courants de surface, notamment la dérive littorale, deviennent la principale source d'apports sédimentaires alimentant les canyons, lorsque ces derniers se retrouvent déconnectée des apports fluviatiles (Romans et al., 2009 ; Figure 1-48). L'apport n'étant plus direct entre fleuve et canyon, la dérive littorale transporte alors les sédiments déposés à l'embouchure des systèmes fluviatiles jusqu'en tête de canyon (e.g. Santa Barbara littoral cell ; Romans et al., 2009 ; Figure 1-48).

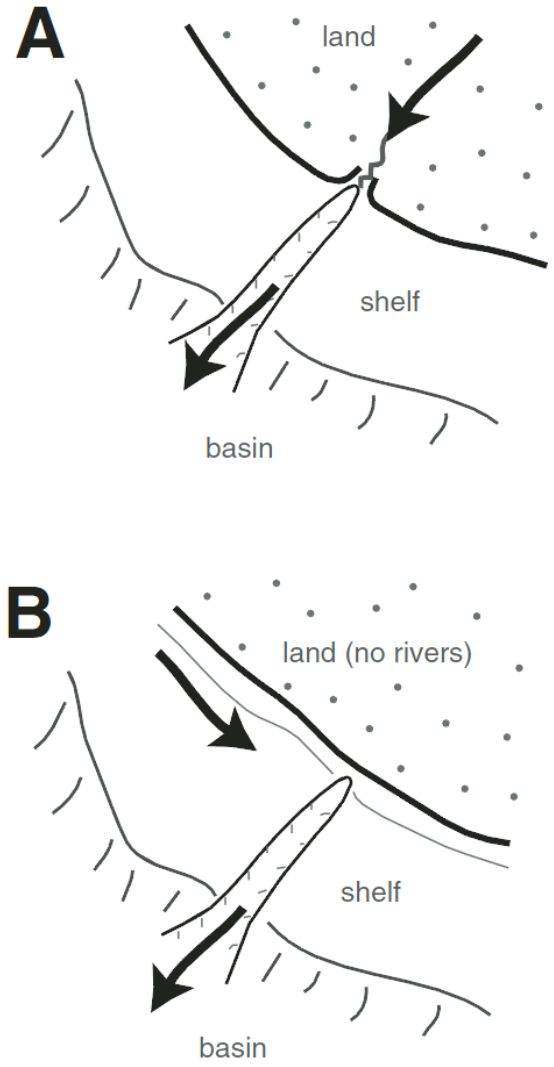


Figure 1-48 : Schéma simplifié comparant les différents types de connexion. A) Connection directe en tre le canyon et le fleuve. B) Déplacement de la rivière, et les apports sédimenatires s'effectuent via la dérive littorale (Romans et al., 2009).

- **<u>Le cascading : les plongées d'eaux denses</u>**

Ces courants résultent d'un contraste de densité, contrôlé par la température, entre les eaux de surface et les eaux profondes (Durrieu de Madron et al., 2005) : suite à l'augmentation de leur densité par refroidissement ou évaporation au niveau de la côte, les eaux de surface peuvent plonger lorsque leur contraste de densité avec les eaux sous-jacentes est suffisant fort. Ces eaux denses transitent sur le plateau continental puis la pente continentale, via les canyons sous-marins, jusqu'à atteindre un équilibre hydrostatique. Ce phénomène est appelé « cascading » et s'observe à toutes les latitudes (Ivanov et al., 2004 ; Durrieu de Madron et al., 2005). Plus la plateforme est large et

profonde, plus le phénomène de *cascading* pourra être intense et de grande échelle (Ivanov et al., 2004). En Mer Méditerranée, les plateformes adriatique, du Golfe de Lion et de la Mer Egée sont les trois principales zones de formation d'eaux denses et sont en partie le moteur de la circulation thermohaline méditerranéenne (Durrieu de Madron et al., 2005 ; Figure 1-49).

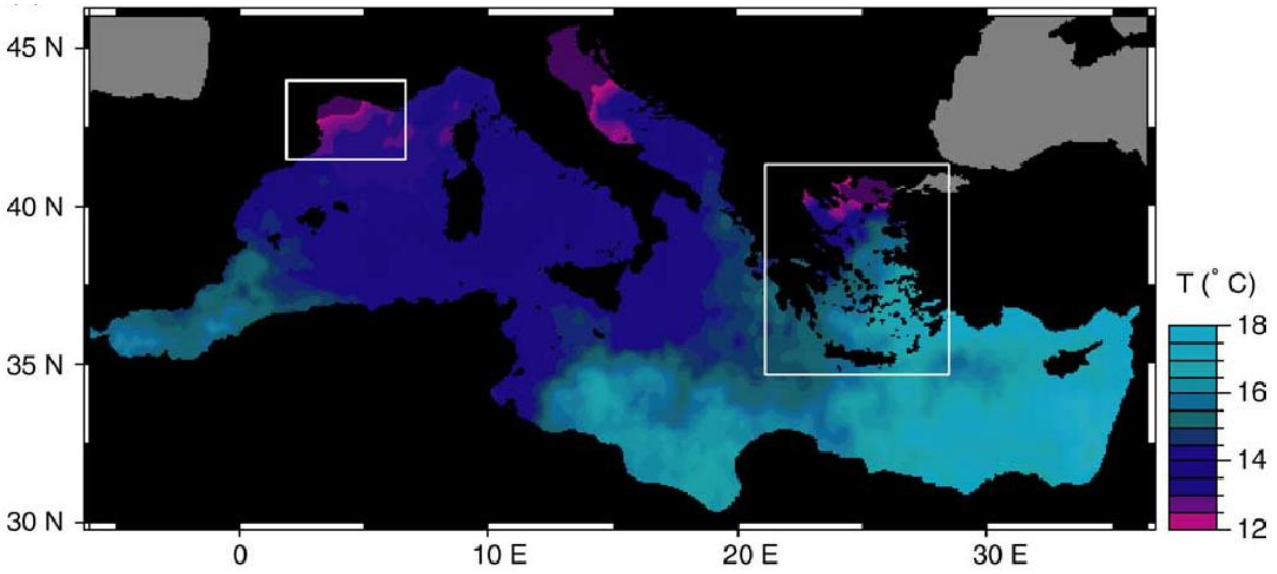


Figure 1-49 : Température de la surface de la Mer Méditerranée (février 1999) mettant en évidence les trois principales zones de formation d'eaux denses (Durrieu de Madron et al., 2005).

Les vitesses de plongements des eaux denses sont faibles sur la plateforme (inférieures à 15 $cm.s^{-1}$, Shapiro and Hill, 1997 ; Estournel et al., 2005) et sont plus élevées sur les pentes continentales (supérieures à 30 $cm.s^{-1}$, Ivanov et al., 2004 ; et pouvant atteindre 60 cm.s-*1* dans les canyons, Bethoux et al., 2002). La durée du *cascading* dépend des phénomènes climatiques qui les génèrent, variant ainsi de quelques heures à plusieurs mois.

Trincardi et al. (2007) ont démontré l'impact du *cascading* sur l'activité et les processus sédimentaires des canyons. Ils suggèrent que les courants de *cascading* peuvent être capturés par les canyons (A – Figure 1-50). Lorsque les eaux denses dépassent des vitesses de 60 $cm.s^{-1}$, elles sont capables de transporter des particules sédimentaires (Trincardi et al., 2007). Elles peuvent ainsi contrôler les zones d'érosion et le dépôt durant les périodes d'augmentation du niveau marin et les périodes de haut niveau marin (Figure 1-50). De plus, les flancs élevés et raides des canyons peuvent agir telle une barrière hydrologique à ces courants (Trincardi et al., 2007). Ces derniers sont alors confinés dans les thalwegs des canyons et peuvent s'accélérer (Système de canyons de Bari, sud-ouest de l'adriatique ; Trincardi et al., 2007 ; Figure 1-50). L'augmentation de la vitesse des courants de *cascading* peut permettre l'érosion du thalweg du canyon et générer des sillons et figures d'érosion (Trincardi et al., 2007 ; C - Figure 1-50).

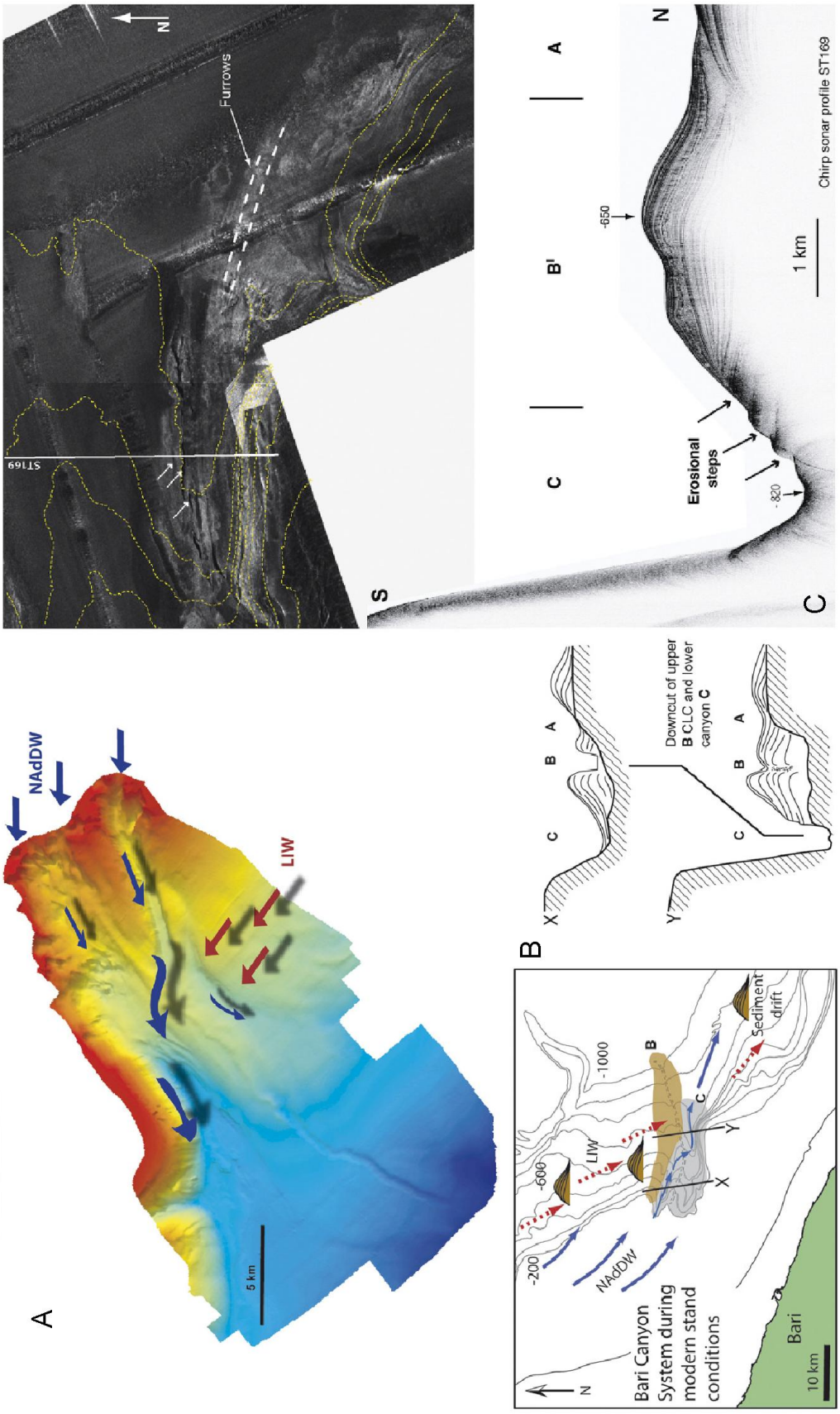


Figure 1-50 : A) Carte bathymétrie des canyons du système de Bari et le chemin des deux masses d'eau dans la zone (Le courant de *cascading* NAdDW : North Adriatic Dense Water et le courant de contour LIW : Levantine Intermediate Water). B) Illustration montrant la structure interne des canyons du système de Bari. C) Backscatter mettant en évidence de sillons érosifs à l'embouchure du canyon C et profil Chirp montrant des figures d'érosion en marches d'escalier dans la partie inférieure du thalweg C du système de canyons de Bari (d'après Trincardi et al., 2007).

Dans le cas du système de canyons de Bari (Trincardi et al., 2007), composés d'un chenal B au nord et d'un canyon C au sud, les processus d'érosion sont visibles dans la partie supérieure du chenal B jusqu'à 600 m de profondeur, et dans la partie inférieure du canyon C, à partir de 700 m de profondeur (B et C - Figure 1-50). Ceci implique que les courants de *cascading* peuvent également déborder et se déverser dans d'autres canyons adjacents (e.g. Déversement du courant de *cascading* de la partie supérieure du chenal B dans la partie inférieure du canyons C du système de Bari ; Figure 1-50 ; Trincardi et al., 2007). En effet, à partir de 620 m de profondeur, le chenal B devient subhorizontal et ses flancs s'abaissent, il ne peut donc plus contenir le courant dense. Ce changement dans la morphologie semble générer le détachement du courant et son débordement vers la droite dans la partie inférieure du canyon C (A et B - Figure 1-50 ; Trincardi et al., 2007). Il est cependant difficile de dire si la morphologie actuelle des canyons du système de Bari est le résultat d'un unique et majeur évènement, ou bien s'il est le l'effet répété de débordements (Trincardi et al., 2007).

3.3.3 La circulation thermohaline

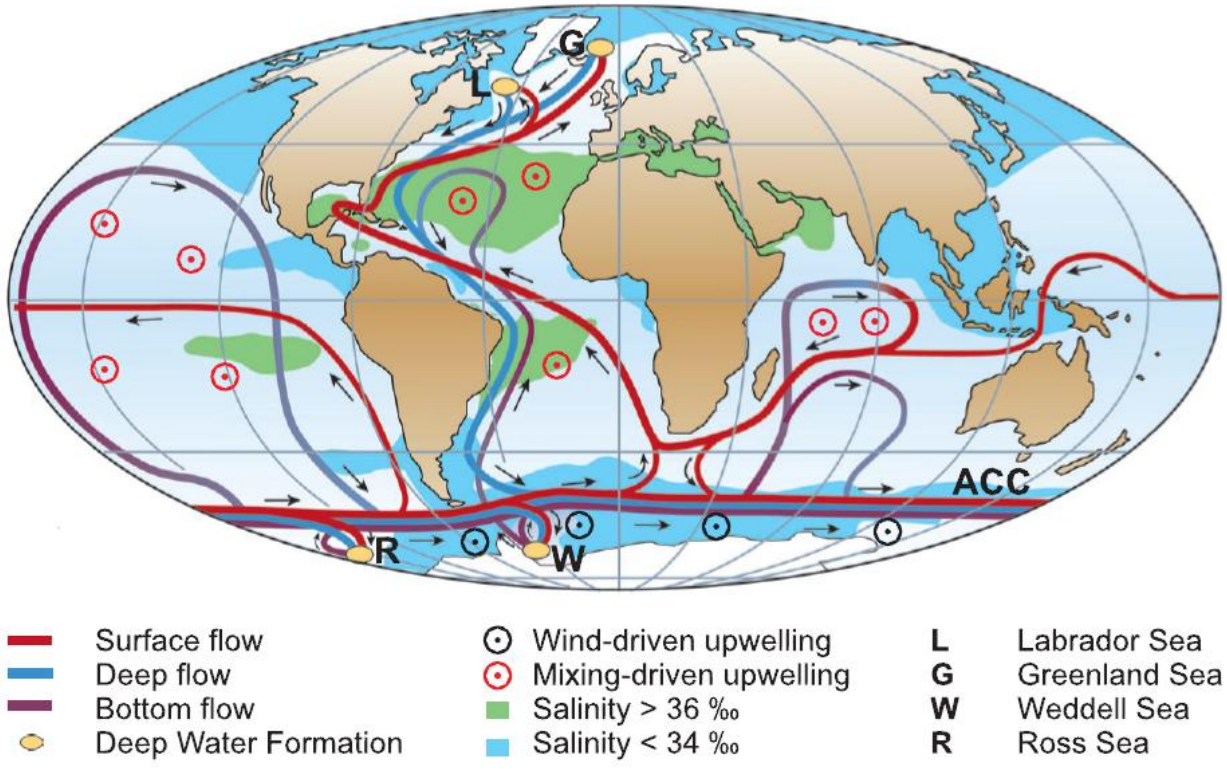


Figure 1-51 : Représentation schématique de la circulation thermohaline globale (Rahmstorf, 2006).

Alors que la partie superficielle des océans et mers (quelques centaines de mètres) est dominée par une circulation clairement induite par le vent, la partie plus profonde est dominée par

une circulation induits par des gradients de densité (Toggweiler et Key, 2001), contrôlés par des différences de température et de salinité des masses d'eau (Wunsch, 2002). De manière générale, les eaux chaudes plus superficielles s'écoulent vers les pôles et s'y transforment en eaux froides et denses qui plongent et s'écoulent vers l'équateur dans les couches profondes de la colonne d'eau (Figure 1-51). Un cycle de la circulation thermohaline se fait en moyenne en 600 ans (Toggweiler et Key, 2001), sa vitesse étant de quelques centimètres par seconde en moyenne (Mulder et al., 2011). La circulation thermohaline en Méditerranée sera développée en détails ultérieurement.

3.3.4. Les courants de contour

Les courants de contour ou contours géostrophiques circulent le long des pentes continentales, parallèlement aux isobathes ; ils font partie de la circulation thermohaline globale (Stow et al., 2002). La répartition des courants de contour à travers les océans est contrôlé par les sources d'eaux denses, la force de Coriolis et la topographie des fonds marins (Mulder et al., 2011).

Les courants de contours déposent ou affectent considérablement les sédiments (Faugères et al., 1999). Ils peuvent dominer la sédimentation marine entre 600 et 1200 m de profondeur (Bryn et al., 2005), former des accumulations sédimentaires de plus de 1000 m d'épaisseur (e.g. Marge Norvégienne ; Bryn et al., 2005 ; Figure 1-14) et s'organisent en *contourite drift* (Faugères et al., 1999) ou rides de contourites. Il semble que plus l'inclinaison de la pente continentale soit forte, et plus la vitesse du courant de contour sera élevée, sous l'effet de la force de Coriolis, et affectera donc la distribution des processus sédimentaires (Mulder et al., 2011).

Selon le contexte morphostructural, la morphologie générale et les conditions hydrodynamiques, on distingue quatre grands types de dépôts générés par les courants de contour (Faugères et al., 1999) : (1) *Contourite-sheeted drifts* (incluant les *abyssal sheets* et *slope-plastered sheets*), (2) les *elongated-mounded drifts*, (3) les *channel-related drifts* (incluant les *lateral and axial patch drifts* et les *downstream contourite fans*) et (4) les *confined drifts* piégés dans de petits bassins tectoniquement actifs (Figure 1-52 ; Faugères et al., 1999).

On distingue ces rides de contourite sur les profils sismiques par des discontinuités majeures que l'on peut suivre à travers toute l'accumulation. Elles correspondent à des évènements hydrologiques accompagnés d'un changement de la circulation du courant de contour (Faugères et al., 1999). Elles sont composées par des unités de dépôt généralement lenticulaires et une partie supérieure convexe (Faugères et al., 1999 ; Kuvaas et al., 2005). Elles présentent des géométries variables mais les unités de progradation / aggradation sont influencées par les courants de contours et la force de Coriolis (Faugères et al., 1999) et montrent une migration générale du corps sédimentaire avec des terminaisons en biseaux (*down-lap* ou *top-lap*). Leur faciès sismiques présente généralement des réflecteurs sismiques de faible à moyenne amplitude, et avec des faciès lités continus, discontinus ou chaotiques (Faugères et al., 1999).

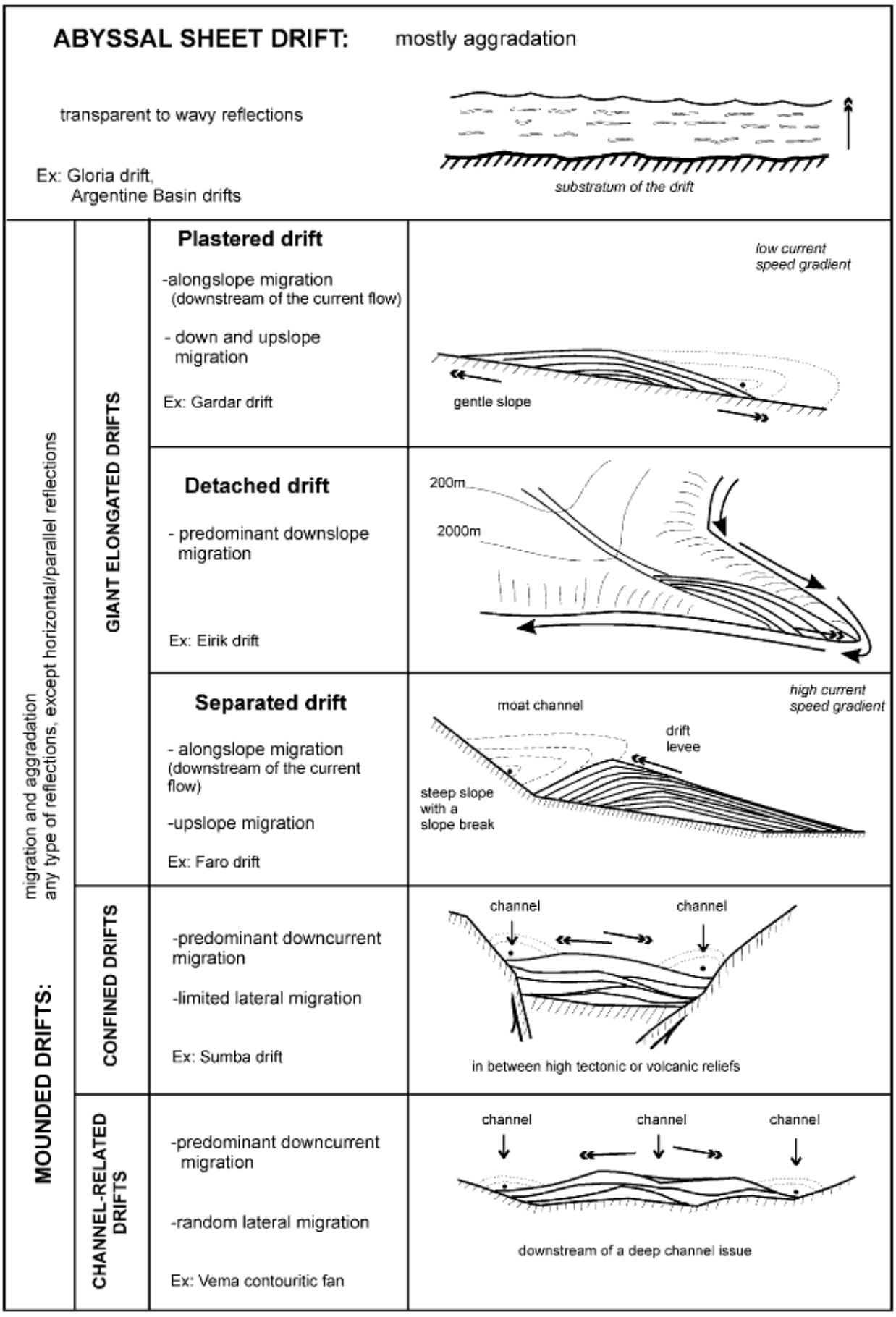


Figure 1-52 : Les différents types de rides contourites, illustrant leur géométrie et le mode de migration / aggradation (flèche double noire) ; (Faugères et al., 1999).

Les courants de contours peuvent également être responsables dans certains canyons sous-marins de dépôts migrant latéralement sous la forme de clinoformes progradants qui influencent la migration du thalweg (e.g. Marge sud-est du Brésil ; Figure 1-53 ; Faugères et al., 1999).

De plus, l'interaction combinée d'un courant de contour et des écoulements gravitaires peut générer des phases de dépôt et de remplissage des canyons lorsque l'apport sédimentaire est dominé par le courant de contour, soit des phases d'érosion et d'incision lorsque l'apport sédimentaire est dominé par les processus gravitaires soit peut déplacer dans la direction d'écoulement du courant de contour (e.g. Golfe de Cadiz ; Mulder et al., 2006).

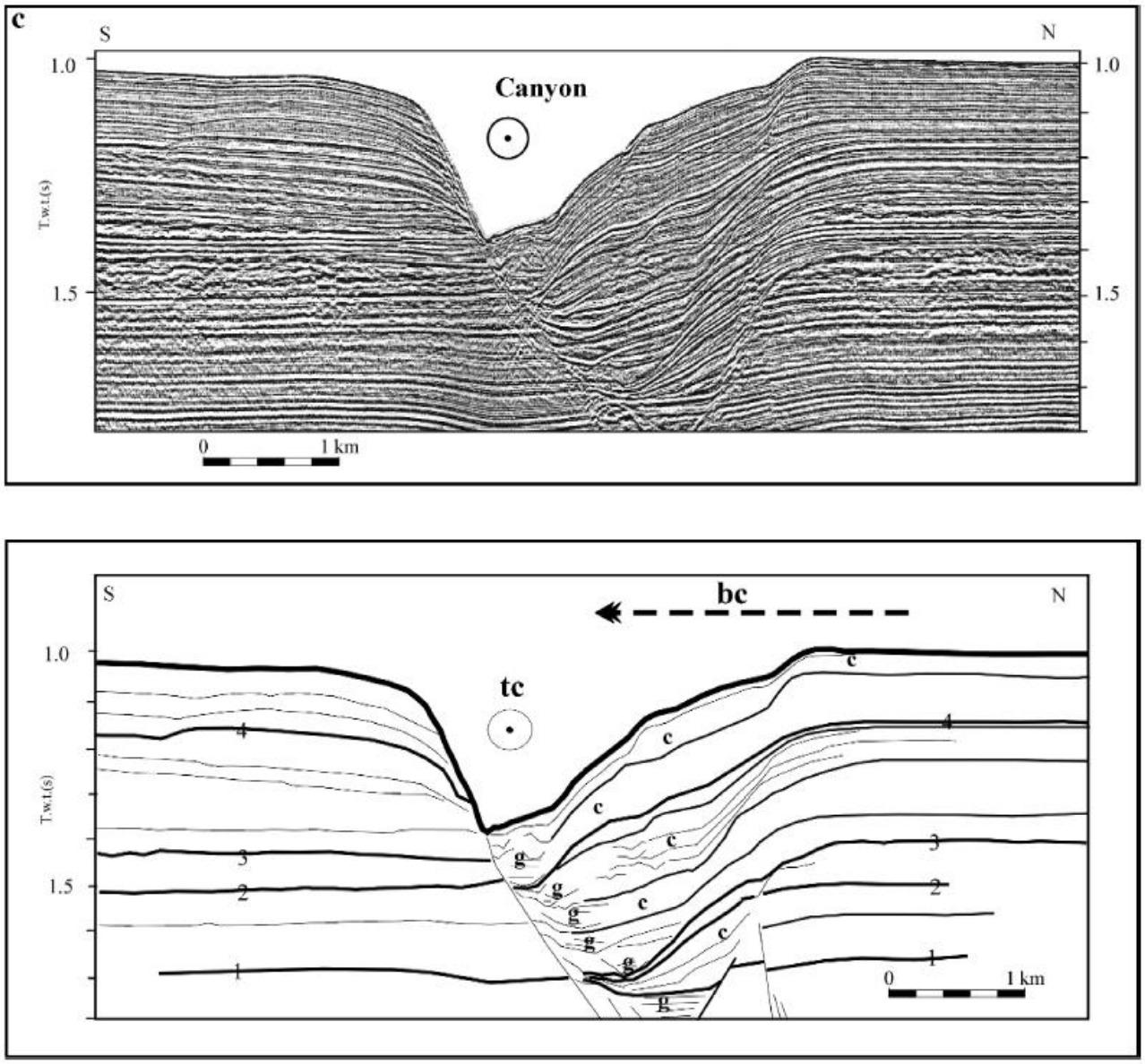


Figure 1-53 : Profil sismique à travers la marge sud-est du Brésil, illustrant le remplissage d'un canyon et la progradation d'un clinorforme dominés par l'action de courants gravitaires (g) et de courants de contour (c) ; la flèche bc indique le sens du courant de contour (Faugères et al., 1999).

Inversement, les courants de contours et l'évolution morphologique constante des rides de contourites peuvent également influencer la trajectoire des systèmes turbiditiques (Figure 1-54 ; Faugères et al., 1999), (e.g. Marge est de l'Antarctique ; Kuvaas et al., 2005 ; e.g. Golfe de Cadiz, Mulder et al., 2006). En effet, les processus se déplaçant perpendiculairement et parallèlement à la pente continentale s'interfèrent. Ils sont capables de faire migrer les levées, de dévier un chenal là où les vitesses des courants de contour sont les plus élevées, ou encore de combler, enterrer ou éroder les chenaux-levées (Faugères et al., 1999).

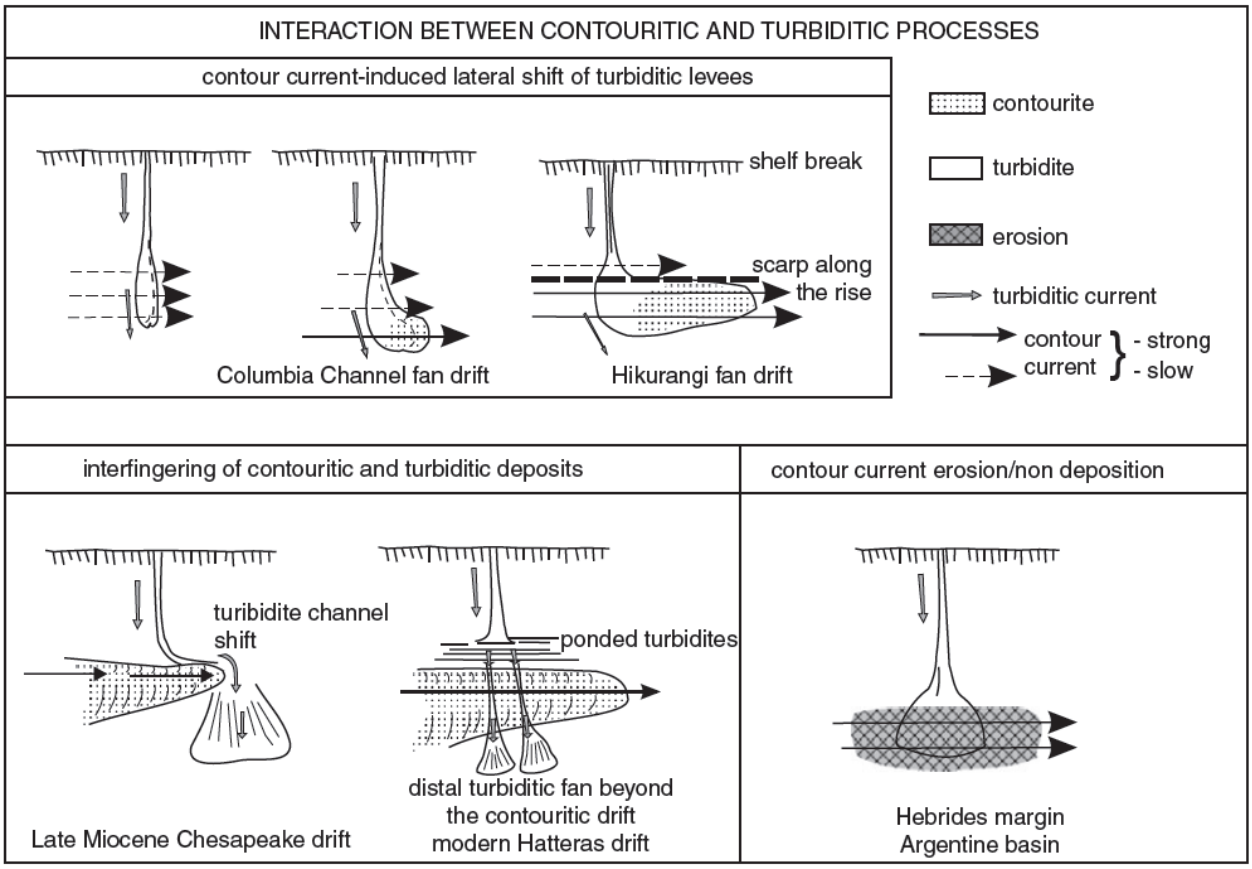


Figure 1-54 : Illustration des interactions entre les courants de contours, les rides de contourites et la trajectoire des systèmes turbiditiques (d'après Faugères et al., 1999).

3.4. Les facteurs de contrôle des transferts sédimentaires et instabilités

L'eustatisme et la tectonique sont des facteurs qui agissent à l'échelle régionale sur le long terme ; ils contrôlent les processus d'érosion et de sédimentation faisant évoluer de manière constante la morphologie des marges continentales. On observe également des facteurs de plus court terme, tels les séismes, ou la dissociation des hydrates de gaz, qui sont susceptibles de générer des instabilités gravitaires (Sultan et al., 2004) ou d'augmenter de façon brutale l'érosion de la pente continentale.

3.4.1. L'eustatisme

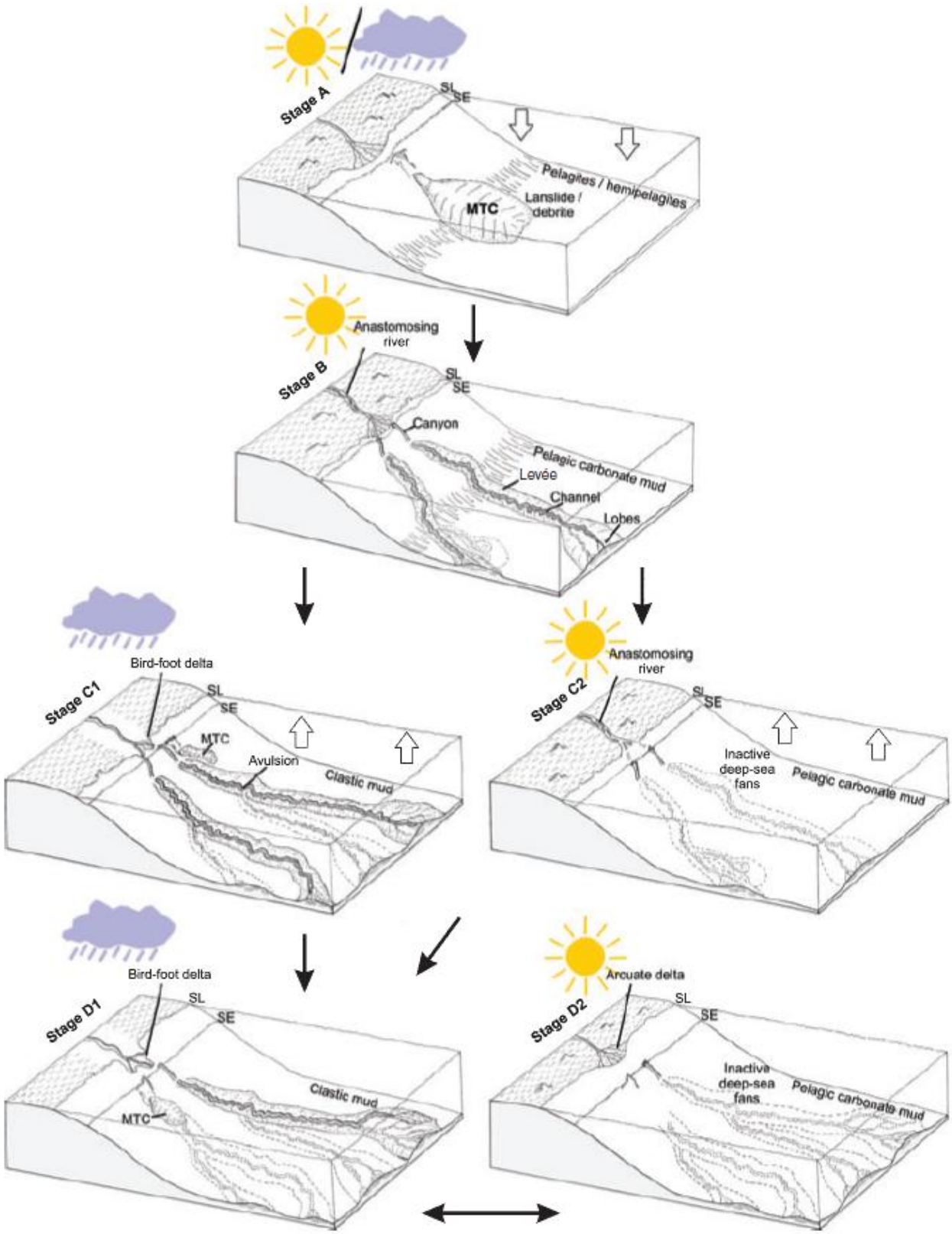


Figure 1-55 : Bloc diagramme montrant l'évolution des systèmes de chenaux-levées du Nil durant quatre étapes d'un cycle marin associé aux conditions climatiques (Ducassou et al., 2009).

L'eustatisme correspond aux changements globaux du niveau marin des océans. Ceux-ci contrôlent la position du niveau de base qui limite le domaine en érosion du domaine en sédimentation (Powell, 1875 ; Vail et al., 1977). La nature des particules dirigées vers le bassin, leur distribution et la location des dépôts-centres et l'incision des vallées sous-marines sur le plateau continental dépendent donc de la variation du niveau marin (Posamentier and Vail, 1988).

Les processus gravitaires tels que les méga-turbidites (Rothwell et al., 2000) ou les mouvements en masse géants (Bryn et al., 2003) seraient d'autant plus susceptibles d'être déclenchés durant les phases d'augmentation du niveau marin, les phases de haut niveau marin ou encore durant les phases de baisse du niveau marin (Ducassou et al., 2009 ; Figure 1-55 - A). Ce sont des phases durant lesquelles les apports sédimentaires fluviatiles sont élevés. Des dépôts de transport en masse pouvant atteindre 15000 km^2 et 200 m d'épaisseur et issus de la pente continentale peuvent se retrouver 200 km longitudinalement et 1500 m au-dessous de leur position d'origine (e.g. MTDs du fan Amazone ; Maslin et al., 2005). Ces glissements catastrophiques sont corrélés avec les changements du niveau marin relatif et du climat. Les périodes de déglaciations entrainent un apport rapide de matériaux sur la marge continentale et une surcharge sédimentaire associée au déplacement du dépôt-centre. La déglaciation des Andes a, par exemple, généré l'augmentation rapide de température des eaux intermédiaires et l'augmentation / redistribution des apports sédimentaires du fleuve Amazone sur la pente continentale, provoquant une surcharge sédimentaire et des écoulements gravitaires catastrophiques (Maslin et al., 2005).

Dans les régions soumises à la mousson, les systèmes turbiditiques alimentés par de larges fleuves peuvent être plus actifs durant les phases d'augmentation du niveau marin et sous un climat humide (e.g. Système turbiditique du Nil ; Ducassou et al., 2009 ; Figure 1-55 - C1 / D1). Les apports sédimentaires fluviatiles sont en effet plus élevés et les particules fines s'accumulent plus rapidement sur la pente continentale ou en domaine peu profond, conduisant à de larges processus gravitaires occasionnels. En revanche, durant les périodes de bas niveau marin ou glaciaires et sous un climat aride, les systèmes turbiditiques semblent relativement inactifs (e.g. Système turbiditique du Nil ; Ducassou et al., 2009 ; Figure 1-55 – C2 / D2). Les apports sédimentaires fluviatiles plus grossiers sont alors réduits et stockés sur les continents. De nombreux glissements identifiés dans ce système correspondent à des mouvements en masse géants répétés et corrélés à des phases de baisse ou remontée du niveau marin, le plus souvent au cours des périodes pluviales (Rouillard, 2010).

3.4.2. La déstabilisation des hydrates de gaz

Selon Haq (1998), la déstabilisation des hydrates de gaz provoquée par les variations eustatiques constitue de la même façon un facteur potentiel susceptibles de générer des déstabilisations gravitaires (Canals et al., 2004) et des changements morphologiques de grandes ampleur de la pente continentale.

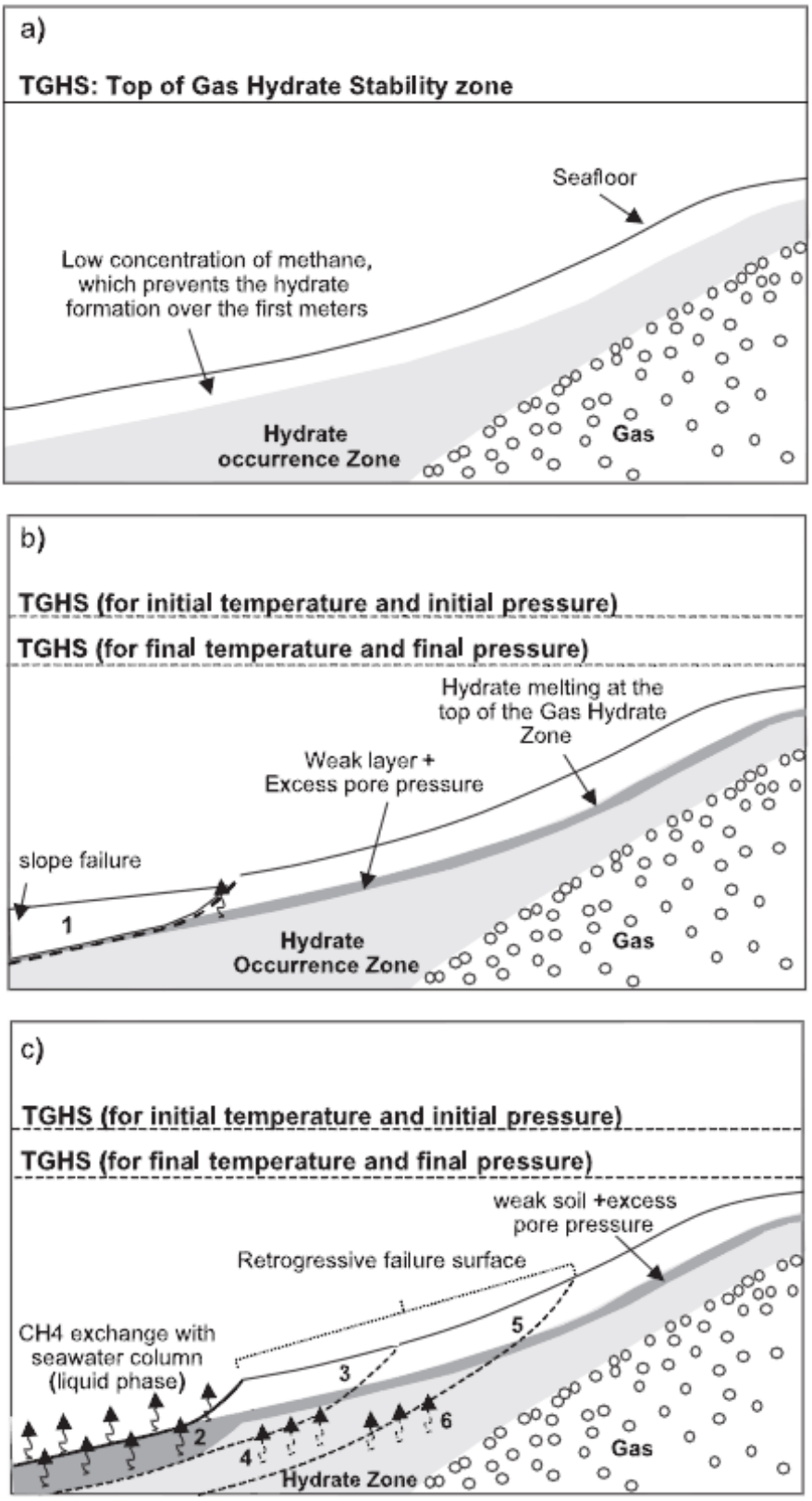


Figure 1-56 : a) La pente continentale se trouve dans une zone de stabilité des gaz hydrates. b) Augmentation des conditions de pression et température, augmentant la solubilité et la décomposition des gaz et générant une première déstabilisation sédimentaire en base de pente. c) Les gaz se mélangent avec l'eau ambiante, remodelant la couche sédimentaire supérieure et provoquant des glissements régressifs sur la pente continentale (Sultan et al., 2004).

Les hydrates de gaz sont courants sur les pentes continentales et sont stables du fait de pressions hydrostatique élevées et en conditions de basses températures durant les périodes glaciaires (Haq, 1998). Tout changement de ces conditions de stabilité (niveau marin relatif ou augmentation de la température des eaux profondes, changement de pression, du gradient thermique dans les sédiments, de la salinité de l'eau interstitielle, et la composition des gaz ; Haq, 1993 ; Milkov et al., 2000 ; Sultan et al., 2004) pourrait entrainer la dissociation des gaz hydrates. Celle-ci entraîne alors l'affaiblissement de la cohésion des sédiments qui génère des glissements par déstabilisation de dépôts fins cohésifs (Maslin et al. 1998) le long de fissures générées par l'expulsion des gaz (Haq et al., 1998 ; Sultan et al., 2004). Ces gaz hydrates peuvent se retrouver à des profondeurs d'eau relativement faibles (e.g. 400 m dans le Golfe du Mexique ; Milkov et al., 2000). Les variations saisonnières ne semblent affecter leur stabilité que sur les 1-2 premiers mètres des couches sédimentaires. La formation et la dissociation répétitive des gaz hydrates impliquent que de grandes zones peuvent être soumises à des déstabilisations superficielles (Milkov et al., 2000).

Des modèles numériques (Sultan et al., 2004) étudiant l'équilibre thermodynamique et chimique des gaz hydrates sous l'influence de la température, de la pression, de la chimie de l'eau et la distribution des tailles des pores sédimentaires démontrent que l'augmentation de la température provoquait la dissociation des gaz hydrates dans leur partie supérieure. Ceci afin d'assurer un équilibre chimique avec l'eau ambiante. La libération de ces gaz serait à l'origine de déstabilisations régressives (e.g. Pente Storegga ; Sultan et al., 2004 ; Figure 1-56), initiées dans la partie supérieure de la zone de stabilité de ces gaz hydrates.

3.4.3. La tectonique

Les structures profondes d'une marge continentale contrôlent l'inclinaison et la morphologie de la pente et du glacis et ont un fort impact sur l'équilibre général des pentes continentales et sur les processus d'érosion et de sédimentation marine sur les marges actives ou passives. Elles peuvent contrôler la répartition et la géométrie des masses déstabilisées (e.g. glissements le long de la marge algérienne ; Cattaneo et al., 2010).

- En contexte de marge active, l'influence se fait de plusieurs façons :

La surrection des chaînes de montagne et donc la géomorphologie du continent sont déterminées par la tectonique active. Ahnert (1970) et Pinet et Souriau (1988) ont montrés la relation de proportionnalité entre l'accentuation de la topographie et l'augmentation du taux d'érosion ; et donc celle entre le flux terrigènes et le taux de sédimentation sur les marges.

La tectonique contrôle également l'équilibre entre la surrection continentale et la subsidence océanique. Elle détermine par conséquent les changements régionaux d'inclinaison de la pente

continentale et son degré de stabilité (Canals et al., 2004). La stabilité d'une pente continentale peut être influencée localement par la présence de structures tectoniques (plis ou failles) affectant le substratum et créant un escarpement de quelques mètres de haut (e.g. glissement sur la marge Angola ; Gee et al., 2005 ; *Afen Slide* au large des îles Féroé ; Canals et al., 2004). Les glissements associés à cicatrices d'arrachements simples, sans érosion régressive évidente, semblent s'être mis en place au cours d'un unique évènement, et peuvent avoir été générées par l'activité de structures telles que des failles (e.g. Slide Brunei sur la marge nord-ouest de la Malaisie ; Gee et al., 2007). Les structures tectoniques peuvent aussi contrôler les principales directions de transferts de particules (Normark et Carlson, 2003). En effet, des bassins tectoniquement actifs peuvent totalement contrôler l'extension de systèmes turbiditiques en les contenants (e.g. système turbiditique Hueneme dans le bassin Santa Monica au large de la Californie ; Normark et Carlson, 2003).

- En contexte de marge passive, la tectonique salifère superficielle ou l'héritage structural contrôlent localement les instabilités gravitaires et les directions transferts sédimentaires sur les pentes continentales (Kenyon et al., 1975 ; Réhault et al., 1984 ; Gaullier et al., 2000). Sur la marge algérienne qui est tectoniquement active, de nombreux glissements sous-marins sont présents tout le long de canyons ou d'escarpements sur la pente continentale. Ils sont sans doute l'expression superficielle de structures actives plus profondes, ou associés à des diapirs de sel dans la plaine abyssale (Cattaneo et al., 2010).

3.4.4. Les taux de sédimentation

Le degré de consolidation des sédiments étant déterminé par le taux de sédimentation, on peut dire que ce dernier représente un facteur de contrôle des instabilités gravitaires sur le long terme.

Les taux de sédimentation sont contrôlés par les cycles glacio-eustatiques, et l'apport sédimentaire est fonction de la subsidence et des changements climatiques (e.g. en période interglaciaire : entre 3 et 12.4 $cm.ka^{-1}$ sur la marge Ibérique, 2-10 $cm.ka^{-1}$ sur la marge norvégienne ; et en période glaciaire : 150-200 $cm.ka^{-1}$ aur la marge norvégienne et jusqu'à 3400 $cm.ka^{-1}$ sur la péninsule Antarctique ; Canals et al., 2004). Les morphologies pré-glaciaires et l'histoire glaciaire contrôlent les variations des taux sédimentaires et feraient partie des facteurs conditionnant l'origine des glissements. L'alternance sédimentaire d'argiles fines en période interglaciaire et d'argiles plus denses en période glaciaire génère des contraintes cisaillantes et des surpressions interstitielles (e.g. Slide Storegga ; Sultan et al., 2004 ; Canals et al., 2004 ; Bryn et al., 2005).

Lorsque le taux de sédimentation est élevé, il provoque l'augmentation rapide de l'épaisseur d'une couche sédimentaire, ce qui empêche un drainage efficace des sédiments après dépôt et génère une augmentation des pressions de fluides interstitiels (Gibson, 1958). Les instabilités sont

dues aux forts taux de sédimentations des périodes glaciaires ou du début des périodes de déglaciation. L'expulsion des fluides à travers des couches sédimentaires fines (10 m) est favorisée du fait de la perméabilité des argiles glaciogéniques (e.g. *Traenadjupet Slide*, marge norvégienne ; Canals et al., 2004). Le sédiment est alors sous-consolidé si la pression interstitielle est supérieure à la pression du fluide hydrostatique ; cet état favorisant la déstabilisation (Adams and Roberts, 1993 ; Sultan et al., 2004 ; Leynaud et al., 2007).

Des glissements peuvent également être dans une zone directement connectés avec un fleuve ou un système d'apports sédimentaires tel qu'un canyon (e.g. *Brunei Slide*, marge malaisienne, 5300 km^2, Gee et al., 2007 et *BIG'95 Slide* sur la marge Ibérique, 2000 km^2, Canals et al., 2004). Les systèmes glaciaires ou fluviatiles délivrent rapidement de grands volumes sédimentaires à la pente continentale, entrainant un taux de sédimentation élevé, et provoquant par conséquence de fréquentes déstabilisations de petites tailles (Gee et al., 2007).

On retrouve cependant des glissements sont aucune connexion directe ou évidente avec un système d'apport sédimentaire. De plus, il semble que plus une marge soit privée d'apports sédimentaires terrigènes fluviatiles ou glaciaires, plus les mouvements en masse générés seront grands, du fait de leurs conditions stables (e.g. Slide Storegga sur la marge norvégienne, 44000 km^2, Canals et al., 2004 ; Slide Sahara, 30000 km^2, Gee et al., 2007).

Le déclenchement d'instabilités gravitaires majeures peut être empêché par un remaniement cyclique et un transfert continu vers le bas de la pente des masses instables de sédiments (Mulder, 1992).

3.4.5. L'activité sismique

Morgenstern (1967) a démontré que les chargements sismiques sont à considérer comme un mécanisme déclencheur fondamental d'instabilités sous-marines, puisqu'ils génèrent des contraintes capables d'engendrer la liquéfaction des sédiments ou de briser les cohésions intergranulaires.

L'activité sismique peut être d'origine tectonique, liée à une activité volcanique, ou au rebond isostatique post-glaciaire, et est souvent considérée comme le facteur déclenchant le plus fréquent des grandes instabilités (Muir-Wood, 2000 ; Urgeles et al., 2001 ; Canals et al., 2004). Les séismes génèrent des accélérations cycliques impliquant une contrainte normale dans les sédiments. Un unique évènement est potentiellement suffisant pour provoquer des instabilités gravitaires (Ratzov et al., 2010).

Cependant l'activité sismique faible à modérée des marges passives (magnitude = 2 à 5,8) semble être que suffisante pour générer des des méga-instabilités (Canals et al., 2004), telles celles de Storegga, Traenadjupet, et Finneifjord sur la marge Norvégienne, BIG'95 sur la marge Ibérique, Afen au large des îles Féroé, Gebra sur la péninsule Antartique (Canals et al., 2004). Cependant, les

marges actives semblent être l'environnement le plus propice à ces événements répétitifs, en raison de la tectonique active et de la forte activité sismique.

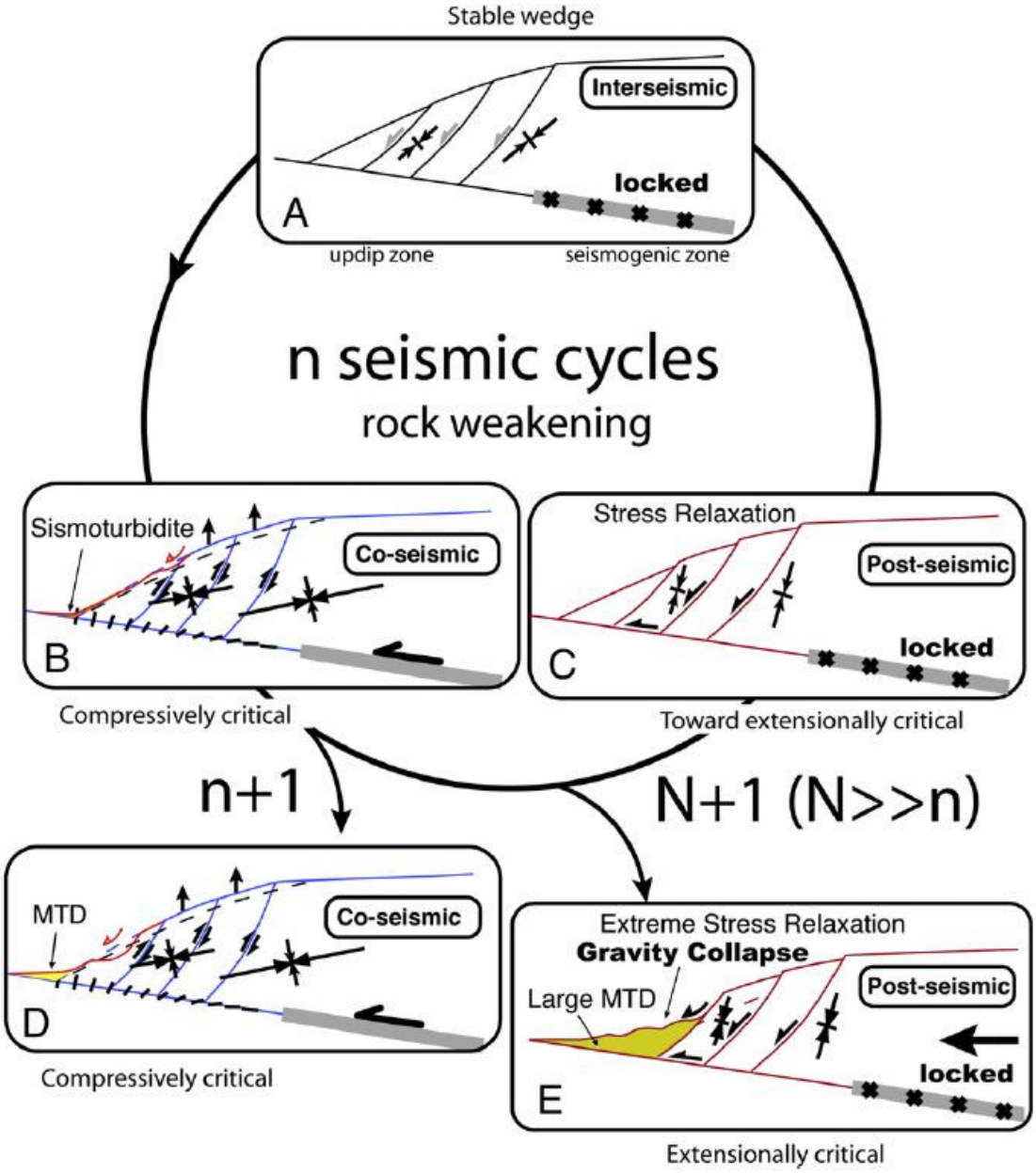


Figure 1-57 : Relation entre cycle sismique et déclenchement des turbidites et mouvements en mass. A) Phase intersismique : la zone sismogène est bloquée. B) Phase co-sismique : compression à l'extrémité et la zone sismogène accommode le glissement. C) Phase post-sismique : retour à un comportement extensif et la zone sismogène se bloque de nouveau. Des failles normales peuvent être réactivées dans la zone affaiblie. D et E) Phases de compression et d'extension de plusieurs cycles sismiques, affaiblissant encore plus la marge continentale. (D'après Ratzov et al., 2010).

Les magnitudes des séismes sont cependant plus fortes dans les marges continentales de haute latitude du fait du rebond isostatique post-glaciaire (Canals et al., 2004). Le séisme exceptionnel de magnitude 7.2 des *Grand Banks* au Canada en 1929 (Piper et al., 2005) a généré une rupture de grande échelle, affectant le fond marin sur une distance de 850 km et des profondeurs de 650 à 2800 m (Canals et al., 2004). De même, des séismes côtiers exceptionnels de magnitude 6.8 sur la marge algérienne pourraient représenter le principal mécanisme déclenchant des courants de turbidité, surtout durant les périodes de haut niveau marin (Cattaneo et al., 2012). En effet, l'intervalle de temps séparant les turbidites identifiées dans les carottes est de 800 ans durant l'Holocène. Cet intervalle de temps se corrèle avec celui des cycles sismiques estimé à terre (Cattaneo et al., 2012).

Sur les marges actives, les séismes des zones de subduction sont considérés comme étant le principal mécanisme déclenchant de turbidites et mouvements en masse (Goldfinger et al., 2007 ; Ratzov et al., 2010). Dans la région nord équatorienne, la récurrence des turbidites semblent être en relation avec les séismes locaux de magnitude supérieure à 7,7 et de fréquence de retour de 16 ans en moyenne (Ratzov et al., 2010). Les mouvements en masse, en revanche, ont une fréquence de retour 400 à 800 fois plus grande que les séismes de magnitude supérieure à 7,7. Il faudrait donc des évènements sismiques plus forts pour les déclencher, tels des séismes de magnitude supérieure à 9, ou des mécanismes déclenchant additionnels (réactivation de failles ou sédiments peu consolidés), (Ratzov et al., 2010). Les contraintes affectant la marge durant les cycles sismiques, varient de compressive à extensive, favorisant la déstabilisation de la couverture sédimentaire (Figure 1-57).

3.4.6. Autres facteurs

Parmi les autres facteurs susceptibles de déclencher des instabilités gravitaires sous-marines, Canals et al. (2004) répertorient : les échappements de fluides, la présence de fronts diagénétiques, l'érosion en bas de pente, les marées, les vagues de tempête, le développement d'édifices volcaniques, les augmentations de charges liées aux activités humaines.

CHAPITRE 2

Les Systèmes Subaériens

Et Les Systèmes Sous-Marins :

Du Bassin Versant au Canyon Sous-Marin

Ce travail de thèse s'intéresse à la formation et l'évolution des canyons sous-marins selon le contexte tectonique. Il s'attache à faire une comparaison entre un contexte de marge passive mais tectoniquement actif et un contexte de marge active. Mais les canyons sous-marins font partie d'un «système source-exutoire » (Somme et al., 2009) dans lequel le système fluviatile subaérien semble avoir un rôle important. C'est pour cela qu'il est également important de définir et d'intégrer le bassin versant.

1. INTRODUCTION : LE SYSTEME SOURCE-EXUTOIRE

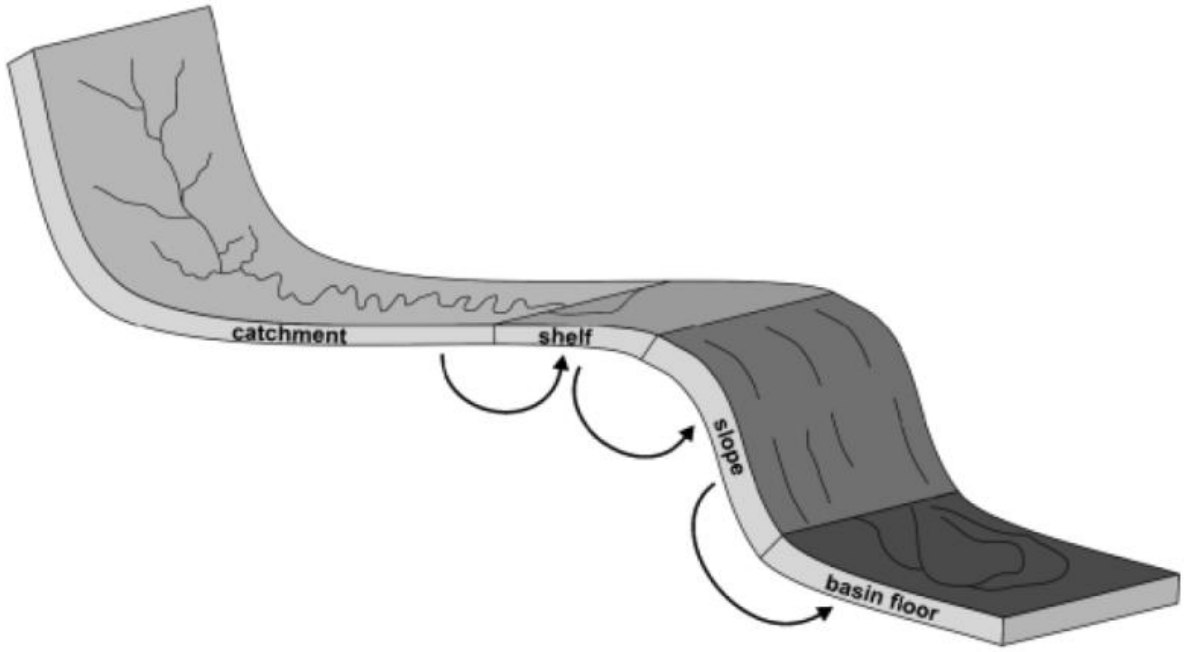


Figure 2-1 : Schéma représentant les quatre segments d'un sytème source-exutoire, génétiquement reliés. Les modifications à long termes (à l'échelle des temps géologiques) par érosion ou dépôt sur un des segments affecteront alors les segments adjacents (Somme et al., 2009).

Le « système source-exutoire » comprend toutes les zones qui contribuent à l'érosion-transport-dépôt des sédiments (Somme et al., 2009). Ce système (Figure 2.1) comprend quatre segments (bassin versant, plateau continental, pente continentale et bassin profond) qui sont génétiquement reliés (Moore, 1969). Les variations à long terme des flux sédimentaires (taux de sédimentation, débit fluviatile, apports sédimentaires et construction de chenaux-levées) et les paramètres morphométriques de chaque segment (aire, longueur, inclinaison…) semblent montrer un certain nombre d'interconnexions gouvernant l'évolution érosion-dépôt du système dans son ensemble. En effet, l'évolution due à l'érosion ou au dépôt dans une partie du système se reflète automatiquement par la modification morphologique dans une ou plusieurs des parties adjacentes (Somme et al., 2009).

Le transfert sédimentaire du bassin versant vers le bassin profond s'effectue suivant différentes échelles spatio-temporelles en réponse aux changements climatiques (variations du niveau marin relatif, apports sédimentaires) et tectoniques (taux d'uplift / subsidence) locaux ou régionaux, de court et long terme (Somme et al., 2009).

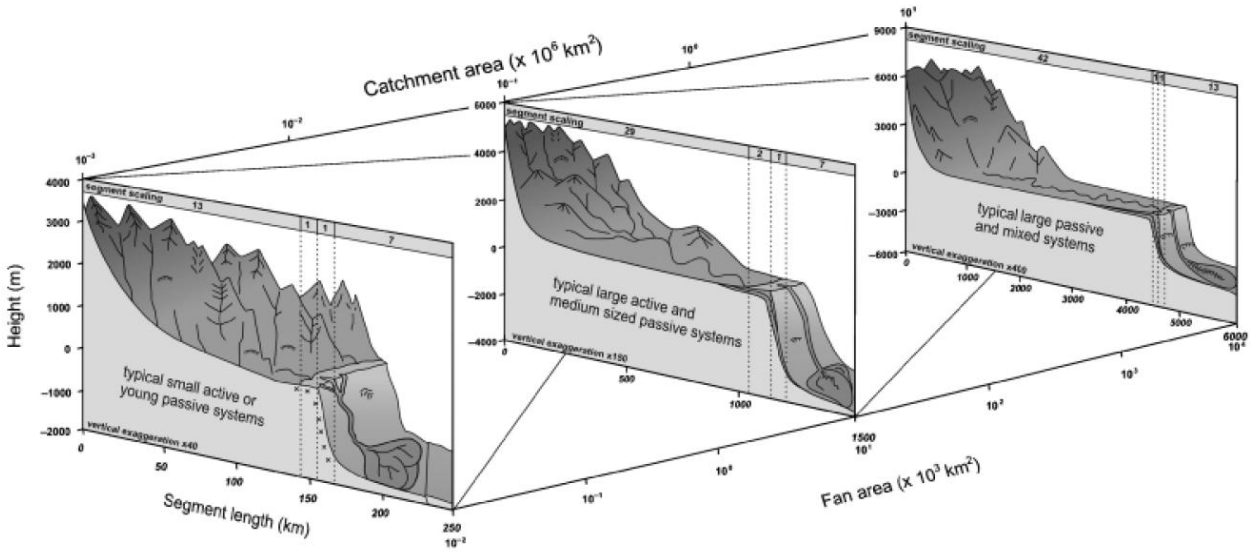


Figure 2-2 : Relations dimensionnelles entre les segments bassins versants, plateaux continentaux, pentes continentales et bassins profonds, suivant différents types de systèmes (passif ou actifs). Plus le système devient grand, plus la taille du bassin versant augmente (Somme et al., 2009).

Les systèmes des marges passives sont généralement plus larges que ceux des marges actives et présentent des taux de sédimentation plus élevés que ces derniers (Figure 2-2). De plus la longueur des pentes continentales et les dimensions des systèmes de chenaux-levées dans le bassin océanique profond sont généralement plus élevées dans les systèmes passifs, tandis que l'inclinaison de leur pente continentale est plus faible (Figure 2-2). Les systèmes passifs semblent répondre plus lentement aux changements climatiques et tectoniques, alors que les systèmes actifs érodent et transportent plus rapidement les sédiments via son bassin versant (Somme et al., 2009). De plus, petits systèmes actifs présentent des étroits plateaux continentaux, qui sont considérés comme des zones de « *by-pass* » sédimentaire. Les plateaux continentaux plus larges des systèmes passifs s'interfèrent avec les courants de surface et semblent contrôler le stockage ou le « *by-pass* » sédimentaire vers le bas de la pente (Somme et al., 2009). Le bassin versant et le bassin profond n'évoluent pas linéairement, ni l'un en fonction de l'autre, ni en fonction de la pente et du plateau continental lorsque les systèmes se développent. Par exemple, dans un petit système actif, le bassin versant est généralement deux fois plus long que le bassin profond. Dans les systèmes passifs de taille moyenne ou larges, ou dans les systèmes mixtes, le bassin versant est 3 à 4 fois plus long que

le bassin profond. En revanche, la pente continentale et le plateau continental semblent évoluer ensemble quelque soit le type de système, avec un rapport de 1 (Figure 2-2 ; Somme et al., 2009).

2. LE SYSTEME FLUVIATILE AERIEN

2.1 Le bassin versant

Horton (1945) décrit le bassin versant comme étant l'unité idéale pour évaluer l'érosion car elle permet de quantifier les transferts de matière. Il représente une surface drainée par un réseau hydrographique.

2.1.1. Les caractéristiques du bassin versant

Bien que le bassin versant soit la principale zone délivrant les particules, il est aussi un lieu de stockage. Il est délimité par une ligne de crête, encore appelée « ligne de partage des eaux », qui englobe un réseau de vallons et de vallées, entaillés par des thalwegs par lesquels convergent les versants (Figure 2-3 ; Campy et Macaire, 2003).

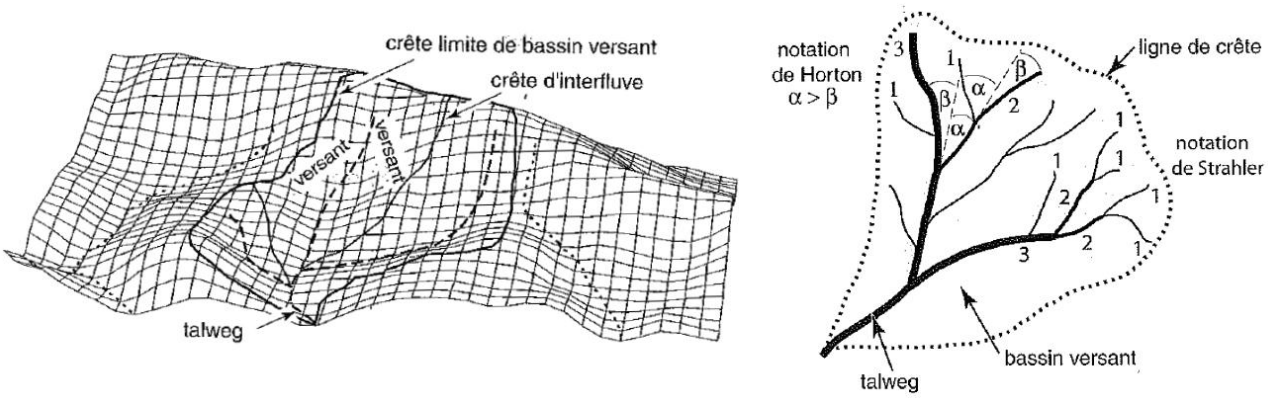


Figure 2-3 : Représentation 3D du bassin versant (à gauche) et ses caractéristiques (à droite) : Les cours d'eau sont organisés en un réseau hydrographique et repérés par un numéro d'ordre croissant de l'amont vers l'aval, suivant les notations de Horton (1945) et Strahler (1952). (tiré de Campy et Macaire, 2003).

- Un bassin versant est décrit par plusieurs paramètres :
  - La superficie comprend l'espace entre les crêtes topographique menant à l'exutoire, et peut varier de 10^{-2} à 10^{6} km^2. Dans le cas d'un substrat perméable, tel le karst, et la possibilité de circulations d'eaux souterraines, le bassin versant réel est alors souterrain.

- Le réseau de drainage comprend tous les cours d'eau organisés en tributaires du bassin versant.
- La topographie est caractérisée par les dénivelés maximum et moyen, la fréquence des classes d'altitude, les gradients de pente et la forme des versants du bassin.
- La lithologie comprend la nature et la surface d'affleurement des roches du substrat et des formations superficielles.
- L'occupation du sol caractérisée par la nature et le pourcentage des types de végétation et des zones anthropisées.

- Un versant est lui caractérisé par des attributs principaux (Campy et Macaire, 2003 ; Figure 2-4) :

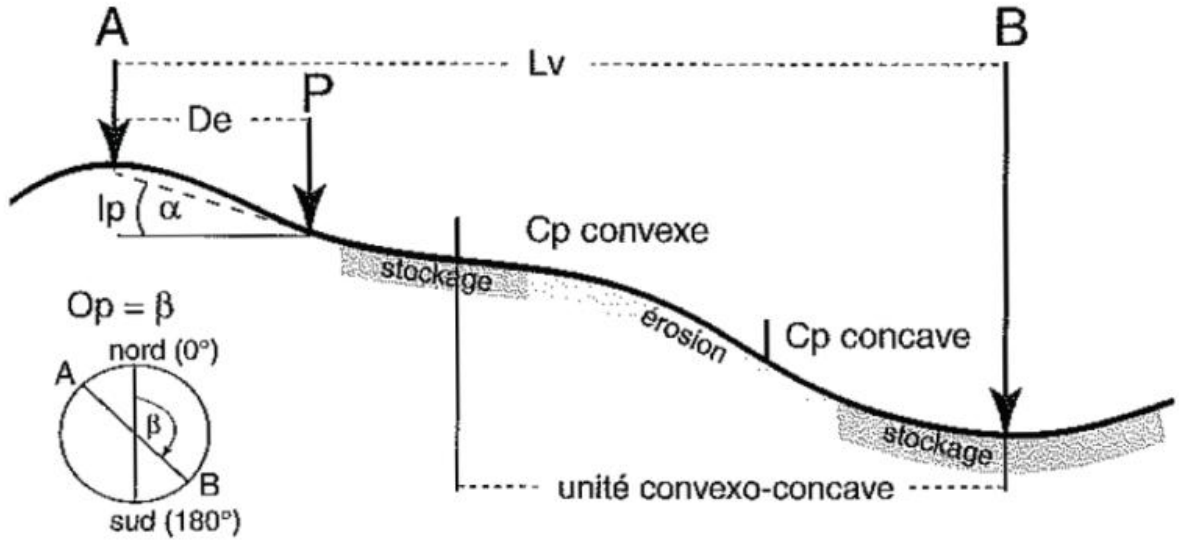


Figure 2-4 : Principaux attributs morphologiques d'un versant (tiré de Campy and Macaire, 2003).

- La longueur de versant « Lv » (de la crête « A » au thalweg « B », passant par un point « P »).
- L'intensité de la pente « Ip » en un point « P » ; la valeur moyenne de la pente pouvant être rapidement appréciée par le « rapport de relief » R = H / L, avec H la différence d'altitude et L la distance entre deux points.
- L'orientation de la pente « Op », permettant de calculer la fréquence d'orientations des pentes et l'indice d'exposition cumulé au soleil.
- La courbure du profil « Cp », permettant de quantifier et calculer les formes convexes et concaves d'un versant, caractérisant les zones d'érosion ou d'accumulation des sédiments.
- La distance à la crête « De » ou au thalweg « B » d'un point « P ».

Les plus vieux systèmes de drainage sont généralement les plus grands ; ils ont les rivières les plus longues et les plus stables (faible gradient de pente ; somme et al., 2009). L'évolution du bassin versant dans le temps est considérée comme étant le facteur le plus important contrôlant le transport et le stockage des particules sur l'échelle de temps du système source-exutoire (> 10^6 ans). Les larges bassins versants (> 10^6 km^2 ; e.g. bassin versant de l'Amazone, Amérique du Sud) ont généralement les plus hautes altitudes. Cependant, celles-ci représentent une faible partie en amont et décroisent rapidement en aval, illustrant un profil topographique généralement concave (plus de 40% du profil ayant une faible inclinaison). Le gradient de pente moyen des larges bassins versants ne sera donc pas représentatif de tout le système. En revanche, les petits bassins versants (< 10^4 km^2 ; e.g. bassin versant du Crati, Calabre, Italie) ont des altitudes décroissant plus graduellement d'amont en aval, et présentent de plus faibles différences entre les hautes et les faibles altitudes, illustrant un profil topographique plus « linéaire » (les faibles inclinaisons représentent moins de 20% du profil). Le gradient de pente moyen de ces bassins sera donc plus représentatif du système tout entier (Somme et al., 2009 ; Figure 2-5).

Les pentes et les reliefs sont d'importants facteurs de contrôle de la capacité d'érosion / dépôt sédimentaire. En effet, la puissance de l'écoulement est proportionnelle à l'inclinaison du bassin versant et à son débit (Somme et al., 2009). La production et l'érosion sédimentaire influencent autant la vitesse à laquelle un bassin versant répondra aux changements tectoniques (soulèvement ou subsidence) et climatiques, que le temps de transport sédimentaire à travers tout le système et que la quantité de matériaux stockés en aval et leur transfert jusque dans le bassin profond (Somme et al., 2009) :

- Durant une période de soulèvement tectonique, la zone proximale du bassin versant, fournira d'autant plus de sédiments au transport fluviatile. Dans les larges systèmes passifs (e.g. Amazone), la disponibilité sédimentaire est bien plus important que la capacité de transport jusqu'en zone distale lors d'évènement climatique de forte magnitude. En effet, la cellule orageuse ne couvre qu'une faible surface du bassin, lui faisant perdre sa capacité de transport en zone distale, car l'inondation n'est pas uniforme et continue sur tout le bassin versant. Les sédiments seront donc stockés dans les vastes plaines inondables (Figure 2-5 ; Somme et al., 2009). En revanche, dans les petits systèmes actifs (e.g. Crati) la cellule orageuse couvrira la presque totalité de leur superficie, causant des inondations régionales du fait des plus fortes inclinaisons sur des plus faibles distances.

- Durant un changement climatique régionale, la quantité d'eau délivrée et la capacité de transport à travers tout le système augmentent considérablement, pouvant alors transporter les décharges sédimentaires jusqu'aux embouchures dans les deux types de systèmes (petit / actif et grand / passif ; Figure 2-5 ; Somme et al., 2009).

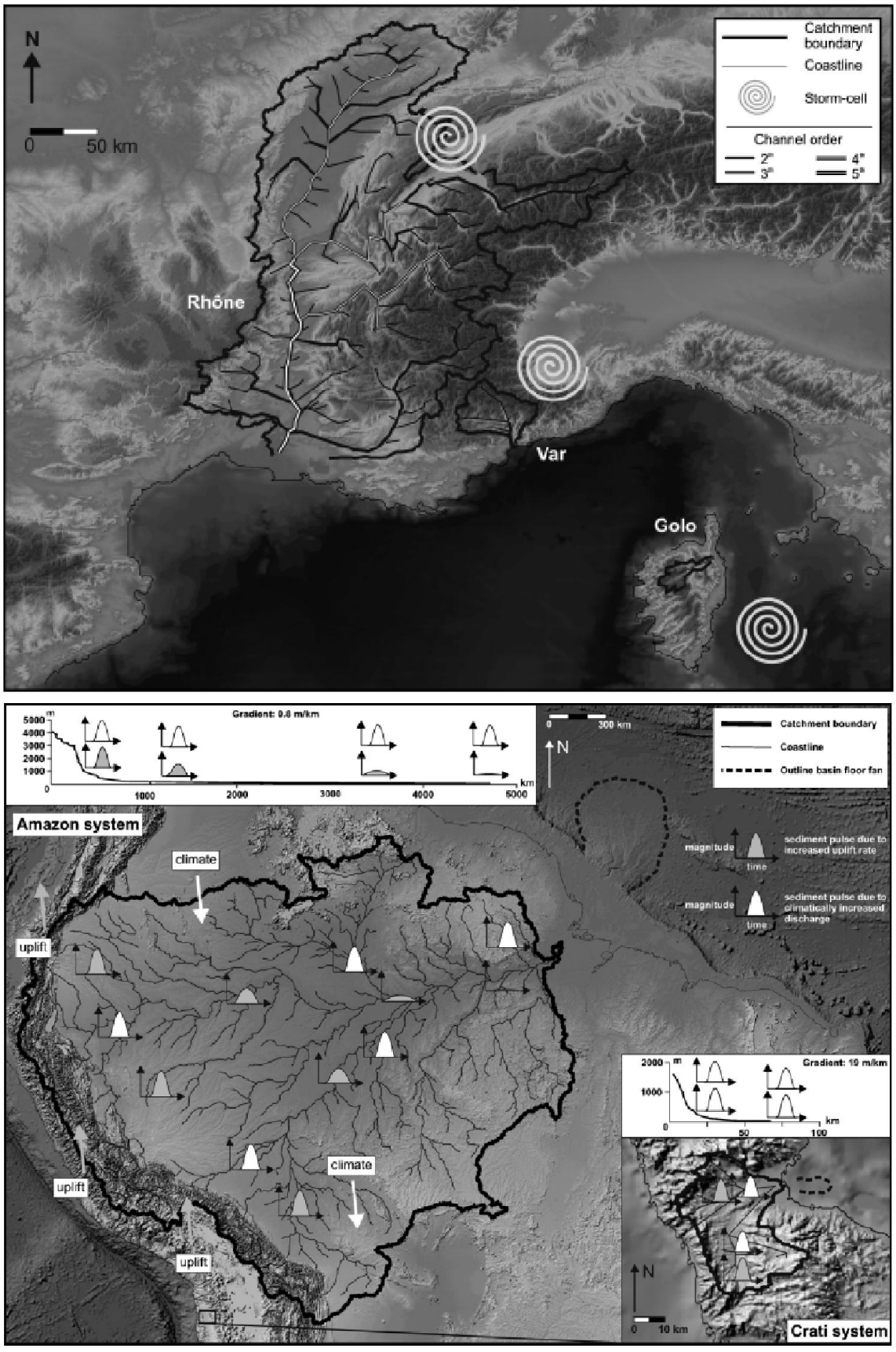


Figure 2-5 : En haut, figure illustrant les relations dimensionnelles entre une cellule orageuse de 50 km de diamètre et le grand bassins versant du Rhône et les petits bassins versants du Var et de Golo, Sud de la France. L'influence de l'orage sera d'autant plus importante que le bassin versant est petit. En bas, figure illustrant les réponses à long terme d'un grand bassin versant (Amazone) et d'un plus petit (Crati) aux changements tectoniques (uplift dans l'arrière-pays) et climatiques régionaux (Somme et al., 2009).

2.1.2. Exportation actuelle des bassins versants

Les dimensions du bassin versant et la longueur du fleuve associé se développent et s'étendent en fonction du temps et présentent généralement des caractéristiques morphométriques proportionnelles (comme la longueur de la rivière en fonction de la surface du bassin versant ; Somme et al., 2009). La capacité de stockage des particules sédimentaires du bassin versant augmentera avec les dimensions de la plaine inondable et plus l'inclinaison sera faible. Le bassin versant contrôle alors le taux sédimentaire délivré aux segments adjacents (Somme et al., 2009). La surface du bassin versant est corrélée à celle du plateau continental, tandis que la largeur de ce dernier est reliée à la longueur du fleuve. Et plus les paramètres morphométriques du plateau continental augmentent, plus sa capacité de stockage sédimentaire sera élevée ; il contrôlera alors à son tour le taux sédimentaire délivré à la pente continentale et au bassin profond (Somme et al., 2009). Le bassin versant est, en effet, un système ouvert qui contrôle la quantité et le volume de particules délivrés à l'océan. Ce flux est influencé par plusieurs facteurs reliés au climat et à la tectonique (Hovius, 1998 ; Syvitski et al., 2003).

La quantité totale de matière exportée varie en fonction de la superficie de bassins versants et de leurs latitudes : de 1 $t.km^{-2}.an.^{-1}$ qui correspond à un taux de dénudation de 0.001 $mm.an^{-1}$ dans les zones à faible relief et de climat froid et aride ; à 1000 $t.km^{-2}.an^{-1}$ correspondant à un taux de dénudation de $1mm.an^{-1}$ dans les zones de hauts reliefs ou les îles et de climat plus chaud et humide (Campy and Macaire, 2003).

Cette variation dépend plus précisément des volumes de précipitations et des températures agissant sur le degré d'altération des roches et d'ablation, de la lithologie (nature des roches du substrat conditionnant la quantité et le type de la matière produite solide ou dissoute) et du relief (agissant sur la distribution des eaux superficielles entre infiltration et ruissellement).

Les variations de décharge sédimentaire sont contrôlées par la taille du bassin versant et l'hypsométrie (ou altitude). Un grand bassin versant aura donc une décharge sédimentaire plus élevée qu'un plus petit. Ces derniers perçoivent donc davantage la différence entre décharge particulaire moyenne et décharge durant une crue (Somme et al., 2009). En effet, les pics de flux et de décharge particulaire s'opèrent durant les évènements de fortes magnitudes tels les orages, les ouragans ou les moussons (Inman and Jenkins, 1999) (e.g. : 50 % de la production sédimentaire peut être transportée en 0.1 % du temps, ce qui correspond à un jour tous les trois ans ; Somme et al., 2009). Les pics de décharge peuvent être maintenus jusque dans la partie inférieure du bassin versant si la cellule de l'orage et le flux généré associé sont plus grands que l'aire de drainage (Figure 2-5 ; Somme et al., 2009). Par contre, les grands systèmes réagissent plus lentement aux mêmes impulsions sédimentaires, car ils ont des zones de stockage régionales et des surfaces inondables plus grandes (Figure 2-5 ; Somme et al., 2009). Ainsi, les systèmes qui ont de petites

surfaces inondables répondent rapidement aux impulsions sédimentaires déclenchées par le climat et la tectonique de leur arrière-pays (Figure 2-5 ; Somme et al., 2009).

2.2. Caractéristiques morphologiques d'une rivière

Comme vu précédemment, d'importants écoulements gravitaires peuvent être déclenchés par les systèmes fluviatiles subaériens. Il est donc important de décrire les caractéristiques morphologiques des rivières afin de mieux comprendre leur fonctionnement et ainsi mieux appréhender leur relation avec la formation et l'évolution des canyons sous-marins.

Une plaine alluviale (Figure 2-6), dominée par les reliefs de son bassin versant, correspond à une surface topographique plane à très faibles pentes, et appartient à la zone inondable d'une rivière généralement sinueuse ou méandriformes (Pottier and Untermaier, 1998).

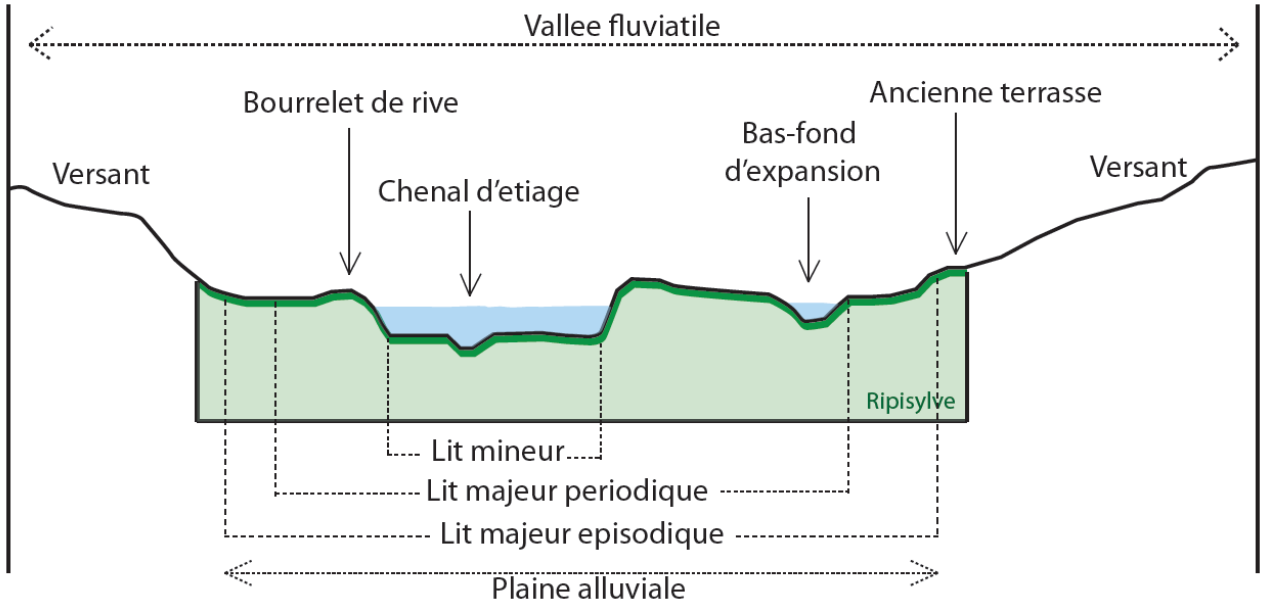


Figure 2-6 : Profil transversal d'une plaine alluviale, modifié d'après Pottier and Untermaier (1998).

Le lit mineur, limité par les berges, correspond à l'espace occupé en permanence par la rivière ou le cours d'eau. Lors de grands crues, la plaine alluviale est inondée, et la rivière occupe de façon temporaire le lit majeur. La forme et l'évolution d'une rivière dépend du cycle d'érosion/transport/dépôt. Ce dernier évolue suivant la vitesse du courant (fonction du gradient de pente) et du débit d'eau, qui déterminent la puissance d'érosion des cours d'eau.

L'équilibre hydrodynamique est l'équilibre idéal d'une rivière, exprimé par la formation de méandres ; il conditionne la quantité de matériaux érodés, transportés ou sédimentés. La rivière érode ainsi la rive concave où elle perd de l'énergie, et dépose sur la rive convexe (Figure 2-7).

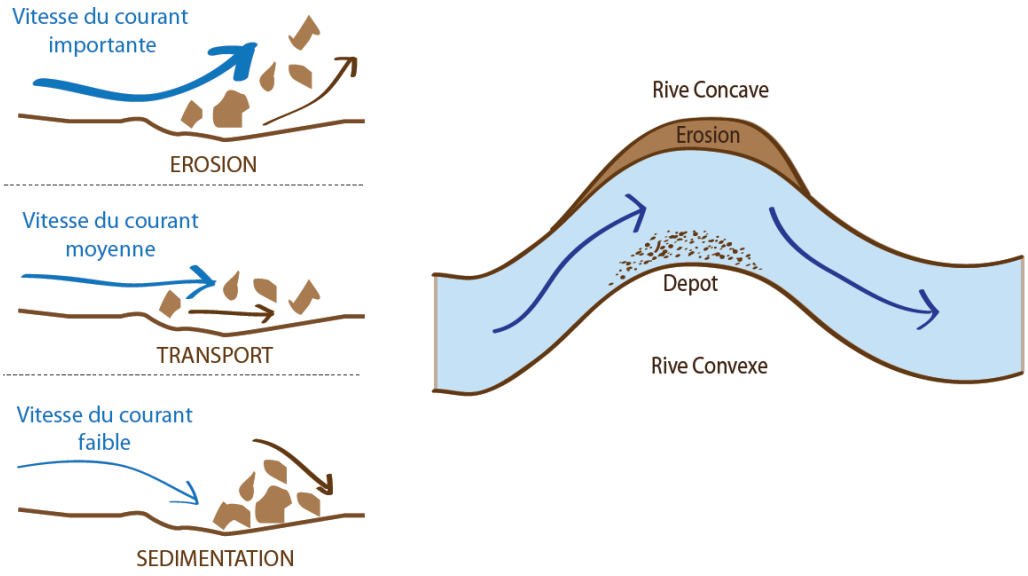


Figure 2-7 : Le cycle d'érosion/transport/dépôt d'une rivière.

De plus, une rivière peut être définie en trois grands ensembles, suivant une zonation longitudinale, car ses caractéristiques géomorphologiques évoluent progressivement de sa source jusqu'à son embouchure (Figure 2-8).

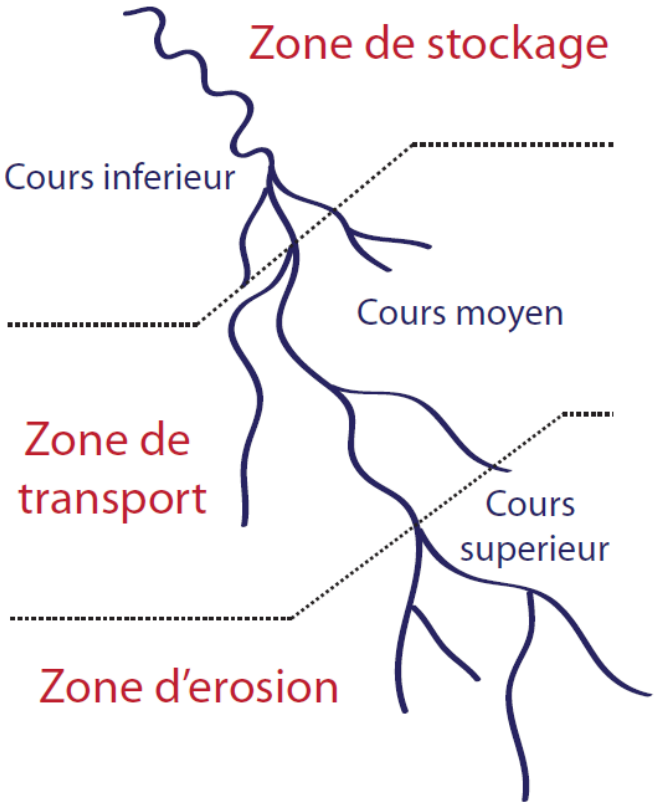


Figure 2-8 : Zonation longitudinale d'une rivière.

En amont, le cours supérieur ou « zone d'érosion » est décrit par une rivière étroite à fort gradient de pente, où le courant y est important. Plus en aval, le cours moyen ou « zone de transport » est décrit par une rivière qui s'élargit, un gradient de pente diminue et où les processus de sédimentation commence. Vers l'embouchure (dans la plaine), le cours inférieur ou « zone de stockage » se caractérise par un gradient de pente toujours plus faible, où la rivière s'élargit encore et le courant diminue.

Enfin, les principaux paramètres morphométriques d'une rivière sont la longueur, le gradient de pente, la sinuosité, et le rayon de courbure des méandres ou des changements de direction du cours fluviatile (Rosgen, 1996 ; Figure 2-9).

Le rayon de courbure se calcule suivant la formule, où « C » est la distance entre « A » et « B », et « M » la distance ordonnée au cercle en « C » : $Rc = \frac{C^2}{8M} + \frac{M}{2}$

La sinuosité S = l/L, est le rapport de la longueur réel « l » de la rivière entre deux points « A » et « B » et la plus courte distance « L » entre ces deux points.

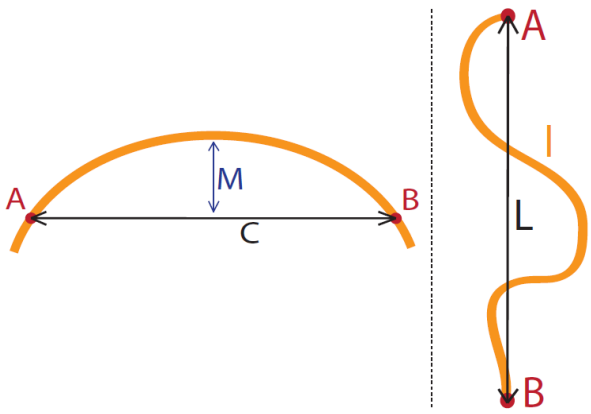


Figure 2-9 : Figure illustrant le calcul du rayon de courbure (à droite) et de la sinuosité (à gauche).

2.3. Les principaux régimes hydrologiques des différents cours d'eau

Il existe trois grands types de cours d'eau côtiers : les fleuves, les rivières torrentielles et les torrents.

Les fleuves sont des grands cours d'eau pérennes s'écoulant principalement en superficie et pouvant être partiellement souterraines (e.g. Fleuve Amazone, Amérique du Sud et Fleuve Rhône, France). Ils se maintiennent plus ou moins à régime constant tout au long de l'année, dit pluvial, et ne s'assèchent pas (Figure 2-10). Ils sont l'émergence en surface du stockage d'eaux souterraines. Ils sont cependant également alimentés par les pluies ou la fonte des neiges et des glaciers. Le cours du fleuve est sujet à des pentes variables sur son tracé (variant lui-aussi dans le temps). Les fleuves présentent une pente moyenne inférieure à 1.5%, soit 0.9° (Meunier, 1991).

Les rivières torrentielles sont relativement de grands cours d'eau, caractérisées par un régime hydrologique irrégulier et mixte de type nivo-pluvial bimodal (Figure 2-10). Celui-ci se caractérise par un maxima prononcé au printemps (avril-mai) du à la fonte des neiges et par un second maxima moins prononcé en automne (novembre) lors de crues brutales (e.g. Le Var ; Mulder et al., 1996). Lors des fontes des neiges, les eaux des rivières torrentielles montagneuses présenteront un important contraste de température avec l'eau des mer (Mulder et al., 1996). Les rivières dites torrentielles ont une inclinaison moyenne comprise entre 1.5% (0.9°) et 6% (3.4°), (Meunier, 1991).

Les torrents sont de petits cours d'eau montagneux, impétueux et rapides. Ils sont caractérisés par une grande variabilité de la pente et du débit. Ils sont cependant caractérisés par une inclinaison moyenne supérieure à 6% (3.4°), (Meunier, 1991). Leurs écoulements sont plus turbulents, rapides et chargés en divers matériaux. Un torrent peut être quasi sec durant les périodes estivales, avec un faible débit moyen annuel (0,6 $cm.s^{-1}$ à pratiquement 0 $cm.s^{-1}$ durant l'été). Leurs faibles altitudes (type colline) ne leurs permettent pas de maintenir un régime nival au printemps. Les torrents fonctionnent seulement lors de rares mais exceptionnels épisodes climatiques, généralement lors de seules pluies occasionnelles qui peuvent être cependant abondantes en automne et transformant chaque fois leur morphologie (Figure 2-10).

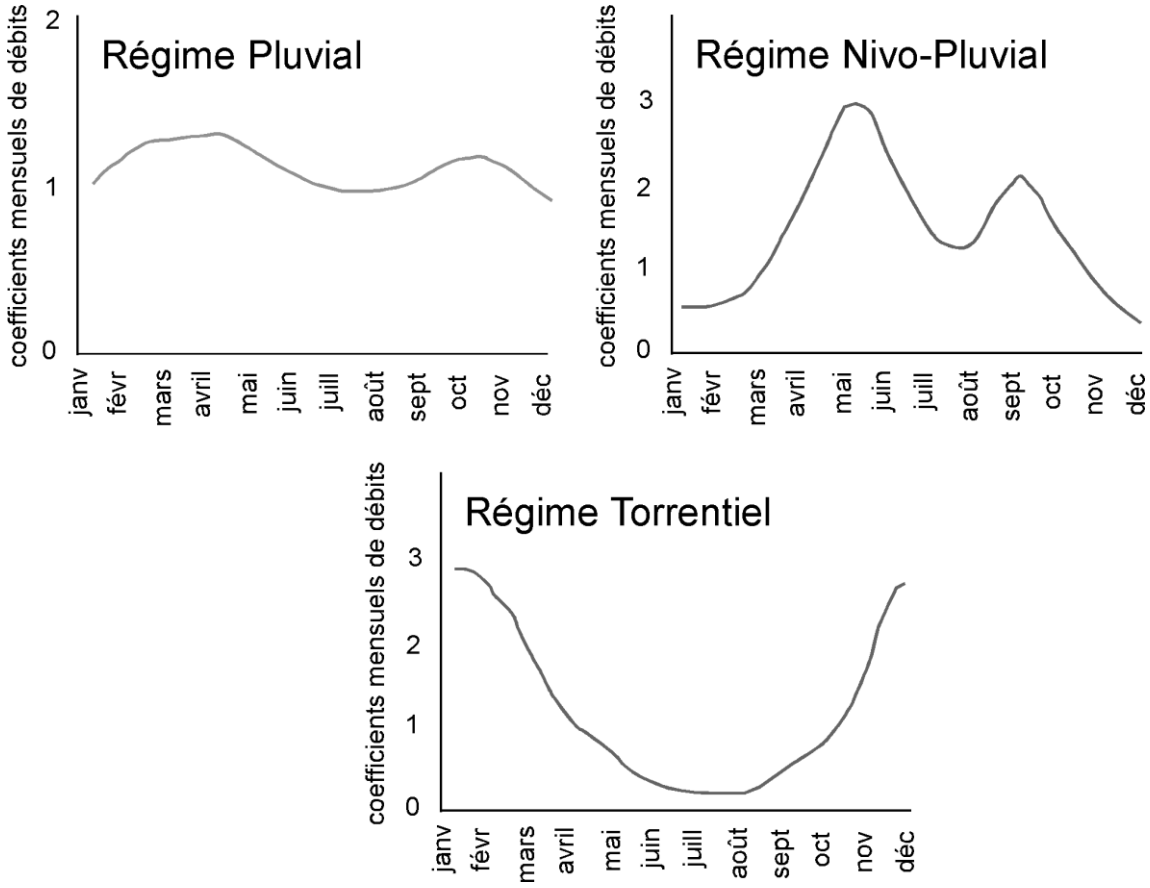


Figure 2-10 : Figure illustrant les principaux régimes hydrologiques des fleuves, rivières torrentielles et torrents.

2.4. Les débits solides théoriques

En l'absence de mesures ponctuelles de charge solide en suspension dans les cours d'eaux, le débit solide des rivières et fleuves doit être calculé théoriquement. Leopold et Maddock (1953) ont décrit la relation entre le débit liquide (Q en $m^3.s^{-1}$) et la charge solide en suspension (Cs en $kg.m^3$), déduit de la concentration des sédiments charriés sur le fond), quelque soit le cours d'eau, de la manière suivante :

$$Cs = aQ^b \qquad (1)$$

a et b sont des coefficient empiriques déduits de mesures de Cs et Q pour une rivière donnée (e.g. le Var d'après les données de Laurent (1971) dans Mulder et al., 1996 ; Figure 2-11).

$a = 0{,}767 * 10^{-3}$, et b varie entre 0 et 2 selon que les données soient instantanées (b = 1,534 ; Laurent, 1971), journalières (b = 1.532 ; Mulder et al., 1996), mensuelles (b = 1,65 à 1,7 ; Laurent, 1971, et, b = 1,7 à 1,75 ; Mulder et al., 1996) ou annuelles (b = 1,87 ; Mulder et al., 1996).

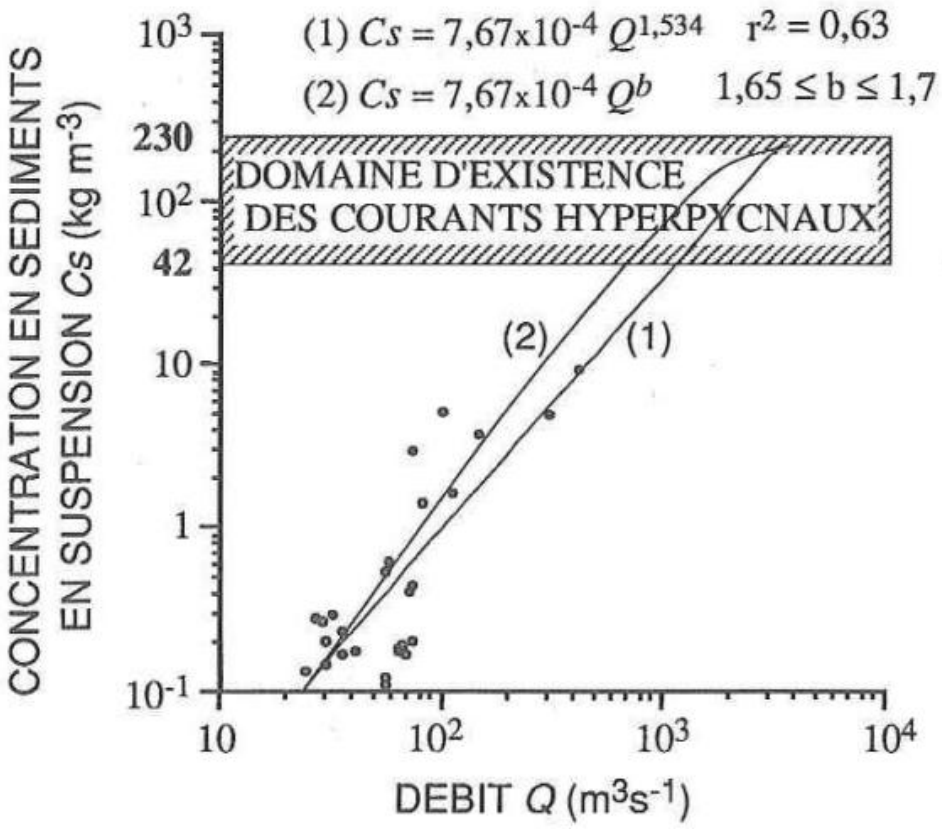


Figure 2-11 : Relation entre la concentration solide en suspension Cs et le débit liquide Q à l'embouchure du Var (1. données d'après Laurent, 1971 et 2. Mesures pour des crues déclenchées après des périodes de sécheresse), (tirée de Mulder et al., 1996).

Une fois la concentration solide en suspension, Cs, calculée théoriquement suivant l'équation *(1)*, le débit solide théorique (Qs en t.mois^{-1} ; Figure 2-12), ou apport sédimentaire en suspension se déduit suivant l'équation :

$$Qs = Cs * Q = aQ^{1+b} \qquad (2)$$

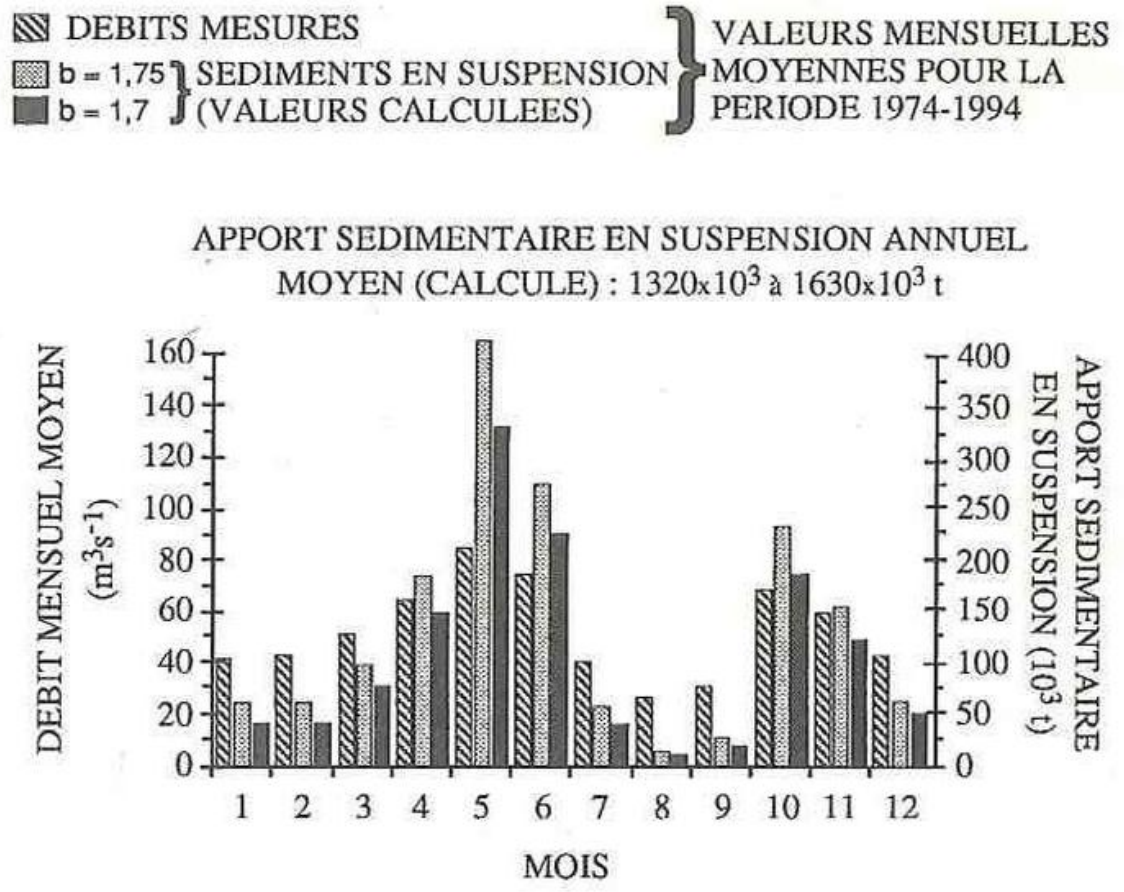


Figure 2-12 : Graphique du débit liquide mensuel Q mesuré, et des apports sédimentaires ene suspension mensuels calculés pour le Var. Notez que le débit liquide suit un régime bimodal nivo-pluvial (Mulder et al., 1996).

La susceptibilité d'un fleuve à générer des écoulements gravitaires de types hyperpycnal est fonction de la densité de l'eau de mer à l'embouchure du fleuve (Mulder et al., 1996). La densité de l'eau de mer dépend de sa salinité et de sa température.

3. LES CANYONS SOUS-MARINS

3.1. Définition, dimensions et morphostructures des canyons

Un canyon sous-marin est une structure géologique affectant différents environnements (plateau interne, plateau externe, pente continentale, voire glacis) qui sont chacun caractérisés par une dynamique d'érosion-transport-dépôt (Figure 2-13). Cette dynamique sédimentaire est liée aux processus hydrodynamiques qui ont été décrits dans le chapitre précédent.

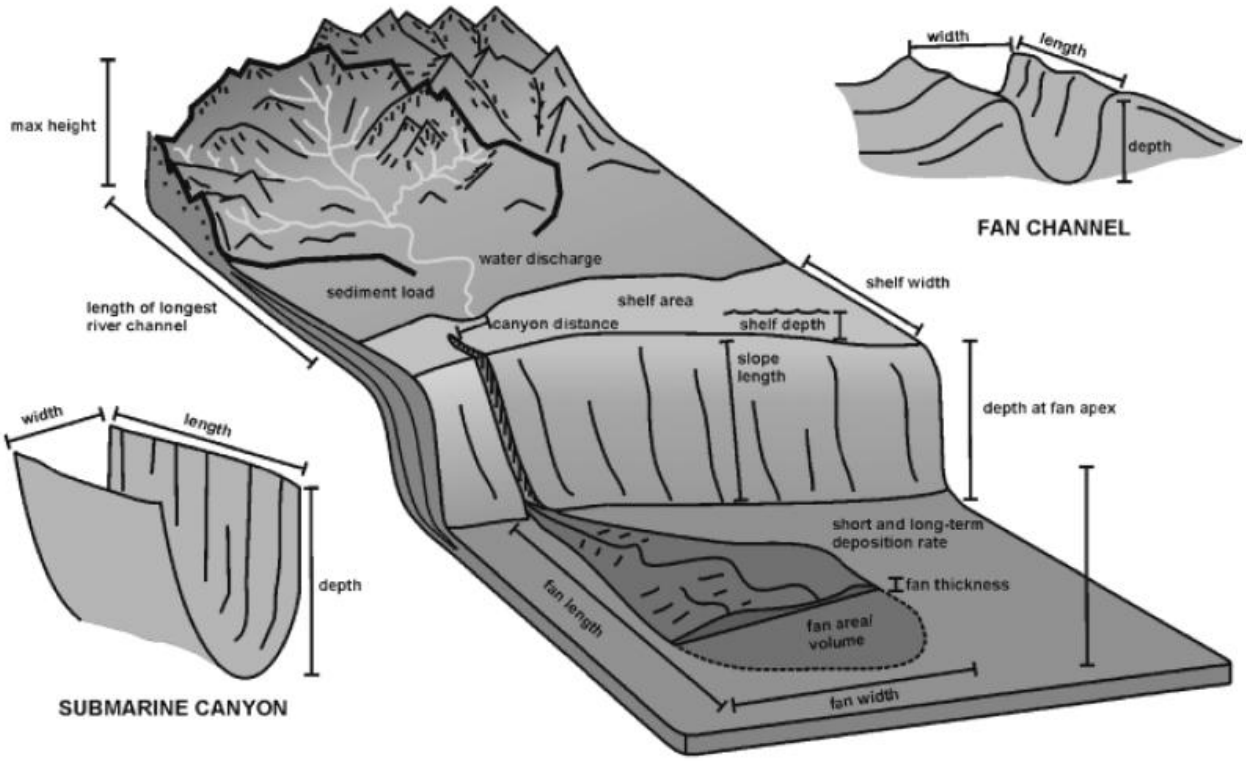


Figure 2-13 : Schéma montrant le canyon dans le système entier « source-exutoire » et les caractéristiques morphométriques (Somme et al., 2009).

3.1.1. Les canyons *s.s.*

Les canyons sont le lieu préférentiel de transferts particulaires depuis la plateforme continentale jusqu'au bassin océanique profond (Nesteroff et al., 1968 ; Carson et al., 1986 ; Gardner, 1989 ; Garfield et al., 1994 ; Nittrouer et Wright, 1994 ; Babonneau et al., 2002 ; Antobreh et Krastel, 2006). Ils sont essentiellement décrits comme un domaine de non-dépôt ou de *by-pass*. En coupes transversales, les canyons ont un profil en « U » ou « V » (Greene et al., 2002 ; Arzola et al., 2008). Leurs flancs présentent une inclinaison variant généralement de 10 à 45° avec une

moyenne de 25° (Shepard et Dill, 1966 ; Hill et al., 2005). Ils sont caractérisés par une incision variant généralement d'une centaine à plusieurs centaines de mètres de profondeur (Somme et al., 2009) et pouvant atteindre plus de 1000 m de profondeur (Figure 2-14 ; Babonneau et al., 2002 ; Normark et Carlson, 2003), voire plusieurs kilomètres de profondeur (Figure 2-14 ; Arzola et al., 2008). Sa largeur varie généralement d'un à plusieurs kilomètres (Somme et al., 2009) et peut atteindre 50 km de large (Figure 2-14 ; Normark et Carlson, 2003). Sa longueur varie de la dizaine de kilomètres à la centaine de kilomètres (Figure 2-14 ; Galloway, 1998 ; Babonneau et al., 2002 ; Antobreh et Krastel., 2006 ; Arzola et al., 2008 ; Somme et al., 2009). On retrouve cependant les plus grands canyons sous-marins sur la marge de la Mer de Bering. Ainsi, canyon Zhemchug incise sur 2600 m de profondeur et s'étend sur 100 km de large (Figure 2-14 ; Normark and Carlson, 2003).

	longueur (km)	profondeur d'incision (m)	largeur (km)	références
Canyon du Zaïre (Marge ouest africaine)	**160**	1300	15	Babonneau et al., 2002 ; Normark et Carlson, 2003 ; Somme et al., 2009
Canyon Magdalena (Mer des Caraïbes)	60	1400	10	Somme et al., 2009
Canyon de Nazaré (Marge ouest Ibérique)	**210**	**2000-2500**	8-10	Arzola et al., 2008
Canyon de Setùbal (Marge Ouest Ibérique)	**175**	**1500-2000**	10	Arzola et al., 2008
Bering Canyon (Mer de Bering)	**495**	1400	**65**	Normark et Carlson, 2003
Canyon Zhemchug (Mer de Bering)	**160**	**2600**	**100**	Normark et Carlson, 2003
Canyon du Cap Timiris (Mauritanie)	**290**	100-460	1,2-5,1	Antobreh et Krastel, 2006
Canyon du Mississippi (Golfe du Mexique)	100	400	20	Somme et al., 2009
Canyon de l'Amazone (Marge sud-ouest Ataltique)	100	600	13	Normark et Carlson, 2003 ; Somme et al., 2009
Canyon du Bengal (Marge nord-ouest de l'Inde)	**200**	900	40	Normark et Carlson, 2003 ; Somme et al., 2009
Canyon Indus (Marge du Pakistan)	**185**	1000	13	Normark et Carlson, 2003 ; Somme et al., 2009

Figure 2-14 : Tableau récapitulatif des caractéristiques morphométriques des plus grands canyons.

On sait désormais que les canyons sous-marins sont des objets géologiques très bien développés et très fréquents sur les pentes continentales (Shepard, 1981). Ils sont caractérisés par de grands thalwegs pouvant inciser la marge continentale du plateau interne jusqu'au pied de pente continentale. Ils se composent généralement de trois parties distinctes ; la tête, le corps, et l'embouchure (Cronin, 1994). On distingue trois grands types de canyons sous-marins sur les marges continentales qui dépend de la position de la tête sur la marge continentale et de sa relation

avec un système fluviatile : (1) les canyons incisant le plateau continental et ayant une connexion directe avec un système fluviatile subaérien ; (2) les canyons incisant le plateau continental mais ne présentant aucune connexion avec un système fluviatile ; et (3) les canyons n'incisant pas le plateau continental et confinés à la pente continentale (Harris et Whiteway, 2011 ; Figure 2-15).

• **La tête** du canyon est la partie la plus proche de la côte mais sa délimitation vers l'aval n'est pas clairement définie. L'analyse de profils longitudinaux sur différents canyons montre que l'inclinaison dans la partie supérieure des canyons (qui peut dépasser 10°) est plus forte que celle du cours moyen du thalweg (Yu and Jiunn Chenn Lu, 1995 ; Lewis and Barnes, 1999 ; Babonneau et al., 2002 ; Popescu et al., 2004 ; Baztan et al., 2005 ; Mitchell, 2005 ; Antobreh and Krastel, 2006) ce qui pourrait donner la limite aval de la tête du canyon. Les canyons sans connexion avec le plateau continental et localisés uniquement sur la pente continentale (O'Connel et al., 1987 ; Bertoni et Cartwright, 2005 ; B – Figure 2-15), sont qualifiés de « *headless*» (Orange and Breen, 1992 ; McAdoo et al., 1997 ; Orange et al., 1997, Green et al., 2007), « *slope-confined* » (Bertoni et Cartwright, 2005 ; Green, 2011) ou encore « *blind canyons* » (Harris et Whiteway, 2011).

De manière générale, la tête d'un canyon canalise les particules détritiques érodées du plateau continental. Elle est donc soumise à une intense érosion via des écoulements et des glissements ; les courants de turbidité, les slumps et les coulées de débris apparaissent comme les principales causes de l'érosion de la tête du canyon. (Hill et al., 2005).

La tête peut présenter une forme en amphithéâtre ou une forme ramifiée ou dendritique qualifiée de morphologie en « chou-fleur » (Kenyon et al., 1978 ; Cronin et al., 2005). Elle présente généralement des flancs escarpés, voire verticaux, et une morphologie en V (Hill et al., 2005 ; Cronin et al., 2005). Sa largeur est hectométrique à plurikilométrique et sa longueur est inférieure à la dizaine de kilomètres (Cronin et al., 2005). Sa localisation change sur la plateforme continentale (Figure 2-15) et il semble que plus la tête du canyon se rapproche du littoral, plus le canyon est ancien (Cronin et al., 2005). Trois configurations de tête peuvent être discriminées :

Près du trait de côte actuel (A - Figure 2-15) : le canyon entaille alors le plateau continental jusqu'à des profondeurs d'eau inférieures à 50 m (e.g. Canyon de Capbreton, marge nord-est atlantique, moins de 30 m, Gaudin et al., 2006 ; e.g. Canyon du Cap Timiris au large de la Mauritanie, environ 50 m, Antrobeh et Krastel, 2006). La tête peut présenter plusieurs tributaires et *gullies* canalisant les particules sédimentaires sur des surfaces pouvant être supérieure à 5000 km^2 (Antobreh et Krastel, 2006). Leur dendricité moyenne (calculée par le nombre de tributaires se ramifiant au thalweg principal d'un canyon) est de 8,3 tributaires pour 100000 km^2 (Harris et Whiteway, 2011). La tête se trouve à proximité ou directement en connexion avec un fleuve (Babonneau et al., 2002 ; Greene et al., 2002 ; Michels et al., 2003 ; Cronin et al., 2005 ; Antobreh and Krastel, 2006) même en périodes de haut niveau marin (Gaudin et al., 2006).

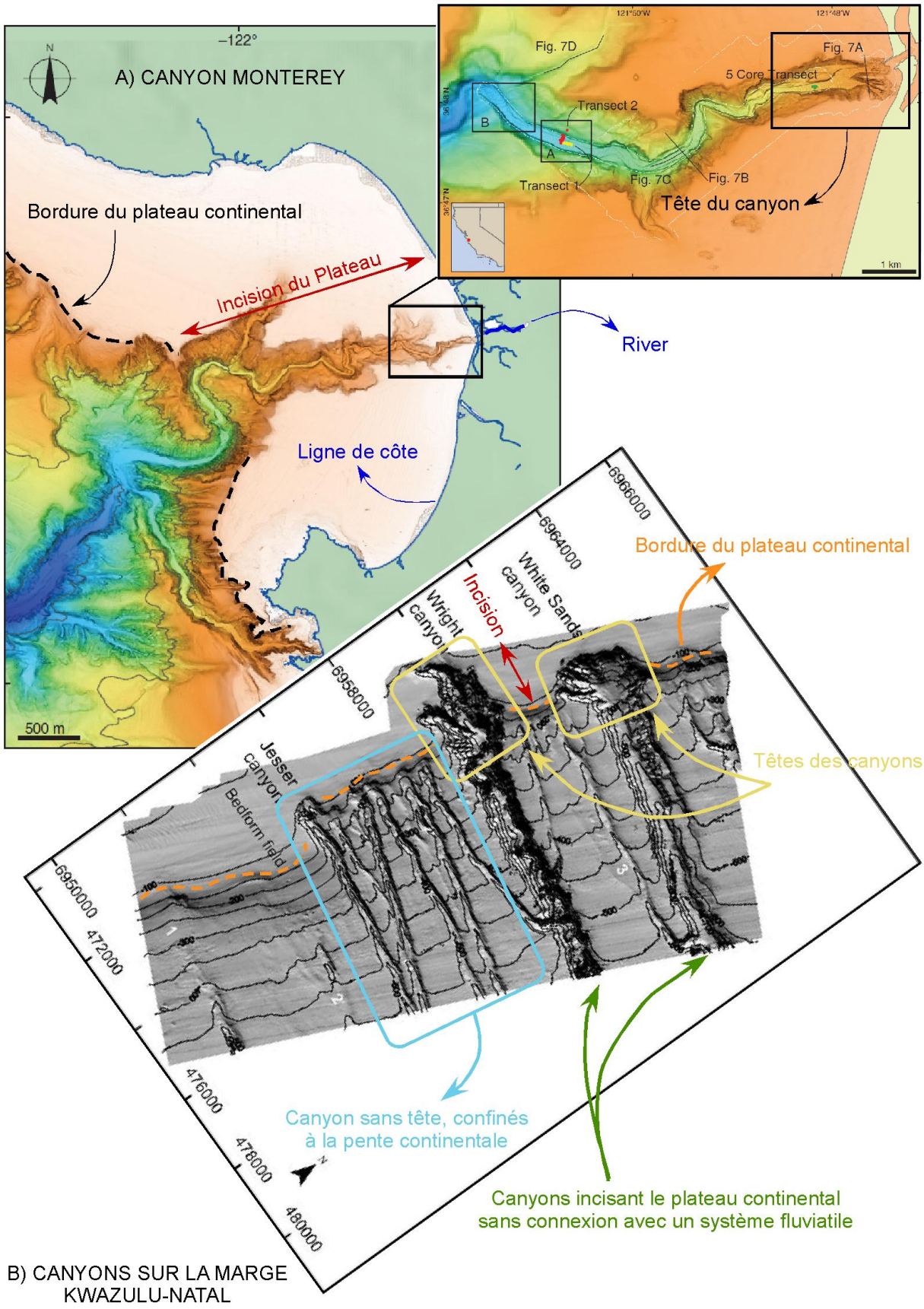


Figure 2-15 : A) Exemple du canyon Monterey. Ce canyon incise le plateau continental sur toute sa largeur. Sa tête est en connexion directe avec un fleuve à terre (d'après Greene et al., 2002). B) Exemple de la marge de KwaZulu-Natal. Les canyons incisent le plateau continental mais n'ont pas de connexion directe avec un fleuve à terre. Ils sont dits « sans-tête » et sont confinés sur la pente continentale (d'après Green et al., 2011).

Selon une étude générale de Harris et Whiteway (2011), les canyons associés à cette configuration de tête correspondraient à 2,62 % des canyons présents sur les marges continentales. La longueur moyenne de ces canyons est de 80.9 km, ce qui serait deux fois plus que la longueur moyenne de tous les canyons, tous types confondus. Leur profondeur d'incision moyenne est de 2767 m. L'inclinaison moyenne de ces canyons est de 3.8° et la sinuosité de 1,187 (Harris et Whiteway, 2011). Ce type de canyon serait plus présent sur les marges actives que sur les marges passives ; il est par exemple absent des marges Australienne et Antarctique (Harris et Whiteway, 2011).

Au niveau de la rupture de pente (B - Figure 2-15) : le canyon incise la marge continentale jusqu' à des profondeurs d'eau allant de 90 à 200 m en contexte de marge non-glaciaire (e.g. : marge New-Jersey, Twichell and Roberts, 1982 ; marge du Golf de Gascogne, Zaragosi et al., 2001 ; marge du Golf de Lion, Berné et al., 2002). Ils peuvent parfois inciser très profondément le plateau continental et atteindre pratiquement la côte, mais restent dépourvu de toute connexion avec un fleuve subaérien (e.g. Canyon Nazaré, marge ouest Ibérique, Arzola et al., 2008). En contexte de marge glaciaire (Donda et al., 2003 ; Amblas et al., 2006), l'incision du plateau continental ne débute qu'à des profondeurs de l'ordre de 500 m. Les têtes présentent une dendricité de 5 tributaires pour 10000 km^2 (Harris et Whiteway, 2011). Les canyons avec cette configuration de tête peuvent être inactifs en périodes de haut niveau marin lorsqu'ils sont déconnectés de systèmes subaériens et donc privés d'apports fluviatiles (e.g. Canyons Murrays sur la marge sud australienne, Hill et al., 2005 ; e.g. Canyons du nord de la marge KwaZulu-Natal en Afrique du Sud, Green et al., 2011).

Ce groupe de canyon représenterait 28,57 % des canyons sur les marges continentales (Harris et Whiteway, 2011). Leur longueur moyenne serait de 50,4 km et leur profondeur de 2265 m environ. Ces canyons auraient une sinuosité moyenne de 1,121 et une inclinaison de 5,2° (Harris et Whiteway, 2011). Ce type de canyons serait autant présent sur les marges actives que passives (Harris et Whiteway, 2011).

Isolée sur la pente continentale (B – Figure 2-15), sans aucun lien avec la partie supérieure de la pente continentale et du plateau (O'Connell et al., 1987 ; Mountain et al., 1996 ; Orange et al., 1997 ; Bertoni and Cartwright, 2005 ; Green et al., 2007 et 2011). Ils sont privés de tout apport fluviatile (Harris et Whiteway, 2011). La tête présente une morphologie peu ramifiée, jusqu'à trois bifurcations se rejoignant en un seul axe vers le bas de la pente continentale (Bertoni et Cartwright, 2005) et de 4,7 tributaires pour 100000 km^2 en moyenne (Harris et Whiteway, 2011).

Les canyons associés à cette configuration de tête représenteraient 68,82 % des canyons présents sur les marges continentales (Harris et Whitewway, 2011).Ils sont peu sinueux voire linéaires ; leur indice de sinuosité moyen est de 1,111 (Harris et Whiteway, 2011) et n'excède pas 2 (Jobe et al., 2011). Ils sont généralement caractérisés par une largeur de 0,5-2 km et ils

présentent une longueur moyenne de 39,1 km (Harris et Whiteway, 2011), mais peuvent atteindre 50 km de long (Bertoni and Cartwright, 2005). Leur profondeur moyenne est de 1849 m (Harris et Whiteway, 2011). L'inclinaison de ces canyons serait de 5,2° (Harris et Whiteway, 2011). Ce type de canyons serait légèrement plus présent sur les marges actives que sur les marges passives (Harris et Whiteway, 2011).

De manière générale, les canyons dont la tête incise le plateau continental et qui sont connectés à un système fluviatile subaérien semblent être les moins nombreux sur les marges continentales, alors que les canyons isolés sur la pente continentale semblent être les plus répandus (Harris et Whiteway, 2011). On notera tout de même que plus un canyon incise un plateau continental, plus sa longueur moyenne, sa sinuosité moyenne, sa dendricité et sa profondeur moyenne seront élevées. En revanche, plus un canyon est confiné sur la pente continentale, plus son inclinaison sera élevée et plus sa longueur, sa dendricité, sa sinuosité et sa profondeur d'incision seront faibles (Harris et Whiteway, 2011).

Somme et al. (2009) ont mis en évidence une tendance suggérant que la tête d'un canyon se situe à plus de 10 km de l'embouchure d'un fleuve et à une profondeur d'eau moyenne de 97 m si le plateau continental est large d'au moins 50 km (grands systèmes de canyons de marges passives tels que deux de l'Amazone, Cap Ferret, Danube). Si le plateau continental est étroit (petits systèmes de marge tectoniquement actives), la tête du canyon se situe à moins de 10 km de l'embouchure du fleuve et à une profondeur moyenne de 56 m (Mer tyrrhénienne, Delgada en Californie, Golo en Corse).

La transition entre la tête du canyon et son corps est marquée par une diminution rapide de l'inclinaison de la pente, et la disparition de la morphologie ramifiée ou dendritique.

Le corps ou l'axe du canyon (Cronin et al., 2005) est la partie principale du canyon. Il s'étend de la tête jusqu'au pied de pente continentale, à des profondeur de plus de 3000 m, voire 5000 m (e.g. Canyon du Cap Timiris au large de la Mauritanie, 3050 m, Antobreh et Krastel., 2006 ; Canyon Nazaré sur la marge ouest Ibérique, 5000 m, Arzola et al., 2008). L'inclinaison dans le corps est généralement plus faible que celui dans la tête, avec des valeurs inférieures ou égales à 2° (e.g. Canyon de Capbreton, Gaudin, 2006 ; e.g. Canyons Nazaré et Setùbal sur la marge ouest ibérique, Arzola et al., 2008). En coupes transversales, le corps est caractérisé par une dépression profonde et étroite, avec des flancs escarpés. Il existe deux types de morphologies caractéristiques du corps du canyon : les morphologies en « U » ou en « V » (Antobreh et Krastel, 2006 ; B – Figure 2-16 ; Arzola et al., 2008) avec cependant des profils intermédiaires (Greene et al., 2002). Les morphologies en « V » sont typiquement des structures en incision, érodées en profondeur, tandis que celles en « U » sont significatives de l'arrêt de l'incision en profondeur pour laisser place à un élargissement latéral. La morphologie en V est généralement associée à la zone du plateau

continental, tandis que la morphologie en U est plutôt associée aux zones de pentes continentale (Greene et al., 2002).

Le corps du canyon est essentiellement rectiligne mais peut être localement sinueux (Cronin et al., 2005) ou méandriforme (e.g. Canyon du Cap Breton ; Gaudin et al., 2006). Il peut présenter des méandres abandonnés et des dépôts sédimentaires semblables aux terrasses fluviatiles (Von Rad et Tahir, 1997 ; Cirac et al., 2001 ; Laursen et Normark, 2002 ; Babonneau et al., 2002 ; Babonneau et al., 2004) ou « levées confinées » (Antobreh et Krastel, 2006).

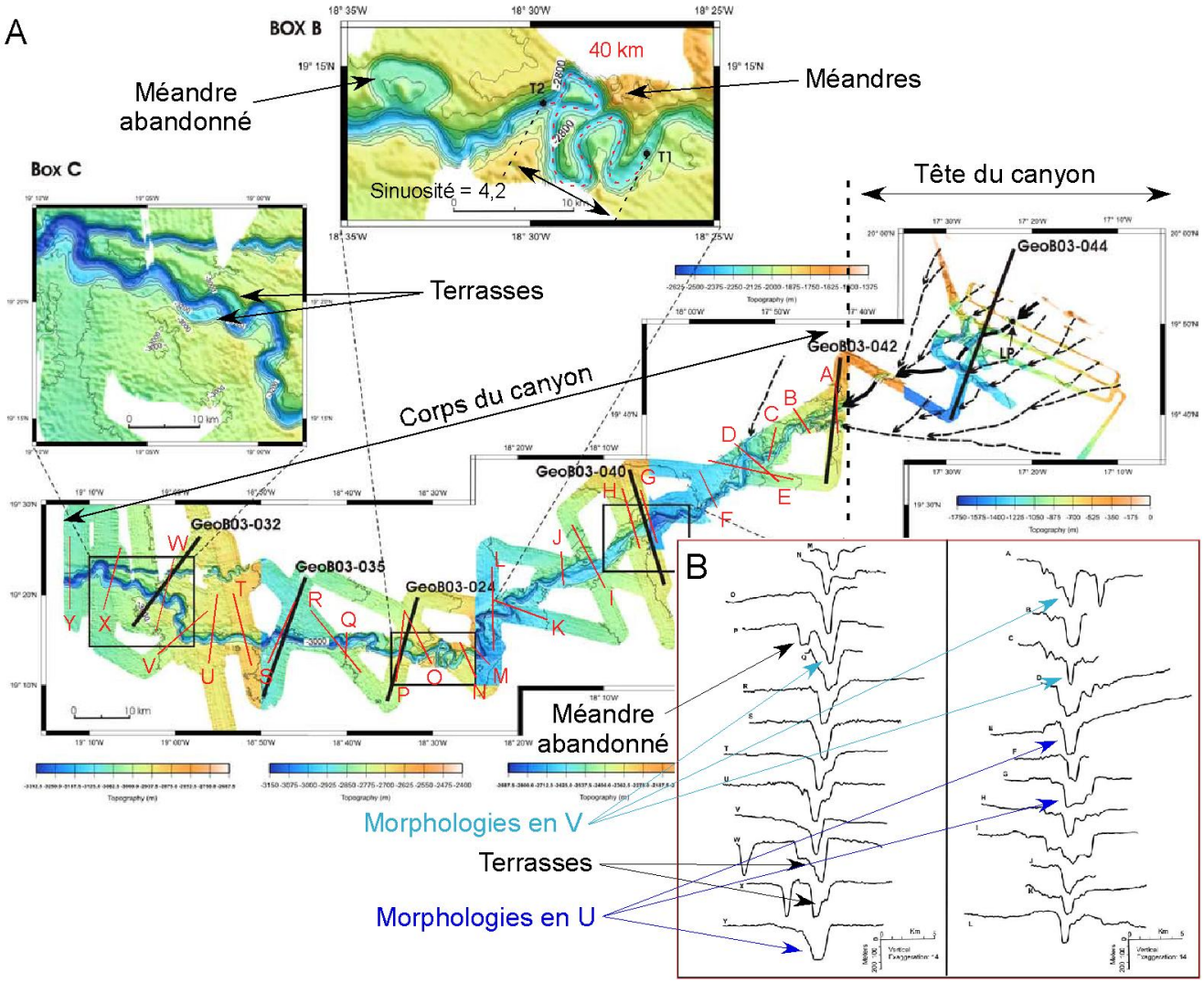


Figure 2-16 : A) Carte bathymétrique du canyon du Cap Timiris, au large de la Mauritanie et B) profils transverses illustrant les différentes morphologies du corps du canyon (d'après Antobreh et Krastel, 2006).

Il semble que tout changement influençant le développement de la morphologie du thalweg de canyon puisse être associé aux mêmes facteurs que ceux procédant sur les systèmes fluviatiles subaériens (inclinaison du thalweg, débit d'écoulement et concentration des particules en suspension ; Antobreh et Krastel, 2006). La formation des méandres d'un canyon et leur évolution

dépendent de plusieurs facteurs, tels que la nature des couches sédimentaires sous-jacentes, l'inclinaison, la charge sédimentaire, l'activité tectonique et les irrégularités topographiques (Antobreh et Krastel, 2006 ; Figure 2-17).

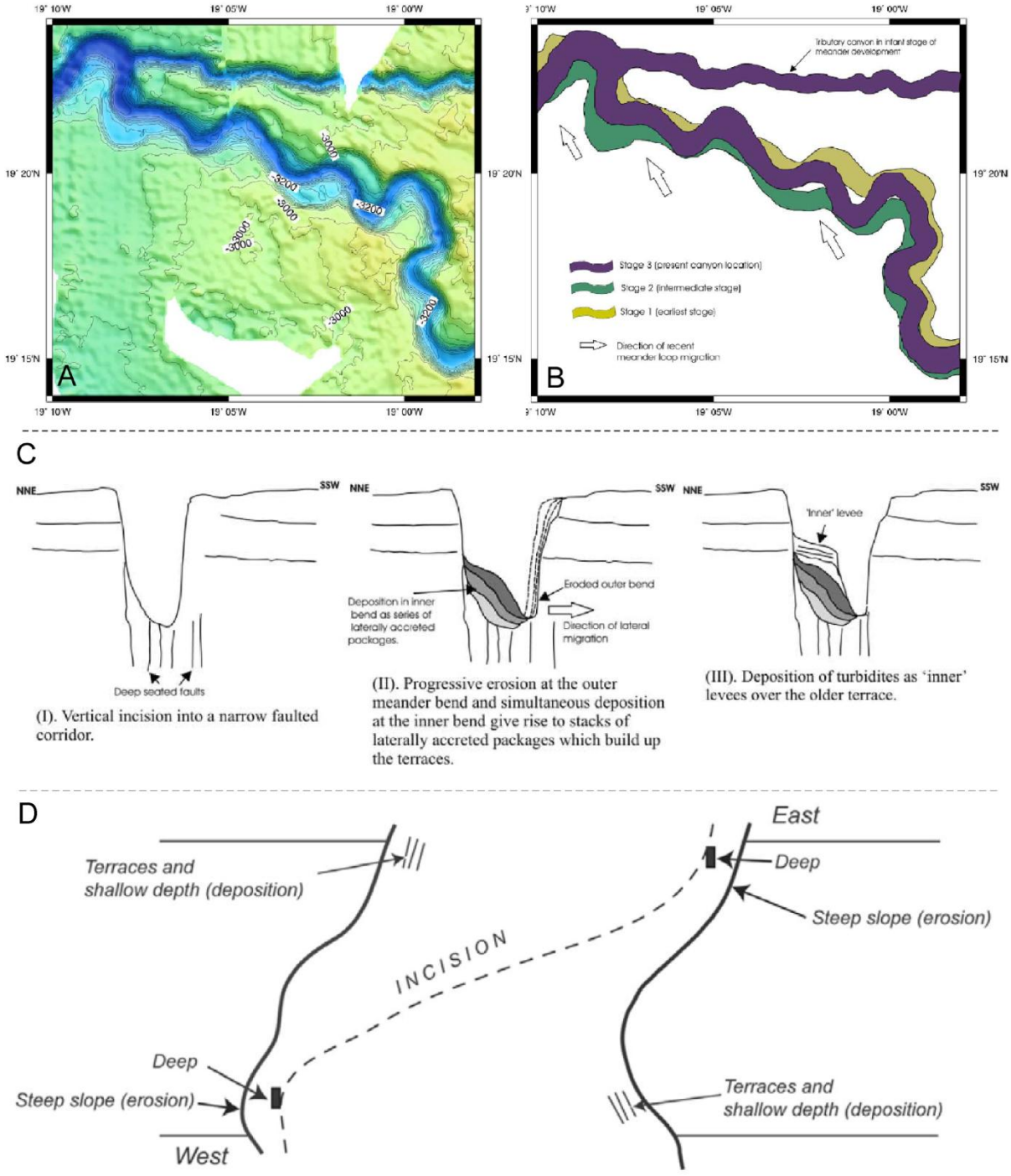


Figure 2-17 : A) Carte bathymétrique des méandres dans la partie distale du Canyon du Cap Timiris, au large de la Mauritanie. B) Représentation schématique des stades d'évolution des méandres et de sa migration latérale. La largeur du canyon reste relativement la même durant les différents stades d'évolution. C) Illustrations de la formation de terrasses à travers des processus de formation de méandres (d'après Antobreh et Krastel, 2006). D) Illustration de la formation de terrasses, contrôlée par l'écoulement du Swatch-of-No-Ground (d'après Subrahmanyam et al., 2008).

Le corps peut présenter une sinuosité moyenne de l'ordre de 1,1 à 1,9, jusqu'à des maximas de 4,2 localement (Babonneau et al., 2002 ; Antobreh et Krastel, 2006, Figure 2-16 ; Arzola et al., 2008 ; Harris et Whiteway, 2011). La formation de terrasses est associée à l'évolution des méandres ou du cours du thalweg (e.g. Canyon Cap Timiris au large de la Mauritanie, Antobreh et Krastel., 2006 ; A-Figure 2-17).

Les architectures interprétées comme des barres de méandres évoluent dans le temps par l'augmentation progressive de l'indice de sinuosité et la migration latérale des méandres (Antobreh et Krastel, 2006). Les variations de la sinuosité du thalweg du canyon, associées aux différents stages du développement des méandres et la formation de terrasses, seraient contrôlées par des changements dans le régime de l'écoulement et du type de particules (e.g. Canyon du Cap Timiris au large de la Mauritanie ; Antobreh et Krastel, 2006 ; A et B - Figure 2-17) ou par des mouvements hélicoïdaux au sein de l'écoulement turbiditique dans le canyon (Subrahmanyam et al., 2008, D-Figure 2-17). Lorsque les particules fines « frappent » un des flancs du canyon, une partie de celles-ci serait renvoyée perpendiculairement à la direction de l'écoulement, ce qui serait à l'origine de la morphologie en marches d'escaliers ou terrasses (*step-like slope*) sur l'autre flanc du canyon (Subrahmanyam et al., 2008, D-Figure 2-17).

Le développement des méandres s'initie par l'augmentation de l'érosion latérale sur le flanc externe du canyon. Celle-ci conduit à une accumulation graduelle des particules sédimentaires érodées sur le bord interne, et construisant les terrasses (Antobreh, et Krastel, 2006 ; C – Figure 2-17). Lors de la baisse du régime de l'écoulement turbulent, celui-ci peut déborder et accumuler des particules sur les terrasses pour former les « levées internes » sédimentaires reconnaissables sur les profils sismiques par des réflecteurs continu et subhorizontaux (Antobreh et Krastel, 2006 ; C-Figure 2-17). Un canyon peut ainsi passer d'un stade linéaire initial, présentant un indice de sinuosité de 1,2, à une morphologie sinueuse à méandriforme. Un premier stade de migration des méandres conduit à une sinuosité modérée de 1,3. Un autre stage de migration peut se surimposer aux anciens thalwegs. Le canyon peut alors présenter graduellement une incision plus profonde et une plus grande sinuosité, de l'ordre de 1,45. Au cours de cette évolution, les méandres migrent vers le bas de la pente (e.g. Canyon du Cap Timiris, Antobreh et Krastel, 2006 ; A et B - Figure 2-17).

- Ce type d'évolution a aussi été analysée lors d'études expérimentales en bassin (Métivier et al., 2005 ; Lancien, 2007). Des expériences, simulant des écoulements gravitaires soutenus dans un système sédimentaire connectant un delta de plateau continental et un système turbiditique en profondeur, ont mis en évidence l'érosion d'un fond sédimentaire et la production d'un conduit (Figure 2-18). En effet, sous des conditions données (grande contrainte de cisaillement et faible angle de diffusion), le flux continu d'un courant dense sur une pente recouverte de fines particules génère spontanément la formation et l'incision de chenaux pouvant devenir méandriformes et la propagation d'un lobe à son débouché (Figure 2-18, Métivier et al., 2005). Le caractère

méandriforme est atteint par migration latérale et érosion des berges (Figure 2-18) ; on observe alors la formation de terrasses à l'intérieur des méandres (Métivier et al., 2005). Après l'incision sur quelques centimètres de profondeur, le courant dense est confiné dans le chenal, renforçant sa vitesse et son pouvoir érosif (Métivier et al., 2005). La formation et le développement d'un chenal semble donc fonctionner par un mécanisme de rétroaction positive ou d'auto-amplification (un courant génère une incision qui amplifie le courant qui amplifie à son tour l'incision ; Métivier et al., 2005).

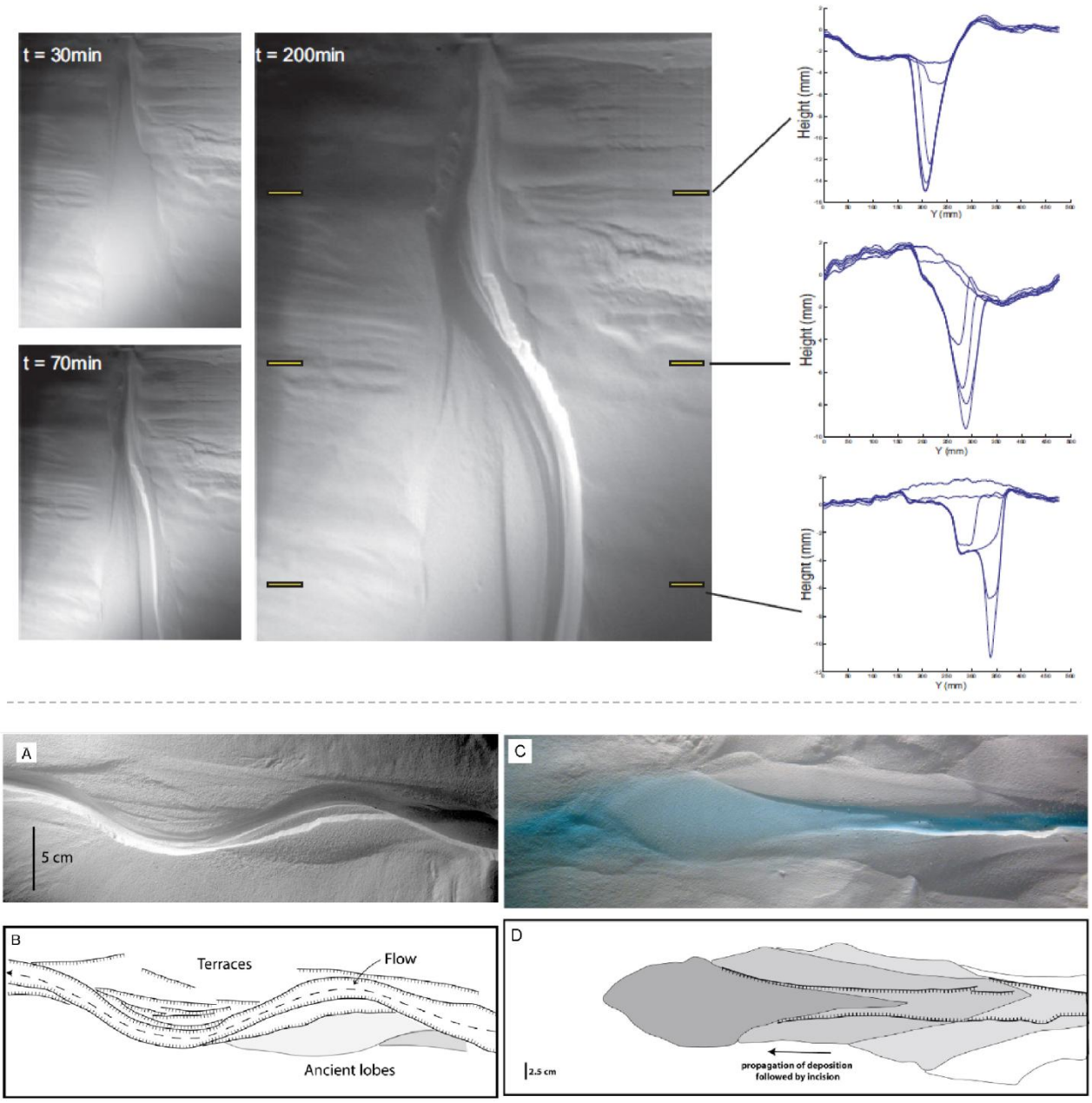


Figure 2-18 : En haut : formation d'un conduit méandriforme lors d'études expérimentales en bassin, et les coupes transversales associées (Lancien, 2007). En bas : A) Morphologie et interprétation de l'incision et de la migration d'un chenal méandriforme. B) Formation et l'interprétation du dépôt d'un lobe sédimentaire au front d'un chenal linéaire (Métivier et al., 2005).

Ces études ont aussi démontré l'importance de la topographie initiale. En effet, de faibles défauts topographiques suffisent à engendrer un chenal à tendance méandriforme. Cependant, des coupes transversales montrent qu'il n'y a aucune zone de dépôt à l'intérieur des méandres (Figure 2-18), contrairement au cas des réseaux fluviatiles ; le méandre s'est formé uniquement par érosion et abandon de terrasses (Lancien, 2007).

Si ces expériences tendent à reproduire la formation d'un chenal par un courant dense continu, il faut noter que certains paramètres n'ont pu être représentés comme dans les milieux naturels, tels que le large éventail de la granularité des particules, les différences topographiques, la variabilité des courants de turbidité et de débit dans le temps, et la turbulence des courants des écoulements. On peut alors supposer que ces phénomènes ne seraient donc pas forcément nécessaires pour l'érosion / formation d'un chenal, bien que leur responsabilité ou leur contribution ne soient pas exclues (Lancien, 2007).

La transition entre le corps et l'embouchure du canyon est marquée par la diminution rapide de la hauteur des flancs du canyon et de l'inclinaison de la pente.

L'embouchure se situe en pied de la pente continentale. Les canyons développent des thalwegs larges pouvant atteindre des kilomètres (e.g. Canyons Nazaré, 8-10 km de large, et Setùbal, plus de 10 km de large, Arzola et al., 2008) et une hauteur de flancs qui diminue jusqu'à quelques dizaines de mètres (25 – 75 m de profondeur ; Cronin et al., 2005). L'embouchure du canyon exhibe généralement une morphologie en U, caractéristique de son élargissement latéral (Arzola et al., 2008). La sinuosité décroit rapidement jusqu'à atteindre des valeurs de 1-1,1 typiques de morphologies quasi rectilignes (Arzola et al., 2008).

Les canyons peuvent évoluer en système constructif lorsqu'ils n'incisent plus la pente continentale (Popescu et al., 2004 ; Arzola et al., 2008). En aval de l'embouchure, lorsque l'expression topographique du canyon se réduit, un système de chenaux-levées et puis de lobes peuvent se développer (Cronin et al., 2005 ; Kolla et al., 2012). Le passage le canyon et les chenaux-levées se caractérise par une diminution graduelle de l'inclinaison de la pente jusqu'à des valeurs inférieures à 0.5° (Von Rad et Tahir, 1997), accompagnée par une brutale diminution de l'incision (Babonneau et al., 2002, Figure 2-19).

La construction des grands systèmes turbiditiques modernes tels celui du Bengale (2,040,000 km^2), de l'Indus (1,100,000 km^2) ou de l'Amazone (330,000 km^2), n'est toutefois pas corrélée aux plus grands canyons. Leur « aire de drainage » (respectivement : 9000, 1700 et 2250 km^2) ne couvre qu'un dixième à un tiers de celle des plus grands canyons (canyon de Bering, 30,800 km^2 ; Normark et Carlson, 2003).

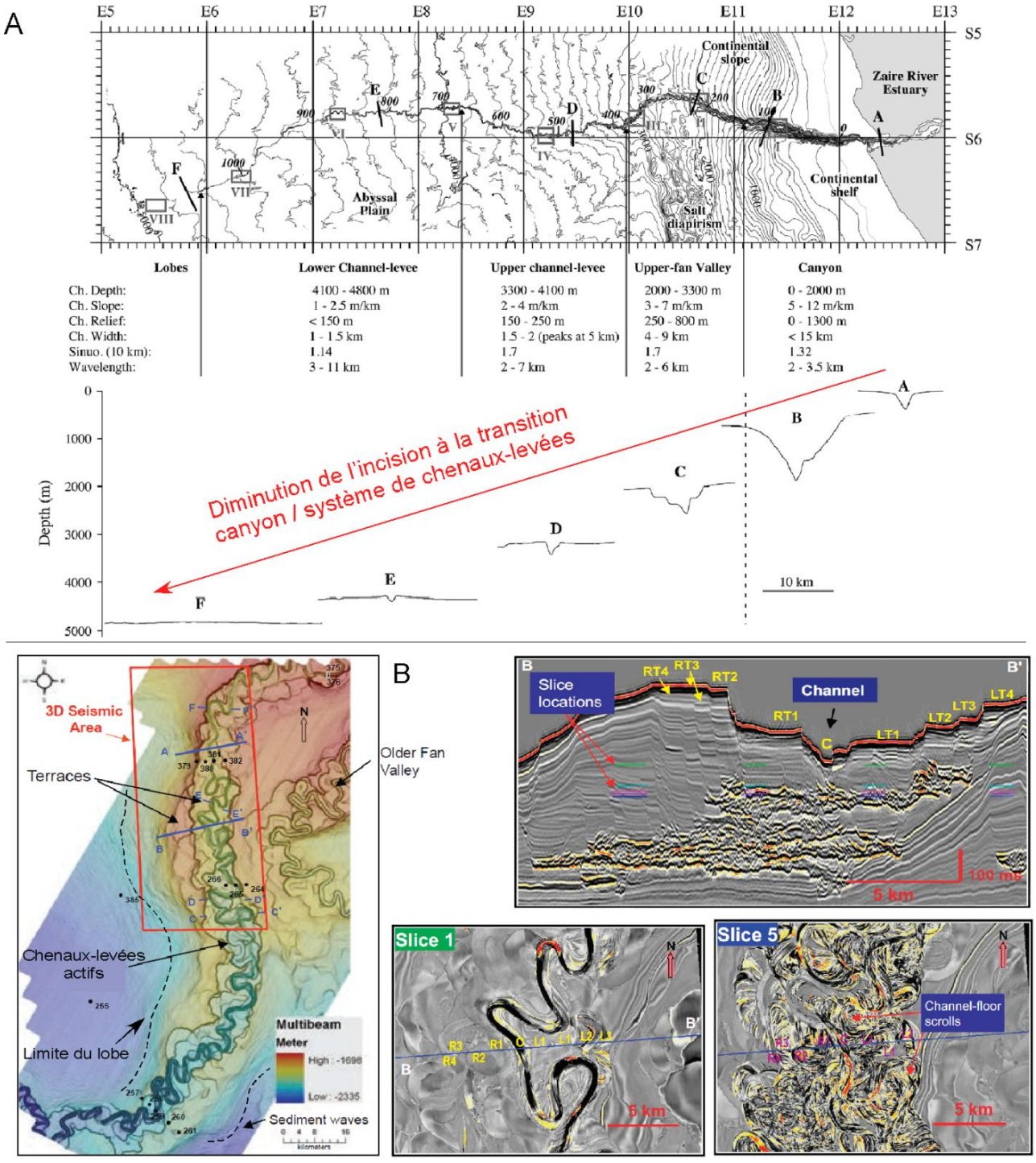


Figure 2-19 : A) Carte bathymétrique et profils transverses associés du canyon et des chenaux-levées Zaïre, illustrant leur transition morphologique par la forte diminution de l'incision (Babonneau et al., 2002). B) Carte bathymétrique et sismique 3D illustrant la transition canyon / chenaux-levées dans le système du Bengale (d'après Kolla et al., 2012).

3.1.2. Le profil longitudinal des canyons

Le profil de pente général d'un canyon sous-marin tend vers un profil d'équilibre, similaire à celui des réseaux fluviatiles. De ce fait, l'inclinaison de la tête du canyon est forte sur une petite

distance puis diminue dans le corps pour atteindre des valeurs inférieures à 2° (Figure 2-20 ; Gaudin, 2006 ; Arzola et al., 2008) pour se stabiliser dans l'embouchure à une inclinaison généralement inférieure à 1° (Arzola et al., 2008).

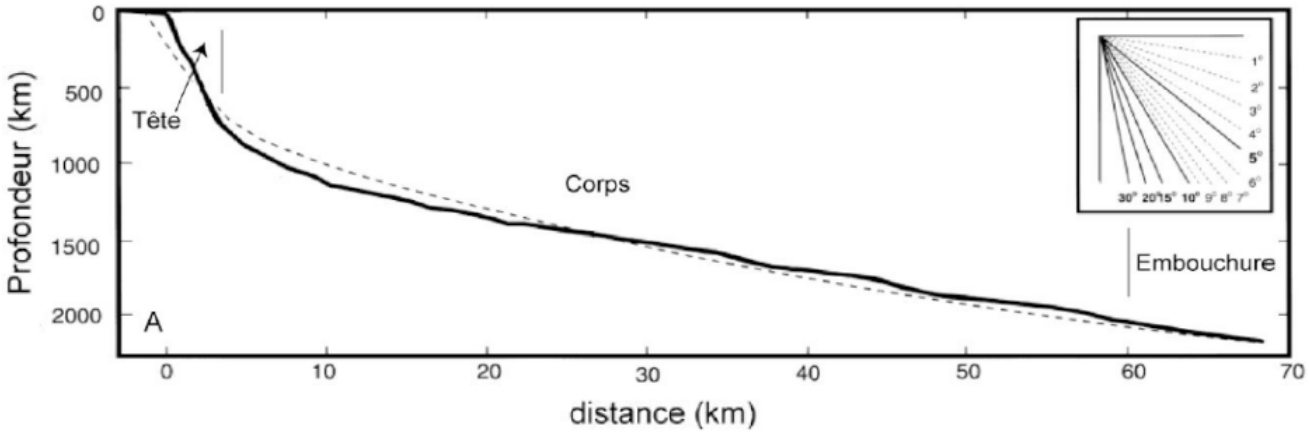


Figure 2-20 : Profil de pente « type d'un canyon » se rapprochant du profil d'équilibre, en pointillé (Gaudin, 2006).

On retrouve cependant trois grands types de profils topographiques des canyons, pouvant être à tendance concave, linéaire (ou légèrement concave) ou convexe (Covault et al., 2011 ; Figure 2-21). Chaque tendance correspondrait à un type de marge continentale (passive ou active). Les profils longitudinaux reflètent ainsi généralement l'influence de facteurs tectoniques (uplift / subsidence) et de processus sédimentaires (dépôt / érosion), (Covault et al., 2011).

(1) Les profils convexes (ou sigmoïdaux ; Goff, 2001) sont associés à des systèmes de canyons plats dans leur zone proximale et présentant une forte inclinaison en zone distale (Covault et al., 2011). Ils sont le résultat d'un soulèvement tectonique et d'une déformation affectant le fond océanique. Ils semblent être associés aux marges passives reprises par une tectonique active (convergence) et soumises à des déformations et des soulèvements, produisant du diapirisme, des failles, des plis ou des bassins en *piggyback*, déformant leur profil (A – Figure 2-21 ; Covault et al., 2011). Les canyons associés à ce type de profils semblent avoir une profondeur d'incision presque constante sur toute leur longueur (Goff, 2001).

(2) Les profils linéaires sont généralement caractéristiques de marges passives matures en progradation et dominées par l'apport fluviatile (Covault et al., 2011). Elles ne sont pas affectées par un soulèvement évident, mais en revanche soumise à une subsidence sous l'effet du refroidissement thermique de la lithosphère. Les profils linéaires caractérisent généralement de larges canyons riches en argile et associés à la construction de chenaux-levées très développés et de lobes à son embouchure (B – Figure 2-21 ; Covault et al., 2011). La profondeur d'incision des canyons associés à ce type de profil tend à diminuer vers le bas de la pente (Goff, 2001).

(3) Les profils de pente concaves (ou exponentiels, Goff, 2001) à l'inverse des profils convexes, sont très pentus dans leur zone proximale et relativement plats dans leur zone distale (Covault et al., 2011). Ils sont associés généralement à des marges continentales actives immatures ou en érosion et peuvent être dominée par une tectonique décrochante. Ces marges sont raides et présentent un plateau continental étroit et un arrière-pays proche qui fournit des matériaux grossiers autant durant les périodes de bas que de haut niveau marin. Ces profils de pente sont soumis à un fort taux d'érosion (C – Figure 2-21 ; Covault et al., 2011). La profondeur d'incision de ce type de canyon tend à augmenter vers le bas de la pente (goff, 2001).

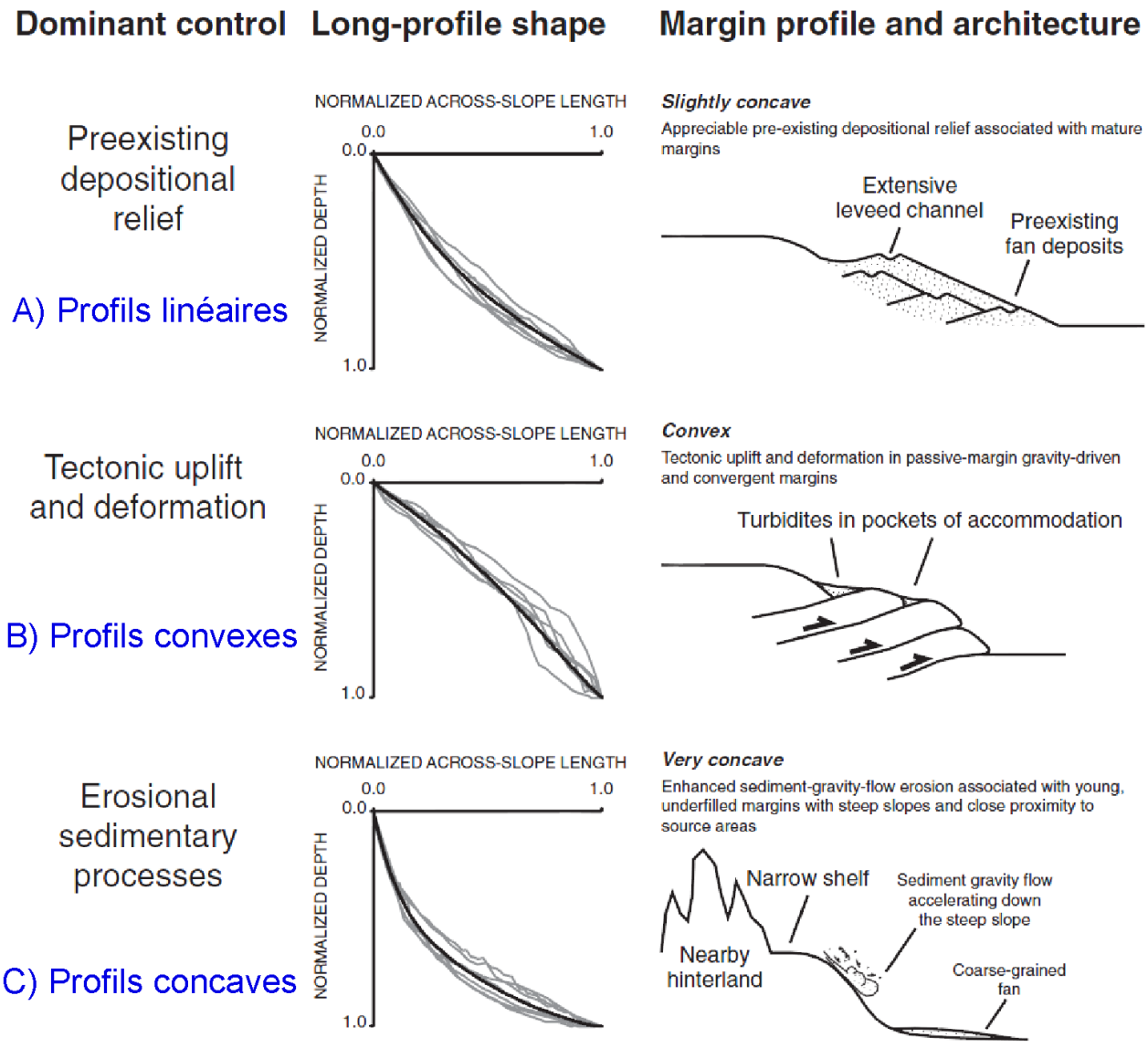


Figure 2-21 : Les trois grands types de profils topographiques des canyons sous-marins et leur relation avec les marges continentales (Covault et al., 2011).

Les profils longitudinaux des canyons enregistrent les modifications du régime tectonique à travers des « anomalies » de gradient de pente ou des changements brusques de l'inclinaison appelés « *knickpoints* » (Mitchell, 2006 ; Figure 2-22).

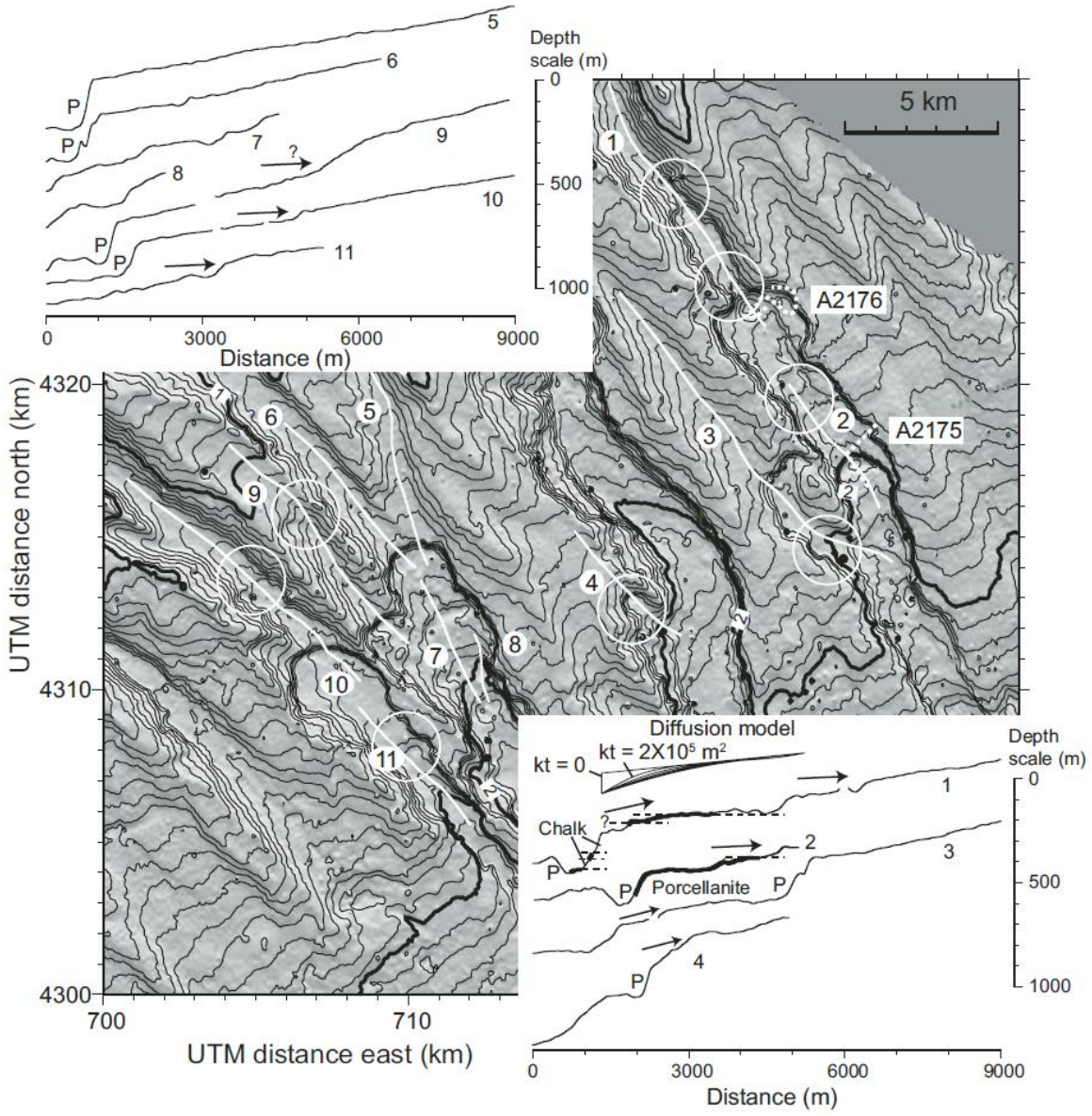


Figure 2-22 : Carte bathymétrique de la pente continentale atlantique de l'Amérique du Nord. Les *knickpoints* sont représentés par les cercles blancs sur la bathymétrie et par des flèches sur les profils topographiques associés. P représente des zones de « plongeon » érodées par les écoulements sédimentaires et associés aux *knickpoints* (Mitchell, 2006).

La présence de *knickpoints* sur un profil de canyon suggère une érosion active verticale, continue et localisée (Antobreh et Krastel, 2006). Ce type de morphologie peut exprimer en surface une différence de résistance des sédiments à l'érosion. Mais les *knickpoints* peuvent également se trouver en amont de failles ou d'anticlinaux sur des marges convergentes (Mitchell, 2006) ou être le résultat de soulèvements épisodiques localisés (Antobreh et Krastel, 2006). Les *knickpoints* les plus

larges situés en amont de failles peuvent présenter une morphologie semi-circulaire en dépression et semblent être affectés par une érosion diffuse (Mitchell, 2006). Les plus petits présentent des morphologies diverses, plus en pointe (Figure 2-22, Mitchell 2006). Ceux-ci peuvent se situer en amont d'escarpement, et seraient dus à l'augmentation de la vitesse des écoulements turbiditiques conduisant à l'augmentation de l'érosion. La variation des contraintes de cisaillements associées aux écoulements turbiditiques expliquerait la variabilité dans les morphologies des *knickpoints* (Mitchell, 2006).

3.1.3. Comparaison marge passive / marge active

Bien que les marges passives présentent une épaisseur sédimentaire plus grande (2649 ± 2550 m) que les marges actives (944 ± 1119 m), les canyons des marges passives sont moins incisés (1984 m en moyenne) que ceux des marges actives (2003 m en moyenne), (Harris et Whiteway, 2011 ; Figure 2-23).

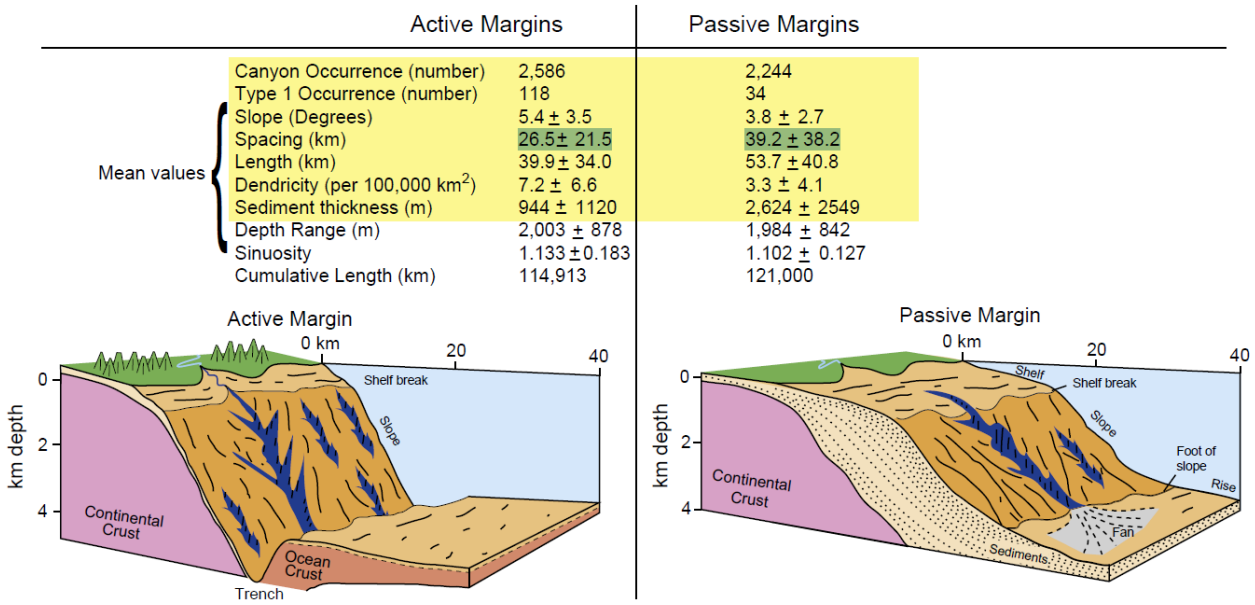


Figure 2-23 : Schéma 3D illustrant les principales différences géomorphométriques des canyons sous-marins présents sur les marges passives et actives (Harris et Whiteway, 2011).

La pente des marges passives présente une inclinaison plus faible mais une plus grande extension vers le large que celles des marges actives. Les canyons associés à ces marges ont d'ailleurs une longueur plus grande et une inclinaison plus faible (53,7 km de long et 3.8° de pente en moyenne) que ceux des marges actives (39,9 km et 5,4° en moyenne), (Harry et Whiteway, 2011, Figure 2-23). Les canyons des marges passives semblent être moins dendritiques (3,3 tributaires pour 100000 km^2) que ceux des marges actives (7,2 tributaires pour 100000 km^2). De

plus, il semble que plus les canyons soient longs et peu dendritiques, et donc associés généralement aux marges passives, plus l'espacement entres-eux est grand (26,5 km pour les marges actives et 39,2 km pour les passives), (Harris et Whiteway, 2011). La sinuosité moyenne d'un canyon semble être sensiblement la même entre marges actives (1,133) et marges passives (1,102), (Harris et Whiteway, 2011, Figure 2-23). On note cependant que plus la profondeur d'incision est élevée plus la sinuosité augmente. De même, sur les marges actives, plus la longueur du canyon est grande, plus la sinuosité augmente. Par contre, celle-ci diminue si l'inclinaison augmente (Harris et Whiteway, 2011, Figure 2-23). Finalement, il semble que les canyons sous-marins soient plus répandus sur les marges actives que sur les marges passives.

3.1.4. Degré de maturité des canyons et conclusion

Les canyons sous-marins sont en grande partie responsables des modifications de la morphologie de la pente continentale (Shepard, 1981). Les différents types de canyons décrits précédemment peuvent également se répartir suivant un degré de maturité allant des canyons dits « matures » aux canyons dits « juvéniles » (Twichell et Roberts, 1982 ; Farre et al., 1983 ; Goff, 2001).

Les canyons matures sont généralement larges, isolés (Allen et Durrieu de Madron, 2009), dendritiques dans la zone de la tête et méandriformes vers le bas de la pente, (Farre et al., 1983 ; Pratson et Coakley, 1996 ; Popescu et al., 2004 ; Harris et Whiteway, 2011). Ils incisent profondément le plateau continental et peuvent être en connexion directe avec un système fluviatile subaérien (Babonneau et al., 2002 ; Greene et al., 2002 ; Cronin et al., 2005 ; Gaudin et al., 2006 ; Antobreh and Krastel, 2006 ; Harris et Whiteway, 2011). Ils présentent généralement un profil topographique concave le long duquel le gradient de pente décroit avec la distance au plateau continental (Goff, 2001 ; Mitchell, 2005 ; Covault et al., 2011). Ils seraient principalement associés avec les marges actives immatures présentant un plateau continental étroit et un arrière-pays très proche, favorisant ainsi le transit des particules du plateau vers le bassin, indépendamment des variations eustatiques (Covault et al., 2011 ; Harris et Whiteway ; e.g. Canyon de Capbreton, Gaudin et al., 2006 ; Canyon du Zaïre, Babonneau et al., 2002). Les dépôts turbiditiques accumulés à l'embouchure des canyons matures proviennent en grande partie du remaniement des particules sédimentaires du plateau continental. (Goff, 2001). Ils peuvent également alterner avec des dépôts de déstabilisation dus à l'action érosive continue des flancs et du fond du canyon par des écoulements gravitaires (Goff, 2001).

Les canyons juvéniles sont plus petits, rectilignes ou linéaires (Mitchell, 2005). Ils sont aussi plus nombreux (systèmes de canyons, Goff et al., 2001) et moins espacés (Harris et Whiteway, 2011 ; e.g. Canyons de la marge nord atlantique de l'Amérique, Mitchell et al., 2005 ; Canyons de la marge nord de KwaZulu-Natal, Green et al., 2007). Ils correspondent à des canyons confinés à la

pente continentale, et dits « sans-tête » (O'Connell et al., 1987 ; Mountain et al., 1996 ; Orange et al., 1997 ; Bertoni and Cartwright, 2005 ; Green et al., 2007 et 2011). Ils sont privés de tout apport sédimentaire provenant du plateau continental (Harris et Whiteway, 2011). Ceci implique seulement des processus d'érosion de la pente continentale. Ils sont généralement peu dendritiques (Bertoni et Cartwright, 2005 ; Harris et Whiteway, 2011) et peuvent présenter des tributaires plus ou moins marqués dans la région de la tête (e.g. Canyon Carteret sur la marge du New-Jersey, Mitchell, 2005). Leur profil longitudinal topographique est simple, généralement convexe ou sigmoïdal (Goff, 2001 ; Covault et al., 2011). Certains sont raides dans leur partie supérieure (Mitchell, 2005), ce qui reflète la présence de ruptures de pente dans la zone de la tête (Pratson et Coakley, 1996). Ce seraient les canyons les plus fréquents sur les marges continentales (Harris et Whiteway, 2011). Ils seraient cependant principalement associés aux marges passives mais tectoniquement actives (convergentes ; Covault et al., 2011), mais ils sont aussi très souvent décrits sur les marges passives (Harris et Whiteway, 2011). Les dépôts sédimentaires associés aux canyons juvéniles ne contiennent que des matériaux dérivés de l'érosion de la pente continentale. En effet, les canyons confinés à la pente continentale déposent en base de pente des produits issus de déstabilisations, avec un régime d'apport de type coulées de débris pouvant évoluer en écoulements turbulents (Goff, 2001).

3.2. Formation et évolution des canyons sous-marins

Différentes hypothèses ont été proposées sur le mode de formation des canyons sous-marins (Shepard, 1981 ; Farre et al., 1983 ; Cremer and Stow, 1985 ; Pratson et al., 1994 ; Pratson et Coakley, 1996 ; Orange et al., 1997 ; Cronin et al., 2005 ; Bertoni et Cartwright, 2005 ; Baztan et al., 2005 ; Green et al., 2007 ; Green et al., 2011). Celles-ci englobent :

- **L'érosion fluviatile** lors d'une phase d'émersion. Dès la découverte des premiers canyons, un lien morphologique a été établi entre les canyons sous-marins et les réseaux fluviatiles. En 1903, Spencer (1903) émet l'hypothèse que ces structures correspondraient à des anciens lits de rivières immergés à la fin des glaciations Pléistocène. Selon Bourcart (1958), les canyons seraient d'anciens lits de rivières immergés après un mouvement de bascule de la pente continentale. Ce phénomène permettrait d'expliquer la formation des canyons messiniens en Mer Méditerranée (Shepard, 1981).

- **L'érosion régressive** en tête de canyon. Ce phénomène serait lié aux déclenchements de déstabilisations successives principalement dues aux séismes, et à l'érosion progressive par les courants de turbidité (Daly, 1936 ; Shepard, 1981 ; Twichell et Roberts, 1982 ; Farre et al., 1983 ; Pratson et Coakley, 1996). L'érosion régressive se déclenche en bas de pente et progresse vers le haut de la pente par une succession de processus gravitaires de types *slumps* qui déstabilisent les sédiments sus-jacents (Pratson et al., 1994).

- **L'érosion continue et progressive par des processus gravitaires entretenus** tels que les courants hyperpycnaux générés lors de fortes crues à l'embouchure des fleuves ou les courants de turbidité (Daly, 1936 ; Shepard, 1981 ; Twichell et Roberts, 1982 ; Farre et al., 1983 ; Pratson et Coakley, 1996 ; Krastel et al., 2001 ; Baztan et al., 2005). L'apport continue de particules par la connexion directe du fleuve au canyon entretien les phénomènes d'incision/remplissage des canyons sous-marins ou des phénomènes de sur-incision (Baztan et al., 2005).

Cependant, la position et la configuration des canyons sous-marins sont contrôlées par de multiples facteurs dont les éléments structuraux, la tectonique, les variations eustatiques, et les apports sédimentaires (Laursen et Normark, 2002). La formation des canyons est complexe, et bien que les différentes hypothèses existantes soient en partie correctes, elles ne tiennent pas compte de tous les processus possibles. De plus, les similitudes entre les systèmes fluviatiles subaériens et les systèmes sous-marins pourraient impliquer un processus commun responsable de leur formation, mais ceci reste à démontrer.

Les canyons sous-marins sont souvent décrits comme des structures purement érosives, entaillés par des courants de turbidité et des mouvements en masse, surtout durant les périodes de bas niveau marin (Walsh et al., 2007). Cependant, de nombreuses études ont mis en évidence des transports sédimentaires actifs et des dépôts actuels, suggérant une activité pouvant être constante au cours du temps évolution (Shepard et al., 1974 ; Mulder et al., 2001 ; Mullenbach et Nittrouer, 2006 ; Mulder et al., 2012). Des études ont montré l'importance de la mise en place de dépôts sédimentaires et du remplissage des canyons durant les périodes de hauts niveaux marins (Walsh et al., 2007). Ceci démontre l'activité du transport sédimentaire depuis la plateforme et met l'accent sur l'importance de la sédimentation durant les périodes de hauts niveaux marins comme un mécanisme l'enfouissement progressif des canyons (Lofi et Berné, 2008).

3.2.1. Les variations eustatiques et la connexion avec un système fluviatile subaérien

Des études ont souligné la relation entre les canyons sous-marins et l'apport de sable depuis la plateforme (Gorsline, 1970 dans Pratson et al. 1994). Une relation a été établie entre la position des canyons au cours du temps et la configuration des sources d'apports sédimentaires sur la plateforme en fonction des variations du niveau marin, de la position des embouchures de fleuves ou de deltas, et des changements induits dans la circulation générale sur la plateforme (Felix et Gorsline, 1971 dans Pratson et al. 1994 ; Rouillard, 2010). Selon Shepard et al. (1939), les canyons sous-marins, du fait de leur profondeur d'incision, n'ont pas pu être formés par un évènement unique, mais par une succession d'émersion / érosion / dépôts. Les canyons se mettraient en place dans une structure pré-incisée, héritée du dernier bas niveau marin, générée par la successions d'écoulements gravitaires à l'embouchure des fleuves (C – Figure 2-24 ; Baztan et al., 2005).

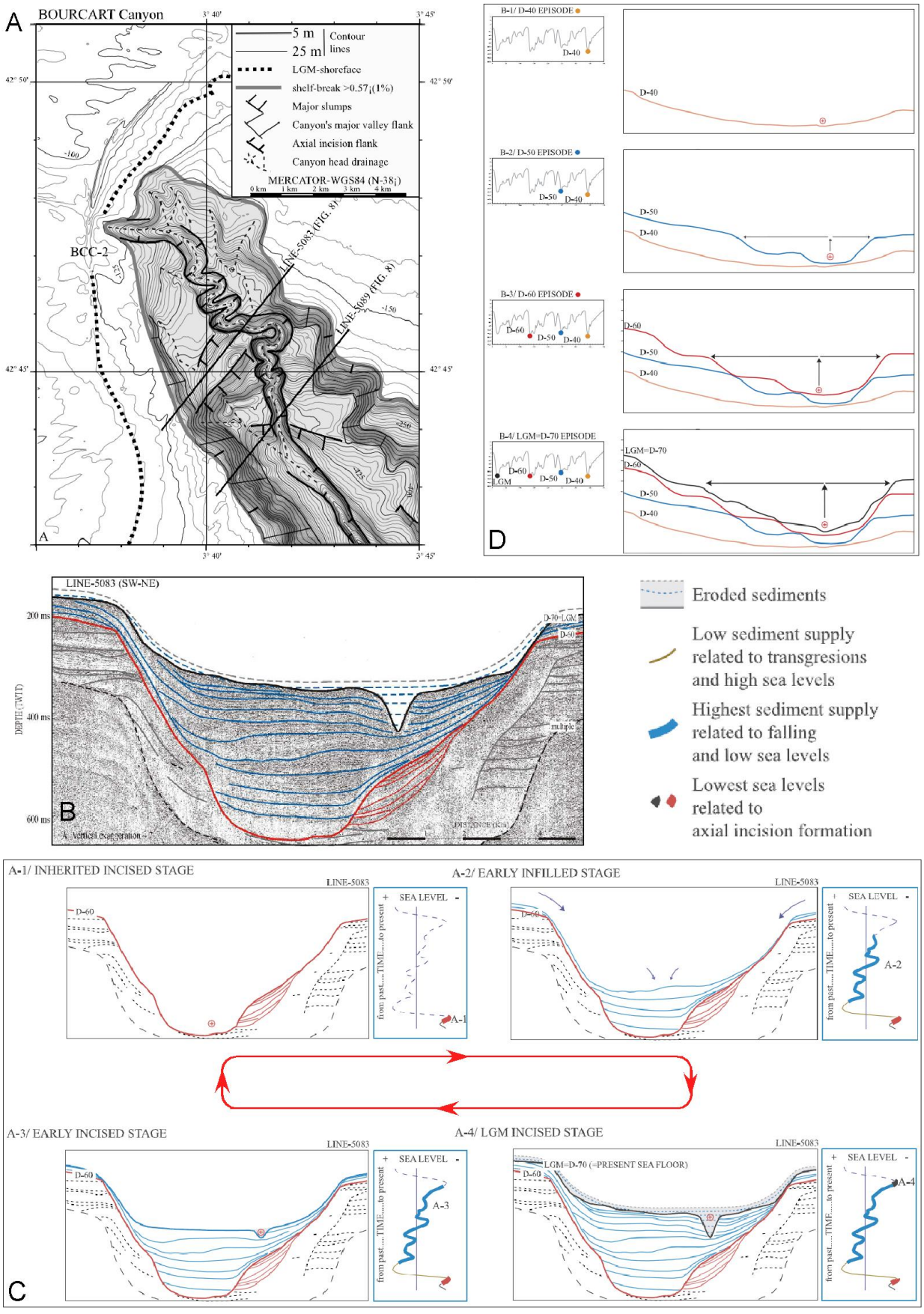


Figure 2-24 : A) Carte bathymétrique et B) profil sismique du canyon Bourcart dans le Golfe du Lion, illustrant l'incision axiale du thalweg. C) Scénario des phases d'érosion / dépôt du canyon durant les phases de bas niveau marin D-60 au dernier maximum glaciaire LGM. D) Scénario durant les dernières quatre phases de bas niveau marin (Baztan et al., 2005).

Durant les phases de haut niveau marin et de baisse du niveau marin, les canyons déconnectés de tout apport fluviatile (e.g. Canyon du Cap Timiris, Antobreh et Krastel, 2006) se remplissent par aggradation sédimentaire (C – Figure 2-24). Lors de nouvelles phases de connexion avec l'embouchure des fleuves (bas niveau marin), les courants de turbidité ou hyperpycnaux générés incisent le thalweg du canyon et provoquent une incision axiale (C – Figure 2-24). Autrement dit, la « vallée majeure » des canyons devraient être le résultat de l'activité récurrente d'incisions axiales, durant les périodes de bas niveau marin (e.g. Canyons du Golfe du Lion ; Baztan et al., 2005 ; A et B - Figure 2-24). Dans le Golfe du Lion, les courants hyperpycnaux générant ces incisions axiales auraient été générés durant le dernier maximum glaciaire (LGM) à proximité de la ligne de côte (du bas niveau marin) ou lors de forts apports en particules détritiques (abrasion glaciaire en amont). Les incisions axiales fossiles observées sur les profils sismiques sont également reliées à des conditions de formation équivalente (Baztan et al., 2005, Figure 2-24). Elles ont des dimensions hectométriques à pluri-hectométriques de large et décamétrique à hectométrique de long.

Le pouvoir d'érosion des courants de turbidité contribue, avec les mouvements en masse régressifs, à l'érosion de la pente continentale et à la formation des canyons (Twichell and Roberts, 1982 ; Baztan et al., 2005). De ce fait, la répétitivité des périodes de bas niveaux marins (D-40, D-50, D-60 et LGM) et la récurrence des courants de turbidité provoqueraient l'élargissement et l'approfondissement progressif des canyons sous-marins (D – Figure 2-24 ; Baztan et al., 2005).

Dans les modèles de stratigraphie séquentielle, la formation des canyons sous-marins a été corrélée aux cycles du niveau marin relatif (Modèle Exxon, Posamentier et Vail, 1988 ; Posamentier et al., 1988). En effet, leur formation semble être contemporaine des dépôts du cortège de bas niveau marin, durant lesquels l'apport particulaires est plus fort que durant les périodes de haut niveau marin (Rasmussen, 1994 ; Fulthrope et al., 2000 ; Bertoni and Cartwright, 2005).

3.2.2. Les processus d'érosion et l'absence d'apports fluviatiles

Les processus d'érosion régressive consistent en la déstabilisation des pentes continentales (Farre et al., 1983 ; Pratson et al., 1994 ; Krastel et al., 2001). Ces déstabilisations fragilisent le matériel sus-jacent (A - Figure 2-25) qui est à terme lui aussi déstabilisé. Elles remontent ainsi la pente par érosion régressive (B - Figure 2-25). Le processus s'arrête lorsque l'érosion n'est plus assez forte pour déstabiliser les dépôts en amont (C - Figure 2-25).

Dans le cas de canyons sous-marins confinés à la pente continentale et n'ayant aucune connexion avec un système fluviatile subaérien, même en période de bas niveau marin, leur formation pourrait se faire via des déstabilisations de la plateforme ou des processus d'érosion régressive (Farre et al., 1983 ; Mutti, 1985 ; Mutti et al., 1985 ; Pratson et al., 1994 ; Pratson et Cokley, 1996 ; Galloway, 1998 ; Cronin et Kidd, 1998 ; Krastel et al., 2001 ; Cronin et al., 2005 ; Puga-Bernabéu et al., 2011).

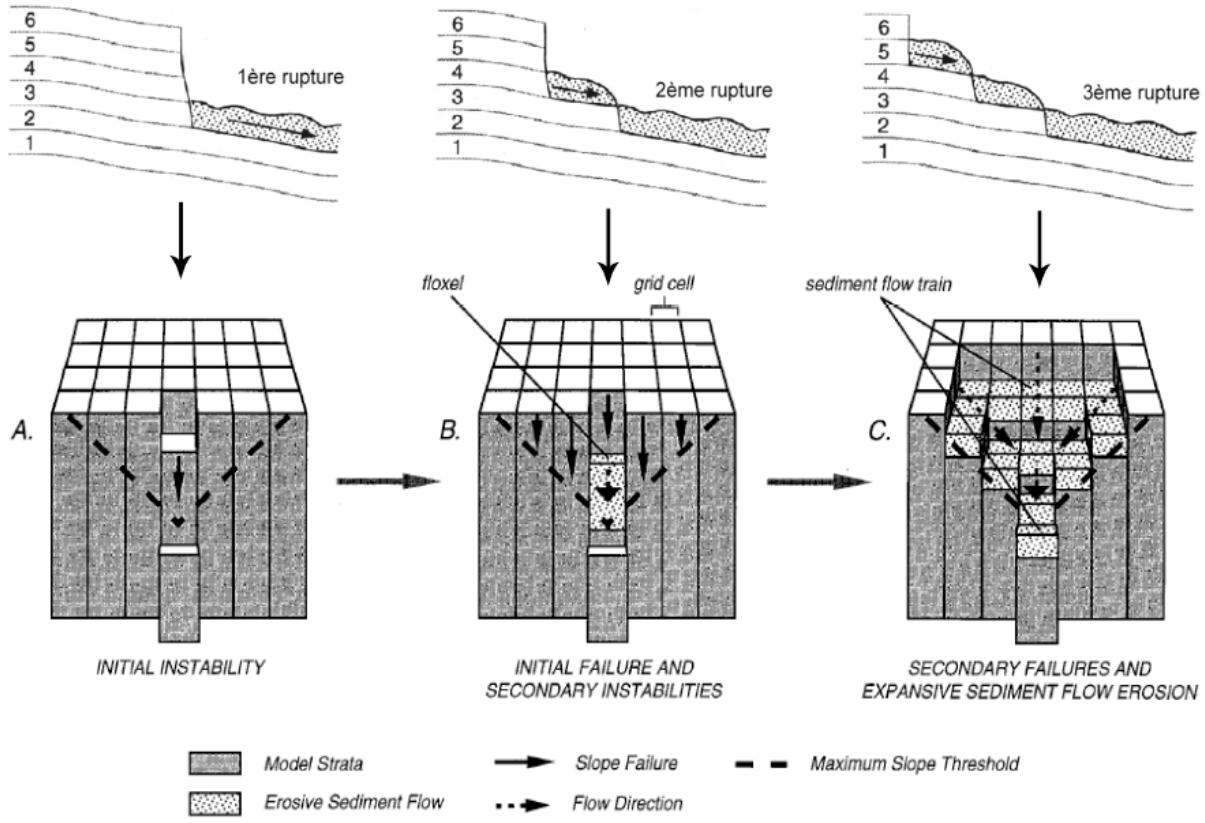


Figure 2-25 : Schéma du principe de l'érosion régressive (Pratson et Coakley, 1996).

Quelque soit le modèle, on distingue des phases communes :

- **La déstabilisation** : elle peut s'effectuer sur toute la longueur de la pente continentale. Une première phase d'instabilité ou d'érosion par un creusement de la pente (Cronin et Kidd, 1998), par des glissements (Puga-Bernabéu et al., 2011) et des écoulements en masse (Krastel et al., 2001), crée de grands espaces d'effondrements localisés (Galloway, 1998 ; Phase 1.a – Figure 2-26, Puga-Bernadéu et al., 2011). Cette phase peut être déclenchée lorsque la pente continentale arrive à un seuil critique de stabilité, en raison de la mise en place d'accumulations sédimentaires (Galloway, 1998).
- **La nucléation ou stade juvénile du canyon** : la création de plusieurs cicatrices d'arrachement en bas ou milieu de la pente continentale (Galloway, 1998) génère la formation d'une incision le long de la pente continentale (Krastel et al., 2001 ; Puga-Bernadéu et al., 2011). Celle-ci évoluera en un canyon embryonnaire ou proto-canyon (Krastel et al., 2001) suite à la récurrence d'instabilités. On peut assimiler ces structures à des *gullies* (Puga-Bernabéu et al., 2011). Les particules sédimentaires des masses déstabilisées sont évacués vers le bassin profond (Phase 1.b – Figure 2-26, Puga-Bernadéu et al., 2011).

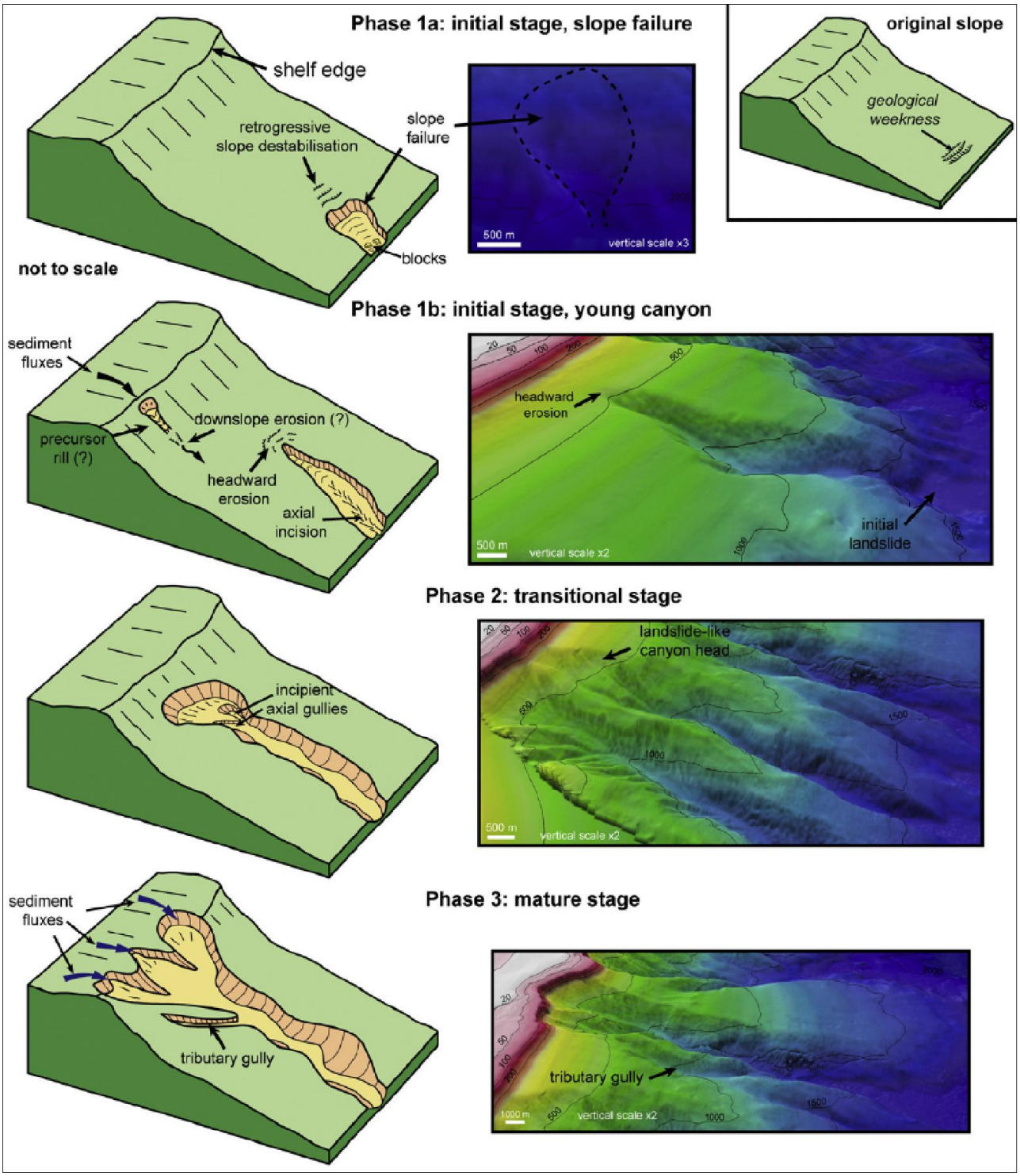


Figure 2-26 : Modèle formation de canyons confinés à la pente continentale, dans la région de la grande barrière récifale au nord-est de l'Australie (Puga-Bernabéu et al., 2011).

- **L'expansion et la maturation du canyon** : la zone de rupture évolue vers le haut de la pente via des processus d'érosion régressive dans la tête du proto-canyon (Pratson et al., 1994 ; Pratson et Coakley, 1996 ; Krastel et al., 2001 ; Puga-Bernadéu et al., 2011), induits par des écoulements gravitaires (Phase 2 – Figure 2-26 ; Puga-Bernadéu et al., 2011). Ces phases ne sont envisageables que si les apports sédimentaires ne compensent

pas l'érosion régressive. Certaines de ces zones de rupture atteignent le rebord du plateau continental et un nouveau mode d'érosion est alors possible par apports directs de sédiments remaniés par les processus sédimentaires sur la plateforme (Pratson et Coakley, 1996). Le canyon devient alors le foyer d'une intense érosion induite par les ondes intenses, les courants de tempête et de marées, et les écoulements gravitaires (Galloway, 1998 ; e.g. Canyon actuel du Cap de Timiris, Antobreh et Krastel, 2006) ; (Phase 3 – Figure 2-26, Puga-Bernadéu et al., 2011). L'aboutissement de l'évolution d'un canyon consiste en sa connexion avec un système fluviatile aérien, lorsqu'il a suffisamment érodé la plateforme continentale (Gaudin, 2006) et devient ainsi un canyon dit « mature » (Goff, 2001). Ce processus intervient également dans l'élargissement du canyon, par déstabilisations des flancs affectés par des *slides* régressifs pouvant être de petite ou grande échelle (Goodwin et Prior, 1989).

3.2.3. Autres facteurs contrôlant la mise en place des canyons sous-marins

En plus des écoulements gravitaires, des apports sédimentaires continentaux, des variations du niveau marin relatif et des processus d'érosion décrits dans les chapitres précédents, d'autres facteurs sont capables de contrôler la mise en place, la formation et l'évolution des canyons sous-marins.

a. Le rôle des fluides

La localisation de canyons « sans-tête » sur les flancs de structures anticlinales au pied d'un prisme d'accrétion en contexte de marge active (e.g. Subduction de la plaque de Juan de Fuca sous la plaque Nord-américaine ; Orange et Breen, 1992) exclut leur formation par l'action d'écoulements gravitaires, mais serait associée à des sorties de fluides actives (présence de tubes de vers et de carbones authigéniques) ou inactives. Leur origine serait associé à des *pockmarks* (Jobe et al., 2011) ou à des glissements générés par l'expulsion de ces fluides (Orange et al., 1997 ; Green et al., 2007 ; Harris et Whiteway, 2011). En effet, ce contexte tectonique en compression provoque la compaction des roches sédimentaires de porosité originelle de 50% jusqu'à des valeurs inférieures ou égales à 10%, générant alors l'expulsion des fluides interstitiels. L'excès de pression génère une force de suintement s'appliquant dans la direction d'expulsion des fluides et proportionnelle au gradient de la charge hydraulique. Si la combinaison de cette force de suintement et des forces gravitationnelles est plus grande que la capacité de la couche sédimentaire à résister à tout mouvement vers le bas de la pente, il y a déstabilisation des dépôts (Orange et al., 1997). Les glissements générés dans la zone déstabilisée augmentent le déséquilibre de pression entre les sédiments et le fond marin, augmentant ainsi la probabilité de nouvelles ruptures. La répétition de

ces glissements entraine une érosion des dépôts du bas vers le haut de pente continentale et la formation de « canyons sans-tête » (Orange et al., 1997).

De plus, des systèmes de canyons matures incisant le plateau continental dominés par des apports sédimentaires grossiers et associés à des systèmes turbiditiques dans le bassin profond (A et E – Figure 2-27) peuvent être abandonnés lors d'une baisse d'apports sédimentaires et réactivés par des échappements de fluide lors de phases de soulèvement régional (Jobe et al., 2011). Lors de baisse d'apports sédimentaires, les canyons se remplissent d'argiles hémipélagiques (B et E – Figure 2-27) et forment des canyons juvéniles confinés à la pente continentale (C, E et F – Figure 2-27). Certains peuvent se retrouver complètement abandonnés et la compaction des argiles génère des échappements de fluides, formant des *pockmarks* qui s'alignent sur les anciens axes des canyons et réactivant ainsi leur morphologie (e.g. Canyons le long de la marge de la Guinée Equatoriale ; Jobe et al., 2011 ; D, E et F - Figure 2-27).

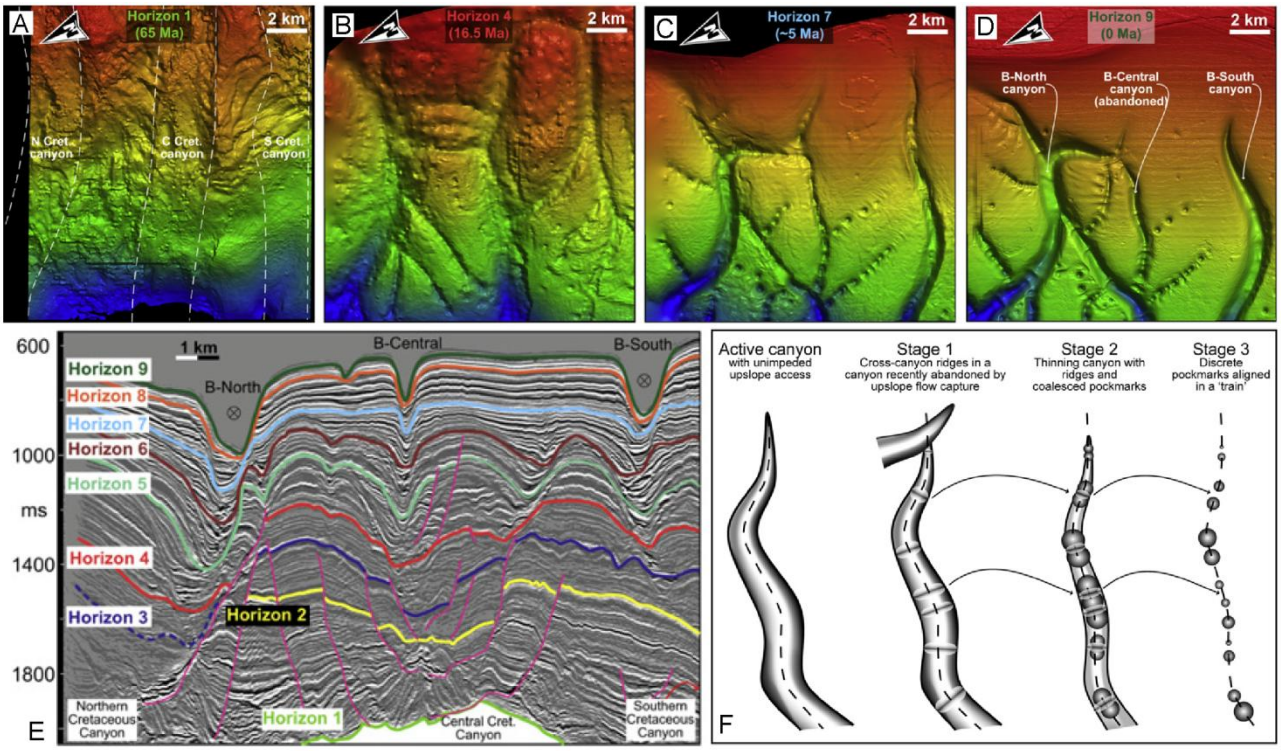


Figure 2-27 : A, B, C et D) Cartes bathymétriques associées aux E) horizons interprétés sur les profils sismiques et montrant l'évolution des canyons de la marge de la Guinée Equatoriale. F) Illustration de l'abandon de canyons et la réactivation de leur thalweg enfouis par des échappements de gaz associés à des alignements de *pockmarks* (d'après Jobe et al., 2011).

Cependant, l'expulsion de fluides peut ne pas être suffisante pour initier des déstabilisations (e.g. : Canyon de Zakynthos, Hasiotis et al., 2005). Dans ce cas, les séismes très fréquents dans les zones de contacts interplaques semblent être le facteur prédominant dans le déclenchement de ce phénomène (McAdoo et al., 1997). De nombreuses sorties de fluides semblent se localiser le long

du tracé des canyons, du plateau externe jusqu'au rebord de la pente continentale (e.g. : Canyon de Danube, Egorov et al., 1998) ou suivant des chenaux enfouis mais antérieurement connectés au canyon (Popescu et al., 2004 ; Figure 2-28). L'interprétation de profils sismiques acquis dans des canyons confirme l'expulsion de gaz, grâce à l'identification de zones sourdes en profondeur. Cependant la formation des canyons n'est pas directement imputer à la présence des fluides, mais à la connexion avec un réseau fluviatile durant les périodes de bas niveaux marins (Popescu et al., 2004).

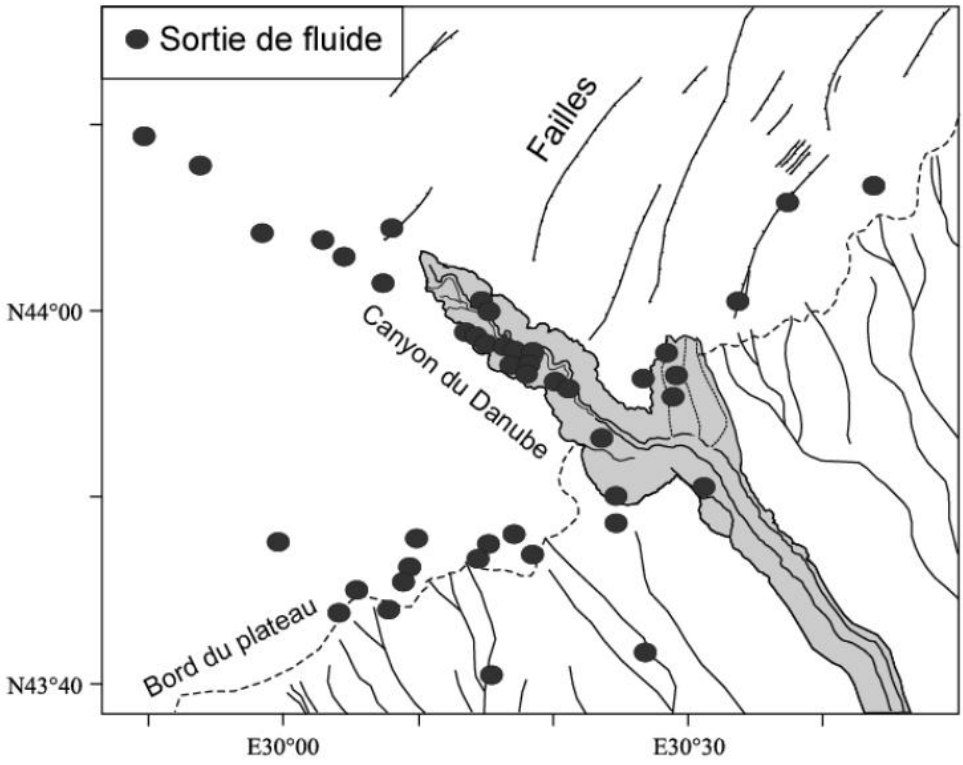


Figure 2-28 : Carte de localisation de sorties de fluides autour du canyon du Danube sur la marge de la Mer Noire (Popescu et al., 2004).

b. Le forçage tectonique

La tectonique peut, dans certains cas, jouer un rôle prédominant dans les processus à l'origine de la mise en place des canyons, mais également dans leur évolution au cours du temps. En effet, le contexte tectonique régional peut modifier par exemple le profil longitudinal d'un canyon. Le tracé général du corps du canyon, qui a tendance à être rectiligne lorsque la pente est forte, peut devenir sinueux localement suite à une augmentation de l'inclinaison de la pente ou si le déplacement des méandres sont restreints spatialement par des failles (Babonneau et al., 2002 ; Hagen et al., 1996 ; Antobreh et Krastel, 2006). L'orientation de l'axe des canyons est ainsi influencée par les structures sous-jacentes telles que les escarpements de failles (e.g. Canyon de Capbreton ; Gaudin et al.,

2006), des dômes salifères (Antobreh et Krastel, 2006) ou des reliefs topographiques (Cronin et al., 2005).

- **<u>Le rôle des failles</u>**

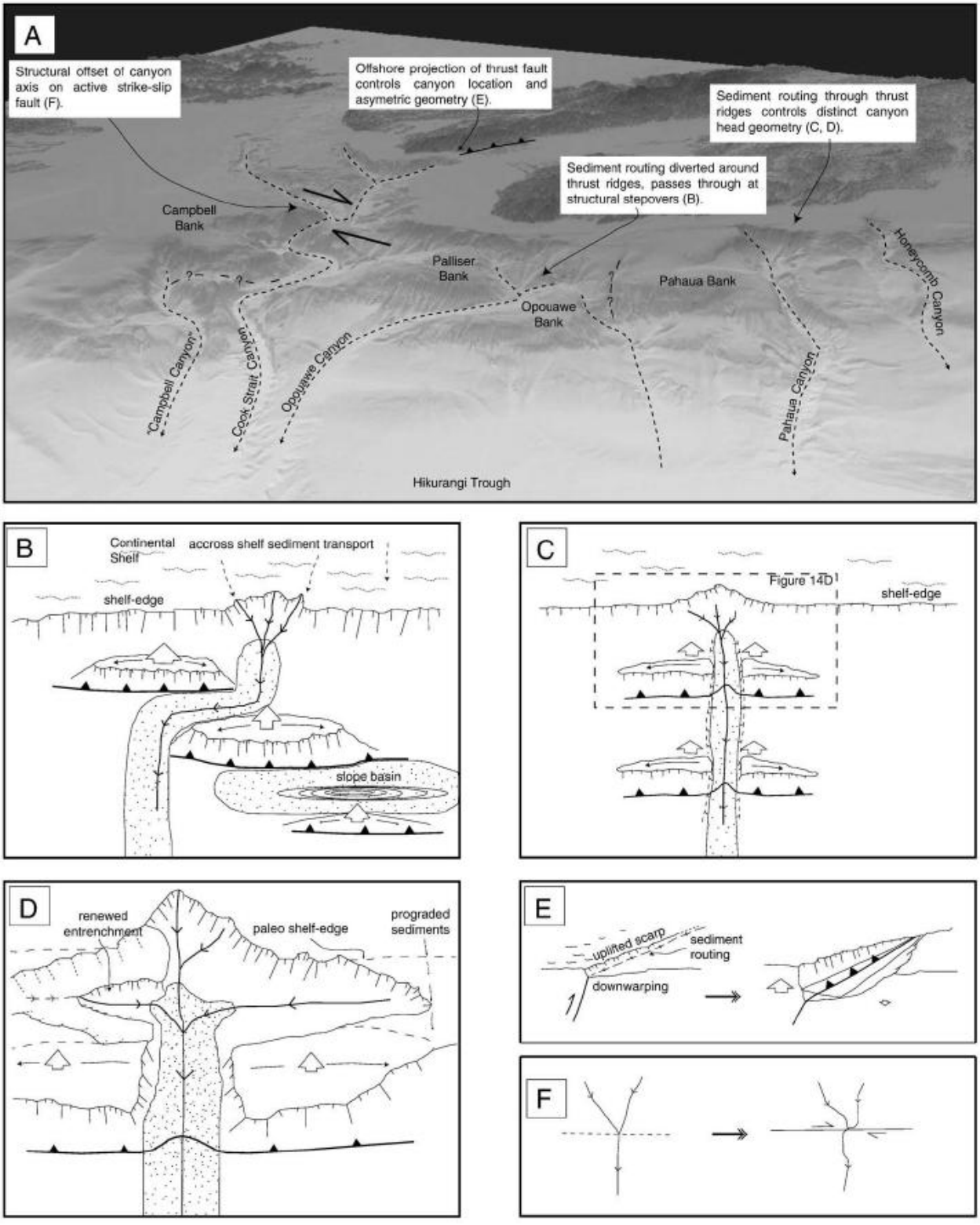


Figure 2-29 : A) Carte bathymétrique de la marge Cook Strait / Wairarapa, Nouvelle Zélande. B, C, D, E et F) Différents scénarii du contrôle structural sur le tracé et la morphologie des canyons sou-marins (Mountjoy et al., 2009).

Sur les marges actives en convergence, le mouvement des failles peut jouer un rôle dans la formation ou le tracé des canyons (e.g. Canyon Cook Strait sur la marge Hikurangi, Nouvelle-Zélande ; e,g. Cook Strait sur la marge Hikurangi, Nouvelle-Zélande, A et F – Figure 2-29, Mountjoy et al., 2009) en contrôlant la position et la morphologie de ses tributaires, en provoquant des déstabilisations obstruant un thalweg et en engendrant la migration d'un méandre (McHugh et al., 1998). Elles peuvent également déplacer des segments entiers de canyons (e.g. Canyon du Cap Timiris, Antobreh et Krastel, 2006) qui se déconnectent alors de tout apport sédimentaire (Greene et al., 2002). Si ces failles sont proches de sources et dans la direction de transits particulaires, ces zones de faiblesse constituent le chemin préférentiel pour les écoulements gravitaires dont l'activité localisée par la faille permet le développement de canyons sous-marins (Canyon de Sakarya, Algan et al., 2002 ; Détroit de Cook, Nouvelle-Zélande, A et E – Figure 2-29, Mountjoy et al., 2009).

Les failles peuvent également influencer le tracé d'un canyon sous-marin aux alentours de relief contrôlés structuralement en déviant les transferts sédimentaires (Cirac et al., 2001 ; e.g. Canyon Opouawe sur la marge Hikurangi, Nouvelle Zélande, A et B – Figure 2-29, Mountjoy et al., 2009). Une fois que les voix préférentielles de transit des écoulements gravitaires se sont creusés entre les hauts structuraux régionaux, elles contribuent à la formation d'un canyon et au maintien de sa position sur la marge continentale (Mountjoy et al., 2009). De tels reliefs structuraux peuvent également bloquer le tracé du canyon s'ils sont directement placés en amont des sources d'apports sédimentaires. Dans ce cas, le canyon devra éroder ce relief afin que le transfert sédimentaire vers le bas de la pente continentale soit possible (A et C – Figure 2-29, Mountjoy et al., 2009). De plus, en amont des hauts structuraux, une érosion régressive peut se mettre en place sur les flancs du canyon, permettant ainsi son maintien à travers la structure anticlinale. Cette érosion se fait de manière latérale du fait du contrôle tectonique, donnant alors à la tête du canyon une morphologie allongée perpendiculairement à la pente (A et D – Figure 2-29, Mountjoy et al., 2009).

De plus, la formation de terrasses dans les canyons sous-marins est le reflet de l'histoire de leur incision et de l'évolution de leurs méandres ; il semble que certaines soient fortement liées à un contrôle structural (Antobreh et Krastel, 2006). En effet, certaines terrasses présentent sur les profils sismiques une structure interne semblable à celle des *slumps* ou des *slides*, pouvant indiquer qu'elles se sont formées au travers de glissements le long de failles (e.g. Canyon du Cap Timiris au large de la Mauritanie, A – Figure 2-30, Antobreh et Krastel, 2006).

Dans une première phase d'incision, les flancs des canyons situés à proximité d'une zone de failles peuvent devenir plus instables (B.I – Figure 2-30). A la suite d'une première déstabilisation suivant un plan de faille, la terrasse inférieure peut se former (B.II – Figure 2-30). La réactivation d'une autre zone de failles peut générer une seconde phase d'incision du canyon (B.III – Figure 2-30). Ceci peut générer une seconde instabilité qui formera la terrasse supérieure (B.IV – Figure 2-30 ; Canyon du Cap Timiris, Antobreh et Krastel, 2006).

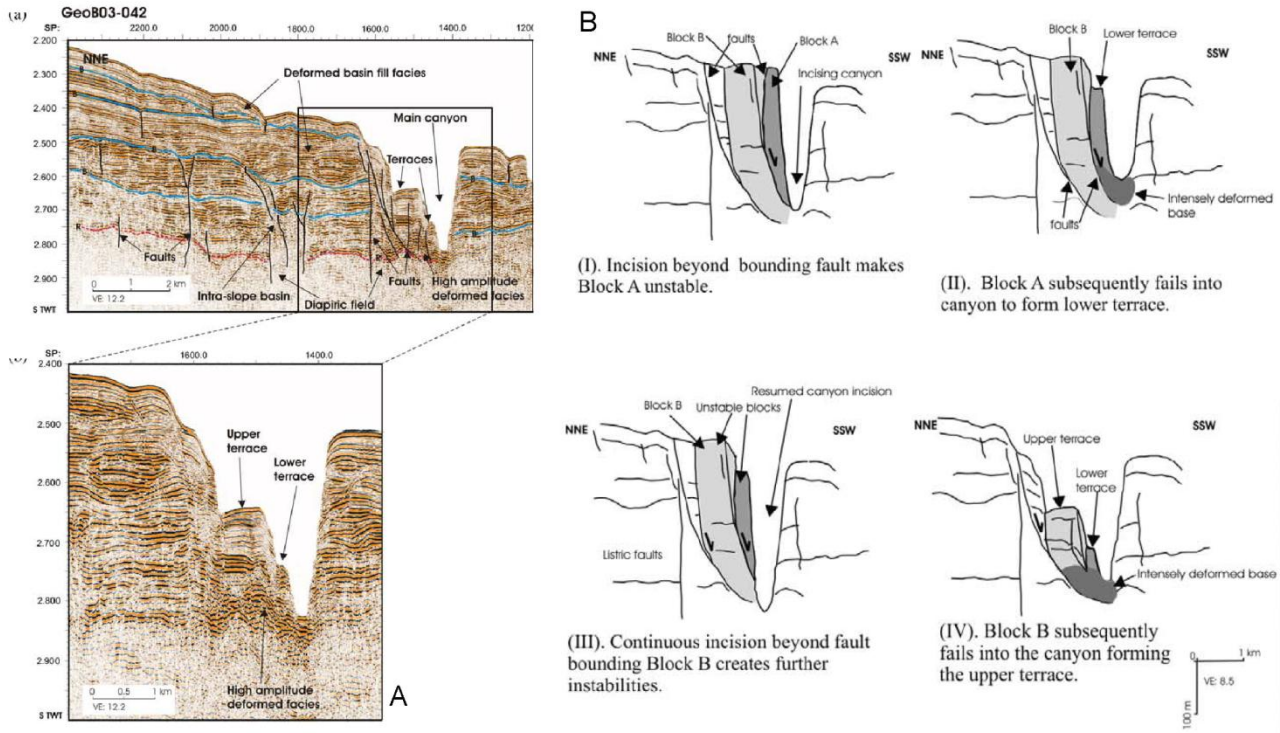


Figure 2-30 : A) Profil sismique de la partie supérieure du Canyon du Cap Timiris au large de la Mauritanie, montrant la formation de terrasses suite à des déstabilisations le long de plan de failles. B) Modèle de la formation des terrasses (d'après Antobreh et Krastel, 2006).

- **<u>L'influence des fosses océaniques</u>**

De nombreux canyons sont l'expression en surface d'une limite de convergence (subduction) entre deux plaques tectoniques (e.g. La Vallée de Tarente en Mer Ionienne, Rossi et al., 1983 ; e.g. Canyon Penghu à Taiwan, Yu et Hong, 2006). Dans ces cas, la tectonique contrôle l'orientation et la localisation des canyons, alors que les processus sédimentaires contribuent seulement à son creusement et à son élargissement (Yu et Hong, 2006).

En effet, en contexte de marge en subduction, la mise en place des canyons est alors principalement contrôlée par la propagation des failles de chevauchement au niveau du front de décollement et de la sédimentation syn-tectonique de l'avant-pays (e.g. Canyon Penghu à Taiwan, C – Figure 2-31, Yu et Hong, 2006). Ainsi dans le cas de Taiwan, l'orogénèse oblique et sa migration continue vers l'ouest ont formé un bassin d'avant-pays triangulaire qui s'ouvre et se creusant vers le sud et son remplissage par des sédiments dérivant de Taiwan (A – Figure 2-31). L'érosion sédimentaire suit le gradient de pente régional de direction N / S et a permis la formation et la mise en place actuelle du Canyon Penghu (Yu et Hong, 2006). Les canyons migrent alors en fonction du déplacement de la fosse sous-marine. La reconstruction paléographique de l'avant-fosse et la localisation de canyons fossiles enfouis, révèlent l'évolution spatiale et temporelle du bassin d'avant-pays et permet de retracer la migration du canyon (Yu et Hong, 2006 ; B - Figure 2-31).

Ainsi, dans le cas de Taiwan, les canyons sous-marins se sont déplacés du nord-est au sud-ouest en 1,6 MA, ce qui reflète en surface la même évolution du bassin d'avant-fosse de Taiwan (B – Figure 2-31 ; Yu et Hong, 2006).

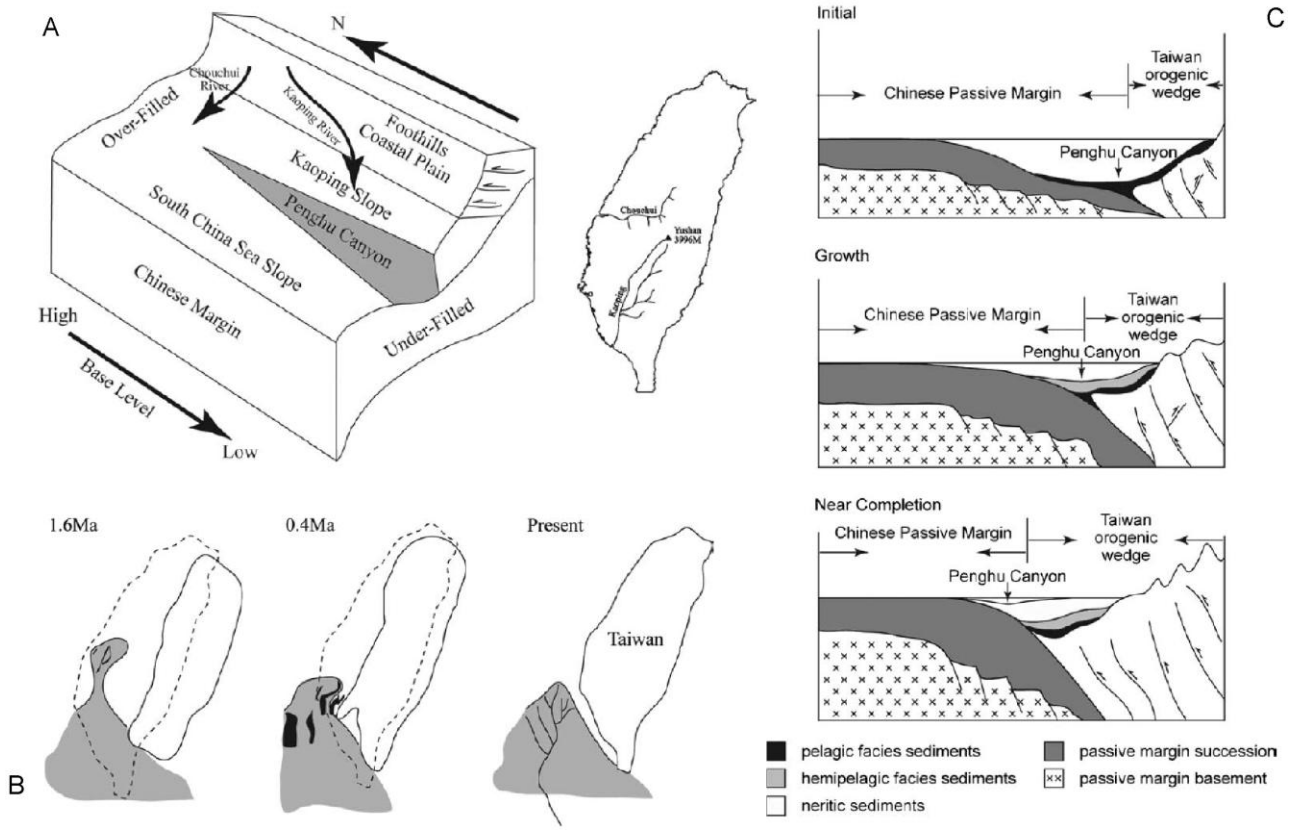


Figure 2-31 : A) Illustration montrant le remplissage sédimentaire via des apports fluviatiles du bassin d'avant-pays de Taiwan, formé par une collision oblique. B) Reconstitution paléographique de la région SW de Taiwan, montrant l'évolution et la distribution spatiale et temporelle du bassin d'avant-pays, et des canyons asociés du Pliocene Supérieur jusqu'à nos jours. C) Modèle illustrant le remplissage sédimentaire du bassin d'avant-pays de Taiwan, suivant trois phases, et le déplacement associé du canyon Penghu (d'après Yu et Hong, 2006).

- **<u>Subsidence et soulèvement tectonique</u>**

Un soulèvement tectonique ou une subsidence peuvent fortement influencer la formation de canyons sous-marins (Milia, 2000 ; Exon et al., 2005). En effet, lors d'une phase de soulèvement régional de la marge continentale, le profil de base du système fluviatile subaérien pourra être déstabilisé, ce qui provoquera le surcreusement du fleuve, surtout au niveau de son embouchure. Si le soulèvement tectonique est accompagné de la baisse du niveau marin relatif, ce surcreusement pourra se continuer facilement sur la plateforme et la pente continentale, conduisant ainsi à la formation de canyons sous-marins (e.g. Canyon de Dhorn dans la Baie de Naples, Milia, 2000). Si

le soulèvement tectonique de la zone correspondant à la plateforme continentale actuelle est accompagné d'une forte subsidence en mer (e.g. Rift Australo-Antarctique et canyons du complexe d'Albany en Australie, Exon et al., 2005), la forte augmentation de l'inclinaison de la pente continentale permettra le développement et le creusement de profonds canyons à partir des vallées des fleuves alors submergés (Exon et al., 2005).

Les canyons sous-marins peuvent également être en connexion directe avec des canyons subaériens par lesquels transitent des avalanches de débris. Des études ont montré qu'une forte subsidence continue peut enfouir des canyons subaériens et les « recycler » comme conduits sous-marins (e.g. Canyons sous-marins d'Hawaï, Moore et al., 1989).

De plus, le tracé d'un canyon sous-marin et la formation de terrasses peuvent être influencés par des phases d'incision dues à un soulèvement régional (e.g. Canyon du Cap Timiris, Antobreh et Krastel, 2006, B - Figure 2-32). Le développement d'une morphologie méandriforme peut être directement relié aux irrégularités topographiques provoquées par la croissance des diapirs (Antobreh et Krastel, 2006).

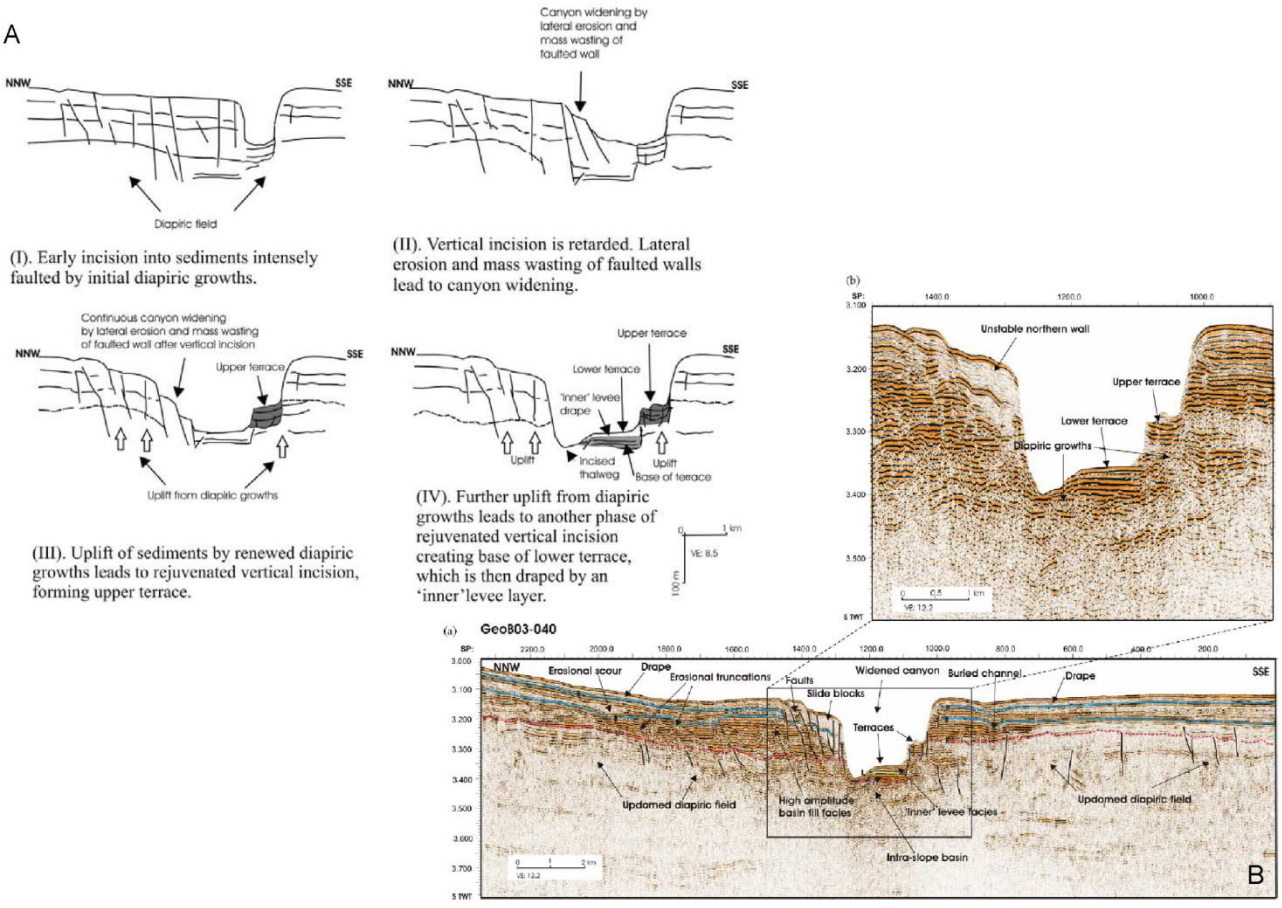


Figure 2-32 : A) Modèle de la formation des terrasses de la partie moyenne du Canyon du Cap Timiris au large de la Mauritanie. B) Profil sismique, montrant la formation de terrasses suite des phases de soulèvement dues à du diapirisme (d'après Antobreh et Krastel, 2006).

En effet, du diapirisme en profondeur peut générer un soulèvement local et la formation de petites failles. Celles-ci deviennent le lieu préférentiel pour une première phase d'incision et la formation d'un canyon sous-marin (A.I – Figure 2-32, Antobreh et Krastel, 2006). L'élargissement latéral du canyon se fait par le biais de mouvements en masse affectant les flancs du canyon (A.II – Figure 2-32, Antobreh et Krastel, 2006). Une nouvelle phase de bombement des diapirs réactive des failles et le soulèvement. Ceci entraine alors une nouvelle phase d'incision verticale de l'axe du canyon et son élargissement latéral par des déstabilisations le long de plans de failles. Le nouveau niveau de base du thalweg étant maintenant plus profond, l'ancien thalweg abandonné forme alors une terrasse supérieure (A.III – Figure 2-32, Antobreh et Krastel, 2006). D'autres phases de diapirisme provoqueront à leur tour un autre soulèvement. Ce dernier engendrera une nouvelle phase d'incision du canyon, qui abandonnera son ancien thalweg, formant une seconde terrasse (A.IV – Figure 2-32, Antobreh et Krastel, 2006).

c. Le cas particulier de la crise Messinienne en Méditerranée

Durant le Miocène Supérieur, la Crise de Salinité Messinienne (MSC, 5,9 MA à 5,32 MA ; Hsü et al., 1973), qui sera décrite plus en détail ultérieurement, a provoqué à environ 5,6 MA (Gorini et al., 2005) dans le bassin Méditerranéen une dramatique baisse du niveau marin relatif de 1200 m à moins de 1500 m (Réhault, 1981 ; Clauzon et al., 1983). Cette baisse a provoqué une érosion significative du plateau et de la pente continentale (Ryan, 1976) sur tout le pourtour du Bassin Méditerranéen. Cette crise a particulièrement affecté la physiographie de la marge du Golfe du Lion (Gorini et al., 2005). Bien que la reconstitution de la morphologie de la marge méditerranéenne au commencement de la crise et l'étude des séries sédimentaires du Miocène moyen-supérieur rarement préservées de l'érosion soient difficiles (Cravatte et al., 1974 ; Lofi et al., 2005), de récentes études ont identifié des structures morphologiques incisant profondément la pente continentale (Berné et al., 1999).

L'assèchement du bassin Méditerranéen a aussi permis une érosion subaérienne du plateau, formant ainsi des paléo-vallées messiniennes (e.g. paléo-Rhône, paléo-Durance, paléo-Var, paléo-Hérault, dans le Golfe du Lion, Gorini et al., 2005 ; Lofi et Berné, 2008 ; Bache et al., 2012). Ces structures érosives sont interprétées comme des paléo-canyons enfouis pré-messiniens (Lofi et Berné, 2008).

L'origine de ces canyons peut alors être reliée à la combinaison de plusieurs facteurs : (i) les fluctuations du niveau marin relatif après 16.4 MA et particulièrement à la transition Serravalien/Tortonien (11,6 MA) qui contrôle significativement la morphologie de la marge, (ii) les structures de déformation et (iii) un évènement tectonique local (Gorini et al., 2005 ; Figure 2-33 ; Lofi et Berné, 2008 ; Paquet al., 2010).

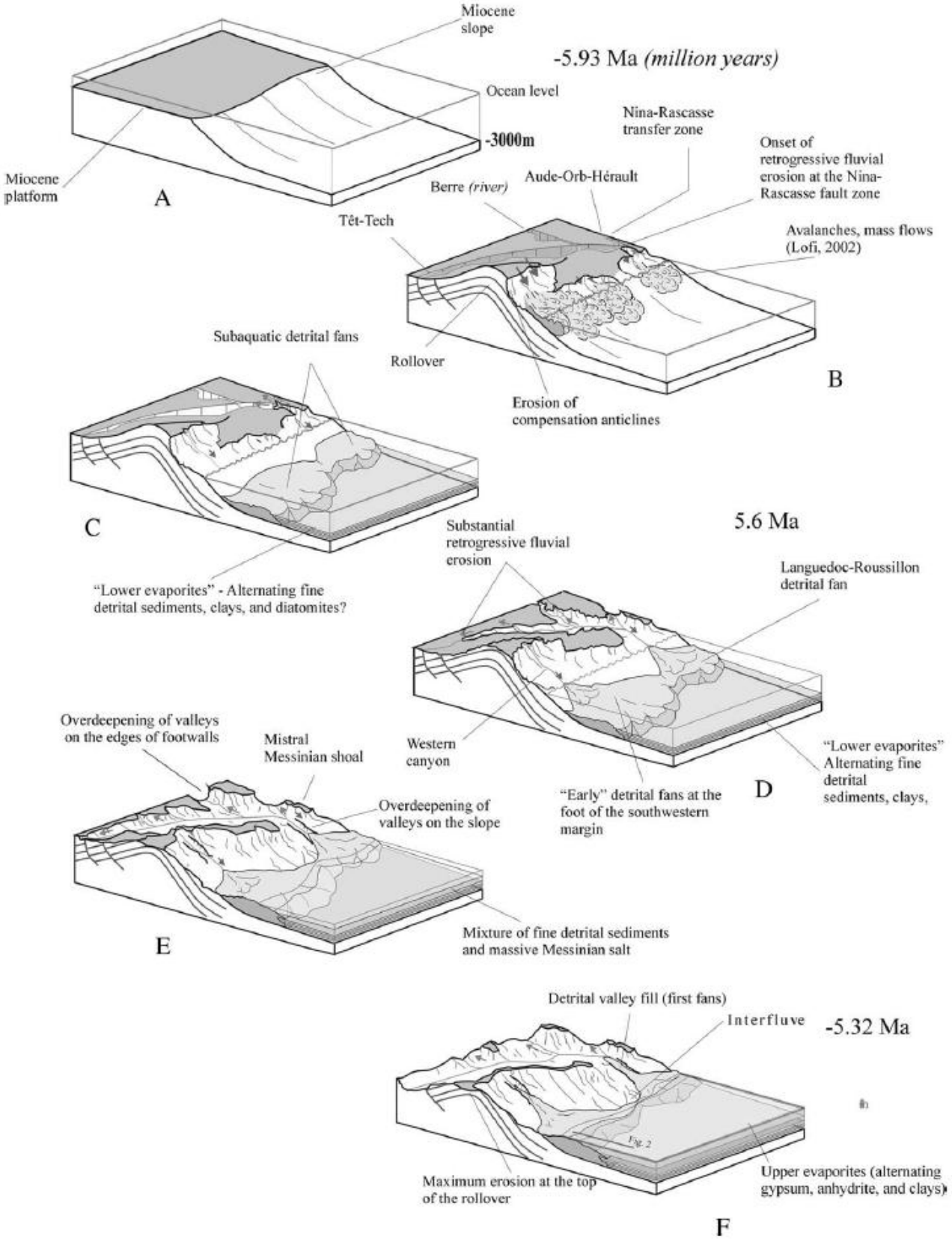


Figure 2-33 : Illustration montrant l'évolution de la marge ouest du Golfe du Lion, et la formation de palé-vallées messiniennes sous l'action de processus tectonique et sédimentaires, durant la crise messinienne (d'après Lofi, 2002 dans Gorini et al., 2005).

L'action hautement érosive des rivières et les processus d'érosion régressive au-delà du rebord du plateau émergé ont particulièrement modelé la surface messinienne (Gorini et al., 2005). Lors de la phase de baisse du niveau marin combinée à des soulèvements tectoniques locaux de la marge, la plateforme continentale du Miocène a été incisée par les réseaux fluviatiles subaériens, et la pente continentale a été le lieu de processus d'érosion régressive réajustant l'inclinaison de la pente (A, B et C – Figure 2-33). L'érosion fluviatile et régressive continue au sein des paléo-vallées messiniennes a élargi l'incision subaérienne (D, E et F – Figure 2-33). Lors de la remontée du niveau de la mer (5,46 MA), les paléo-canyons messiniens ont été ennoyés et transformés en rias (embouchure de fleuve, lieu de formation de Gilbert deltas). Ceci a contribué à la préservation de la surface d'érosion messinienne et des paléo-canyons sur tout le bassin méditerranéen (Bache et al., 2012).

Il semble cependant que certaines paléo-vallées messiniennes enfouies sous la série sédimentaire Plio-Quaternaire ne correspondent pas parfaitement aux cours d'eaux actuels (Figure 2-34 ; Gorini et al., 2005). Ceci pourrait être expliqué par un déplacement latéral graduel des thalwegs du Messinien à nos jours, par un mécanisme de forte aggradation fluviale (Gorini et al., 2005).

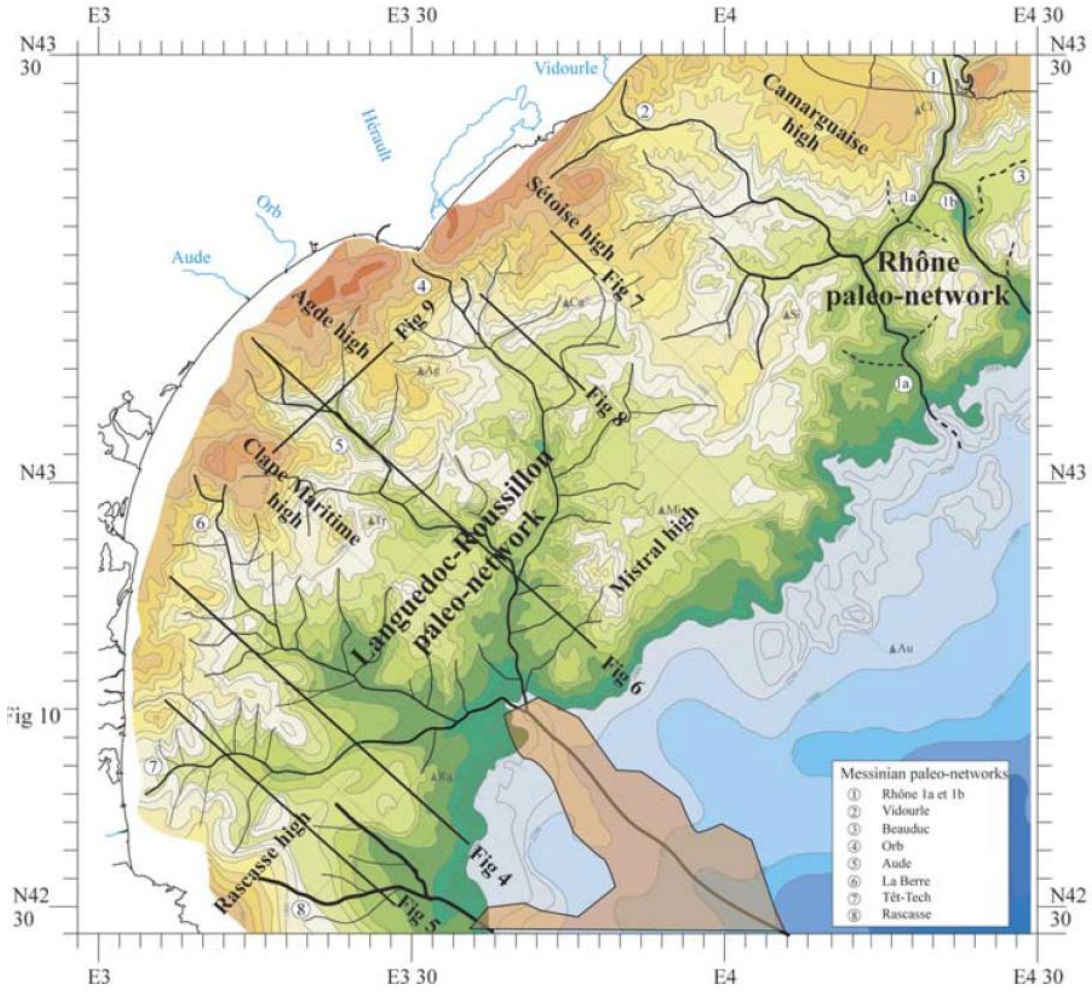


Figure 2-34 : Carte de la surface Pliocène illustrant du réseau subaérien messinien, et des fleuves actuels (d'après Lofi, 2002 dans Gorini et al., 2005).

3.3. Le fonctionnement actuel et l'activité des canyons sous-marins

3.3.1. L'activité des canyons

L'activité d'un canyon est définie par sa capacité de transport des particules sédimentaires et de leur régularité vers le bas de la pente continentale (Babonneau et al., 2004). L'activité d'un canyon dépend donc fortement de la localisation de la tête du canyon sur la marge continentale, de sa connexion avec un système fluviatile subaérien et de la variation des apports de la source au cours du temps (Babonneau et al., 2002).

Un canyon est actif en continue si les écoulements gravitaires chargés en particules y transitent régulièrement et si les apports fluviatiles parviennent à maintenir la source à proximité du canyon durant les périodes de haut niveau marin (Babonneau et al., 2002). En effet, lorsque le canyon est fortement enraciné dans la pente et la plateforme continentale, son incision et la continuité de l'activité des écoulements turbiditiques permettent le maintien de la connexion entre la tête du canyon et l'embouchure du fleuve durant les périodes de haut niveau marin (e.g. Canyon du Zaïre, Babonneau et al., 2002). Cependant, durant les périodes de haut niveau marin, la dynamique sédimentaire et les processus d'érosion sont plus faibles énergétiquement que lors de périodes de bas niveau marin (Gaudin et al., 2006). Les écoulements gravitaires peuvent alors ne pas transiter jusque dans le bassin profond, et leurs particules peuvent être stockées dans la partie supérieure des canyons (e.g. Canyon de Capbreton, Gaudin et al., 2006).

De plus, sur les marges continentales exposées aux évènements de type Mousson, les apports sédimentaire sont fortement atténués en période de bas niveau marin. Ces apports existent bien qu'ils soient réduits. L'activité du canyon et alors moindre (Vagner, 2001). En effet, dans le cas de marges « tempérées », et en période aride, les périodes de bas ou de haut niveau marin sont généralement associées à des apports fluviatiles relativement faibles, ce qui implique une relativement faible activité du canyon (e.g. Canyon du Nil, Ducassou et al., 2009). Par contre, en période humide et durant l'augmentation du niveau marin ou durant une période de haut niveau marin, les canyons sont très actifs du fait de la grande décharge sédimentaire fluviatile (Ducassou et al., 2009).

Les périodes d'activité des canyons durant les maximums glaciaires révèlent une cyclicité de 100000 ans au cours des derniers 400000 ans (Baztan et al., 2005).

Un canyon est inactif si ce transit particulaire n'est pas régulier voire absent dans le cas d'un canyon dont la tête est localisée sur le rebord du plateau continental ou confinée à la pente continentale, ou si elle est déconnectée de sa source d'apports dès le début de la remontée du niveau marin relatif (Twichell and Roberts, 1982 ; Berné et al., 2002). On parle de « fossilisation du

canyon » si le flux en particules diminue sensiblement, ou s'arrête dans le canyon (Baztan et al., 2005 ; e.g. Canyon du Bengale, dans la Baie du Bengale, Curray et al., 2003). Lors du bas niveau marin suivant, la tête du canyon peut retrouver une connexion directe avec l'embouchure du fleuve et redevenir actif. Les écoulements gravitaires génèrent alors l'incision du thalweg (Canyon Bourcart dans le Golfe du Lion, Baztan et al., 2005 ; Canyon du Danube, Popescu et al., 2004 ; Canyon du Murray, Hill et al., 2005). Dans le cas de canyons n'ayant aucune relation avec un système fluviatile subaérien, les canyons sous-marins peuvent demeurés inactifs même durant les périodes de bas niveau marin. Il n'y aura donc pas d'incision du thalweg par des courants de turbidité, et le canyon sera rempli par des accumulations sédimentaires (Baztan et la., 2005). Les canyons peuvent cependant préserver leur morphologie via d'autres sources d'apport sédimentaire, tels que la sédimentation induite par courants de surface ou profonds ou des transports en masse (Canyon du Cap Timiris, Antobreh et Krastel, 2006). Outre les variations eustatiques, les conditions locales propres à chaque marge continentale sont des facteurs tout aussi importants dans l'activité des canyons sous-marins (McHugh et al., 2002). En effet, dans certaines conditions, tel le changement de la morphologie et de l'inclinaison de la pente ou l'instabilité des sédiments, il semble que de grands mouvements en masse puissent continuer à transiter le long des canyons durant tout le cycle eustatique, même en périodes de hauts niveaux marins (McHugh et Olsen, 2002 ; Mchugh et al., 2002).

3.3.2. Le fonctionnement d'un canyon et le transit sédimentaire

Dans les canyons, les transports particulaires du plateau continental jusqu'au bassin profond sont principalement attribués aux processus de transports gravitaires (Nesteroff et al., 1968 ; Carson et al., 1986 ; Gardner, 1989 ; Garfield et al., 1994). L'étude *in-situ* des écoulements gravitaires par la mise en place de courantomètres et de pièges à particules dans les canyons et les systèmes de chenaux-levées a permis de mettre en évidence l'importance de ces structures sous-marines dans le transfert de sédiments (Garfield et al., 1994 ; Puig et al., 2000 ; Mulder et al., 2001a ; Xu et al., 2002 ; Khripounoff et al., 2003 et 2009 ; Liu et Lin, 2004).

Les canyons actifs sont des laboratoires naturels pour comprendre les dynamiques de transport sédimentaire continentaux, leur transport et leur conséquences sur l'écosystème benthique et la chimie de la colonne d'eau (Khripounoff et al., 2003). Ces processus sédimentaires peuvent être initiés par des glissements dans la tête du canyon, un écoulement hyperpycnal ou un processus hydrodynamique (Mulder et al., 2012). Un courant de turbidité a été enregistré dans le canyon sous-marin du Zaïre avec une vitesse moyenne de 121 $cm.s^{-1}$ à 150 m au-dessus du fond du thalweg (Khripounoff et al., 2003). Ce courant a débordé des flancs du canyon car son épaisseur était plus grande que la profondeur du canyon (150 m). Il semble l'énergie de cet écoulement ait été suffisante pour transporter une grande quantité de sable et des restes biologiques (Khripounoff et

al., 2003). Un évènement exceptionnel a également été enregistré dans le canyon de Capbreton à 500 m de profondeur (Mulder et al., 2012 ; Figure 2-35). Il a été marqué par un changement subit et simultané de la vitesse au sein de la masse d'eau, de la pression et de la température de l'eau. Cet écoulement semble être corrélé avec de mauvaises conditions météorologique et l'augmentation de l'amplitude des vagues (Mulder et al., 2012).

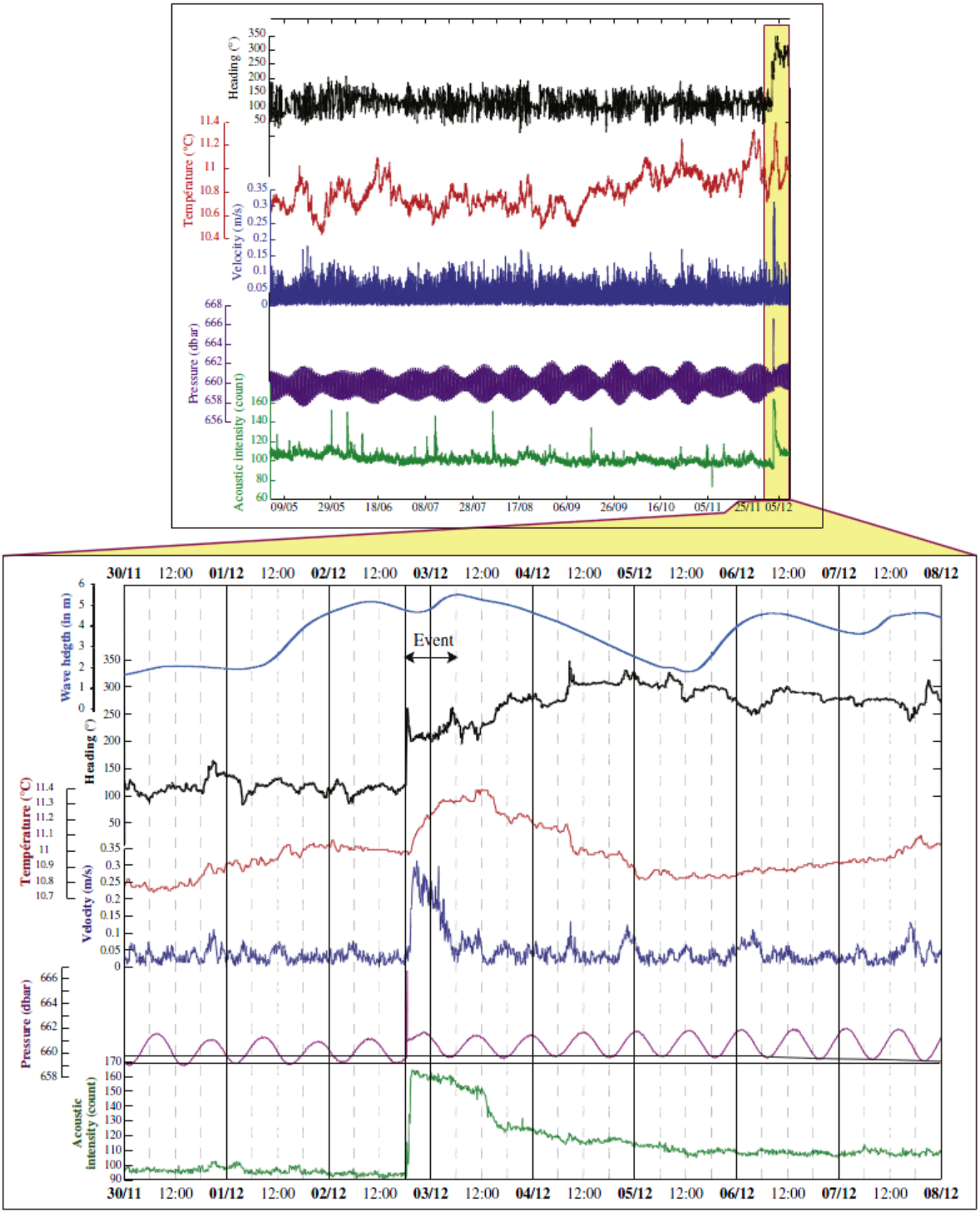


Figure 2-35 : Enregistrement des paramètres hydrologiques dans le canyon Capbreton, à 500 m de profondeur et plus particulièrement de l'évènement du 2 décembre 2007 (Mulder et al., 2012).

Il semble que les particules ne soient pas piégées et déposées sur le fond des canyons lorsque les vitesses des courants (enregistrés) sont élevées (e.g. Canyons Audierne et Blackmud sur la marge nord-est atlantique, Mulder et al., 2012). Et à l'inverse lorsque les vitesses de courants sont faibles, les canyons agissent comme des pièges sédimentaires (e.g. Canyon Capbreton sur la marge nord-est atlantique, Mulder et al., 2012). Les sédiments sont alors accumulés sous forme de terrasses ou levées interne, suggérant un taux de sédimentation de 1 $m.ka^{-1}$ (Gaudin et al., 2006). De plus, il semble que les canyons directement connectés à un système fluviatile aérien, durant cette période de haut niveau marin de l'Holocène, enregistrent des écoulements et des accumulations sédimentaires plus grands que les canyons sans connexion avec un fleuve (Mulder et al., 2012).

CHAPITRE 3

Contexte Géologique des Marges

Ligure et Calabro-Ionienne

Ce chapitre se consacre tout d'abord à une revue bibliographique synthétique du cadre général, de l'histoire géologique et de l'hydrodynamisme moderne de la Méditerranée. Nous verrons par la suite le cadre structural et stratigraphique, la tectonique post-Messinienne, ainsi que les cycles eustatiques des deux Marges Ligure et Calabro-Ionienne, pour mieux comprendre les facteurs pouvant interagir sur la formation et l'évolution des canyons. Cette partie se consacrera ainsi à une comparaison entre les marges précédemment décrites, afin de mieux appréhender l'emplacement et l'évolution des canyons sous-marins sur celles-ci. Ce chapitre se conclura par la physiographie et la description des zones d'étude.

1. CONTEXTE GENERAL DE LA MEDITERRANEE

1.1. Géodynamique

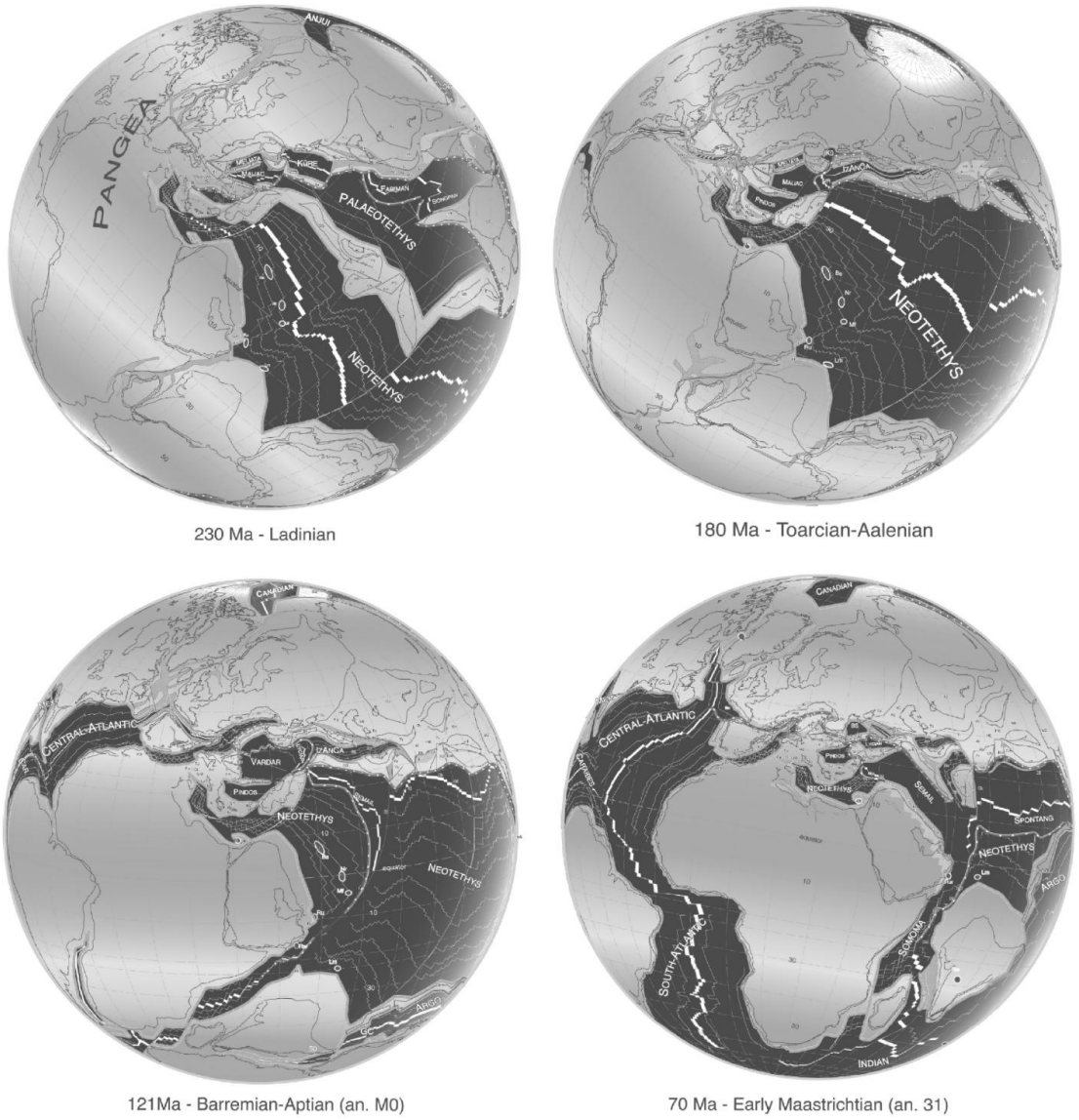


Figure 3-1 : Evolution géodynamique Paléo-Mésozoïque (d'après Stampfli et Borel, 2004).

L'ouverture du bassin méditerranéen et son histoire géologique se sont faites suivant plusieurs phases tectoniques majeures (post-orogénèse Hercynienne) extensives ou compressives (Mitchum et al., 1977 ; Biju-Duval et al., 1984 ; Posamentier et Vail, 1988a ; Posamentier et al., 1991 ; Guiraud et Bosworth, 1999 ; Stampfli et Borel., 2004) :

- A partir Carbonifère Supérieur – Permien Inférieur (280 Ma), la Pangée se disloque et engendre l'ouverture de la Néo-Théthys (Figure 3-2 ; Stampfli et Borel, 2004). Cette ouverture progresse et forme la partie orientale du bassin Méditerranéen (Bassins Levantin et Ionien), provoquant la fermeture progressive de la Paléo-Théthys par subduction sous la marge Eurasienne et sa disparition totale au Toarcien – Aalénien (180 Ma ; Figure 3-1 ; Stampfli et Borel, 2004).

- Au Jurassique Moyen (170 Ma) l'océan Atlantique Nord et Central s'ouvre du fait du déplacement vers l'Est de la plaque Afrique par rapport à la plaque Europe (mouvement rotationnel senestre), provoquant la cassure majeure de la Pangée. L'ouverture de la ride médio-atlantique nord est accompagnée par la séparation du continent Cimmérien du Gondwana (Figure 3-1 ; Stampfli et Borel, 2004).

- Au Crétacé inférieur (Barrémien – Aptien, 121 Ma), l'océan Atlantique Sud s'ouvre, accompagné par la subduction de la Néo-Théthys sous la plaque Eurasie et l'ouverture progressive de l'océan Indien entre la plaque Afrique et la plaque Inde (Figure 3-1 ; Stampfli et Borel, 2004).

- Au Crétacé Supérieur (95-85 Ma), les plaques Afrique et Europe convergent lentement suivant une direction oblique (Goes et al., 2004), entrainant la fermeture de la Néo-Théthys et formant les chaînes européennes de l'Orogénèse Alpine (Figure 3-1 ; Stampfli et Borel, 2004). La subduction de l'Afrique accumulera une lithosphère de 200-300 km de long sous la marge Ibéro-Européenne (Faccenna et al., 2001). Cette subduction en Méditerranée Centrale serait caractérisée par une vitesse relativement lente, de l'ordre de moins de 1 cm.an^{-1} durant les 20-30 premiers millions d'années. Elle aurait accéléré par la suite, produisant des arcs volcaniques et une extension d'arrière-arc (Faccenna et al., 2001). L'initiation de la subduction entraine la surrection de la plaque Europe qui passe rapidement en subduction, notamment dans les régions de la Sardaigne et Provençale vers 90-85 Ma, entrainées par le mouvement de la plaque plongeante (*slab*) (Faccenna et al., 2001).

- A partir de l'Eocène Supérieur (35 Ma) le front de subduction Apenninique entre les plaques commence à migrer (à se retirer ; *roll-back*) vers l'Est du fait de l'attraction gravitationnelle de la plaque plongeante (Malinverno et Ryan, 1986 ; Sartori, 2003 ; Goes et al., 2004).. Entre 35 et 16 Ma (Oligocène-Miocène Inférieur), une première phase de migration rapide provoque le rifting de la marge Ibérique et sa séparation d'avec le bloc Corso-Sardo-Calabro-Péloritain (Figure 3-2,

Gueguen et al., 1998 ; Goes et al., 2004). Ce dernier effectue une rotation antihoraire, tracté par la migration du front Apenninique, et entrainant la formation des bassins d'Alboran, de Valence et Liguro-Provençal (Figure 3-2, Gueguen et al., 1998 ; Faccenna et al., 2001 ; Sartori, 2003).

Cependant, vers 15 Ma (Miocène Inférieur-Moyen), il semble que la subduction et son retrait vers l'Est se soient arrêtés sur toute la longueur de la marge. En effet, l'extrême ouest du front de subduction entre en collision avec la plaque Afrique, entravant la migration du front Apenninique (Faccenna et al., 2001). De plus, la longueur totale du front de subduction entre la plaque Afrique et la plaque Europe augmente du fait de l'étirement provoqué par sa migration vers l'Est. Ceci engendre un décalage croissant entre la longueur du front et la dimension de la plaque plongeante, qui favorise l'arrêt de l'extension de la plaque subductée et donc la migration du front (Goes et al., 2004). Il semble également que vers 20-10 Ma, la plaque plongeante aurait atteint la zone de transition entre le manteau supérieur et inférieur à 660 km de profondeur. Il se serait plié et déformé le long de cette transition, augmentant son inclinaison et favorisant un arrêt de la subduction estimé à une durée de 5 Ma (Figure 3-6, Faccenna et al., 2001). Ceci aurait provoqué une importante fusion de la plaque plongeante et une extension arrière-arc saccadée ou intermittente (Faccenna et al., 2001).

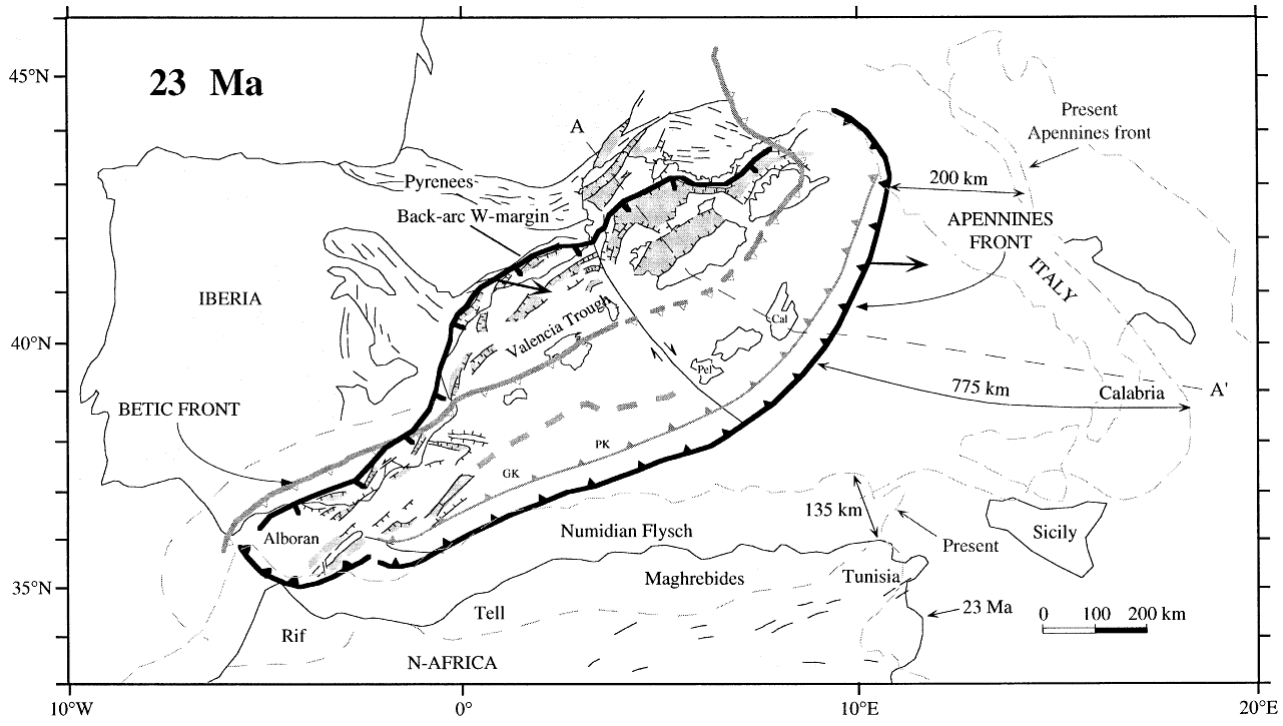


Figure 3-2 : Reconstruction paléo-tectonique de la Méditerranée Occidentale et Centrale au Miocène inférieur montrant la zone de rifting et la formation des bassins d'Alboran, de Valence et Liguro-Provençal (Gueguen et al., 1998).

- Entre 10 et 8 Ma (Tortonien), la migration vers l'Est du front de subduction Apenninique reprend (Mascle et al., 1984 ; Gueguen et al., 1998 ; Speranza et al., 2003). Il semble que cette

reprise soit à imputer à un déchirement du *slab* entre 15 et 10 Ma, au Sud de la Sardaigne (Goes et al., 2004). En effet, la migration continue du front de subduction requiert un transfert du matériel mantellique de l'asthénosphère Africaine vers l'asthénosphère Europe, ce qui confirme des zones de déchirement dans le *slab* subducté dans la zone Sud-Tyrrhénienne (Goes et al., 2004). Des modèles de vitesses sismiques dans le manteau confirment d'ailleurs l'absence de matériel subducté sous le bloc Sicile (Goes et al., 2004).

Durant cette deuxième phase de migration, le bloc Corso-Sardo-Calabro-Péloritain subit un rifting, qui sépare le bloc Corso-Sarde du bloc Calabro-Péloritain (Figure 3-3, Gueguen et al., 1998 ; Goes et al., 2004). Ce dernier migre rapidement vers l'Est avec un taux estimé de 6-8 cm.an^{-1}, provoquant l'ouverture du bassin Tyrrhénien, tandis que la plaque Afrique converge progressivement vers le Nord-Ouest suivant un taux estimé de 0,5-1 cm.an^{-1} (Gueguen et al., 1998 ; Faccenna et al., 2001 ; Sartori, 2003). Le bassin Liguro-Provençal atteint un stade de rifting océanique associé à la rotation continue du bloc Corso-Sarde (Gueguen et al., 1998).

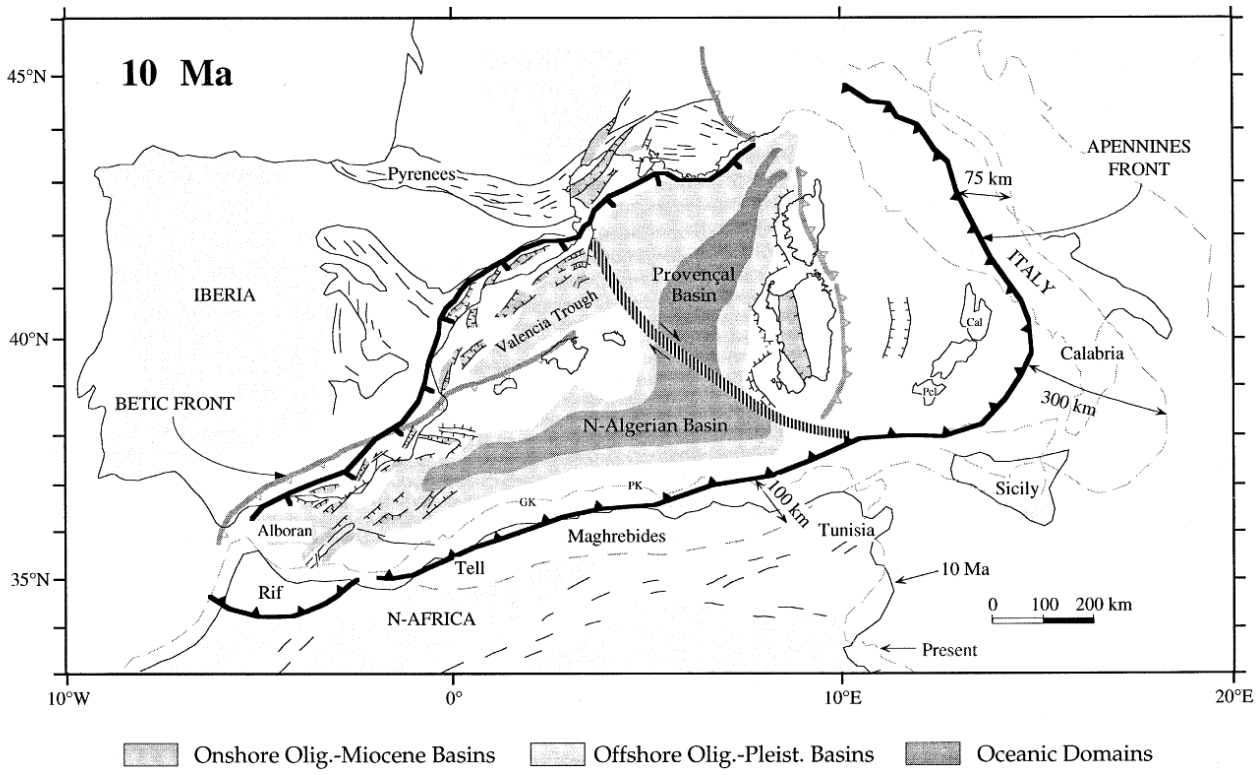


Figure 3-3 : Reconstruction paléo-tectonique de la Méditerranée Occidentale et Centrale au Tortonien montrant le rifting entre les blocs Corso-Sarde et Calabro-Péloritain (Gueguen et al., 1998).

- Durant la Crise de Salinité Messinienne au Miocène Supérieur, 6-5 Ma, (celle-ci sera décrite ultérieurement), il semble que l'évolution du front de subduction calabrais et de son prisme d'accrétion ait subit un important changement. En effet, la dramatique baisse du niveau marin

relatif (1200-1500 m ; Réhault, 1981 ; Clauzon et al., 1983 ; Gorini et al., 2005) aurait produit un rebond isostatique (Minelli et Faccenna, 2010). De plus, un décollement basal se produit au-dessus du sel messinien, provoquant une importante et rapide propagation du front de subduction. Ceci engendre le sous-plaquage de la plaque Ionienne subductée au fur et à mesure du retrait du front de subduction (Figure 3-6, Minelli et Faccenna, 2010). Le prisme d'accrétion pré-messinien est caractérisé par une accrétion frontale à la fosse. Après la Crise Messinienne, il est dominé par un sous-plaquage (Milleni et Faccenna, 2010).

- Entre 5 et 2 Ma (Pliocène), le front de subduction Calabro-Apenninique, de direction Sud / Sud-Est, atteint la marge Sicilienne de la plaque Afrique (Figure 3-4, Gueguen et al., 1998). La migration du front combinée à la convergence de l'Afrique vers le Nord-Ouest provoque la subduction d'une partie de la Sicile d'environ 100-150 km (Gueguen et al., 1998 ; Goes et al., 2004). Le rifting entre le bloc Corso-Sarde et la bloc Calabro-Péloritain continue, provoquant la formation du bassin Vavilov en Mer Tyrrhénienne (Figure 3-4, Gueguen et al., 1998).

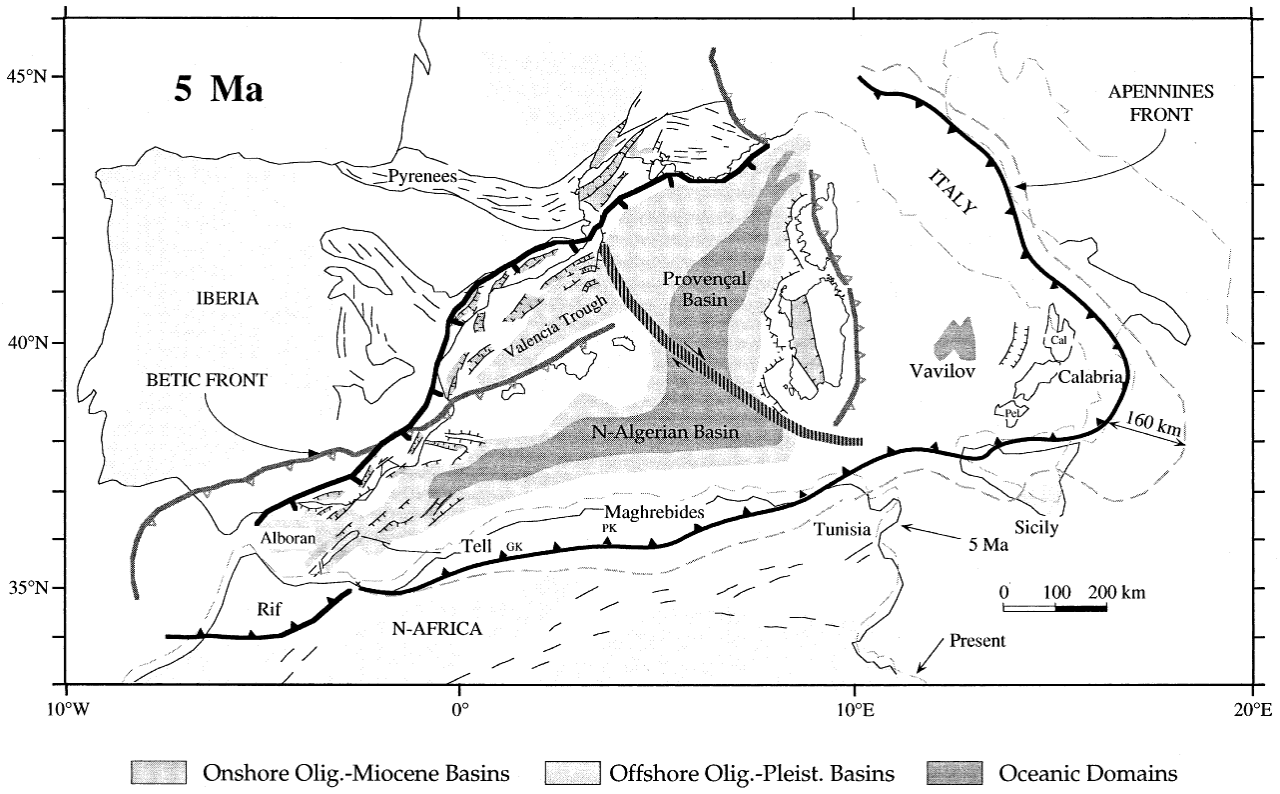


Figure 3-4 : Reconstruction paléo-tectonique de la Méditerranée Occidentale et Centrale au Pliocène Inférieur montrant la migration continue vers l'Est du front de subduction Apenninique, à une vitesse estimée à 50 mm.an^{-1} (Gueguen et al., 1998).

Au cours du Plio-Pléistocène, le front Calabro-Apenninique continue sa migration vers le Sud-Est sur 160 km, transportant le bloc Calabro-Péloritain jusqu'à sa position actuelle entre la

Sicile et l'Apulie et qui formera la Calabre (Figure 3-5, Gueguen et al., 1998). De plus, le rifting continu de la Mer Tyrrhénienne provoque la formation du bassin Marsili (Figure 3-5 ; Gueguen et al., 1998 ; Sartori, 2003). Le bloc Calabro-Péloritain (Méditerranée Centrale), initialement rattaché au bloc Corso-Sarde, a enregistré le plus grand déplacement (environ 800 km) jusqu'à sa position actuelle associé à la migration du front de subduction Apenninique de direction Sud / Sud-Est (Gueguen et al., 1998 ; Goes et al., 2004).

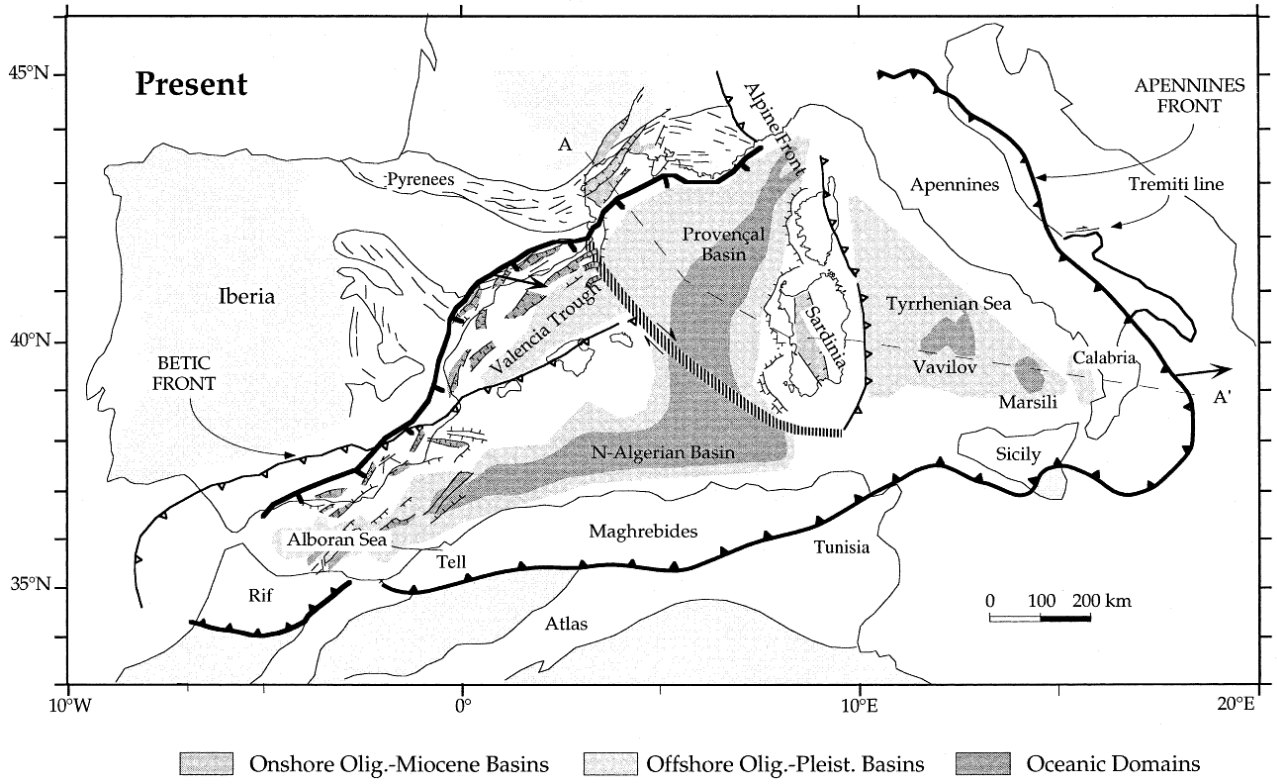


Figure 3-5 : Configuration actuelle de la Méditerranée Occidentale et Centrale (Gueguen et al., 1998).

Après le Pliocène, seul la lithosphère Ionienne (Bassin Mésozoïque, Catalano et al., 2001) est subductée générant le bassin d'avant-arc Ionien (Cavazza et Barone, 2009), alors que les épaisses lithosphères de l'Apulie et de l'Afrique sont préservées de la subduction générant les chaines de montagne des Apennins et Maghrebides (Sartori, 2003). Au cours du Pléistocène, des mouvements verticaux sont générés dans tout le système, provoquant une forte subsidence dans les bassins et un soulèvement au niveau de l'Arc Orogénique du même ordre de grandeur, soit plus de 1 mm.an^{-1} (Sartori, 2003). Ces mouvements pourraient être reliés à une distorsion du *slab* subducté. Elle serait le résultat de la différence de tendance dans la migration du front de subduction et du réajustement rapide (moins de 2 Ma) du *slab* subducté. En effet, du Tortonien jusqu'au Pliocène, le déplacement se fait suivant une direction Ouest / Est. Durant le Plio-Pléistocène, le front évolue suivant une direction Nord-Ouest / Sud-Est (Sartori, 2003).

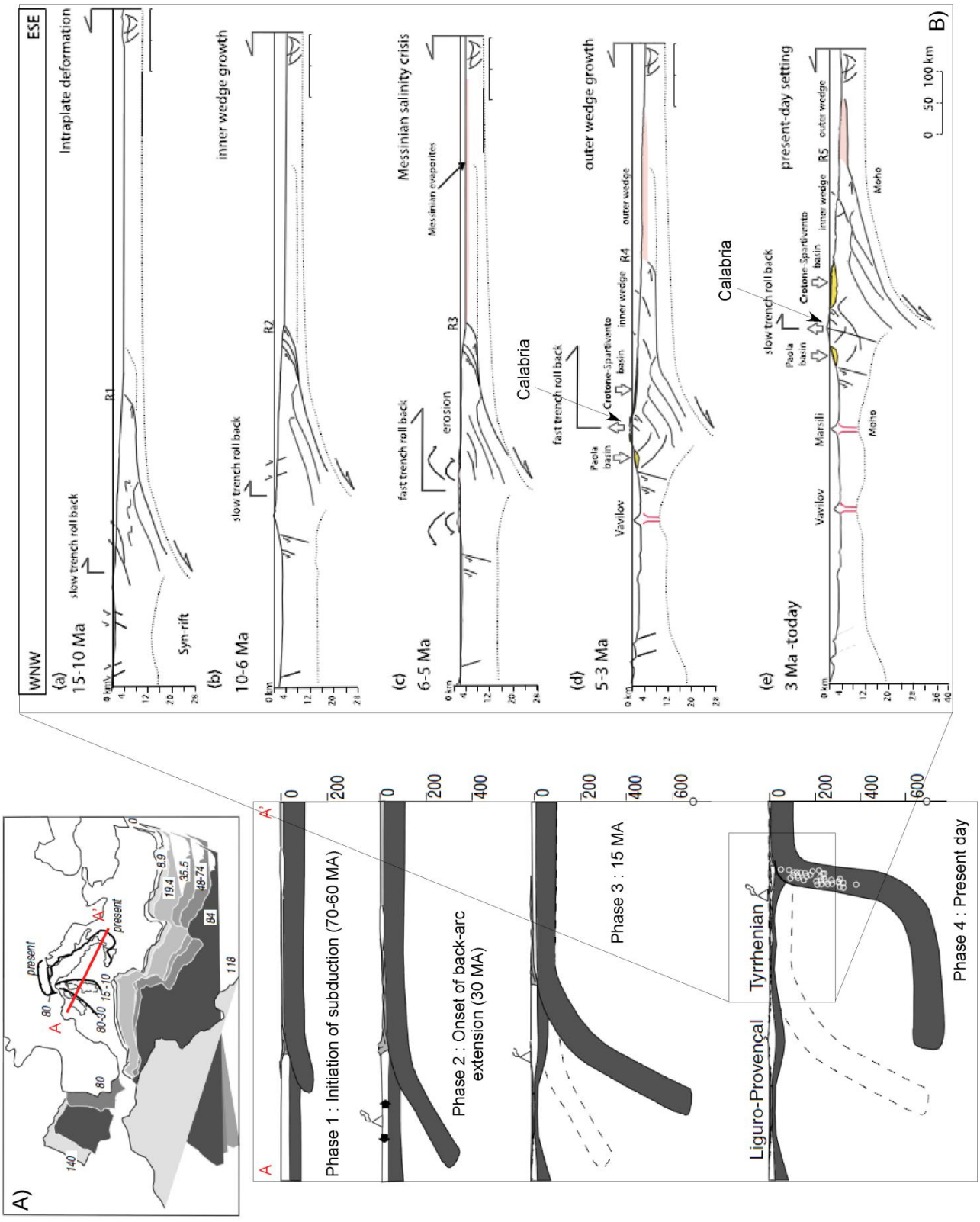


Figure 3-6 : A) Reconstruction des processus de la subduction de la plaque Afrique sous la plaque Europe en Méditerranée Centrale (d'après Faccenna et al., 2001). B) Modèle d'évolution du système de subduction Calabrais et de la formation des bassins Tyrrhéniens du Serravalien jusqu'à l'actuel. Notez qu'à l'actuel un nouveau bassin « Paola » est en train de se former en Mer Tyrrhénienne (d'après Minelli et Faccenna, 2010).

En conclusion, La migration du front de subduction Apenninique, vers le Sud / Sud-Est, a donc permis l'ouverture de la Méditerranée Occidentale par la formation de bassins irréguliers de l'Ouest vers l'Est (du bassin Liguro-Provençal au bassin Marsili) associée à la rotation du bloc Corso-Sarde (60°) et à son rifting avec le bloc Calabro-Péloritain (Gueguen et al., 1998 ; Sartori, 2003). Elle a également permis la mise en place du bloc Calabrais et du prisme d'accrétion constituant le Sud de l'Arc Apenninique, au Sud de l'Italie (Gueguen et al., 1998 ; Faccenna et al, 2001, Figure 3-6 ; Sartori, 2003).

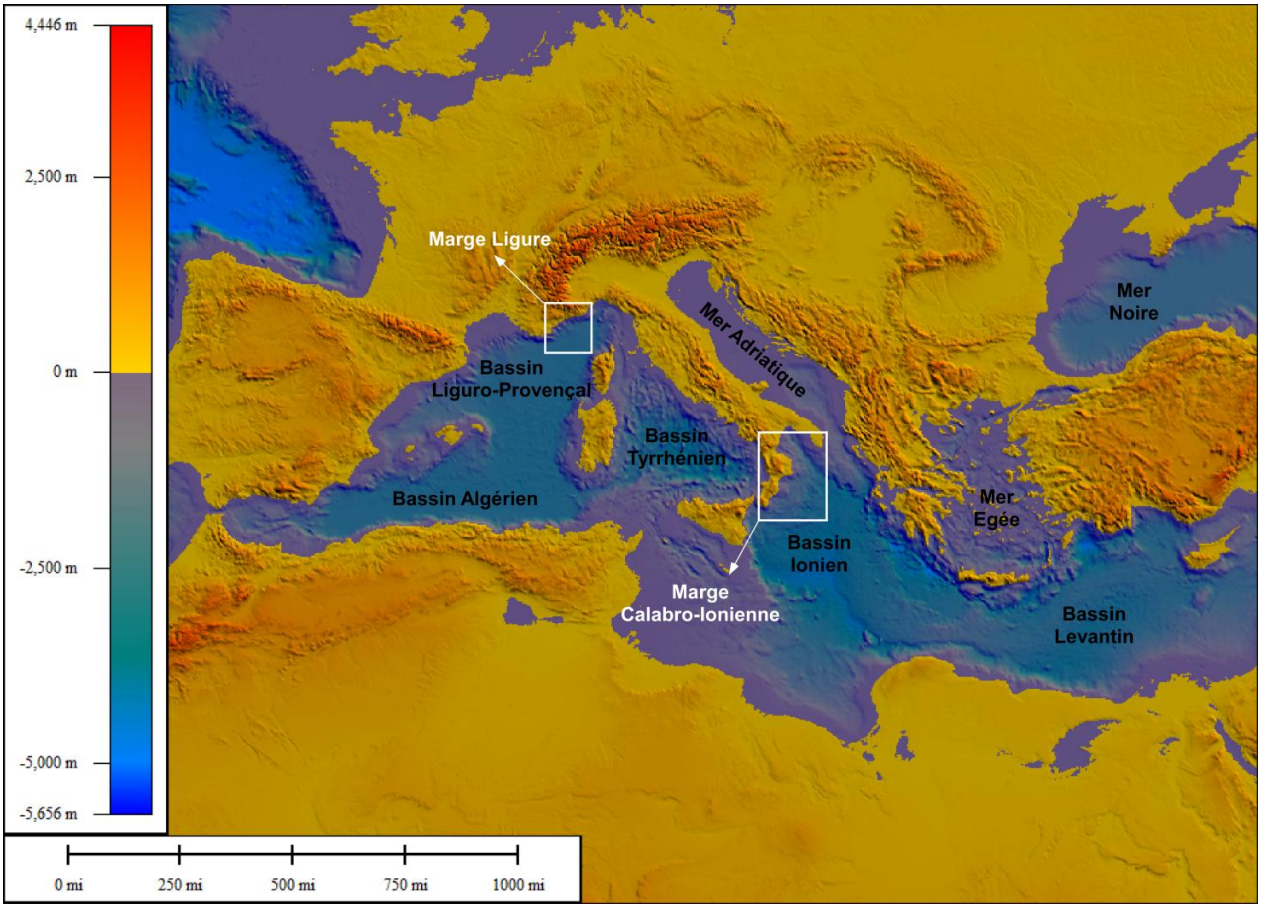


Figure 3-7 : Carte bathymétrique générale de la Méditerranée (données GEBCO à une résolution de 30-arc seconde) montrant les principaux bassins et la localisation des deux zones d'étude, la Marge Ligure et la Marge Calabro-Ionienne.

Les bassins formés en Méditerranée Occidentale correspondraient donc à des bassins d'arrière-arc, associés à la zone de subduction le long des Apennins (Gueguen et al., 1998) et constituent de petites zones océaniques (Sartori, 2003) (Figure 3-7). La géodynamique Néogène-Quaternaire est dominée par la migration vers l'Est du front Apenninique (Rollet et al., 2002) et contrôlée par le retrait du *slab* (Gueguen et al., 1998). En effet, la migration ou « *roll-back* » de la zone de subduction, estimée à 50 mm.an^{-1}, entre la fin de l'Oligocène (23 Ma) et l'actuel se fait sur

775 km environ, du Golfe du Lion à la Calabre. Elle a provoqué un « boudinage » de la lithosphère segmentant le bassin de la Méditerranée Occidentale en plusieurs bassins, à mesure du retrait du *slab* vers l'Est (Gueguen et al., 1998). Cette étude se concentre sur deux zones de la Mer Méditerranée : (1) la Marge Ligure dans le bassin Liguro-Provençal, le plus ancien bassin d'arrière-arc formé en Méditerranée Occidentale, et (2) la Marge Calabro-Ionienne constituant le bassin d'avant-arc et le prisme d'accrétion de la subduction Apenninique, en Méditerranée Orientale (Figure 3-7).

1.2. La Crise Messinienne

La Crise de Salinité Messinienne (MSC ; Hsü et al., 1973) correspond à une chute dramatique du niveau marin en Méditerranée au Miocène Supérieur, de 5,96 Ma a 5,32 Ma (Gautier et al., 1994 ; Krijgsman et al., 1999 ; Duggen et al., 2003). Le bassin Méditerranéen s'est retrouvé déconnecté et isolé de l'océan Atalantique à cause de la convergence entre les plaques Afrique et Europe (Ryan, 2009 ; Garcia-Castellanos et al., 2009). De plus, un soulèvement d'environ 1 km d'amplitude aurait été enregistré entre 6,3 et 4,8 Ma dans la région du détroit de Gibraltar, suggérant un facteur principalement tectonique à l'origine de la Crise Messinienne (Gargani et Rigollet, 2007).

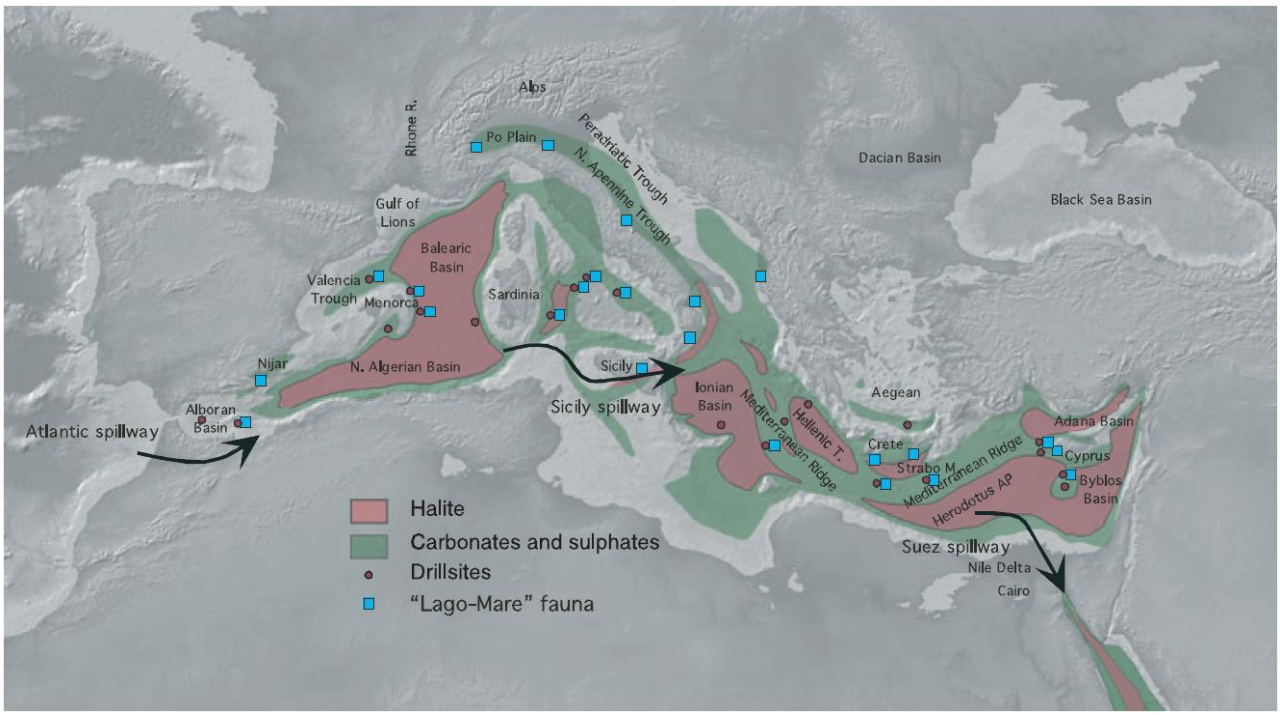


Figure 3-8 : Carte de distribution actuelle des sels et évaporites de la Mer Méditerranée. Noter la différence de entre la Mer Méditerranée Occidentale et Orientale (Ryan, 2009).

Le bassin Méditerranéen a ainsi enregistré une dramatique baisse du niveau marin relatif de 1200 m environ à moins de 1500-2500 m (Réhault, 1981 ; Clauzon et al., 1983 ; Gargani et Rigollet, 2007), à environ 5,6 Ma (Gorini et al., 2005). L'amplitude de la chute du niveau marin dans le bassin occidental a été estimée à -500/-1500 m par l'analyse de la rupture des profils des paléo-rivières. En revanche, il semble que des surfaces d'érosion messiniennes soient présentes à une profondeur de 1500 à 2250 m de profondeur dans le bassin oriental (Gargani et Rigollet, 2007). Cette crise est caractérisée par une érosion significative du plateau et de la pente continentale (Ryan, 1976) sur tout le pourtour du Bassin Méditerranéen. Durant cet évènement, 5% du sel dissout des océans a été fractionné en 1 Ma et s'est déposé en une couche d'évaporites (dolomite, gypse, anhydrite et halite) d'environ 1 km d'épaisseur (pouvant atteindre 1,5 à 1,8 km dans les bassins les plus profonds) et de plus d'1 million de m^3 de volume (Figure 3-8 ; Ryan, 2009). A partir de 5,33 Ma, au Zancléen, l'océan Atlantique se reconnecte au Bassin Méditerranéen par le détroit de Gibraltar. L'évolution de la remise en eau du bassin et sa rapidité restent toutefois relativement peu contraintes (Garcia-Castellanos et al., 2009). Les niveaux messiniens sont désormais enfouis sous des centaines de mètres de sédiments Plio-Quaternaire (Oard, 2005).

- La configuration morphologique actuelle de la Marge Ligure a été initiée au Messinien et les événements produits durant cette période sont une des clefs pour comprendre l'histoire des dépôts Plio-Quaternaire. En effet, la MSC a fortement influencé la nature et la distribution des séries sédimentaires du bassin Ligure (Savoye et Piper, 1991 ; Lofi et al., 2005 ; Bache et al., 2009 ; Sage et al., 2011).

De grandes différences entre le bassin profond et la marge sont observées (Savoye et Piper, 1991). Sur la pente continentale, la crise Messinienne est caractérisée par une surface d'érosion (observée sur les profils sismiques par un réflecteur puissant localisé sur toute la partie haute de la pente continentale ; Bigot-Cormier et al., 2004), l'érosion de canyons (Lofi et Berné, 2008) et des dépôts conglomératiques pro-deltaïques (Savoye et Piper, 1991 ; Sage et al., 2011). Dans le bassin, elle est caractérisée par le dépôt de sel messinien, épais de 1000-1500 m, alternant avec des passées détritiques (Savoye et Piper, 1991). Durant la transgression qui a suivi au Pliocène, une séquence conglomératique pro-deltaïque, alternant avec des dépôts détritiques plus fins en pied de pente aux débouches de canyons, a drapé la partie de la pente continentale immergée. Des marnes et des turbidites (pouvant atteindre 1500 m d'épaisseur et caractérisées par un faciès sismique lité continu) se sont accumulées à grande profondeur.

La continuité entre les unités messiniennes à la limite marge-bassin, notamment le passage entre les unités détritiques et les évaporites, reste discutée (Savoye et Piper, 1991). Il est toutefois admis que la surface anté-Pliocène, reliant la surface d'érosion en haut de marge au toit du cône détritique en bas de marge puis au toit des évaporites supérieures dans le bassin, marquent la fin de la crise messinienne avant la remise en eau du bassin (Savoye et Piper, 1991 ; Bigot-Cormier et al.,

2004). Depuis le Pliocène Supérieur et à cause de la subsidence thermale et de la charge d'eau, 800 m de subsidence flexurale a été enregistrée dans le bassin Ligure (Savoye et Piper, 1991).

- La Crise Messinienne correspond également à une période d'une large activité tectonique le long du front de l'orogénèse Apennino-Maghrebine, notamment en Italie (Decelles et Cavazza, 1995). L'activité tectonique est reconnaissable par des failles recoupant les dépôts du Messinien Inférieur et des discordances avec les couches sédimentaires du Messinien Supérieur et du Pliocène Inférieur (Decelles et Cavazza, 1995). La séquence stratigraphique Messinienne sur la marge Calabro-Ionienne d'avant-arc (e.g. Bassin de Crotone, Van Dijk et al., 1998) est recoupée par six discordances tectonostratigraphiques de troisième ordre. Ces discordances seraient en relation avec une tectonique transpressive durant le Messinien le long de linéaments majeurs (Van Dijk et al., 1998).

Les dépôts du Messinien Inférieur évaporitiques (calcaire et gypse) peuvent être absents dans certaines zones le long de la Marge Calabro-Ionienne (e.g. Sud de la Calabre, Decelles et Cavazza, 1995). On retrouve cependant la plus grande épaisseur de sels messiniens dans le bassin Ionien profond du fait de l'importante évaporation et chute du niveau marin dans la Méditerranée Centrale (Ryan, 2009). Les dépôts du Messinien Supérieur consistent en des conglomérats et des sables sous forme de pro-deltas, en discordance angulaire avec la partie interne du prisme d'accrétion Calabrais (Decelles et Cavazza, 1995). Ils seraient principalement le résultat d'un raccourcissement dans le prisme d'accrétion en réponse à un rebond flexural faisant suite à la baisse du niveau marin. Le taux de soulèvement est estimé à 1 km d'amplitude (Decelles et Cavazza, 1995)

L'épisode Messinien sur la Marge Calabro-Ionienne est caractérisé par une interaction entre fluctuations du niveau marin et évènements tectoniques (Ryan, 2009). Le plus grand évènement a d'ailleurs interrompu le dépôt des évaporites et a modifié la configuration et la géométrie des bassins. Bien que la dramatique baisse du niveau marin du Messinien ait formé une surface érosive et quelques incisions (Decelles et Cavazza, 1995), elle ne semble pas avoir généré l'incision de canyons à grande échelle (Van Dijk et al., 1998).

1.3. Circulation des masses d'eau

La Mer Méditerranée est un bassin semi-fermé de moyenne latitude. Les échanges d'eau, de sel, de chaleur entre l'Atlantique Nord et la Méditerranée jouent un rôle important dans la circulation thermohaline globale (Robinson et al., 2001).

Dans le Bassin Méditerranéen, la circulation thermohaline comporte trois principales « ceintures de circulation » (Pinardi et Masetti, 2000, Figure 3-9, Millot et Taupier-Letage, 2005) associées avec : (1) l'afflux des Eaux Atlantiques (AW) superficielles (0-500 m) au niveau de

Gibraltar, (2) leur évolution en Eaux Intermédiaires Levantine (LIW) dans la Mer Méditerranée Orientale, et (3) la formation d'Eaux denses dans le Golfe du Lion et en Mer Adriatique.

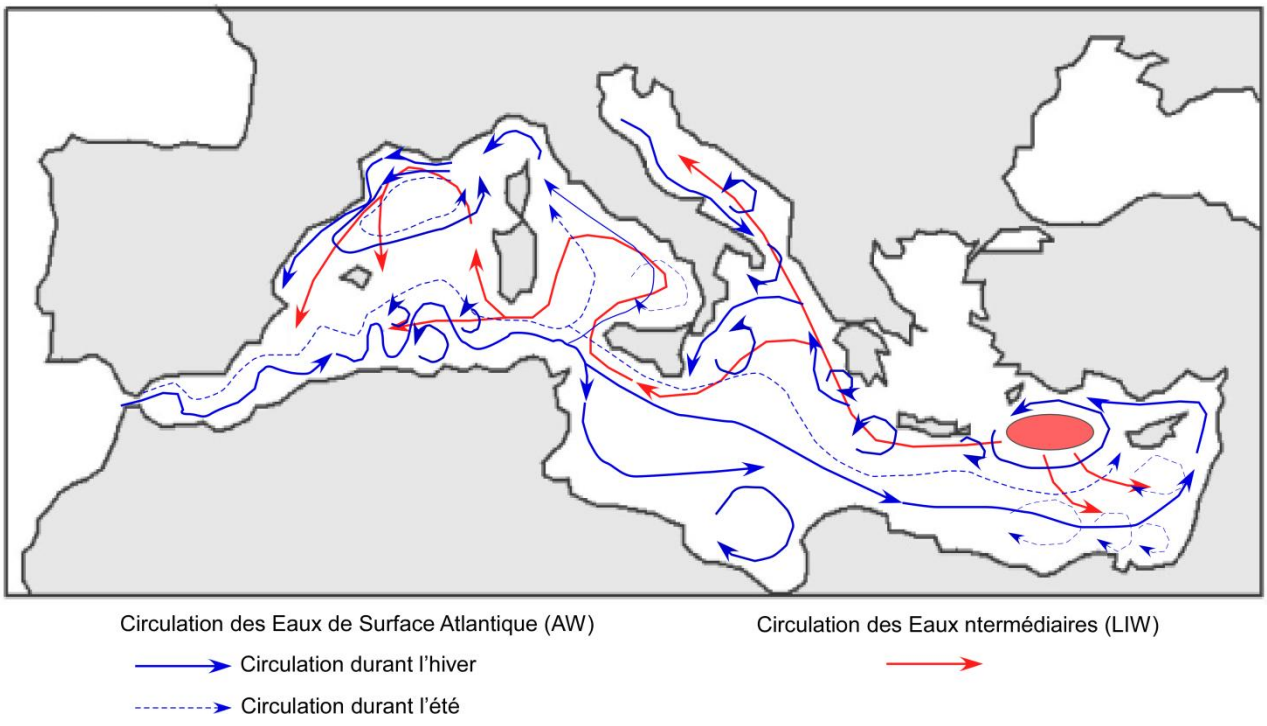


Figure 3-9 : Schéma de la circulation thermohaline générale Méditerranéenne (modifiée d'après Pinardi et Masetti, 2000).

De manière générale, la circulation des Eaux de Surface suit une boucle anticyclonique. L'eau de l'océan Atlantique entrant par le détroit de Gibraltar et circulant entre la surface de la mer et 150 m de profondeur, est caractérisée par une température de 15-16°C, une salinité relativement faible de 36-37‰ et une densité de 26-27. En circulant dans le Bassin Méditerranéen, et de part son interaction avec l'atmosphère, elle se transforme en Eaux Méditerranéennes, plus denses. En fonction des conditions climatiques, elle donnera naissance soit aux Eaux Intermédiaires (LIW), formées en Méditerranée Orientale et circulant entre 150 et 600 m environ, soit aux Eaux Denses, plus froides et plus salées, circulant dans le reste de la colonne d'eau, au-delà des 600 m de profondeur (Goffart et Hecq, 2007).

Les Eaux Atlantiques superficielles se réchauffent le long de son parcours en été jusqu'à des températures de 20-28°C et se refroidissent en hiver avoisinant des températures de 13°C. Sa salinité et sa densité, en général, augmentent respectivement jusqu'à des valeurs de l'ordre de 38-39‰, et 28-29. En hiver, sa densité devient très grande (29), du fait des masses d'air froides et sèches et de l'évaporation les Eaux Atlantiques peuvent alors former des Eaux denses qui plongent, généralement dans la partie Nord des Bassins Occidentaux (Golfe du Lion) et Orientaux (Mer

Adriatique, Mer Egée) là où le plateau continental est large. Ces eaux denses peuvent plonger suivant des zones de quelques kilomètres de diamètres, à une vitesse de 10 $cm.s^{-1}$ environ. Celles-ci peuvent atteindre le fond océanique et créer des courants horizontaux avec une vitesse de 10 $cm.s^{-1}$ (Millot et Monaco, 1984). A la fin de leur parcours, elles ressortent par le détroit de Gibraltar, suivant un temps de résidence ou de renouvellement de 50-100 ans (Millot et Taupier-Letage, 2005). Ces courants de surface peuvent présenter une variabilité spatio-temporelle journalière à saisonnière du fait des variations climatiques ou saisonnières. Les Eaux de Surface peuvent également générer des tourbillons, caractérisés par un diamètre de quelques centaines de kilomètres et par une durée de vie de quelques mois à quelques années. Il semble que 90% des Eaux Atlantiques (AW) entrant par le détroit de Gibraltar se transforment en Eaux Intermédiaires et en Eaux denses, tandis que seulement 10% est évaporé. La transformation des AW se fait pour ¾ dans le Bassin Oriental et ¼ dans le Bassin Occidental, suggérant un temps de résidence des Eaux de 50-100 ans.

Dans le Bassin Ligure, la circulation des Eaux superficielles AW prend le nom de « courant liguro-provençal » ou « courant du Nord » (Millot, 1992). Le courant du Nord, circulant à une profondeur estimée de 150 m en moyenne et pouvant atteindre 300 m de profondeur au large de la Corse (Sournia et al., 1990), se caractérise par des vitesses de plusieurs $cm.s^{-1}$ à quelques dizaines de $cm.s^{-1}$ (Béthoux et al., 1981) en son centre, une largeur de quelques dizaines de kilomètres et une épaisseur d'une centaine de mètres (Millot, 1991).

Dans le bassin Ionien, les Eaux superficielles AW arrivant par le détroit de la Sicile sont appelées les MAW (Modified Atlantique Water) et circulent à un profondeur moyenne de 200 m (Dobricic et al., 2008). Lorsqu'elles progressent uniquement vers le Bassin Levantin, les Eaux Superficielles se transforment en Eaux Intermédiaires qui évoluent ensuite vers la Mer Adriatique et la Mer Ionienne selon une circulation cyclonique (Gacic et al., 2010). En revanche, lorsqu'une partie bifurque vers le Nord dans le Bassin Ionien au sorti du détroit de la Sicile, la circulation superficielle et intermédiaire se fait de manière anticyclonique (Gacic et al., 2010). Quelque soit le mode, la circulation dans le Bassin Ionien termine ainsi le circuit des Eaux Superficielles en Méditerranée Orientale. Dans le Bassin Ionien, les Eaux Denses formées peuvent stagner sur le fond pendant de très longue période (Millot et Taupier-Letage, 2005).

2. CONTEXTE REGIONAL

Comme nous l'avons vu précédemment, la Marge Ligure et la Marge Calabro-Ionienne possèdent une histoire géodynamique différente. La première est une marge passive, appartenant au

bassin d'arrière-arc Liguro-Provençal et formée par le retrait du front de subduction des Apennins et la rotation du bloc Corso-Sarde. La seconde est une marge active du Bassin Ionien, et forme le bassin d'avant-arc limité par le prisme d'accrétion actuel du front de subduction calabrais. Nous allons donc, dans ce chapitre, décrire le cadre structural et stratigraphique, ainsi que la tectonique post-messinienne de ces deux marges afin de cerner au mieux leurs différences.

2.1. La Marge Nord du Bassin Ligure

2.1.1. Formation de la marge et subsidence

• Dès l'initiation de la subduction de la plaque Afrique sous la plaque Europe (90-80 Ma), les régions de la Sardaigne et du Bassin Provençal enregistrent une subsidence tectonique, marquée par une discordance angulaire de grande échelle (Faccenna et al., 2001).

Puis, dès le stade initial de rifting du bassin Ligure, la marge enregistre une nouvelle subsidence tectonique dans le bassin (Stade 2 et 3 – Figure 3-10 ; Sage et al., 2011). En effet, la marge Ligure s'affaisserait de façon rapide et contemporaine à la structuration du socle de l'Oligocène Supérieur à l'Aquitain Moyen (25-20 Ma) (Steckler et Watts, 1980 ; Bessis et Burrus, 1986 ; Burrus et Audebert, 1990).

La série sédimentaire syn-rift sur la Marge Ligure est relativement épaisse, suggérant que l'influence de la tectonique compressive alpine régionale sur les processus de rifting ait augmenté la subsidence. La subsidence du bassin serait liée à la réponse flexurale du front alpin (Sage et al., 2011).

• Enfin, une subsidence thermique post-rifting provoque le basculement régulier de la Marge Ligure (Stade 5 et 6 ; Figure 3-10, Sage et al, 2011). Le taux de subsidence total est estimé à 200 $m.Ma^{-1}$ (Ryan, 1976) et tend à s'atténuer au cours du temps (Biju-Duval et al., 1978).

Cependant, le bassin profond Ligure semble enregistrer une subsidence qui s'accélère depuis 5 Ma. Ceci est marqué par une différence d'épaisseur dans la série sédimentaire post-rift. Elle atteint jusqu'à 2000 m d'épaisseur sur le plateau continental (Rabineau, 2001) et plus de 8 km d'épaisseur dans le bassin profond (Bethoux et al., 2008). La subsidence Plio-Quaternaire au pied du bassin Ligure aurait atteint depuis le Messinien 800-1000 m (Savoye et Piper, 1991).

Elle serait due à la surcharge du matériel sédimentaire (environ 600 m en 4 Ma) provenant de l'érosion des chaines de montagne (Alpes et Corse) (Savoye et Piper, 1991 ; Sage et al., 2011). Mais il semble qu'elle soit surtout liée à une évolution thermique, due au refroidissement de la lithosphère qui n'a pas encore atteint son équilibre thermal post-rift (Pasquale et al., 1995 ; Bethoux et al., 2008 ; Sage et al., 2011).

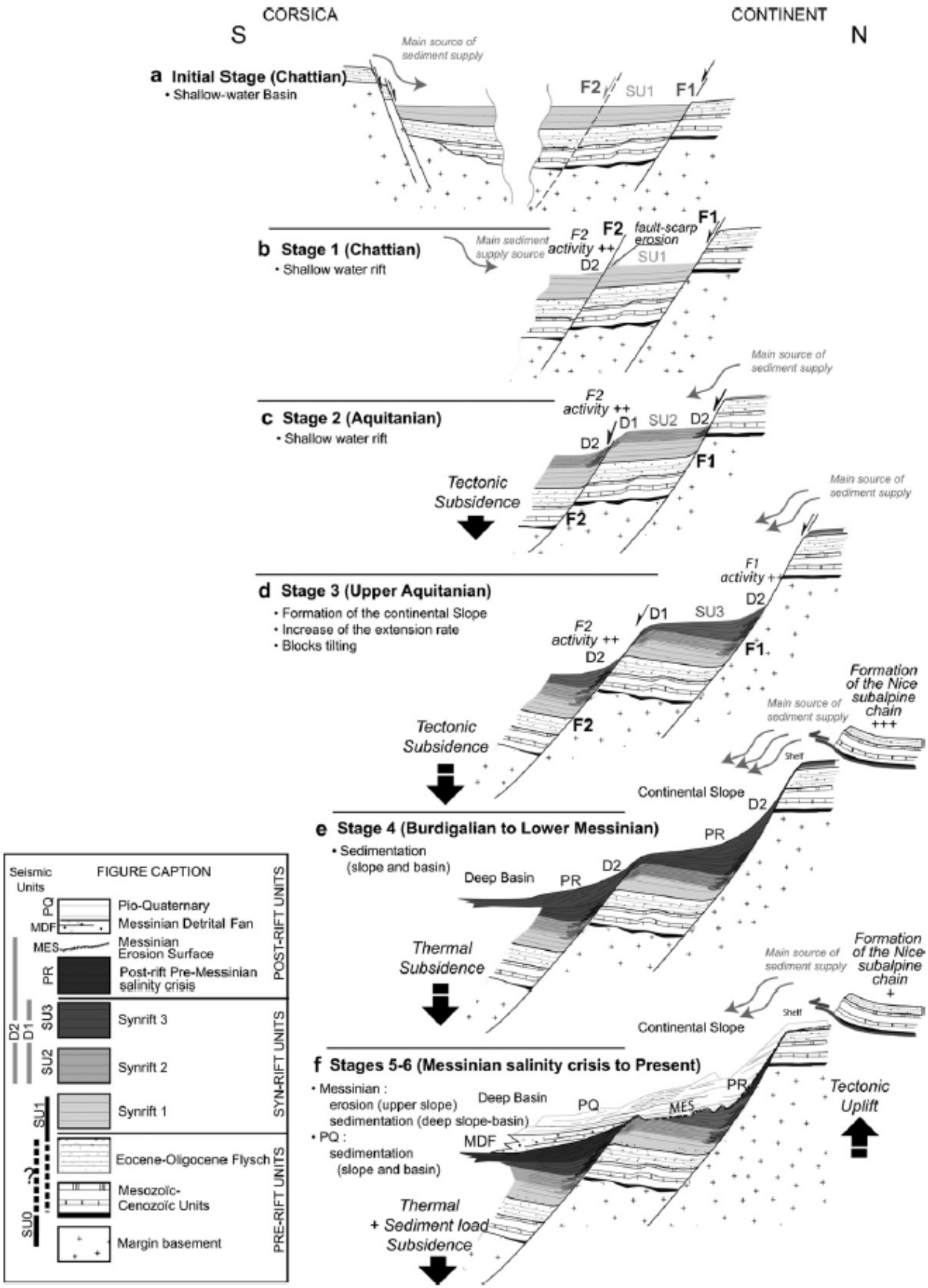


Figure 3-10 : Illustration de l'évolution de la Marge Ligure Nord, du stade rifting à l'actuel, montrant les dépôts sédimentaires syn et post-rift, et les subsidences affectant la marge (Sage et al., 2011).

2.1.2. Cadre structural

La marge Nord-Ligure montre une déformation post-messinienne à la limite marge/bassin. Cette déformation est quasi-nulle vers Fréjus (Figure 3-11) et augmente régulièrement vers l'Est (Bigot-Cormier et al., 2004). Elle débute essentiellement au cours du Pliocène par une phase de surrection, à terre, enregistrée dans le socle du massif cristallin externe de l'Argentera (France/Italie) qui réactive les structures héritées (Larroque et al., 2001 ; Bigot-Cormier et al., 2004). Elle se poursuit ensuite par une structuration en chevauchements de l'Arc de Nice et des soulèvements verticaux sur la côte et le long du Var (Hilgen, 1991 ; Figure 3-11). La déformation évolue de la marge vers le bassin et d'Ouest en Est, et est fortement influencée par l'épaississement crustal de l'avant-pays alpin observé à terre (Bigot-Cormier et al., 2004).

La déformation serait la conséquence d'un chevauchement « aveugle » à vergence Sud sous la marge et qui se prolongerait jusque dans les formations salifères messiniennes du bassin (Bigot-Cormier et al., 2004). Le chevauchement aurait progressé sans affecter les blocs syn-rift basculés, ou en empruntant les structures héritées, produisant une rotation des blocs (Bigot-Cormier et al., 2004). La déformation de la marge Ligure est compressive et est guidée au Pliocène par une tectonique de socle qui réactive des structures héritées. En effet, bien que l'activité sismique de la Mer Ligure soit généralement faible et restreinte au Nord de la marge, elle serait localement la conséquence de l'expulsion latérale du Sud-Ouest des Alpes le long de l'Apulie (Vialon et al., 1989). La réactivation en compression de la marge Ligure est confirmée par la présence de mécanismes au foyer de failles inverses et transpressives, et des événements sismiques de magnitude 4 à 5,9 (Béthoux et al., 1992 ; Béthoux et al., 2008 ; Figure 3-11). Deux directions nodales ont été observées et elles coïncident avec le cadre structural de la Mer Ligure : une linéation parallèle au *rifting* d'axe N30-40°E, et une linéation perpendiculaire a l'axe du bassin assimilée à des failles transformantes. L'étude sismologique montre une activité superficielle (5-11 km de profondeur) des séismes localisés au pied de la Marge Ligure, sur les failles héritées réactivées (Bethoux et al., 2008).

Enfin, l'analyse de profils sismiques a montré au Plio-Quaternaire, que la surrection de la marge par rapport au bassin profond était accommodée par un réseau de failles normales localisées à la limite marge-bassin (Bigot-Cormier et al., 2004 ; Larroque et al., 2001, 2011 ; Figure 3-11). La surrection de la marge par rapport au bassin augmente vers l'Est, depuis la bordure du Var, pour atteindre une vitesse maximale estimée a 0,3-0,5 mm/an au large d'Imperia (Chaumillon et al., 1994 ; Larroque et al., 2001 ; Bigot-Cormier et al., 2004). Cependant, la tectonique n'est pas la seule cause du soulèvement relatif de la marge. Il se produit également une subsidence différentielle entre la marge et le bassin, marquée par l'affaissement des séries de ce dernier suite au retrait du sel messinien vers le Sud (Bigot-Cormier et al., 2004).

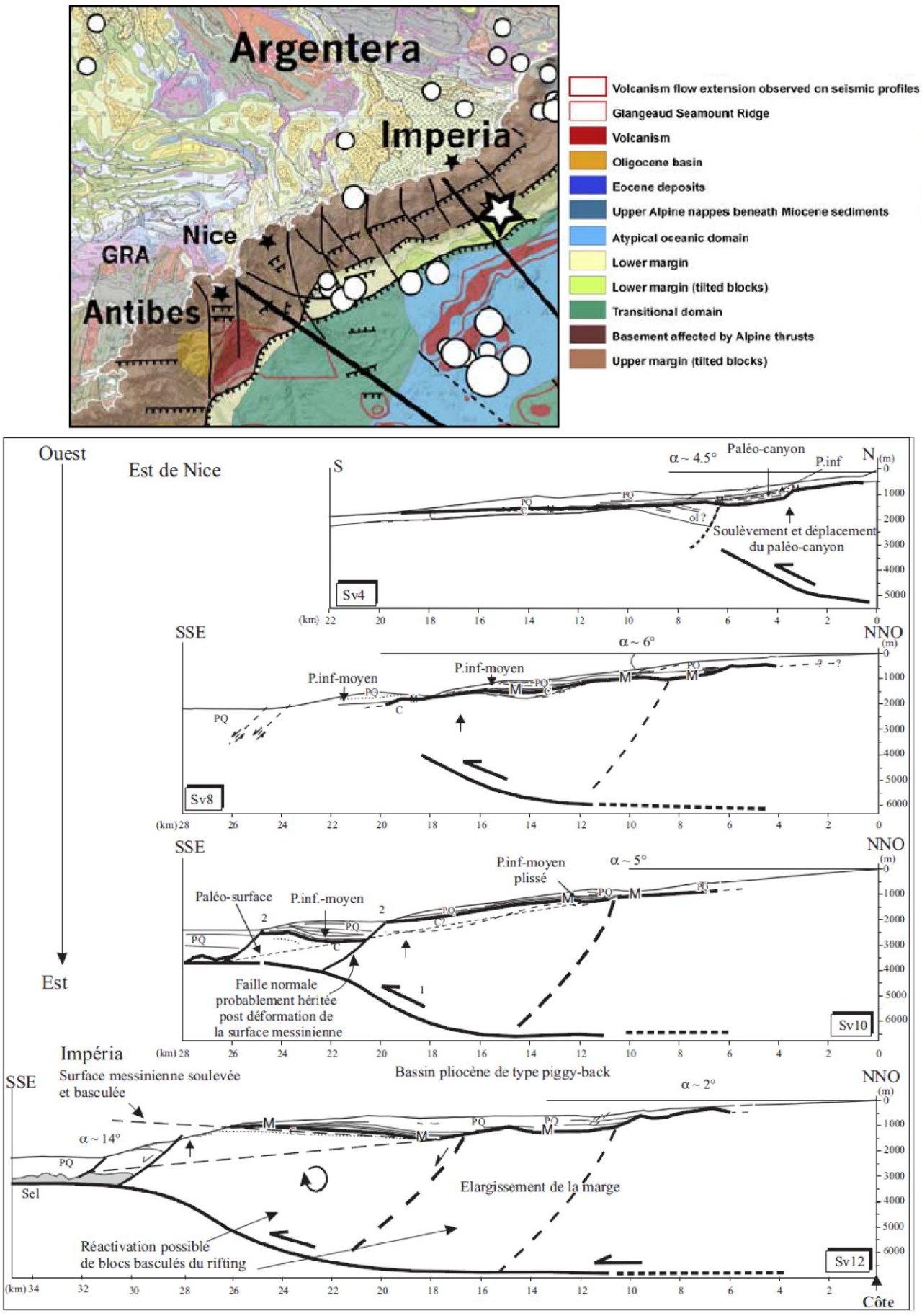


Figure 3-11 : En haut : carte structurale de la Marge Nord Ligure (d'après Béthoux et al., 2008). En bas : Interprétations de quatre profils sismiques de l'Ouest vers l'Est de la Marge Nord Ligure, montrant la déformation associée à un chevauchement crustal sud-alpin (Bigot-Cormier et al., 2004).

2.1.3. Stratigraphie générale

Les données sismo-stratigraphiques ont permis d'identifier trois grandes séquences sismiques sur la pente continentale (Savoye et Piper, 1991 ; Sage et al., 2011 ; Lofi et al., 2011a). Elles s'organisent du bas vers le haut de la manière suivante (Figure 3-12) :

(1) Une unité pré-messinienne présente une épaisseur d'environ 3900 ms (twt) sur les profils sismiques le long de la marge (Sage et al., 2011). Elle est caractérisée par un faciès sismique chaotique et peu organisé (Unités D1 et D2, Figure 3-12 ; Sage et al., 2011) alternant avec des séquences réflectives bien organisées (Unités SU, Figure 3-12 ; Sage et al., 2011). Cette séquence a enregistré l'histoire de la Marge Ligure depuis le Miocène Supérieur, incluant l'ouverture de l'océan et les possibles phases de compression Alpine (Sage et al., 2011).

(2) Une unité sus-jacente associée à la Crise de Salinité Messinienne. Elle comporte une surface d'érosion et des dépôts grossiers conglomératiques (Savoye et Piper, 1991 ; Sage et al., 2011). La surface d'érosion Messinienne (Surface MES, Figure 3-12 ; Sage et al., 2011) tronque l'unité sous-jacente dans la partie supérieure de la pente continentale. Elle est caractérisée par un réflecteur puissant de forte amplitude et de forte fréquence (Savoye et Piper, 1991). L'unité conglomératique, interprétée comme des dépôts de cônes deltaïques messiniens (Unité MDF, Figure 3-12 ; Sage et al., 2011) est restreinte à la partie inférieure de la pente continentale (Savoye et Piper, 1991 ; Sage et al., 2011). Elle est caractérisée par un faciès sismique chaotique a lité discontinu et des réflecteurs irréguliers, de basse fréquence et de forte amplitude (Savoye et Piper, 1991). Cette unité se biseaute à 2 s (twt) sur la surface d'érosion Messinienne et s'épaissie vers le large. En base de pente, ce delta messinien est affecté par des failles normales (Sage et al., 2011). Ces dernières s'enracinent dans la couche supérieure des sels messiniens déposés dans le bassin (Sage et al., 2011).

(3) Une unité détritique Plio-Quaternaire (Unité PQ, Figure 3-12 ; Sage et al., 2011). Elle est composée d'alternances de marnes hémipélagiques et de turbidites sableuses et peut atteindre 1500 m d'épaisseur (Savoye et Piper, 1991 ; Bigot-Cormier, 2004) ou 30 à 550 ms (twt) sur les profils sismiques (Sage et al., 2011). Elle est caractérisée par un faciès lité et continu et par une succession de réflecteurs subparallèles, de forte amplitude et de forte fréquence, parcourant la pente continentale, et se terminant en *onlap* sur les unités sous-jacentes (Savoye et Piper, 1991 ; Sage et al., 2011).

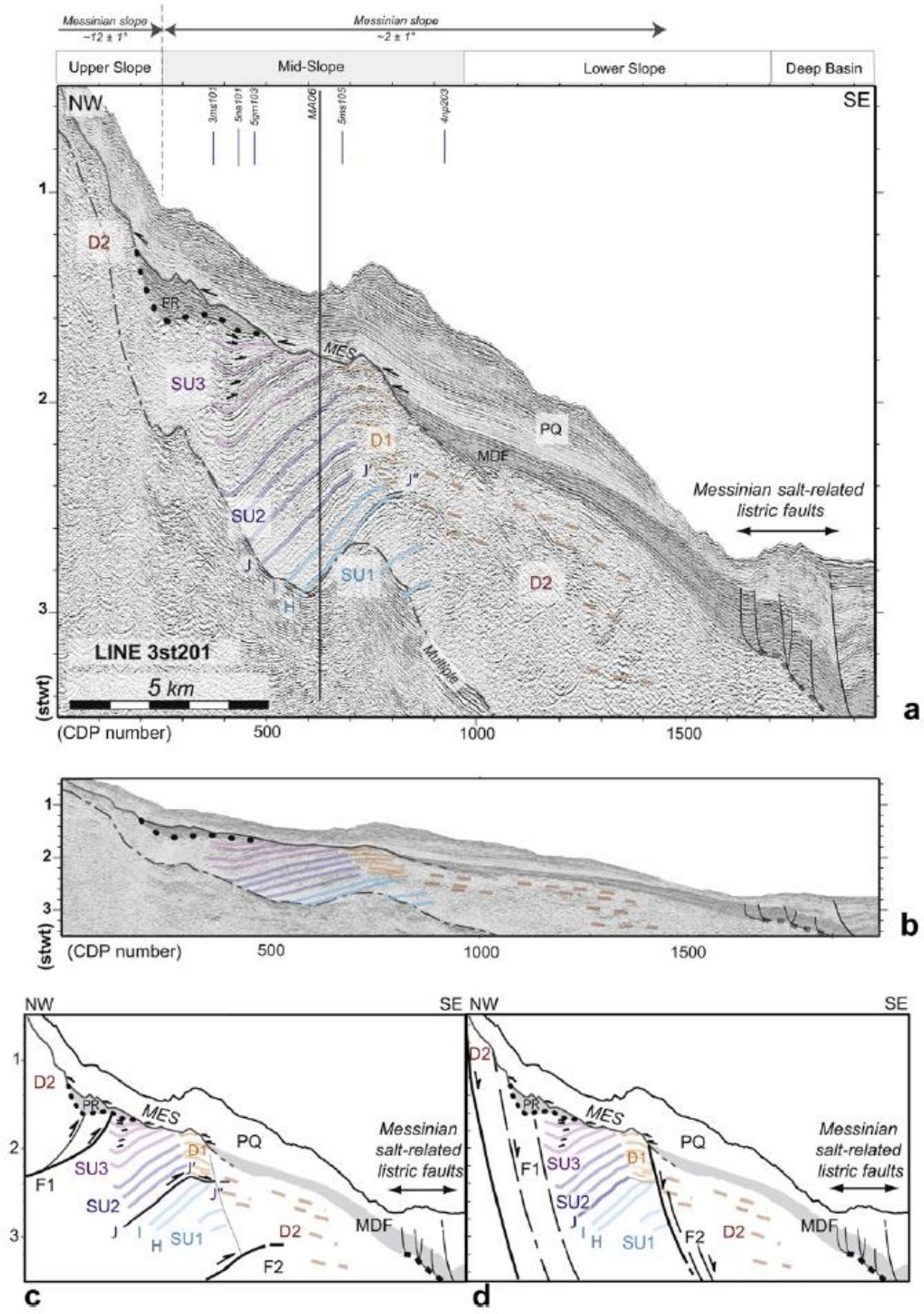


Figure 3-12 : Lignes sismiques de haute résolution à travers la Marge Nord Ligure. PQ : unité Plio-Quaternaire, MES : surface d'érosion Messinienne, MDF : cône détritique Messinien, D et SU : unités pré-messiniennes (Sage et al., 2011).

2.1.4. Les cycles glacio-eustatiques Plio-Quaternaire

- Les variations du niveau marin relatif sont la combinaison des mouvements verticaux liés à de la subsidence ou du soulèvement, et de l'eustatisme ou niveau absolu de la mer. Il existe différents ordres de variation du niveau marin. L'étude de leur enregistrement sédimentaire permet de les différencier par leurs causes tectonique, climatique ou eustatique. Ces ordres diffèrent donc par leur durée, leur caractéristique périodique et leur amplitude (Vail et al., 1991).

Six ordres ont été différenciés. Les trois premiers ordres (1,2 et 3) ont une durée ou période de long terme, respectivement de plus de 50 MA, 3-50 MA et 0,5-3 MA. Leur origine pourrait être liée à des facteurs tels les variations du volume des dorsales océaniques, des bassins, ou encore les variations du volume d'eau, les variations climatiques ou isostatiques. Les trois autres ordres (4, 5 et 6) présentent une période plus court, respectivement de 80-500 ka, 30-80 ka et 10-30 ka. Ils sont d'origine glacio-eustatique (Vail et al., 1991).

- La marge Liguro-Provençale compte actuellement une quinzaine de petits glaciers dans les Alpes Maritimes, dont certains sont situés à moins de 50 km de la Mer Méditerranée (Hughes et Woodward, 2008). Durant le dernier maximum glaciaire (du Würm au Pléistocène Supérieur), les Alpes Maritimes étaient recouvertes par des glaces sur une superficie de 126 000 km^2. Leur déglaciation aurait commencé il y a environ 14 000 ans (Hughes et Woodward, 2008).

Sur la Marge Ligure, les formations Plio-Quaternaires (5,3 Ma à l'actuel) stratifiées ont enregistrées les discordances et séquences sédimentaires associées aux cycles transgressifs-régressifs glacio-eustatique Plio-Quaternaire (Figure 3-13 ; Fierro et al., 2010). Elles sont surtout visibles dans la partie distale de la plateforme continentale caractérisée par un prisme sédimentaire progradant (Fierro et al., 2010).

La morphologie actuelle de la plateforme de la marge Ligure et les dépôts sédimentaires ne semblent être contrôlés que par le niveau marin. En période glaciaire, la plateforme émergée subit une érosion subaérienne qui génère des surfaces d'érosion (Figure 3-13). Sur le rebord du plateau, des dépôts progradants deltaïques et côtiers se mettent en place. En période interglaciaire, le niveau marin remonte et la migration de la ligne de rivage en amont est marquée par des accumulations transgressives, pouvant être interrompues par des épisodes de stabilisation temporaire (Figure 3-9 ; Fierro et al., 2010).

Les variations glacio-eustatiques au Quaternaire sont contrôlées par la cyclicité des paramètres orbitaux (Imbrie et al., 1984). Dans le Golfe du Lion, cinq séquences de dépôts dans le prisme progradant interglaciaire ont été identifiées. Elles correspondent aux cinq derniers cycles glacio-eustatiques Plio-Quaternaire qui remontent jusqu'à 540 000 ans et reposent sur un prisme régressif glaciaire (Rabineau, 2001).

Durant le Miocène, trois bas niveaux marins ont été enregistrés sur la Marge Ligure : deux au début et à la fin du Burdigalien, et une plus forte (environ de 100 m) durant le Tortonien (Sage et al., 2011).

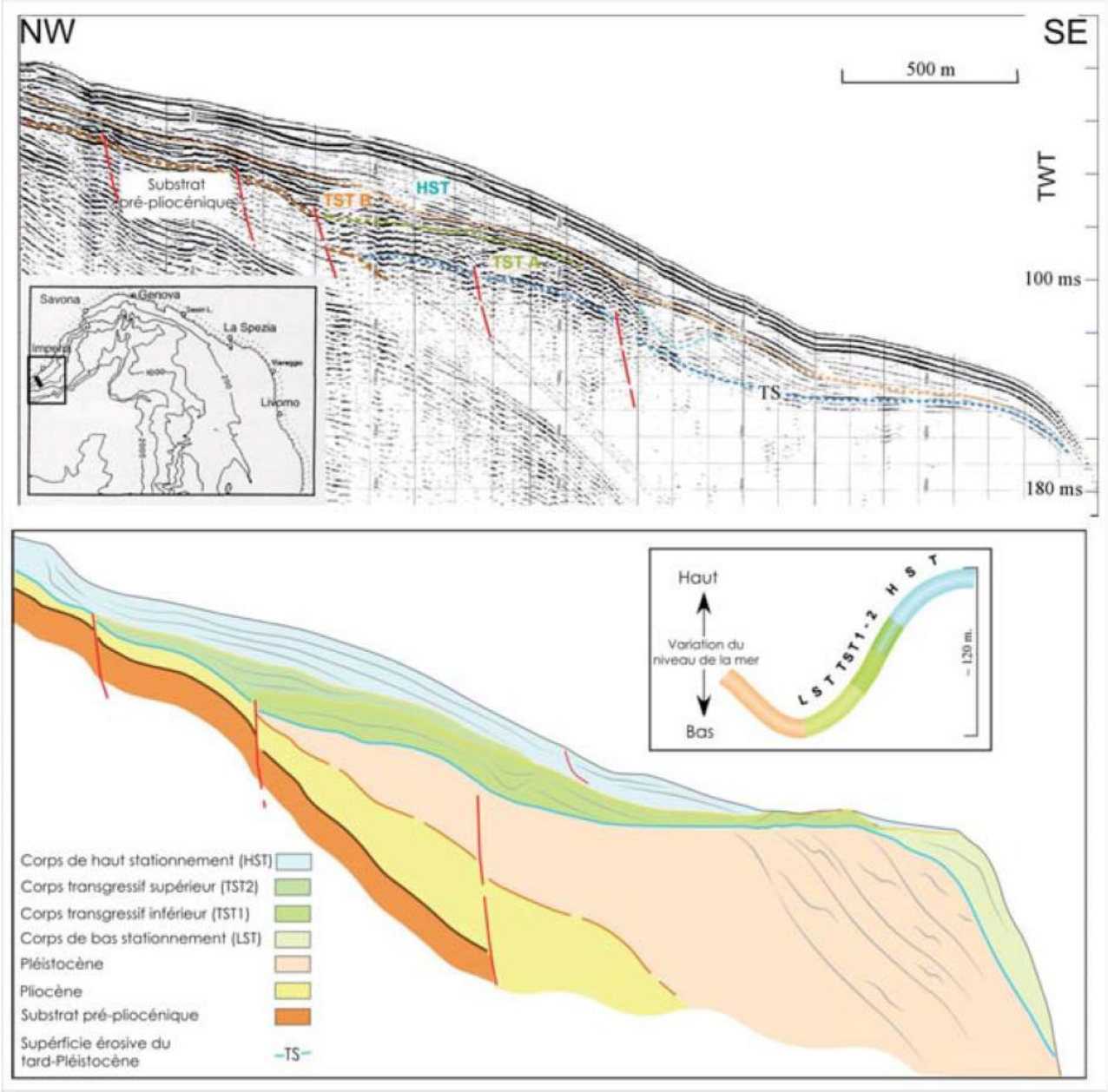


Figure 3-13 : Ligne sismique le long de la marge Ligure, Riva Ligure, et son interprétation (Fierro et al., 2010).

2.2. La Marge Calabro-Ionienne

2.2.1. Formation de la marge et subsidence

L'ouverture de l'océan Ionien aurait débuté au Permien-Trias et aurait provoqué une rapide subsidence tectonique durant le Lias (203-175 Ma) et le dépôt d'épaisses séquences sédimentaires (Lagonegro et Sicilienne) (Catalano et al., 2001). Cette subsidence aurait causé l'approfondissement des plateformes carbonatées de la Méditerranée Occidentale (Stampfli et al., 1998).

La dorsale océanique responsable de l'ouverture de l'océan Ionien, désormais avortée et hypothétiquement « cachée », serait responsable d'une subsidence thermique depuis le Miocène jusqu'à Quaternaire (Figure 3-14 ; Catalano et al., 2001). En effet, le bassin profond de la Mer Ionienne enregistre une dépression anormale. Elle pourrait être liée à cette subsidence thermique ou plus probablement à l'activité des failles de chevauchement du prisme d'accrétion Apenninique (Catalano et al, 2001). La remplissage sédimentaire de 3-6 km couvrant le fond océanique crée de plus une subsidence lithostatique (Catalano et al., 2001). Il semble cependant que l'épaisseur du remplissage sédimentaire, bien que continue, soit plus élevée au centre de la Mer Ionienne ce qui est concorde avec un approfondissement de celle-ci (Finetti et Morelli, 2002 ; Minelli et Faccenna, 2010 ; les déformations récentes seront détaillées ultérieurement).

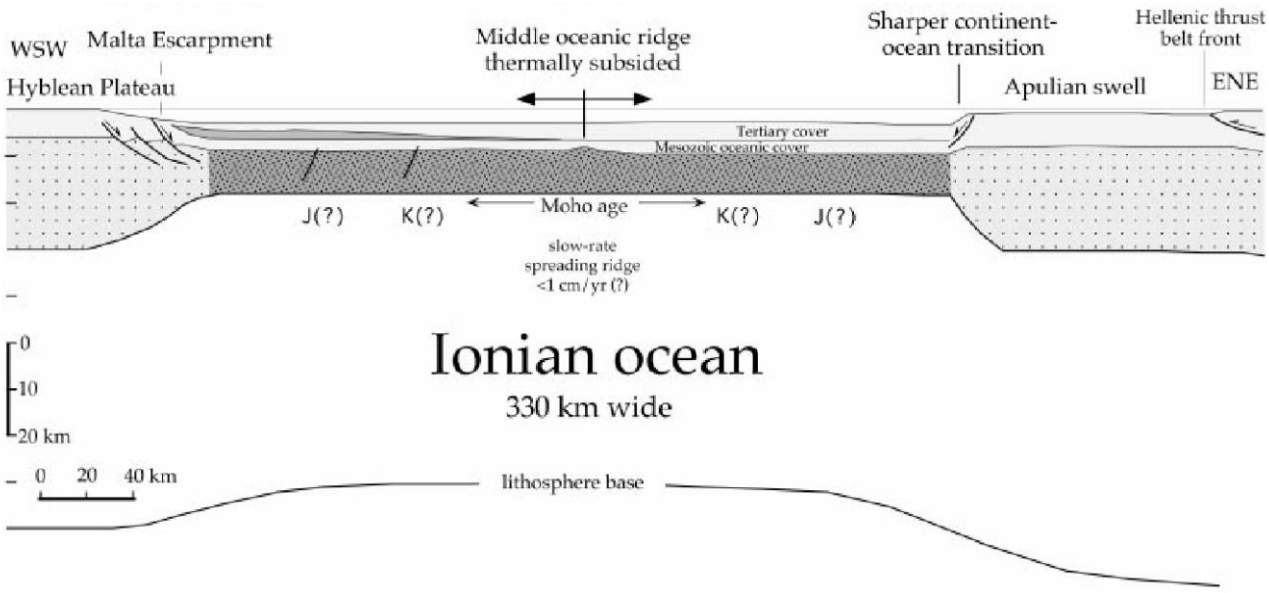


Figure 3-14 : Reconstitution de l'Océan Ionien illustrant l'expansion océanique d'âge Mésozoïque, dont les taux d'extension apparaissent être très faible. Dans cette interprétation, les plateaux Apuliens et Hybléen étaient originellement connectés. Le début du rifting serait estimé au Permien Supérieur-Trias (Catalano et al., 2001).

2.2.2. Cadre structural

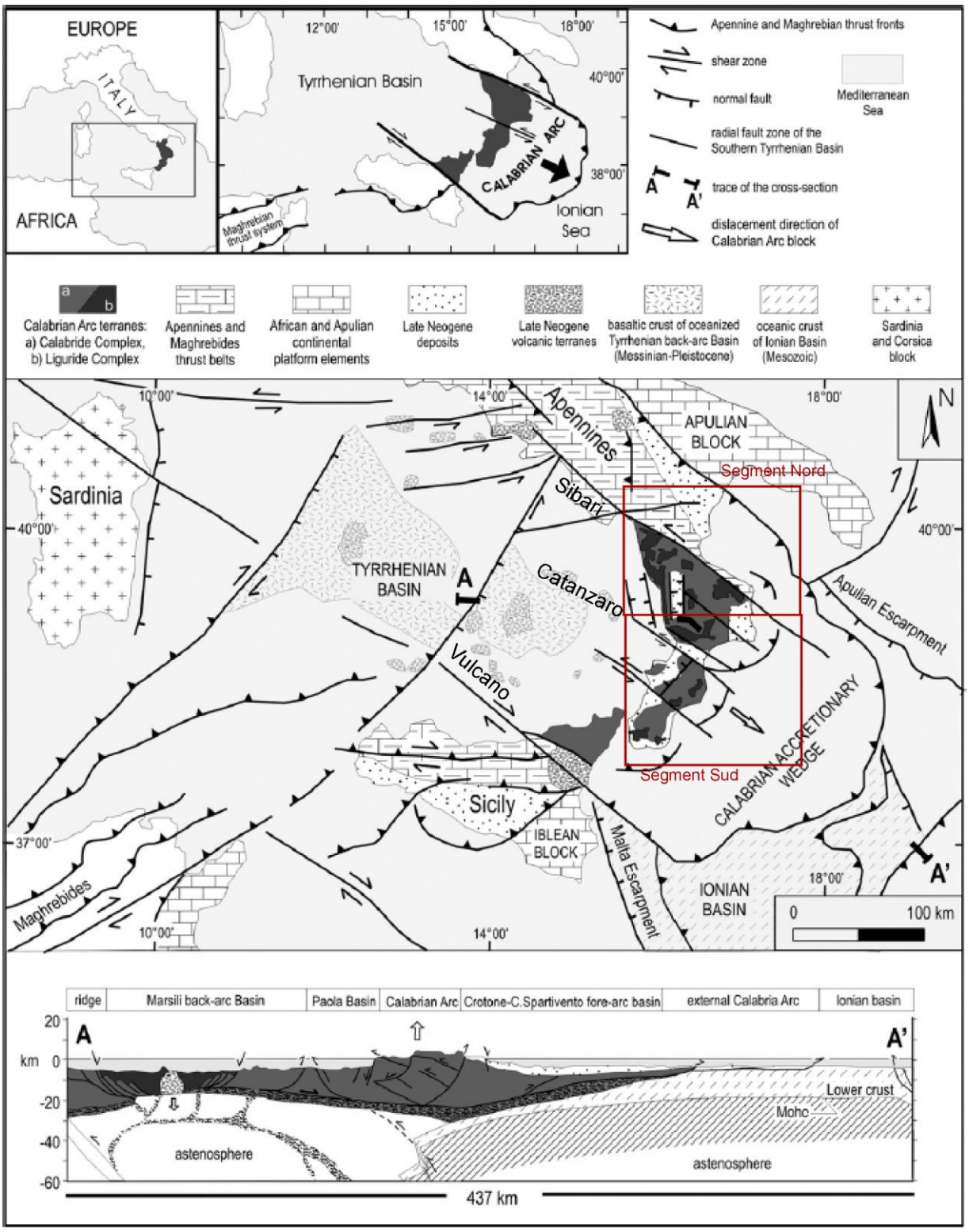


Figure 3-15 : A droite : carte structurale simplifiée de la Méditerranée Centrale. En bas : coupe transversale à travers le bloc Calabro-Péloritain, le bassin d'avant-arc Crotone-Spartivento et le prisme d'accrétion Calabrais. Notez qu'une partie du bassin avant-arc est émergée (Tansi et al., 2007).

La Marge Calabro-Ionienne s'étend au Nord-Ouest du prisme d'accrétion Calabrais. La structuration actuelle et la néotectonique de cette marge sont le résultat de la subduction du bassin Ionien sous la plaque Ionienne et sous la plaque Eurasienne et au retrait du front de subduction (Minelli et Faccenna, 2010). La marge Calabro-Ionienne se subdivise en deux segments : (1) un segment Nord caractérisé de « fold-and-thrust belt », de direction Nord-Ouest / Sud-Est, comportant le Sud des Apennins et le Golfe de Tarente, et (2) un segment Sud d'avant-arc, de direction Nord-Est / Sud-Ouest, comportant les chaines Sicilo-Maghrebides et le bassin Ionien (Figure 3-15). Le segment Nord ou Septentrional, compris entre Marina di Amendolara et Cap Nicà, est une zone caractérisée par la présence de deux bassins sédimentaires, le bassin Corigliano au débouché du fleuve Crati et le bassin Amendolara, séparés par le haut structural d'Amendolara (Senatore et al., 1988 ; Rossi et al., 1989 ; Romagnoli et Gabbianelli, 1990 ; Figure 3-16 et 3-23). Le segment Sud ou Méridional, qui s'étend du Cap Nicà au cap Spartivento, se caractérise par le bassin d'avant-arc Crotone-Spartivento, dont une partie est émergée, et le bassin de Crotone limité par le prisme d'accrétion sédimentaire. Il se caractérise également par la présence de deux hauts structuraux, Rizzuto et Stilo (Rossi et Sartori, 1980 ; Sartori, 2003 ; Morelli et al., 2011 ; Figure 3-17 et 3-23).

La forme actuelle du bloc Calabrais-Péloritain dérive de la différence de rotation entre sa partie Sud évoluant dans les sens des aiguilles d'une montre et de sa partie Nord évoluant dans le sens inverse des aiguilles d'une montre durant le Néogène-Pléistocène Inférieur (Mattei et al., 2007). Il semble que ces rotations aient cessé depuis le Pléistocène Supérieur sur presque tout le long de l'Arc Calabrais puisque aucune vitesse n'est enregistrée à l'actuel. Cette diminution de la flexure marquerait la fin ponctuelle des processus tectoniques liés à la subduction et pourrait être la conséquence d'un changement de taille et de géométrie du *slab* (Mattei et al., 2007). Cependant, il semble que la marge Calabro-Ionienne soit toujours en train d'avancer vers le front de subduction, en accord avec le raccourcissement observé dans le prisme d'accrétion Calabrais (D'Agostino et al., 2011). La vitesse de déplacement de la Calabre est estimée à 2 $mm.an^{-1}$ vers le Sud-Est, et serait associée avec une extension Est-Ouest du bassin avant-arc de l'ordre de 1,4 $mm.an^{-1}$ (D'Agostino et al., 2011). De plus, de récentes études montrent un soulèvement général de l'Arc Calabrais durant le Plio-Quaternaire par la formation de terrasses marines surélevées à un taux de 1 $mm.an^{-1}$ en moyenne depuis le dernier interglaciaire (Pirazzoli et al., 1997 ; e.g. La plaine de Sibari, au Sud des Apennins, Cucci, 2004 ; Ferranti et al., 2008 ; e.g. le Massif Sila, Centre de la Calabre, Corbi et al., 2009 ; e.g. Bassin de Crotone, Zecchin et al., 2004b ; e.g. Golfe de Squillace et Aspromonte, sud de la Calabre, Antonioli et al., 2006). Cette rapide surrection semble être encore active dans certaines régions avec un taux de 1 $m.ka^{-1}$ (Zecchin et al.,, 2004b ; Antonioli et al., 2006).

Depuis le Miocène Moyen-Pléistocène Moyen, la migration de la Calabre se fait le long de systèmes de failles décrochantes senestres régionales de direction N-W / SE, W-N-W / E-S-E (Figure 3-15 ; Tansi et al., 2007 ; Del Ben et al., 2007). Ces systèmes de failles constituent des zones de cisaillement qui affectent les nappes de charriage préexistantes et jouent un rôle important

dans l'évolution géodynamique Néogène-Quaternaire (Tansi et al., 2007). Depuis le Pliocène Supérieur-Quaternaire Inférieur, la Calabre est découpée par des failles longitudinales et transversales normales, de 10 à 45 km de long, causant sa fracturation en hauts structuraux (Massif Sila, Chaine Côtière et Massif Serre et Aspromonte) et bassins sédimentaires marins (Graben Crati et bassin Catanzaro ; Tansi et al., 2007). La phase extensionnelle Quaternaire affectant le bloc Calabro-Péloritain est marquée par des systèmes de failles décrochantes (Morelli et al., 2011). Ces systèmes, tels que Sibari, Catanzaro et Vulcano, découpent le bloc Calabro-Péloritain en blocs individuels pouvant bouger indépendamment (Del Ben et al., 2007). Ces systèmes de failles peuvent avoir une continuité en mer, telles les failles de Spartivento et Bovalino dans le segment Sud (Del Ben et al., 2007).

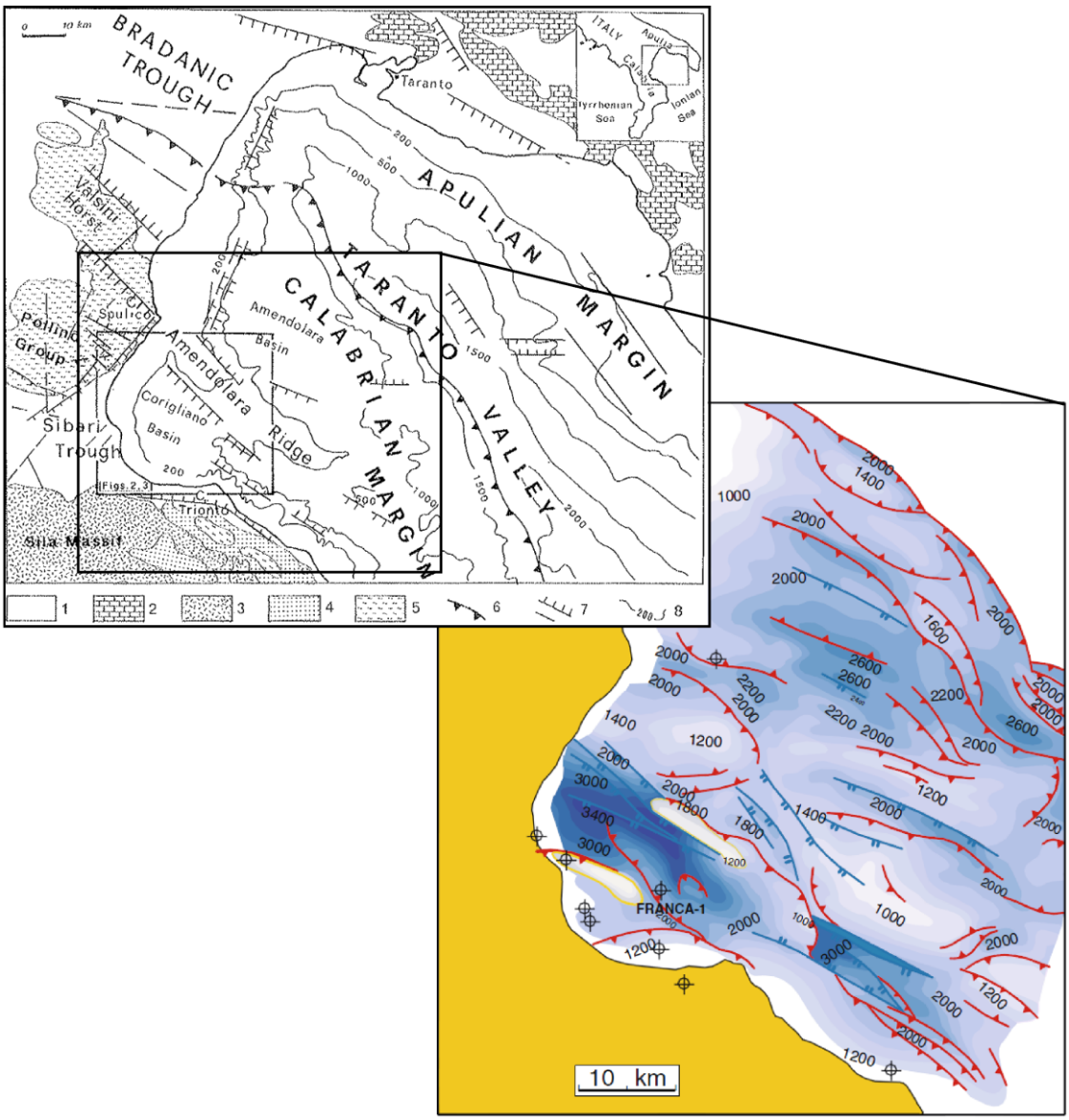


Figure 3-16 : Cartes Structurales de la Marge Calabro-Ionienne dans le Golfe de Tarente, segment Nord. (En haut d'après Romagnoli et Gabbianelli, 1990 ; en bas d'après Del Ben et al., 2007).

- Le Golfe de Tarente dans le segment Nord comporte des hauts structuraux et des bassins liés à l'évolution géodynamique Néogène-Quaternaire de l'extrême Sud des Apennins immergés et tectoniquement active (Romagnoli et Gabbianelli, 1990, Figure 3-16).

L'évolution structurale du Golfe de Tarente est contrôlée par des failles de directions Nord-Ouest / Sud-Est et Nord-Est / Sud-Ouest témoignant d'une tectonique en extension toujours active (Figure 3-16 ; Mascle et al., 1984 ; Romagnoli et Gabbianelli, 1990). Les bassins (Corigliano et Amendolara, Figure 3-16) sont des dépressions néotectoniques qui se sont développées au large du système de failles décrochantes sénestres de Pollino (Rebesco et al., 2009). Ils seraient interprétés comme des « *piggy-back basins* » à l'arrière d'une nappe de charriage (Romagnoli et Gabbianelli, 1990 ; Pescatore et Senatore, 1986). Les hauts structuraux ou rides (Amendolara, Rossano-Cariati et Cirò, Figure 3-16) de direction Nord-Ouest / Sud-Est, en revanche, représenteraient le prolongement en mer du horst de Valsini, limitée par des failles (Figure 3-17 ; Romagnoli et Gabbianelli, 1990). Ces hauts structuraux dits « *fold-and-thrust belt* » sont recouverts dans le segment Sud par les dépôts Miocène Supérieur-Pléistocène du bassin de Crotone (Ceramicola et al., 2008 et 2009). La marge Calabro-Ionienne est limitée à l'Est par le front de subduction Bradane et la dorsale Apulienne de direction générale Nord-Ouest / Sud-Est qui la sépare de la marge Adriatique (Mascle et al., 1984).

- Le bassin Ionien dans le segment Sud s'étend du delta de Nicà jusqu'au Cap Spartivento au Sud du bloc Calabro-Péloritain. La migration du front de compression vers le bassin profond Ionien a été accompagnée par de l'extension, formant le bassin d'avant-arc Crotone-Spartivento, dont une partie est désormais émergée (Rossi et Sartori, 1980 ; Sartori, 2003). Il résulte d'une zone d'extension liée au phénomène de subduction (Sartori, 2003). Le bassin Crotone est une partie émergée du bassin Crotone-Spartivento, et est rempli par des successions continentales à marines du Serravalien Supérieur jusqu'au Pléistocène Moyen (Zecchin et al., 2011). La séquence sédimentaire du bassin Crotone-Spartivento débute dès le Tortonien (Miocène Supérieur) et enregistre des dépôts d'un régime en extension ponctué de phases compressives (Van Dijk, 1994 ; Zecchin et al., 2006). De plus, l'étude de l'intense séismicité historique associée généralement avec des failles normales révèle une déformation crustale active qui accommode l'extension d'avant-arc le long du bloc Calabro-Péloritain (D'Agostino et al., 2011). Ce bassin d'avant-arc est limité au Sud-Est par le prisme d'accrétion Calabrais. Le prisme d'accrétion à proprement dit s'étend sur 160 km depuis les bassins d'avant-arc à 1500 m de profondeur, jusqu'au front de subduction à des profondeurs de 4000 m suivant une inclinaison de moins de 1° (Praeg et al., 2009). Il se caractérise par une zone de transition interne et une zone externe (Van Dijk et al., 1998 ; Minelli et Faccenna, 2010). Il est limité par la plateforme Apulienne et les escarpements de Malte (Figure 3-15 ; Minelli, et Faccenna, 2010 ; Tansi et al., 2007). Il semble que les dépôts salifères la Crise de Salinité Messinienne jouent un grand rôle dans l'évolution du prisme d'accrétion, comme décollement basal, accélérant la

progradation du front de chevauchement et favorisant le sous-plaquage de la plaque Ionienne (Minelli et Faccenna, 2010).

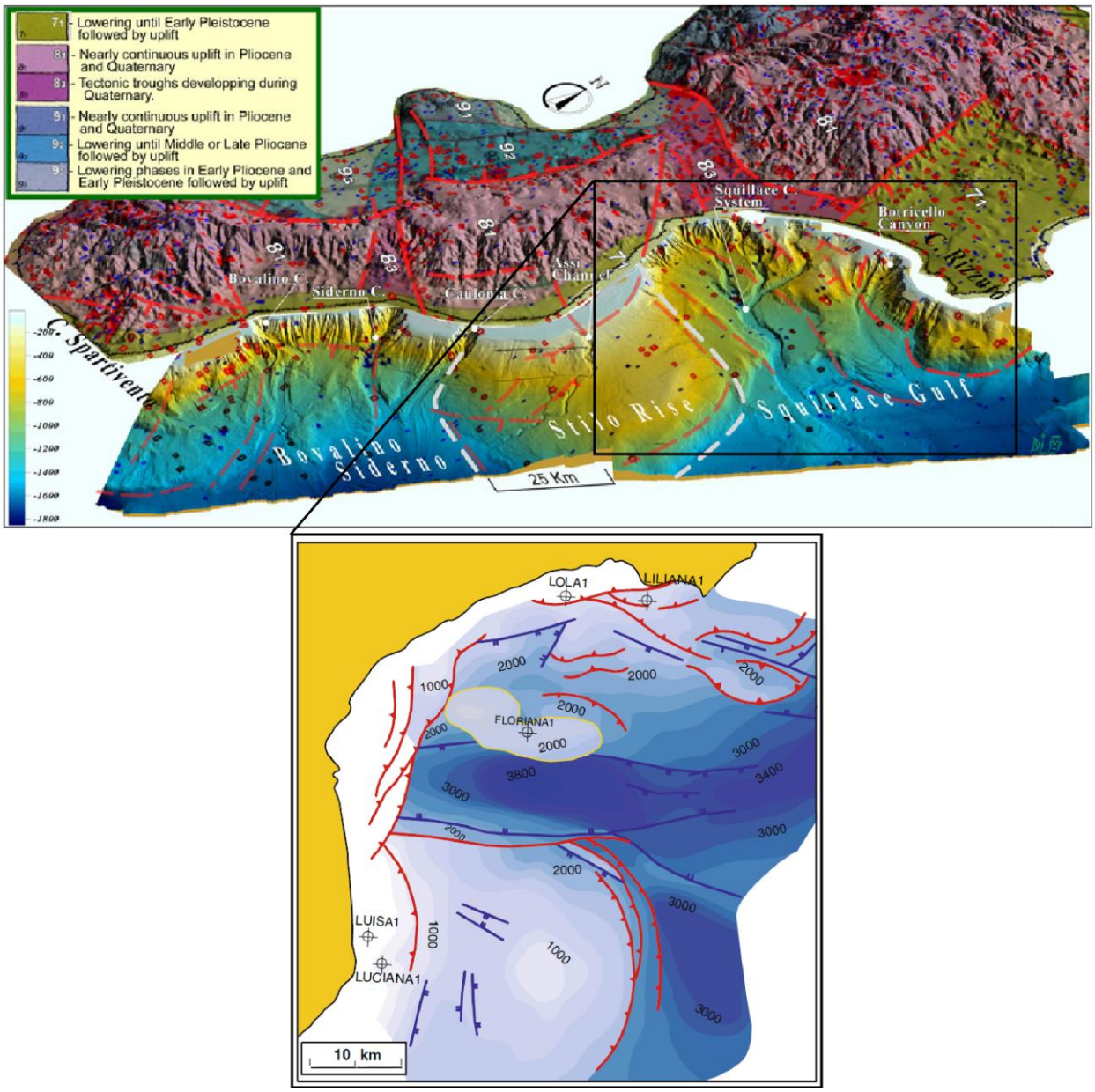


Figure 3-17 : Cartes Structurales de la Marge Calabro-Ionienne dans le bassin Ionien, segment Sud. (En haut d'après Morelli et al., 2011 ; en bas d'après Del Ben et al., 2007).

Le Golfe de Squillace qui forme le bassin Catanzaro est limité par deux hauts structuraux, celui de Crotone (ou Rizzuto, Morelli et al., 2011) et Stilo (Capozzi et al., 2012). La formation du bassin de Catanzaro de direction Nord-Ouest / Sud-Est semble lié à la zone de cisaillement de direction Nord-Ouest / Sud-Est (Tansi et al., 2007). Le Golfe de Squillace est la continuité en mer de la dépression de Catazanro ; il est limité par des failles normales (Capozzi et al., 2012). Le Golfe de Squillace (Figure 3-17) est affecté par failles normales traversant les dépôts Néogène et Quaternaire (Capozzi et al., 2012). Durant le Messinien, une tectonique en transtension permet la

formation du bassin Squillace dont l'épaisseur de sédiments atteint son maximum dans le centre de la baie. La tectonique extensive Pliocène-Pléistocène change l'orientation du dépôt-centre, créant un bassin étroit de direction Nord-Ouest / Sud-Est (Capozzi et al., 2012). Cependant, des évènements tectoniques compressifs épisodiques durant le Pliocène Supérieur ont généré une zone de chevauchement et formant les hauts structuraux de Crotone et Stilo (Crotone et Stilo Swell, Figure 3-17) au large du Bassin Crotone. De plus, l'accumulation des séquences sédimentaires Plio-Pléistocène sur le Messinien et l'évolution des failles normales actives limitant le Golfe de Squillace génèrent la formation de diapirs de boue dans la partie externe du bassin puis progressivement vers le haut de la pente (Capozzi et al., 2012).

2.2.3. Stratigraphie générale

L'étude sismo-stratigraphique du bassin Crotone-Spartivento (Sud de la Calabre) a permis d'identifier quatre grandes unités sismiques relativement peu déformées sur la pente continentale (Rossi et Sartori, 1980 ; Roveri et al., 1992 ; Van Dijk et al., 1998 ; Doglioni et al., 1999 ; Merlini et al, 2000 ; Minelli et Faccenna, 2010). Elles s'organisent du bas vers le haut de la manière suivante (Figure 3-18) :

(1) Le substratum cristallin (Unité du Massi Sila) de l'Arc Calabre est soulevé par une tectonique de chevauchements alpins. Il se compose d'une séquence de flysch et de carbonates de l'Eocène-Oligocène (Figure 3-18 ; Minelli et Faccenna, 2010). Il est caractérisé par un faciès sismique chaotique et désorganisé, avec des réflecteurs de forte amplitude.

(2) Une unité pré-Messinienne (PM, Figure 3-18 ; Minelli et Faccenna, 2010) du Miocène (Tortonien-Serravalien). Elle se compose d'une séquence bien litée et peu réflective. Elle consiste en des dépôts clastiques d'eaux profondes (conglomérats, sables, argiles). Cette séquence, d'une épaisseur de 0,4 à 1,5 s (twt) est déformée dans le bassin Ionien. Vers la côte, elle est progressivement incorporée dans le prisme d'accrétion Calabrais.

(3) Une unité associée à la Crise de Salinité Messinienne (M, Figure 3-18 ; Minelli et Faccenna, 2010) pouvant comporter une séquence de sels messiniens ou des dépôts clastiques. Cette séquence montre une épaisseur variable et une discordance angulaire régionale. Sa base est caractérisée par une surface érosive (M), marquée par un réflecteur de forte amplitude et continu, délimitant souvent une discordance angulaire. La géométrie de cette surface

d'érosion a été affectée par des failles transpressives, puis déformée durant le Pliocène-Pléistocène.

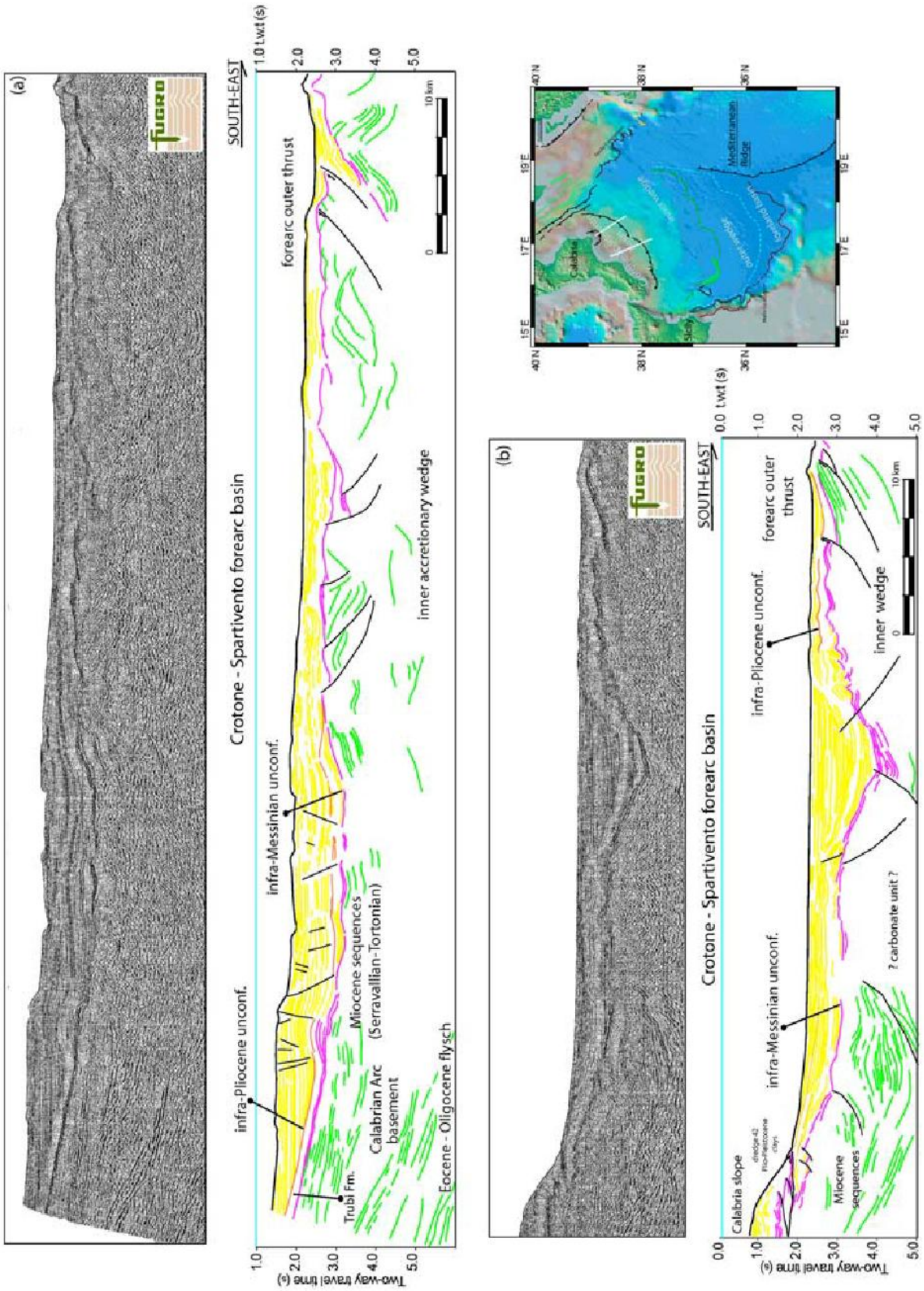


Figure 3-18 : Ligne sismique à travers le bassin de Crotone –Spartivento, dans le sud de la marge Calabro-Ionienne. En jaune : unité Plio-Quaternaire (PQ), en rose, inconformité Messinienne (M), en vert, unité pré-Messinienne (Miocène, PM) (Minelli et Faccenna, 2010).

(4) Une unité transgressive syn-tectonique Plio-Quaternaire (PQ, Figure 3-18 ; Minelli et Faccenna, 2010). Elle est constituée par des dépôts terrigènes et turbiditiques. Elle consiste en un faciès avec des réflecteurs subparallèles, de haute fréquence et de faible amplitude. L'unité PQ se caractérise sur les profils sismique par une épaisseur de 200-400 ms (twt), soit environ 400 m dans tout le bassin Ionien et atteignant 2 s (twt) en particulier dans le bassin de Crotone –Spartivento. L'unité est légèrement déformée par des failles normales syn ou post-sédimentaires et impliquées dans une tectonique salifère (diapirs extensionnels).

L'étude tectono-stratigraphique des unités sismiques de la partie interne du prisme d'accrétion a permis un modèle de corrélation avec les unités observées dans le bassin Crotone émergé et le bassin Crotone –Spartivento en mer, ainsi que des discordances majeures (Figure 3-19 ; Praeg et al., 2009). Ainsi, trois discordances principales ont été observées : (1) la discordance associée à la crise Messinienne, (2) une discordance durant le Pliocène Moyen associée à un changement de direction du retrait du *slab* de W/E à NW/SE et (3) une discordance Pléistocène associée à un évènement tectonique correspondant à une phase de compression et le soulèvement de la Calabre (Figure 3-19 ; Praeg et al., 2009).

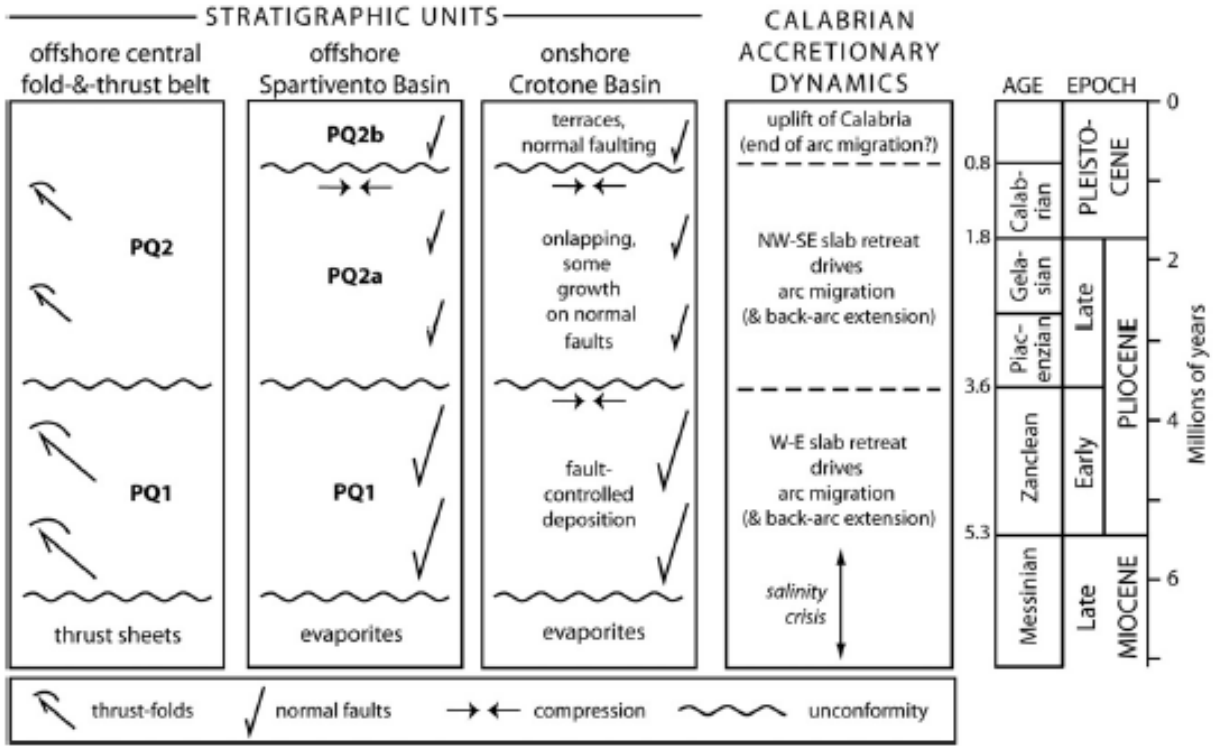


Figure 3-19 : Modèle de corrélation des unités sismiques et des discordances principales entre le bassin de Crotone désormais émergé, le bassin de Crotone-Spartivento et la partie interne du prisme d'accrétion (d'après Praeg et al., 2009).

2.2.1. Les cycles glacio-eustatiques Plio-Quaternaire

La marge Calabre comprend l'extrême Sud de la chaine apenninique. Le massif Sasso dans l'Apennin Central enregistre un maximum glaciaire il y a environ 22 680 ans, avant le dernier maximum glaciaire global LGM (Hughes et Woodward, 2008). L'Apennin Calabrais cristallin, en revanche, n'enregistre aucune marque glaciaire du fait de sa latitude et de sa faible altitude (environ 2200 m au maximum). Il semblerait donc que, durant le Würm récent ou durant les périodes glaciaires plus anciennes, les glaciers ne se seraient pas développés davantage (Jaurand, 1998).

Sur la Marge Calabro-Ionienne, durant la dernière période glaciaire (environ 20000 ans), le niveau marin était plus bas d'environ 120 m en-dessous du niveau marin actuel, ce qui a permis la connexion entre la Sicile et la Calabre (Sala, 2005 ; Lambeck et al., 2004). Des « reliques » de possibles falaises côtières ont été identifiées sur la plateforme continentale de la marge Calabro-Ionienne à une profondeur de 75-100 m (B - Figure 3-20 ; Zecchin et al., 2011). Elles auraient été construites par l'action des vagues durant l'augmentation du niveau marin relatif. Elles seraient liées à « l'impulsion de fonte 1A » (14,3-14,0 ka), c'est-à-dire à la fin du Dernier Maximum Glaciaire LGM, en ne prenant pas en compte de soulèvement régionale glacio-hydro-isostatique postglaciaire (Zecchin et al., 2011).

Le dernier haut niveau marin (il y a environ 125 000 ans) a également été enregistré sur les côtes italiennes. Il y a des différences d'élévation de 175 à 125 m par rapport au niveau marin actuel des marqueurs sédimentaires entre les sites investigués (Ferranti et al., 2006). Ceci est le résultat de l'interférence entre les processus tectoniques régionaux et locaux. En effet, les variations eustatiques sur la marge Calabro-Ionienne sont la combinaison des fluctuations du niveau marin et d'un soulèvement rapide ; elles ont de plus enregistré les plus grandes élévations du dernier haut niveau marin (Ferranti et al., 2006). Les marqueurs du dernier haut niveau marin peuvent permettre également d'estimer les taux de déplacement verticaux. Il semble que la Calabre se soit soulevée suivant un taux d'environ 0,5 à 1,4 $mm.an^{-1}$ (Ferranti et al., 2006).

Depuis l'Holocène moyen, des migrations longitudinales de la ligne de côte se sont produites sur 400 m entre terre et mer (e.g. Kaulonia en Calabre, Sud de l'Italie, Stanley, 2007). Le déplacement de la ligne de côte vers la terre (100 m) s'est fait lors de périodes tectoniquement calmes et lorsque le niveau marin relatif lié glacio-eustatisme prévalait. En revanche, la régression de la ligne de côte (sur 300 m) résulte principalement d'une phase de soulèvement à terre et d'un approfondissement du fond marin (Stanley, 2007). Ces phases tectoniques seraient liées à l'Arc Calabrais.

Il semble donc que sur la marge Calabro-Ionienne, les variations eustatiques soient gouvernées par le climat et la tectonique.

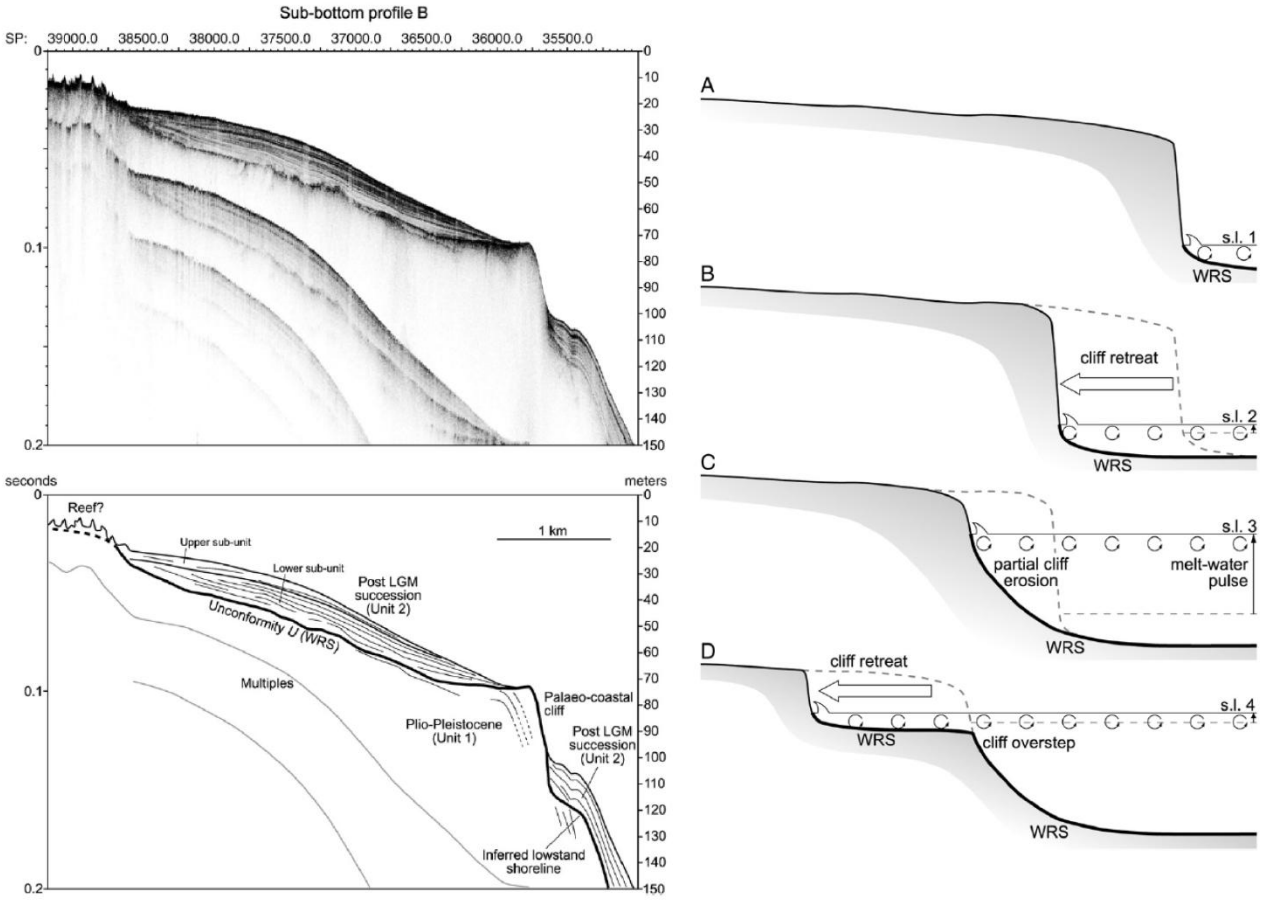


Figure 3-20 : A gauche : Ligne Chirp sur la plateforme de la marge Calabro-Ionienne (Crotone) et son interprétation. Notez la profondeur de 120 m de la ligne de côte du bas niveau marin. A droite : Modèle de formation des falaises côtières lors de la remontée du niveau marin (Zecchin et al., 2011).

2.3. Synthèse comparative

Les marges Ligure et Calabro-Ionienne possèdent des caractéristiques tectoniques et structurales qui les différencient. La Marge Ligure est, en effet, une marge passive du bassin d'arrière-arc Liguro-Provençal. Il a commencé à se former dès l'Oligocène Inférieur-Miocène jusqu'au Tortonien par la rotation du bloc Corso-Sarde provoqué par la migration du front de subduction Apenninique. En revanche, ce n'est qu'à partir du Tortonien, que le bloc Calabro-Péloritain se sépare du bloc Corso-Sarde et migre vers le Sud-Est, pour se positionner au Plio-Pléistocène entre la Sicile et l'Apulie, provoqué par le retrait du front de subduction Calabrais. La Marge Calabro-Ionienne est une marge active, formant actuellement le bassin d'avant-arc et le prisme d'accrétion de la subduction.

De plus, la Marge Ligure a subie une forte subsidence tectonique depuis l'initiation de la subduction Apenninique, puis thermique durant le rifting du Bassin Ligure du au refroidissement de la lithosphère, et qui a provoqué le basculement de la marge. En revanche, la Marge Calabro-

Ionienne a été sujette à une subsidence tectonique associée à l'ouverture de l'océan Ionien au Permien-Trias, puis une subsidence thermique depuis le Miocène-Quaternaire de la dorsale avortée et désormais « cachée ». En effet, le Bassin Ionien enregistre une dépression anormale à laquelle s'ajoute une subsidence lithostatique du fond océanique provoquée par le remplissage sédimentaire.

La configuration actuelle de la Marge Ligure s'est initiée au Messinien. La dramatique baisse du niveau marin durant la Crise de Salinité Messinienne est la clef des dépôts Plio-Quaternaire puisqu'elle a permis l'érosion de la plateforme et de la pente continentale ainsi que l'incision de paléo-canyons désormais enfouis (Berné et al., 2004 ; Batzan et al., 2005 ; Lofi et Berné, 2008). Mais elle a également influencé la nature et la distribution des séries sédimentaires. Sur la Marge Calabro-Ionienne, la Crise Messinienne correspond à une période d'activité tectonique se caractérisant par le raccourcissement du prisme d'accrétion en réponse au rebond flexural estimé à environ 1 km. Bien que la Crise Messinienne ait généré une surface d'érosion et quelques incisions, elle n'a pas engendré la formation et l'incision de canyons de grandes échelle.

La marge Ligure, bien qu'étant une marge passive, est tectoniquement active. La marge Ligure montre, en effet, une déformation post-Messinienne, et qui aurait débuté au Pliocène, à la limite marge-bassin. Celle-ci, réactivant les structures héritées, augmente vers l'Est et vers le bassin, provoquant un soulèvement de la marge. La marge Calabro-Ionienne est plus complexe. En effet, elle se compose de deux segments : un segment Nord de direction NW/SE constitué par des *piggy-back basins* et *fold-and-thrust belt*, alors que le segment Sud constitue le bassin d'avant-arc, limité par le prisme d'accrétion associé au front de subduction Calabrais. De plus, depuis le Plio-Quaternaire, l'Arc Calabrais enregistre un soulèvement général. Enfin, le bloc Calabro-Péloritain serait en constant déplacement vers le front de déplacement, associé au retrait du *slab*. Ce déplacement est en accord avec un raccourcissement du prisme d'accrétion et une extension dans le bassin d'avant-arc. Depuis le Pliocène Supérieur-Quaternaire, la Calabre est découpées suivant des failles normales et décrochantes la fracturant en hauts structuraux et en bassins sédimentaires.

Pour finir, sur la Marge Ligure, la morphologie actuelle de la plateforme et les dépôts sédimentaires ne semblent être contrôlées que par les variations eustatiques essentiellement gouvernées par le climat. En revanche, sur la Marge Calabro-Ionienne, les variations eustatiques sont gouvernées par le climat et par la tectonique.

3. PHYSIOGRAPHIE ACTUELLE ET PRESENTATION DES ZONES D'ETUDE

3.1. La Marge Nord du Bassin Ligure

La marge Nord-Ligure se situe en Méditerranée Occidentale, au Sud-Est de la France et des Alpes et plus particulièrement au Sud du massif cristallin externe de l'Argentera qui culmine à plus

de 3200 m. Elle est bordée au Nord-Ouest par la côte française et la Ligurie, au Nord-Est par le Golfe de Gênes, et au Sud par le bloc Corso-Sarde (Figure 3-21). Elle se situe à la frontière entre la plaque européenne au Nord et la plaque africaine au Sud. Sa position particulière et sa morphologie sont héritées de son histoire tectonique. Ses hauts reliefs lui offrent de nombreux bassins versants drainés par des fleuves côtiers. Ceux-ci sont affectés d'un régime torrentiel et permettent un transfert sédimentaire jusque sur la plateforme continentale. La taille des bassins versants diminue fortement vers l'Est tandis que la pente moyenne des cours aériens augmente de 1-2° à 3-4° d'Ouest en Est (Figure 3-21). Ainsi, à l'Ouest, la superficie du bassin versant du Var est pratiquement dix à trente fois plus grande que celle des autres bassins situés plus à l'Est, diminuant ainsi de 2820 km^2 pour le bassin versant du Var à 93,5km^2 pour celui d'Impero (Figure 3-21).

	Var	Paillon	Roya	Nervia	Taggia	Verde
Superficie Bassins versants (km2)	2820	250	662	185	207	93,5
Inclinaison moy. (°)	1,12	2	1,8	3,8	2,9	3,6

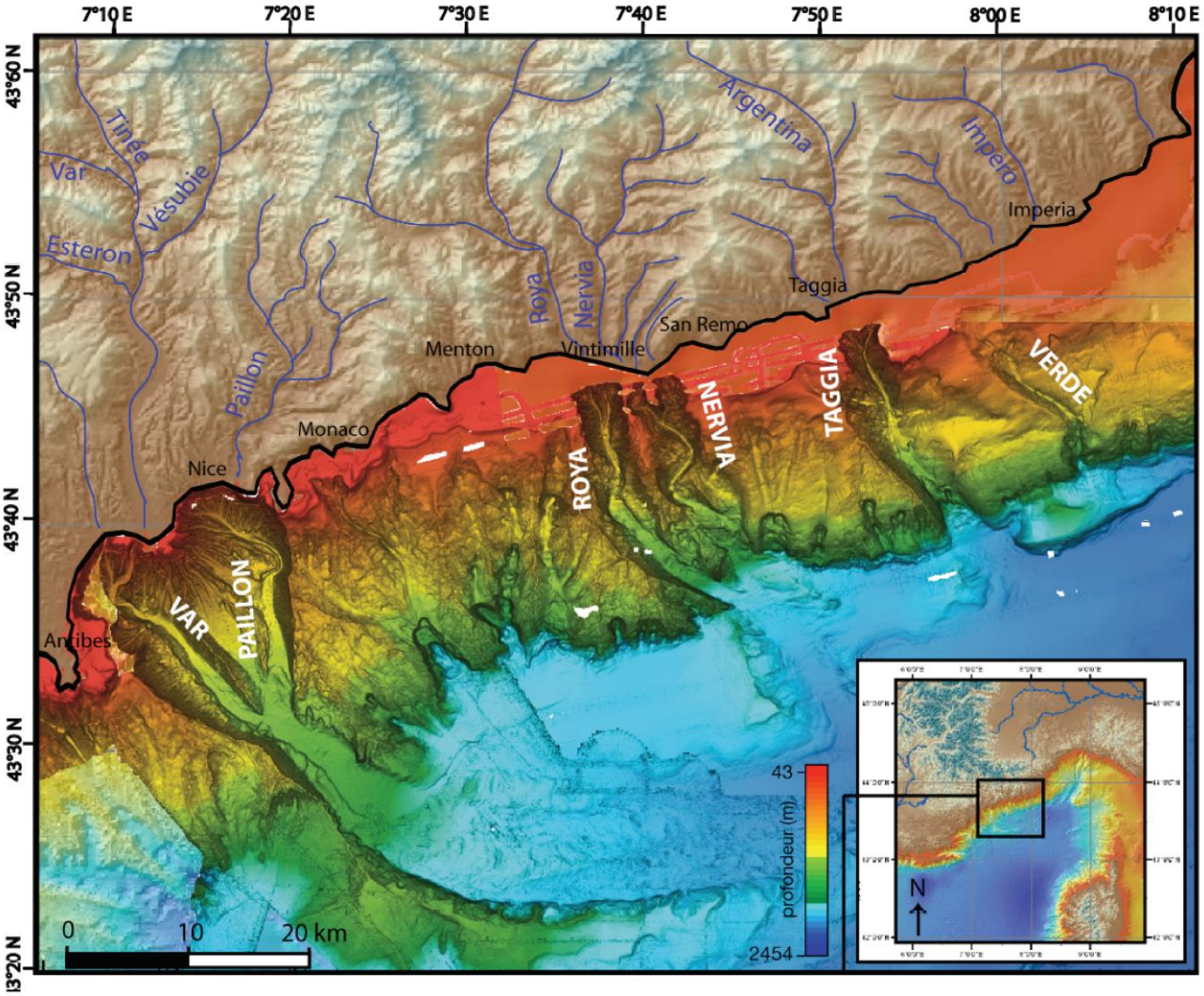


Figure 3-21 : Localisation de la zone d'étude, présentant les 6 canyons étudiés de la Marge Nord Ligure, et les caractéristiques des bassins versants. Les données bathymétriques et les profils sismiques (localisation sur la carte) ont été acquis durant les campagnes MALISAR 1 et 2 (décrites ultérieurement).

La zone étudiée le long de la marge Ouest Ligure se situe entre les villes d'Antibes (France) et d'Imperia (Italie) et couvre des profondeurs d'eau allant de moins de 50 m jusqu'à 2500-2600 m (Figure 3-19). Elle se caractérise par un plateau continental très étroit (2 à 5 km au maximum) ou absent au large de Nice, dans la Baie des Anges (Figure 3-21 ; Migeon et al., 2011 ; Sage et al., 2011). La rupture de pente entre la plateforme continentale et le talus continental est donc très proche de la ligne de côte, à 50-100 m de profondeur en moyenne, et à moins de 20 m au large de l'aéroport de Nice (Dan et al., 2007). La pente continentale s'étend jusqu'à des profondeurs de 2200-2300 m, à environ 25 km de la côte et sa pente moyenne est de 5-8° mais peut atteindre 11-12° (Cochonat et al., 1993). La base de la pente continentale est caractérisée par une décroissance brutale de son inclinaison jusqu'à des valeurs inferieures à 3°. Dans le bassin profond (2600 m ; Savoye et al., 1993), le gradient de pente est souvent inferieur à 1°. La base de la pente continentale est affectée par une dizaine de glissements de taille pluri-hectometrique à pluri-kilométrique. Les cicatrices des principaux arrachements sont alignées le long de l'isobathe 1300 m. De plus, elles présentent toujours une morphologie complexe, laissant suggérer plusieurs phases successives de rupture (Migeon et al., 2011 ; Figure 3-21).

Dans le Bassin Ligure, le système du Var est l'appareil terrigène le plus développé puisqu'il entaille la marge sur près de 35 km de long, jusqu'au pied de la Marge Corse et présente une superficie de plus de 20 000 km^2 (Savoye et al., 1993). Il s'étend en Mer Ligure depuis la côte au large de Nice et du delta construit par le Var jusqu'au pied de la marge continentale Nord-Ouest de la Corse à 2600 m de profondeur (Migeon et al., 2000). Il a commencé sa construction au Plio-Quaternaire, dans un bassin dont la morphologie est héritée de la Crise Messinienne (Savoye et al., 1993). Ce système est alimenté par deux canyons : les Canyons du Var et du Paillon, d'un chenal bordé de levées et d'un lobe en position distale (Figure 3-21). Les canyons ont entièrement incisé le plateau continental et sont directement connectés aux fleuves Var et Paillon. La pente continentale qui sépare les deux canyons est instable et intensément affectée par des *gullies* et des mouvements en masse de petites et grandes tailles (Klaucke et Cochonat, 1999). Les deux canyons se rejoignent à 1600 m de profondeur pour ne former plus qu'une vallée sous-marine unique, la Vallée du Var. Celle-ci, longue de 170 km a construit une grande levée hypertrophiée appelée Ride Sédimentaire du Var et elle alimente un lobe distal au pied de la marge ouest-Corse (Migeon et al., 2006 ; Figure 3-21).

Trois principaux processus hydrodynamiques permettant le transport des particules depuis le plateau jusque dans la plaine abyssale ont été identifiés (Piper et Savoye, 1993 ; Savoye et al., 1993 ; Mulder et al., 1998) : des courants de turbidites dits « embrasés » (*ignitive turbidity currents*) qui résultent de la transformation de glissements en masse ; des courants de turbidité de taille réduite et de faible densité générés par des ruptures superficielles affectant les sédiments en haut de la pente continentale ; des courants hyperpycnaux générés lors de fortes crues du Var.

Le plateau continental étant très étroit (2-3 km) ou absent au large de Nice, les canyons du Var et du Paillon sont en connexion directe avec les embouchures des fleuves du Var et du Paillon. Le canyon du Var semble le plus actif (Migeon et al., 2000). Son fond présente des accumulations de graviers et de galets (Figure 3-22) formant parfois un réseau en tresse qui marque la continuité des apports sédimentaires et des processus hydrodynamiques entre le fleuve et le canyon (Mulder et al., 1996).

La Vallée Supérieure du Var débute à la confluence des canyons du Var et du Paillon, puis s'étend vers le Sud-Est sur 12 km jusqu'a une profondeur de 2000 m. **La Vallée Moyenne** s'étend ensuite vers l'Est sur une distance de 50 km jusqu'au « Mur de Diapirs » (Savoye et al., 1993). Le passage entre les deux Vallées est marque par un brutal changement d'orientation et par une rupture de pente de 4-2° (Vallée Supérieure) a moins de 0,5° (Vallée Moyenne ; Migeon et al, 2000). Le fond de ces Vallées présente des rides de galets (Figure 3-22), ainsi que des dépôts sableux ou silteux (Piper et Savoye, 1993). La longueur d'onde de ces rides oscille entre 50 et 100 m, et leur hauteur n'excède pas quelques mètres (Malinverno et Ryan, 1988). La Vallée Moyenne est bordée au Nord par de petites levées discontinues et d'une zone relativement plate située en pied de pente (Piper et Savoye, 1993), et au Sud par une grande accumulation sédimentaire constituant la levée droite du système turbiditique : **la Ride Sédimentaire du Var**. Cette accumulation présente une double asymétrie : une Nord-Sud avec le flanc Nord (interne) plus court et abrupt que le flanc Sud ; une Ouest-Est avec la hauteur de la ride par rapport au fond de la vallée qui décroit de 400 m à 30 m vers l'aval (Migeon et al, 2000).

La Vallée Inférieure a une direction vers le Sud-Est et s'étend sur 100 km jusqu'à 2600 m de profondeur. Sa pente atteint des valeurs de 0,1%. Elle est bordée par de petites levées discontinues de 10 à 40 m de hauteur et son fond se compose de dépôts sableux très épais (Piper et Savoye, 1993).

Enfin, **le Lobe Distal** s'étend sur une distance de 80 km et sur une largeur 40 km. Il est constitué de l'empilement de plusieurs lobes et présente d'épais dépôts sableux en surface (Unterseh, 1999).

La tête du canyon du Var est directement connectée à l'embouchure du fleuve Var. Celui-ci prend sa source dans les Alpes, au Sud-Est de Barcelonnette, à 2352 m d'altitude. Le fleuve Var, dont l'activité est attestée sur plus de 6 MA, s'étend sur 120 km et draine un bassin versant (à dominante marneuse) de 2820 km^2 avant de se jeter dans la Baie des Anges (Méditerranée Occidentale). Il possède trois affluents majeurs : la Tinée, l'Estéron et la Vésubie (Figure 3-21). Une importante partie du bassin versant se situe en altitude ou les pentes, abruptes, sont de l'ordre de 2% sur l'ensemble du cours aérien, ce qui lui donne un régime torrentiel très marqué.

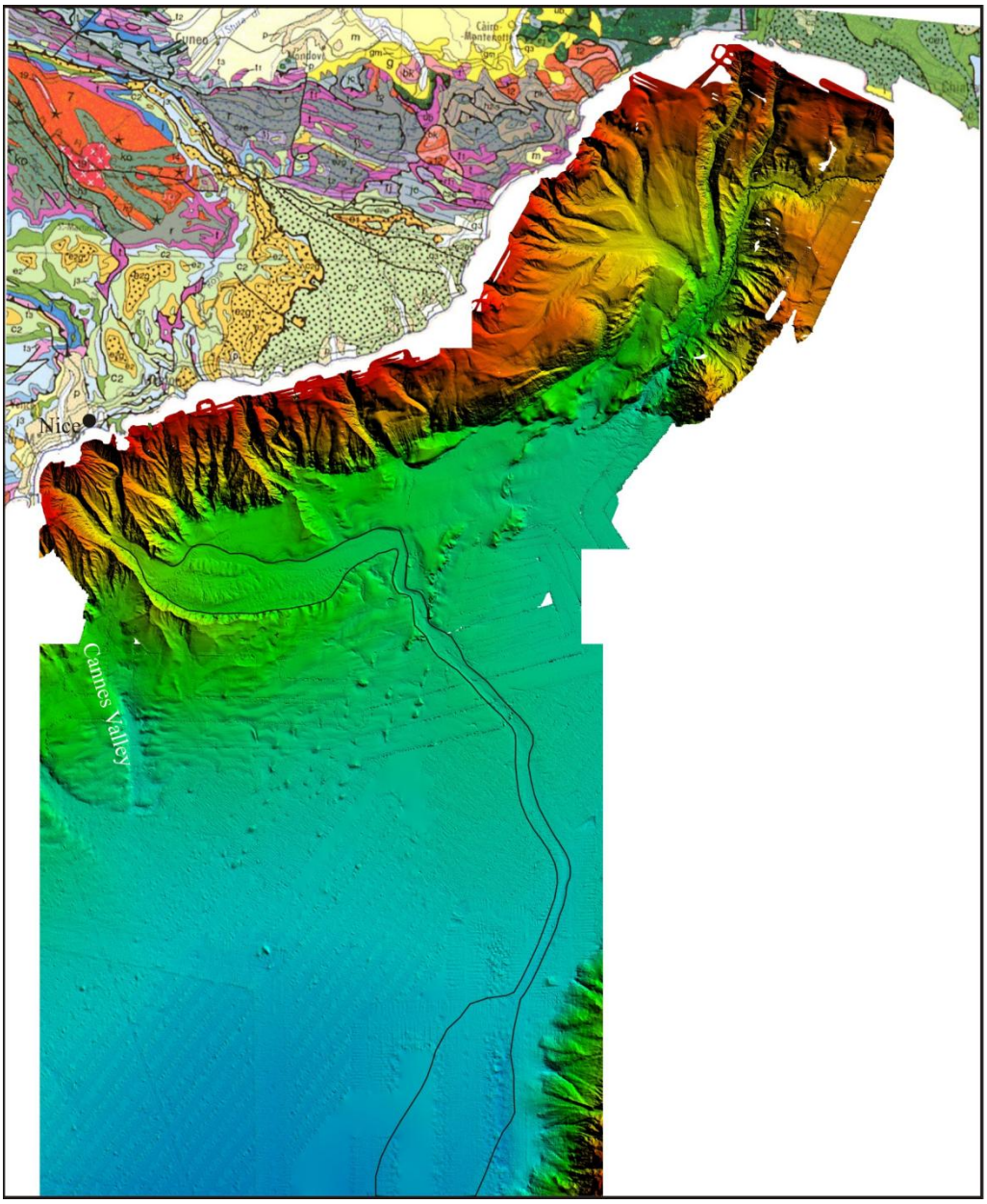


Figure 3-22 : Situation géographique et morphologique du système turbiditique du Var dans le Bassin Ligure.

Le régime des rivières et fleuves méditerranéens est irrégulier, avec des crues brutales en automne auquel se surimpose un régime type nivo-fluvial (crues importantes au printemps dues à la fonte des neiges ; Mulder et al., 1996). Le débit moyen du Var (52 a 53 m^3/s) est multiplié par dix ou plus et la charge solide en suspension par plusieurs dizaines de kg/m^3 lors des crues soudaines (Mulder et al., 1996). Durant ces brusques épisodes, des courants hyperpycnaux peuvent se former si la limite de la charge particulaire est atteinte (42 a 43 kg/m^3 ; Mulder et al., 1996). Ces courants hyperpycnaux de courte durée (quelques heures) ont une cyclicité de 2 à 4 ans (Mulder et al., 1996), tandis que ceux pouvant durer plus d'une journée à plusieurs semaines (Syvitski et Schafer, 1996) suivent un cycle de 5 à 21 ans. Il n'existe qu'une douzaine de fleuves ou rivières de ce type dans le monde, capables d'engendrer de tels courants (Mulder et Syvitski, 1995).

3.2. La Marge Calabro-Ionienne

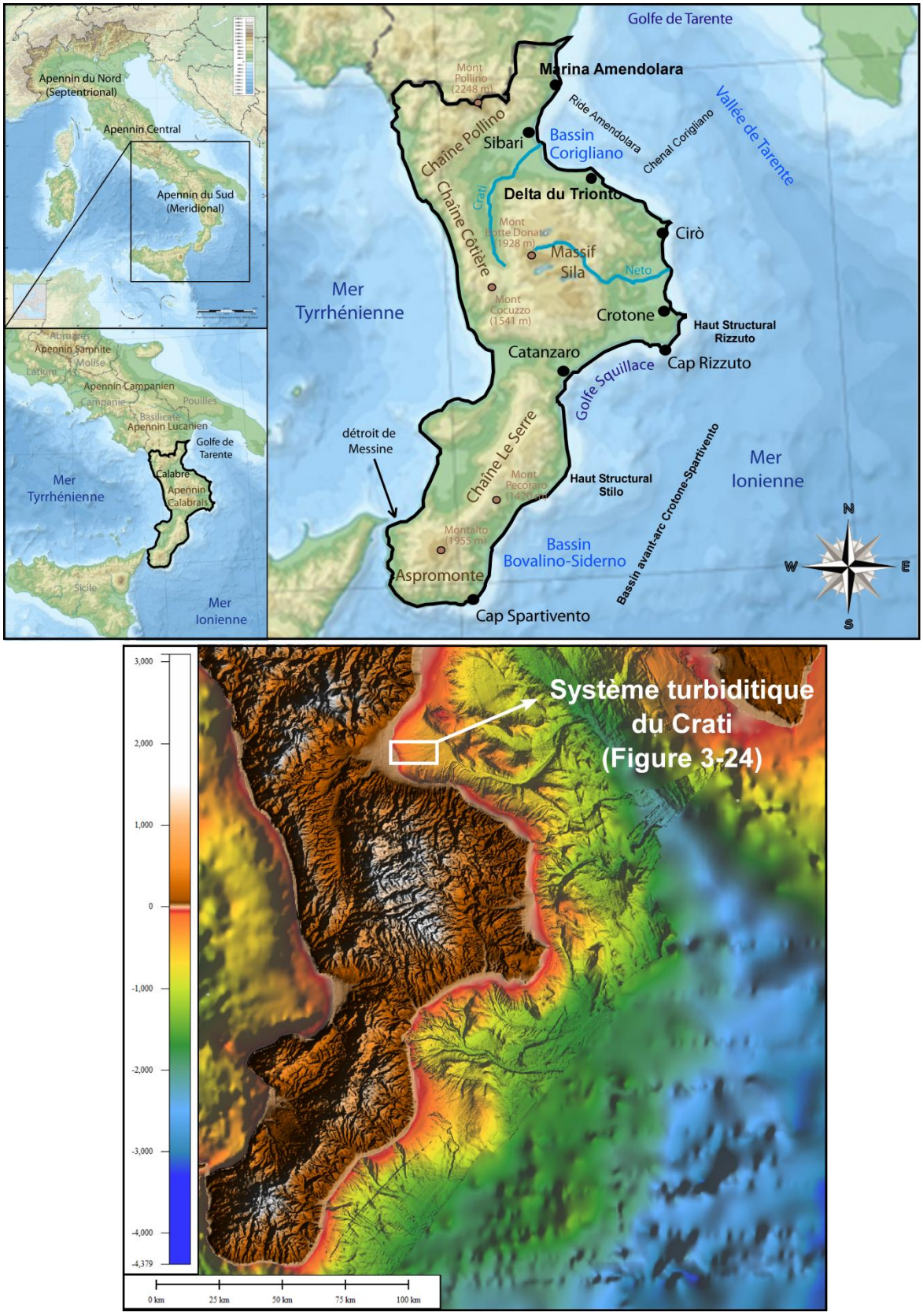


Figure 3-23 : Situation géographique et carte bathymétrique (données acquises durant les campagnes MAGIC, WGDT et MESC, que nous décrirons plus tard) de la zone d'étude de la Marge Calabro-Ionienne et données bathymétriques GEBCO (30 arc-seconde).

La marge Calabro-Ionienne constitue la marge continentale ouest de la région Calabre (Italie). Elle est située en Méditerranée Orientale (Boccaletti et al., 1984). Elle s'étend sur environ 300 km et constitue l'Apennin Calabrais allant du Mont Pollino jusqu'à la Sicile, dernier segment sud de l'Apennin Méridional (Figure 3-23). Elle est entourée par la Mer Tyrrhénienne à l'ouest (marge calabro-tyrrhénienne), par la Mer Ionienne à l'est (marge calabro-ionienne qui atteint les plus grandes profondeurs de la mer Méditerranée, jusqu'à 5121 m), par le golfe de Tarente au nord-est, et par la Sicile dont elle est séparée par le détroit de Messine au sud-ouest. La superficie de la Calabre (15079 km^2) correspond principalement à de grandes zones montagneuses (Figure 3-23). Elle présente, en effet, des sommets allant de 1420 m (Mont Pecoraro dans la Chaîne de Le Serre) jusqu'à 2248 m (Mont Pollino dans la Chaîne Pollino), et les plateaux de la Sila, des Serre et du Aspromonte. Cependant, on observe très peu de sommets d'altitude supérieure à 2000 m.

Ces reliefs présentent des flancs profondément incisés par des cours d'eau, qui ne présentent généralement pas un développement significatif du fait de la forme étroite et longue de la Calabre et du fait de la disposition des reliefs montagneux. Les deux plus grands fleuves (ou *Fiumi*) présents dans cette région se déversent dans la Mer Ionienne : ce sont les fleuves Crati (83 km) dans la Plaine de Sibari, et le fleuve Neto (68 km) qui prend sa source dans le Massif Sila (Figure 3-23). On observe d'autres fleuves plus petits (le Trionto, le Tacina ou le Corace) qui prennent tous leur source dans le Massif Sila. Les autres cours d'eau sont généralement très petits, temporaires, avec un régime torrentiel durant l'hiver (décembre à mars). De tels cours d'eaux se présentent sous deux formes, les « *fiumare* » (les rivières torrentielles) et les « *torrenti* » (torrents).

La Marge Calabro-Ionienne est caractérisée par une alternance de plateau continental relativement étroit (7 km de large au maximum), et des zones où celui-ci est complètement érodé par des systèmes de canyons (Zecchin et al., 2011 ; Figure 3-23). La pente continentale s'étend de 150 m à 2000 m de profondeur, et présente une inclinaison de l'ordre de 1 à 7°, les plus fortes inclinaisons étant retrouvées vers le Sud. Les inclinaisons peuvent atteindre 15-20° le long des têtes de canyons (Zecchin et al., 2011). Le bassin Ionien profond atteint les plus grandes profondeurs de la mer Méditerranée (jusqu'à 5121 m ; Figure 3-23) et recouvre environ 1,65 million de km^2 (Boccaletti et al., 1984).

Plus particulièrement, la zone Méridionale est caractérisée par la présence des systèmes de canyons Botricello, Squillace, et Caulonia-Siderno dans le bassin Crotone-Spartivento et Assi sur le haut structural Stilo (Borsetti et al., 1989 ; Tessarolo et al., 2008 ; Morelli et al., 2011). Ces systèmes sont sujets à une forte érosion régressive dans leur tête (certaines têtes de canyons se trouvent à une distance de 20-500 m de la côte) ; ils affectent le plateau continental et interagissent avec les processus morpho-sédimentaires côtiers. Ils sont connectés avec des systèmes torrentiels subaériens (Tessarolo et al., 2008). Les mouvements en masse présentent un risque potentiel côtier tsunamique de part la présence de grands mouvements en masse, de l'instabilité de la pente et de la séismicité (Morelli et al., 2011).

La zone Septentrionale de la marge, en revanche se caractérise par une pente continentale de faible inclinaison, notamment dans le Bassin Corigliano, puis qui augmente vers le Sud jusqu'au Cap Nicà (Rossi et Gabbianelli, 1978). Dans le Bassin Corigliano, des rides sédimentaires et des dépôts de contourites associés à l'action des courants de fond ont été observées (Rossi et Gabbianelli, 1978). Il semble également que des phénomènes de *creeping* aient été également observés dans la partie Sud du Bassin là où les inclinaisons sont les plus fortes (Rossi et Gabbianelli, 1978). Cette zone de la marge se caractérise également par de nombreux *gullies* qui semblent être connectés aux fleuves Crati et Trionto (Romagnoli et Gabbianelli, 1990). Ils sont le lieu de transports sédimentaires vers le Chenal Corigliano qui débouche à son tour dans la Vallée de Tarente (Rossi et Gabbianelli, 1978 ; Romagnoli et Gabbianelli, 1990). Entre le Cap Cirò et le Cap Neto, deux systèmes de canyons ont été observés : le système Punta di Alice et le système Lipuda-Neto (Pennetta, 1992 ; Resbesco et al., 2009).

Le système le plus étudié est en fait le système turbiditique du Crati qui se met en place à l'embouchure du fleuve Crati et de son pro-delta, dans le Bassin Corigliano (Figure 3-24). Le système turbiditique sous-marin présente une inclinaison de 0,5 à 3° et se développe jusqu'à 450 m de profondeur d'eau (Ricci Lucchi et al., 1984 ; Colella et Normark, 1984). La morphologie relativement lisse du bassin Corigliano est dûe à un important taux de sédimentation de l'ordre de 6 $mm.an^{-1}$ (Ricci Lucchi et al., 1984).

Ce système turbiditique se compose de deux tronçons (Nord et Sud) de direction E/W. Chaque tronçon se subdivise en une partie proximale érosive et une partie distale dominée par des processus de dépôt (Colella et Di Geronimo, 1987). Le système entier est long de 16 km et large de 4-5 km (Ricci Lucchi et al., 1984). Il a développé des chenaux-levées qui alimentent deux lobes allongés suivant une direction E/W et séparés par une dépression (Colella et Normark, 1984 ; Figure 3-24). Ces chenaux sont asymétriques et présentent une profondeur d'incision de l'ordre de 2 m et une sinuosité avec un maximum de 1,4 (Colella et Di Geronimo, 1987). Le tronçon Sud est cependant plus petit et présente des dépôts qui apparaissent suivant un faciès sismique plus transparent (Colella et Di Geronimo, 1987 ; Figure 3-24).

Ce système turbiditique présente une couverture sédimentaire argileuse (Figure 3-24) ne reflétant aucun abandon du système, qui semble être actif depuis la fin de la transgression Holocène (6000-5000 ans ; Ricci Lucchi et al., 1984). Il est alimenté directement par le fleuve Crati, dans le graben Crati débouchant dans la Plaine de Sibari, puis via des courants de turbidité et des bouffées turbides (Ricci Lucchi et al., 1984 ; Colella et Di Geronimo, 1987). Le bassin versant du Crati présente une superficie de 1332 km^2 et un régime torrentiel élevé. Bien que composé de roches cristallines et dépôts détritiques grossiers, il présente une proportion de 50% d'argile et de sable (Colella et Di Geronimo, 1987).

La décharge sédimentaire du fleuve Crati est d'environ 1.730.000 $t.an^{-1}$ (Colella et Di Geronimo, 1987). Le fleuve Crati présente une paléo-embouchure (I-Figure 3-24) située au Sud de

l'embouchure actuelle (Colella et Di Geronimo, 1987). Il aurait alimenté le tronçon Sud du système turbiditique aligné avec celle-ci. L'embouchure du fleuve se serait alors déplacé vers le Nord en -510 av. JC, et une autre palé-embouchure (II-Figure 3-24) aurait alimenté le chenal Nord du tronçon Nord (Colella et Di Geronimo, 1987). Actuellement, les deux chenaux du Sud du tronçon Nord sont actifs et s'alignent suivant l'actuelle embouchure du fleuve Crati (Colella et Di Geronimo, 1987).

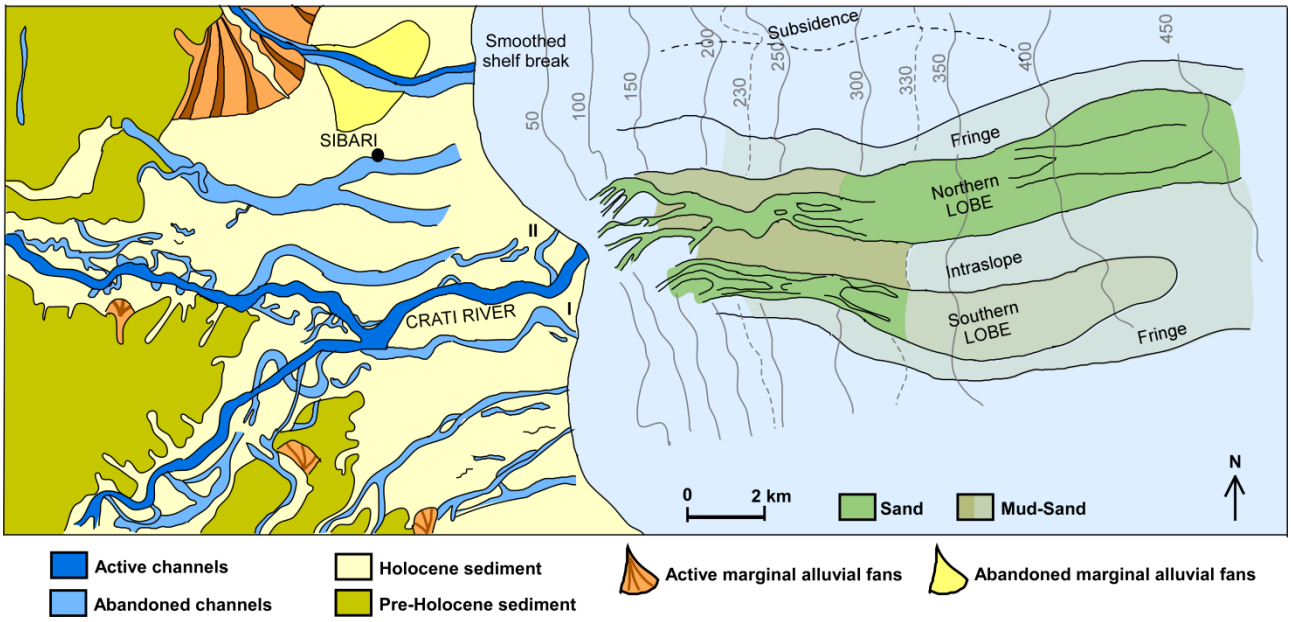


Figure 3-24 : Morphologie et distribution sédimentaire du delta du Crati et du système turbiditique du Crati (voir localisation sur la Figure 3-23 ; modifié d'après Colella et Di Geronimo, 1987).

CHAPITRE 4

Données et Méthodes

Ce chapitre aborde l'origine et la nature des données utilisées pour ce travail sur la Marge Ligure et sur la Marge Calabro-Ionienne. Il présente également les techniques employées et développées pour l'analyse de ces données.

1. ORIGINE DES DONNEES

Ce travail de thèse est issue d'une collaboration entre le laboratoire Géoazur (Villefranche-sur-Mer, France) et le laboratoire OGS (Trieste, Italie). Il repose essentiellement sur l'interprétation de données acoustiques, bathymétriques et sismique, mises à disposition par les deux laboratoires.

1.1. Données du Bassin Ligure : Campagnes Malisar

Les données utilisées dans le Bassin Ligure ont été acquises au cours des campagnes **Malisar** (**MA**rge **LI**gure **SAR**) 1 et 2 (en 2006 et 2007), réalisées à bord du N/O Le Suroit. Cette série de campagnes avait pour objectifs de :

1. localiser et cartographier les failles situées sur la pente continentale, déterminer leur géométrie en profondeur et leur activité récente afin d'obtenir un schéma régional terre-mer des structures potentiellement actives, et de mieux contraindre la localisation des épicentres et l'origine des séismes détectés en mer.
2. localiser et déterminer précisément les régions de la marge en aggradation ou en érosion (canyons et glissements), étudier les mécanismes et les volumes de transferts sédimentaires qui alimentent la marge via le réseau de canyons afin d'obtenir une cartographie détaillée et une étude des zones instables actuelles, ou passées, et l'évaluation de l'alea potentiel.

La campagne Malisar1 (2006) a permis d'effectuer un relevé bathymétrique complet de la Marge Nord du Bassin Ligure, de Nice à Genova, pour des profondeurs d'eau allant de 150-200 m à 2500 m environ (Figure 4-1). Elle a permis la reconnaissance régionale de la zone d'étude grâce à l'utilisation du sondeur multifaisceaux EM300, du sondeur de sédiment Chirp (collecte de 64 profils), de la sismique rapide 24 traces (collecte de 41 profils) et de la sismique Haute Résolution 72 traces (23 profils).

La campagne Malisar2 (2007) avait pour objectif de compléter les données acquises durant la mission précédente, en effectuant l'étude détaillée de zones d'intérêts définies à partir des informations fournies par Malisar1. Elle a permis acquisition de données de sonar latéral (SAR) (Figure 4-1), le prélèvement de carottes sédimentaires (< 10 m), et des levées micro-bathymétriques avec l'EM2000 installé sur un AUV (*Autonomous Underwater Vehicle*). Elle a, de plus, permis des

levés complémentaires bathymétriques (EM300) et Chirp sur des zones non-couvertes durant la campagne Malisar1.

Parmi l'ensemble des données acquises, j'ai plus particulièrement utilisé les données bathymétriques acquises pendant Malisar1 et 2, la sismique rapide 24 traces acquise pendant Malisar1 et les données de sonar latéral (SAR) acquises pendant Malisar2.

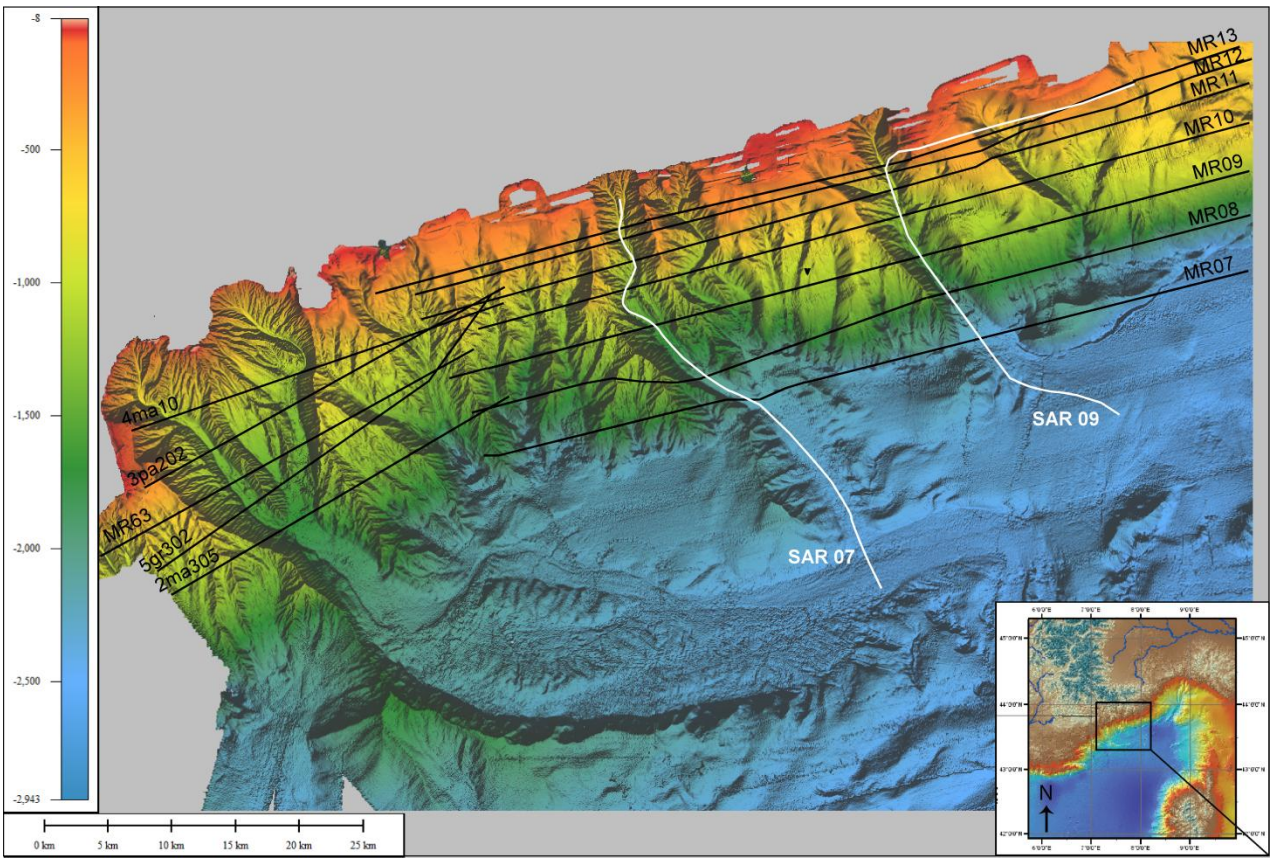


Figure 4-1 : Données bathymétriques et localisation des lignes de sismique rapide étudiées (en noir) acquises durant Malisar 1 et localisation des profils SAR étudiés (en blanc) acquis durant Malisar 2.

1.2. Données de la marge Calabro-Ionienne : Campagnes WGDT, MESC et MAGIC

Depuis 2005, trois campagnes océanographiques ont successivement été menées sur la Marge Calabro-Ionienne : les campagnes **WGDT** et **MESC** en 2005, et **MAGIC OGS 04/09** en 2009. Elles ont été toutes les trois réalisées à bord du N/O OGS Explora.

La mission **WGDT**, réalisée en collaboration avec l'*Università della Calabria*, avait pour objectifs de déterminer les facteurs pouvant être responsables des instabilités sur une marge active. Elle a permis l'acquisition d'un levé bathymétrique (6300 km^2) dans la zone occidentale du Golfe de Tarente par l'utilisation de sondeurs multifaisceaux Reson SeaBat 8111 et Reson SeaBat 8150,

ainsi que l'acquisition de profils Chirp (3000 km), de sismique Haute résolution (60 km) et le prélèvement de 5 carottes sédimentaires.

La campagne **MESC**, réalisée en collaboration avec l'*Università di Trieste*, avait pour objectifs de définir en détails la morphologie de la marge afin d'identifier les masses sédimentaires instables, de déterminer les dynamiques sédimentaires en zones côtières et l'influence des canyons sous-marins dans le bilan sédimentaire, ceci afin de définir tous les aléas géologiques et environnementaux depuis le Golfe de Squillace jusqu'au Cap Spartivento. Cette campagne a permis l'acquisition d'un levé bathymétrique (17500 km^2) par l'utilisation des sondeurs multifaisceaux Reson SeaBat 8111 et Reson SeaBat 8150, et l'acquisition de profils Chirp (2000 km), de sismique à Haute Résolution (84 km) et le prélèvement de 8 carottes.

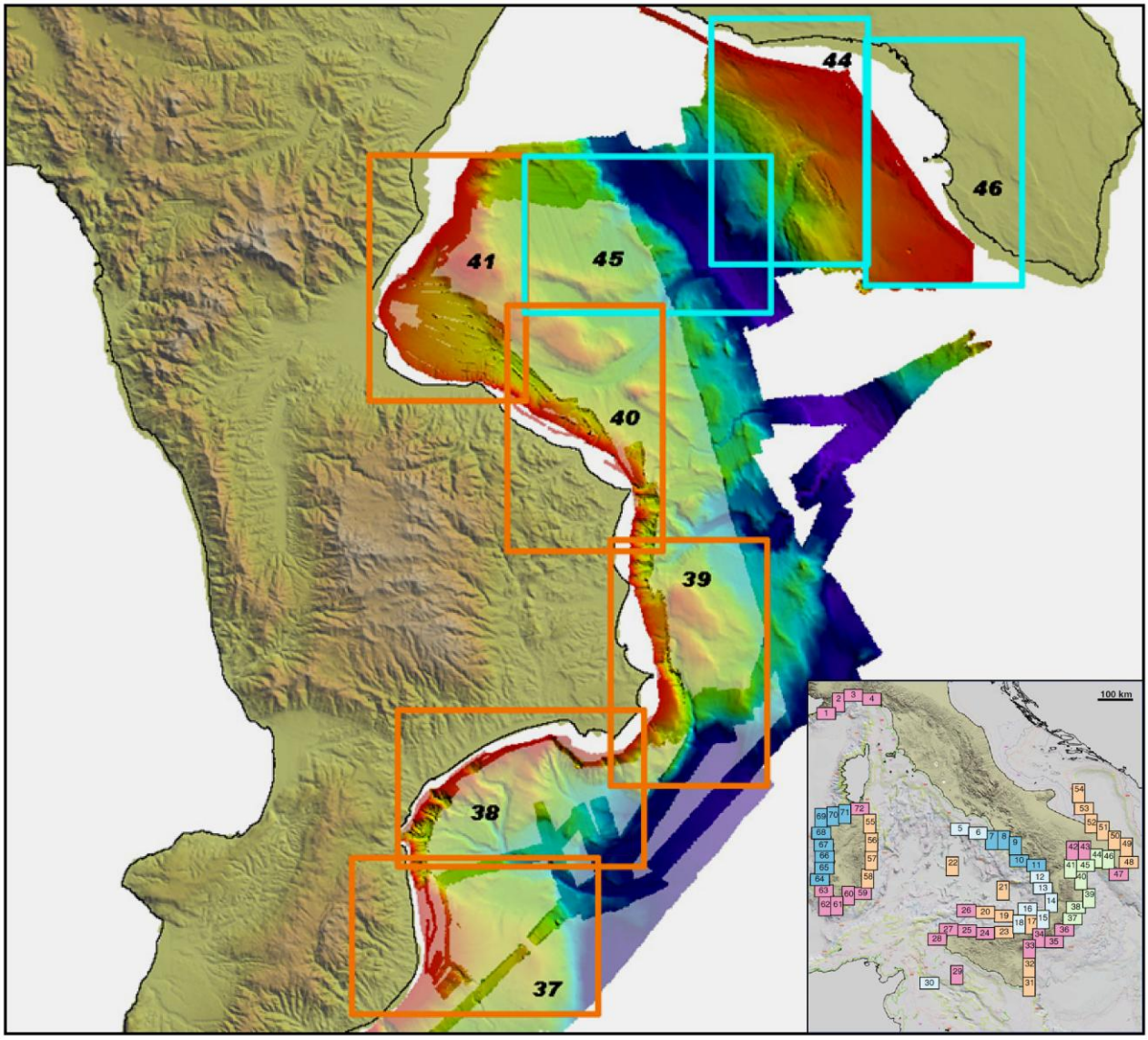


Figure 4-2 : Données bathymétriques acquises dans le cadre du Projet MAGIC en 2005 (orange) et 2009 (bleu) financé par la Protection Civile Italienne.

La campagne océanographique **MAGIC OGS 04/09** fait partie d'une série de campagnes nationales organisées par la Protection Civile Italienne dans le cadre du Projet **MAGIC** (**MA**rine **G**eohazards along the **I**talian **C**oasts). Ce projet a pour objectifs de définir le risque géologique sous-marin le long des côtes italiennes et de réaliser des cartes d'aléas (Figure 4-2). Les zones (ou « Fogli ») assignées au laboratoire OGS sont au nombre de 8. Les données des zones 37 (Punta Stilo), 38 (Catanzaro), 39 (Crotone), 40 (Cirò), et 41 (Corigliano) ont été acquises en 2005 en collaboration avec les Universités de Trieste et Calabre, tandis que les données des zones 44 (Manduria), 45 (Valle di Taranto) et 46 (Gallipoli) ont été acquis par l'OGS en 2009 (Figure 4-2). Cette campagne a permis l'acquisition de 7500 km^2 de données bathymétriques par l'utilisation des sondeurs multifaisceaux Reson SeaBat 8111 et Reson SeaBat 8150 et 5500 km de profils Chirp grâce au sondeur de sédiment Datasonic CAP 6600. Le traitement des données nouvellement acquises, ainsi que le retraitement de celles acquises en 2005, ont été effectués selon les standards imposés par le projet MAGIC avec les logiciels PDS 2000 et Caris, par Edy Forlin dans le cadre d'un post-doctorat subventionné par le projet MAGIC.

1.3. Les lignes sismiques « Ministeriale » afférentes à l'exploration pétrolifère italienne

Le projet ViDEPI, réalisé en collaboration entre le Ministère pour le Développement Economique UNMIG, Assomineria et la Société Géologique Italienne a permis de rendre facilement accessible des données désormais tombées dans le domaine publique, relatives à l'exploration pétrolifère italienne. Ce projet met à disposition des lignes sismiques (Ministeriale) acquises par la compagnie Agip et des profils de puits en format pdf. Les lignes sismiques acquises sur le pourtour de la Marge Calabro-Ionienne font parties de la zone maritime F qui comprend plus de 120 lignes, accessibles à partir du site internet :

http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/videpi/sismica/sismica.asp

1.4. Les données hydrologiques des bassins versant de la région Calabre

Le Plan de Tutelle des Eaux du Département Politique de l'Environnement de la Région Calabre met à disposition des données hydrologiques des bassins versants, généralement de 1960 à 2006 sur tout le pourtour des côtes de la Calabre. Ces données sont disponibles sur le site :

http://www.regione.calabria.it/ambiente/index.php?option=com_content&task=view&id=288&Itemid=102.

Ce projet a pour objectifs de protéger et d'assurer la qualité des masses d'eau et met à disposition pour chaque fleuve ou torrent des données hydrologiques superficielles et souterraines afin de garantir la participation et la consultation de tous les intéressés. Chaque cours d'eau est

identifié par une fiche comprenant la localisation du bassin versant, ses caractéristiques morphométriques, physiographiques et hydrologiques, ainsi que des données de précipitations, de températures… de 1960 à 2006, moyennées pour chaque mois.

1.5. Les données GEBCO

GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) est un groupe international d'experts qui travaillent sur le développement de données bathymétriques. Ils mettent à disposition les données bathymétriques globales des océans et des continents avec une résolution de 30 arc-secondes. Les données sont disponibles sur le site internet : http://www.gebco.net/, sous conditions de justification de l'utilisation des données fournies.

Ce type de données est utilisé pour combler, dans la mesure du possible, les données bathymétriques manquantes notamment sur le plateau continental, dans les zones de têtes de canyons. Elles m'ont donc permis de préciser la limite amont de têtes de canyons. Elles ont également permis d'effectuer une analyse morphométriques des bassins versants potentiellement associés aux canyons sous-marins.

2. PRESENTATION DES OUTILS

2.1. La bathymétrie multifaisceaux

La cartographie des fonds océaniques est effectuée à partir de sondeurs multifaisceaux qui fournissent des données bathymétriques. Cet instrument se compose : (1) des transducteurs pour l'émission et la réception des signaux acoustiques, (2) un système de contrôle pour la gestion et le contrôle des données, (3) un système de positionnement dynamique GPS des points de sonde dans un système de référence, (4) un gyrocompas pour l'orientation du système dans le temps, (5) un capteur inertiel RMU (*Reference Motion Unit*) pour la définition des paramètres de position du navire selon les trois composantes spatiales (roulis, tangage, pilonnement), et (6) une sonde de détection pour le calcul de la vitesse du son dans l'eau selon une verticale.

Le sondeur multifaisceaux est un système acoustique permettant l'acquisition rapide et précise de données bathymétriques et d'imagerie acoustique. La donnée bathymétrique ou « profondeur » est déterminée simultanément suivant plusieurs directions par des faisceaux d'émission-réception du système et se basent sur le temps de propagation des ondes acoustiques (*swath*) de très haute fréquence (de la dizaine à la centaine de kHz). Les faisceaux forment une fauchée perpendiculaire a l'axe du navire (swath). Les sondeurs multifaisceaux travaillent avec une large ouverture angulaire de 50 à 160° perpendiculairement à la route du navire, et de 0,1 à 2° parallèlement à la route. Le fond est ainsi exploré sur une large bande, de l'ordre de 5 à plus de 7 fois la profondeur d'eau, avec

une très grande résolution. La technique de fonctionnement est dite en « faisceaux croisés » et a pour but d'éliminer les effets du mouvement du navire sur l'acquisition des données (Figure 4-3).

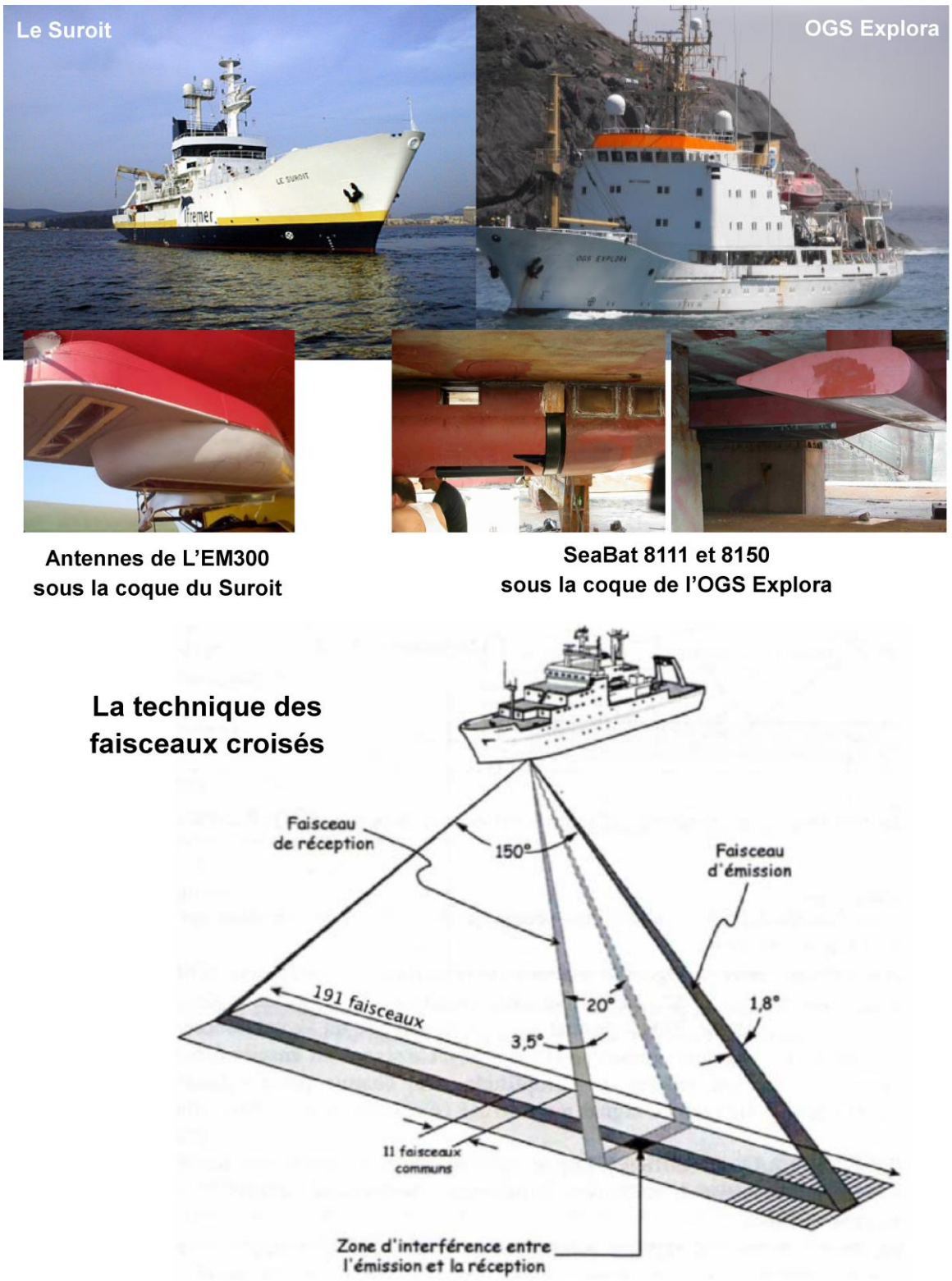


Figure 4-3 : Principe d'acquisition des données bathymétriques et de réflectivité acoustique (technique des faisceaux croisés), et photo des navires N/O Le Suroit et OGS Explora et de leurs sondeurs multifaisceaux.

Le principe d'acquisition est le suivant : une onde acoustique sphérique est envoyée dans un faisceau unique, avec une ouverture de 50 à 150° perpendiculairement à la route du navire et une ouverture de 0,1 à 1,8° parallèlement à la route, grâce à deux antennes d'émission situées sous la coque du navire (Figure 4-3). La plus grande partie de l'énergie de cette onde se réfléchit sur l'interface eau-sédiment et une plus petite partie se diffuse dans toutes les directions de l'espace. L'onde mesurée en réception par le sondeur multifaisceaux est l'onde se propageant dans la direction de l'incidence ; elle est nommée « onde rétrodiffusée ». La réception s'effectue suivant des faisceaux espaces de 1°. Ils ont une ouverture latérale de 1 à 5° et une ouverture longitudinale de l'ordre de 20° (Figure 4-3). Les faisceaux de réception interceptent facilement le faisceau d'émission malgré les mouvements du navire.

Les paramètres mesures à l'aide du sondeur multifaisceaux sont :

- La bathymétrie : la principale fonction d'un sondeur multifaisceaux est de fournir la profondeur d'eau en temps réel. Pour cela, il faut préalablement évaluer la vitesse de propagation des ondes dans la mer en fonction de la salinité, de la température et de la pression. Cette vitesse varie au sein de la colonne d'eau et au cours de l'année. Pour l'évaluer, on effectue un tir d'un Sippican, sonde qui mesure les principaux paramètres de la masse d'eau sur 300 m de profondeur et dont on peut déduire des profils de vitesse. La profondeur d'eau en chaque point est calculée en mesurant le temps nécessaire à l'onde pour effectuer un aller-retour dans la colonne d'eau (temps double) et la vitesse de déplacement de l'onde. Ainsi, le couple temps-vitesse permet d'accéder à la position du point de sonde. La mesure est effectuée par référence à la position instantanée et l'attitude du navire porteur. L'obtention de valeurs « absolues » de profondeur nécessite d'effectuer des corrections d'angles (en particulier en fonction du roulis) et d'affecter des coordonnées géographiques correctes à chaque point de sonde. Ceci impose d'acquérir conjointement aux signaux du sondeur multifaisceaux les mesures fournies par un système de navigation GPS (pour positionner géographiquement les sondes mesurées) et par une centrale d'attitude (pour corriger les mouvements du porteur). Les données brutes sont ensuite traitées à l'aide des logiciels tels CARAIBES développé par l'IFREMER et CARIS Hips & SIPS, pour être transformées en MNT (modèle numérique de terrain ou DTM *Digital Terrain Model*).
- La réflectivité : l'imagerie acoustique fournit une information sur la texture des fonds marins que l'on peut relier à la nature des dépôts sédimentaires. Afin d'obtenir des cartes de réflectivité du fond marin, il faut traduire le signal rétrodiffusé par le fond en niveau de gris, ce qui aboutit à la création d'une mosaïque dans laquelle chaque pixel est directement corrélé a une position géographique définie (position des sondes, navigation). La teinte de réflectivité obtenue sur les cartes d'imagerie est proportionnelle à l'intensité du signal

rétrodiffusé. Cette dernière est elle-même déduite de l'amplitude de chaque point échantillonné.

Les différents sondeurs utilisés sur les marges Ligure et calabraise ont des caractéristiques voisines et le principe d'acquisition est le même. Les seules différences significatives sont la géométrie des faisceaux et les fréquences d'émission. Ainsi,

- **le sondeur multifaisceaux Simrad EM300** est caractérisé par 135 faisceaux d'émission-réception fonctionnant à une fréquence de 15 kHz. Il couvre des profondeurs d'eau théoriques de 5 à 5000 m, avec un optimum d'acquisition vers 1500-2000 m. L'onde acoustique présente une ouverture de 150° perpendiculairement à la route du navire et une ouverture de 1,8° parallèlement à la route. Les faisceaux de réception ont une ouverture latérale de 3,5° et une ouverture longitudinale de 20°. La résolution horizontale est en moyenne de 25 m par pixel et peut atteindre 15 m pour des profondeurs inférieures à 1000 m.

- **le sondeur multifaisceaux Reson SeaBat8111** est caractérisé par 101 faisceaux d'émission-réception fonctionnant à une fréquence de 100 kHz. Il couvre des profondeurs d'eau de 3 à 600 m mais a été utilisé pour des profondeurs maximales de 500 m. L'ouverture angulaire est de 150° perpendiculairement à la route du navire et de 1,5° parallèlement à la route. Les faisceaux de réception ont une ouverture latérale de 1,5° et une ouverture longitudinale de 15°. La résolution horizontale est de 5 m par pixel jusqu'à 150 m de profondeur d'eau et de 10 m par pixel de 150 à 400 m de profondeur d'eau.

- **le sondeur multifaisceaux Reson SeaBat8150** travaille suivant 234 faisceaux d'émission-réception fonctionnant à une fréquence de 12 kHz. Il couvre des profondeurs d'eau allant de 10 à 1500 m mais à été utilisé pour des profondeurs supérieures à 500 m. L'ouverture angulaire est de 150° perpendiculairement à la route du navire et de 2° parallèlement à la route. Les faisceaux de réception ont une ouverture latérale de 2° et une ouverture longitudinale de 20°. La résolution horizontale est de 20 m par pixel au-delà des 400 m de profondeur d'eau.

2.2. L'outil sismique : la sismique rapide 24 traces

Les profils sismiques utilisés dans l'étude du Bassin Ligure (Figure 4-1) ont été acquis selon la technique de sismique réflexion multitraces (SMT). Elle a permis de visualiser l'organisation des structures géologiques superficielles (jusqu'à 1 s sous le fond de la mer). Les ondes sismiques sont émises depuis la surface par une source (canon à air ou à eau) générant des explosions à intervalle

de temps réguliers. Dans notre cas, deux canons de type miniG.I. (Générateur-Injecteur) SODERA de volumes différents ont été déployés de part et d'autre à l'arrière du navire (un canon bâbord (104/104 ci), et un canon tribord (75/75 ci)) (Figure 4-4). Ils ont assuré des tirs avec une pression de tir de 140 bars et cadence de tirs de 12 secondes.

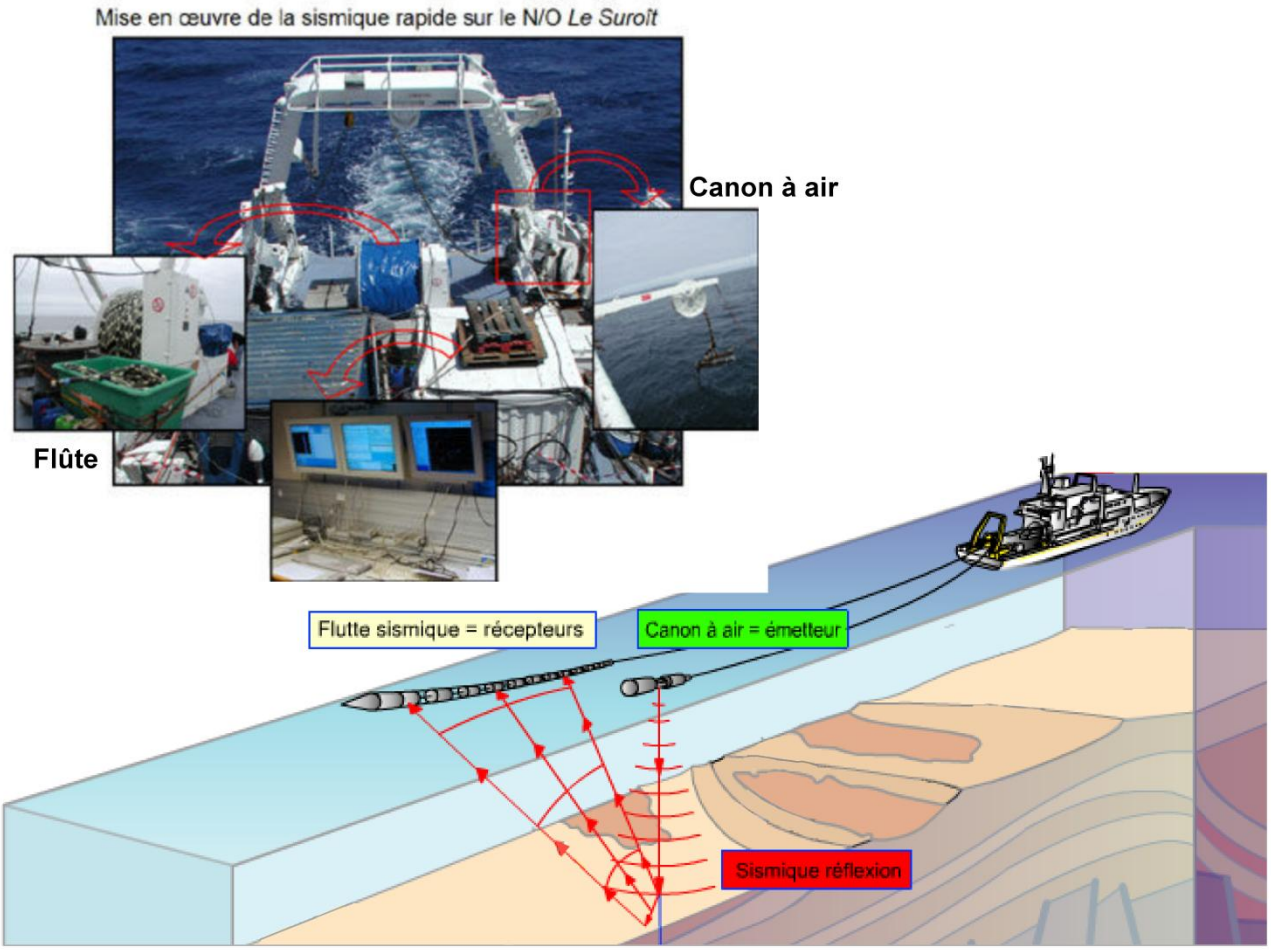


Figure 4-4 : Principe d'acquisition de sismique rapide 24 traces et photos de la mise à l'eau de la flûte et canons à air à bord du navire Le Suroit. (Images de l'Ifremer).

Les ondes générées se propagent alors à travers la colonne d'eau et les sédiments. Elles sont réfléchies vers la surface de la mer au niveau d'interfaces qui représentent des milieux avec des propriétés physiques différentes. Cette différence de propriétés physiques caractérise le contraste d'impédance acoustique. Plus celui-ci est élevé, plus l'énergie de l'onde réfléchie sera grande. A la surface de la mer, les ondes réfléchies sont alors détectées par une flûte sismique composée d'hydrophones montés en série. Dans notre cas, le récepteur était une flûte numérique SERCEL, de 24 traces actives de 12,5 m reparties sur 6 ALS (Active Line Section) de 50 m (Figure 4-4). Deux capteurs d'immersion (PSU) sont situés l'un en tête et l'autre en queue de la section active. Le déport (distance source-milieu de la première trace) était de 177-187 m, et l'immersion de 6-7 m.

Les données enregistrées sur la flute sont ensuite retranscrites sur un profil en fonction du temps de propagation (temps double aller-retour) des ondes et de la distance à un point de référence, correspondant au début de l'acquisition des données.

Chaque enregistrement est caractérisé par un temps et une distance, et s'appelle un point miroir. Chaque point miroir (CMP) est éclairé par plusieurs tirs, ce qui permet d'obtenir une couverture multiple de la zone étudiée. Les ondes réfléchies se traduisent sur les enregistrements par des réflecteurs qui correspondent à des surfaces de discontinuité, des limites de couches sédimentaires, des zones hétérogènes au sein d'une même couche ou des failles.

2.3. Le sondeur de sédiments Chirp

Les sondeurs de sédiments de type Chirp sont des équipements acoustiques permettant l'observation des couches sédimentaires à très haute résolution, jusqu'à plusieurs dizaines de mètres de profondeur sous le fond marin.

Le sondeur de sédiments est constitué d'une source acoustique et d'un récepteur sur un unique dispositif et est placé sous la coque du navire afin d'obtenir des enregistrements de pénétration maximale de l'ordre de 100 m (sédiments fins et lités).

Il utilise des ondes acoustiques de haute fréquence comprise entre 0,5 et 12,5 kHz, qui suivant l'épaisseur de la colonne d'eau, permet de faire varier la durée de l'impulsion acoustique (e.g. 10 ms pour 50 m de profondeur d'eau et 50 ms pour 3000 m de profondeur). La résolution maximale théorique du sondeur de sédiments Chirp est de 12 cm avec une pénétration maximale d'environ 50 m. Les différences de temps de propagation liées aux mouvements du navire (roulis, tangage, pilonnement) sont corrigées automatiquement. Les données sont transmises en temps réel sur un traceur thermique. Le signal reçu consiste en une série temporelle d'échos réfléchis à chaque changement de nature ou impédance acoustique des sédiments.

Dans notre cas, le sondeur de sédiments Chirp du navire Le Suroit émettait des ondes coniques de 50° d'ouverture et de 125 dB. Sa fréquence centrale est de 3,5 kHz, permettant de travailler avec une large bande passante, comprise entre 1,8 et 5,3 kHz. Les impulsions acoustiques émises avaient une durée de 10 à 80 ms. La pénétration maximale dans les sédiments est alors de 80 m, avec une résolution verticale théorique de 40 cm. L'acquisition des données a été réalisée avec le logiciel Delph version 2.3.

Le sondeur de sédiments Chirp installé sur le navire OGS Explora présente des caractéristiques semblables au précédent, bien que la bande passante soit de 2 à 7 kHz. L'acquisition des données a été réalisée avec les logiciels SwanPRO et ChirpScan II.

2.4. Le SAR

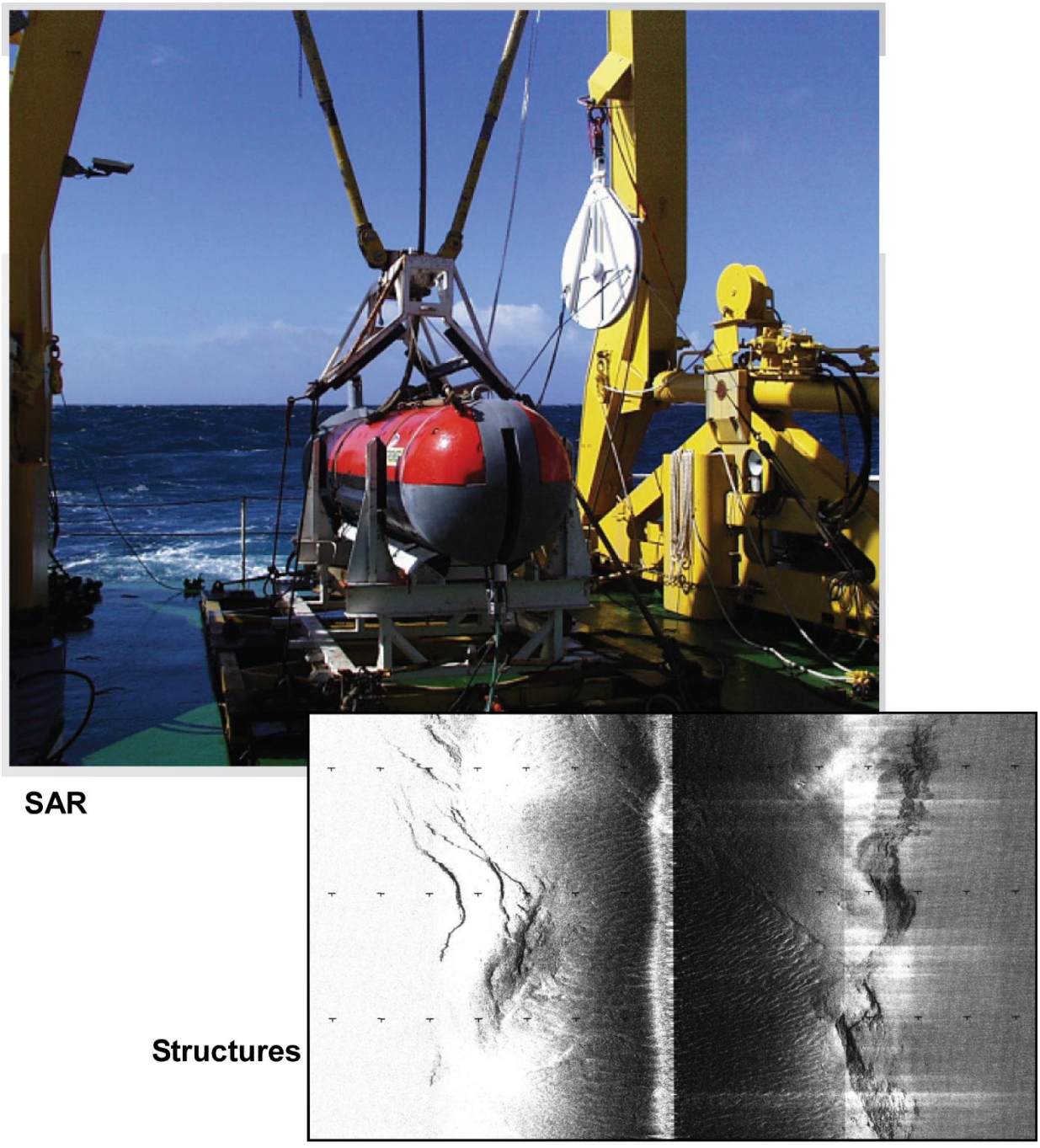


Figure 4-5 : Le sonar latéral SAR et image acoustique acquise montrant des structures sur le fond.

Le Système Acoustique Remorqué (SAR) de l'IFREMER est un sonar latéral destiné à l'étude détaillée de secteurs peu étendus par grande profondeur d'eau et en complément d'un sondeur multifaisceaux tel que l'EM300. Il s'agit d'un outil géophysique multicapteurs haute résolution constitué : (1) d'un système de surface qui fournit l'énergie à l'engin et assure la commande des capteurs, les fonctions d'acquisition, de traitement et d'enregistrements des données, (2) d'un système de positionnement, (3) d'un treuil alimenté par une centrale hydraulique, (4) un ombilical

électro-porteur, (5) un lest dépresseur, (6) une laisse et (7) un véhicule équipé des différents équipements d'imagerie et de mesure.

Le SAR est tracté par un navire à une altitude quasi constante comprise entre 70 et 100 m au-dessus du fond et à la vitesse moyenne de deux nœuds. Il est opérationnel jusqu'à 6000 m de profondeur et le contrôle de la navigation est assuré par l'émission d'un signal acoustique réceptionne par une Base Ultra Courte (BUC) fixée sous la coque du navire et constitue de quatre antennes. Le positionnement du SAR est obtenu alors par mesure du déphasage des signaux, ce qui nécessite d'établir préalablement un profil de vitesse du son dans la colonne d'eau par un tir de Sippican.

Le sonar latéral permet d'obtenir des images acoustiques de haute résolution. Il est constitué de deux antennes d'environ 1,50 m fixées de chaque cote du SAR. Les fréquences de travail des antennes bâbord et tribord sont respectivement de 170 kHz et 190 kHz. L'ouverture angulaire est de 0,5 par 80° de chaque côté, et la durée de l'impulsion du signal est de 20 ms. La résolution horizontale théorique est de 0,25 m par pixel pour une couverture latérale maximale de 750 m par antenne. En plus du sonar latéral, le SAR est équipé d'un sondeur de sédiments Chirp dont le signal peut pénétrer jusqu'à une cinquantaine de mètres sous le niveau du fond marin, avec une résolution verticale théorique de 80 cm. Deux profils SAR ont été étudiés dans le Bassin Ligure (Figure 4-5).

3. METHODES D'ANALYSE

3.1. Les données bathymétriques

Les données bathymétriques brutes de la **Marge Ligure** avaient déjà été traitées par le laboratoire Géoazur après chaque campagne. Pour cette étude, la résolution des MNT élaborés avec le logiciel Caraïbes est de 25 m par pixel. A partir des MNT, il est possible d'obtenir avec Caraibes des cartes bathymétriques 2D ou 3D (respectivement avec l'option COCOUL et VIEW 3D dans la chaine de traitement). On peut également obtenir des cartes en isobathes (option COMAIL). Ceci permet de visualiser la morphologie du fond marin sous différentes perspectives, et ainsi d'appréhender au mieux l'évolution morphologique des différents corps sédimentaires. A partir des cartes obtenues, il a été possible de générer les profils topographiques longitudinaux et transversaux dans les canyons, sur les interfluves, ou dans les glissements. Ces profils peuvent être visualisés directement sous CARAIBES, puis importer au format .txt pour être compilés sous EXCEL.

Les données bathymétriques brutes de la **Marge Calabro-Ionienne** ont permis de générer des MNT avec une résolution de 5 m par pixel jusqu'à 150 m de profondeur, 10 m par pixel jusqu'à 400 m de profondeur et de 20 m par pixel pour des profondeurs supérieures à 400 m. La visualisation et

la manipulation des données bathymétriques s'est faite avec le logiciel GLOBAL MAPPER fourni par la Protection Civile Italienne dans le cadre du Projet MAGIC. A partir des cartes, il a été possible de générer des profils longitudinaux et transverses sur les différents corps sédimentaires observés grâce à l'option *3D path profile*. Ces profils ont été exportés au format .txt sous EXCEL, afin de générer différentes courbes.

Les profils topographiques générer via Caraïbes ou GlobalMapper, et traités sous Excel m'ont permis d'effectuer une analyse morphométrique quantifiée détaillée de différents objets de chaque marge et d'observer les variations amont-aval des morphologies en comparant facilement les données et en les corrélant :

- les profils bathymétriques des canyons, des interfluves ou des glissements avec une correction en distance et en profondeur, et ainsi contraindre leur morphologie, et calculer différentes grandeurs caractéristiques (dimensions, inclinaison),
- les profils transversaux à travers les canyons et les glissements en fonction de la profondeur, pour ainsi visualiser l'évolution de leur morphologie le long de la pente,
- établir l'indice de sinuosité des canyons en fonction du gradient de pente,
- corréler la largeur du thalweg avec la largeur des canyons,
- établir des relations possibles entre la largeur de la vallée principale et la profondeur d'incision dans les canyons,
- générer des graphiques de la profondeur d'incision en fonction du gradient de pente.

Certaines des corrélations obtenues sont utiles et nécessaires à la compréhension de la formation et l'évolution des canyons sous-marins, des glissements sur la pente continentale, ou même l'évolution de cette dernière, tandis que d'autres sont plus difficiles à interpréter.

En plus d'une étude morphométrique quantitative des données bathymétriques, j'ai effectué une étude plus qualitative plus spécifiquement sur la marge calabraise. Cette étude physiographique et morphologique ainsi que la réalisation de cartes ont été effectués via le logiciel Global Mapper et son outil *Digitizer tool*, lequel permet le tracé de lignes et de surfaces. Cette étude se base en partie sur le principe et les critères d'interprétation développés par le Projet MAGIC (Annexe 1). En effet, ce dernier articule l'interprétation des données bathymétriques selon différents niveaux que l'on a simplifiés ou fusionnés pour l'étude plus spécifique des canyons sous-marins :

- le niveau 1 consiste en la reconnaissance et l'interprétation des domaines physiographiques, tel que le plateau continental, la pente continentale, les bassins sédimentaires, les hauts structuraux, qui représentent le contexte géologique et physiographique.
- le niveau 2 consiste en la reconnaissance et l'interprétation des unités morphologiques, définissant une zone caractérisée par la prédominance de processus ou phénomènes géologiques, tels que les canyons sous-marins et les formes de fond.

- le niveau 3 consiste en la reconnaissance et l'interprétation des éléments morpho-bathymétriques individuels, associés à un processus géologique précis, tels que les cicatrices d'arrachements, les *knickpoints*, les sur-incisions, les terrasses, ou les limites des canyons, des dépôts sédimentaires, du rebord du plateau et des formes de fond.

3.2. La sismique réflexion

Les profils de sismique rapide ont permis d'analyser la structure interne des dépôts sur la pente continentale, entre la surface d'érosion messinienne et le fond marin, avec une résolution verticale d'une dizaine de mètres. Sur les profils sismiques, les réflecteurs se caractérisent par leur amplitude, leur fréquence et leur continuité. Dans le contexte des Marges Ligure et Calabro-Ionienne :

- Un signal de faible amplitude et de continuité moyenne à forte a été interprété comme une alternance de turbidites et d'intervalles hémipélagiques, comme sur une levée turbiditique.
- Un signal de forte amplitude et des réflecteurs rapidement tronqués ont été associés à la présence d'un matériau grossier.
- Le faciès sismique chaotique a été associé aux masses glissées dont le matériau est tout ou partie remanié ou au remplissage des canyons et chenaux turbiditiques.
- Le faciès transparent à semi-transparent a été interprété en fonction de sa localisation et extension comme un dépôt complètement remanié, comme dans une coulée de débris, ou comme des dépôts hémipélagiques caractérisant le Pliocène.

L'analyse des profils sismiques a été réalisée avec le logiciel Kingdom Suites. Le travail effectué sur les profils a été en premier d'identifier la surface d'érosion messinienne caractérisée par un réflecteur de forte amplitude et des troncatures de réflecteurs sous-jacents en biseaux d'érosion (*toplap*). Ce réflecteur est généralement visible sur toute la Marge Ligure jusqu'à une profondeur moyenne de deux secondes temps double (std) (Bigot-Cormier et al., 2004). La géométrie de cette surface est plus complexe sur la Marge active Calabro-Ionienne car elle est affectée par des failles transpressives (Minelli et Facenna, 2010). On la retrouve à une profondeur de 2 à 4 secondes temps-double (Minelli et Facenna, 2010).

J'ai utilisé ce réflecteur comme un repère pour recaler en relatif les périodes de formation des canyons. J'ai ensuite pu reconstituer précisément les stades de construction/évolution des canyons par l'analyse de leur architecture interne et la reconnaissance d'unités sismiques que j'ai essayées de corréler à l'échelle de la marge. L'absence de profils perpendiculaires à la marge a rendu cette opération difficile et cette corrélation est essentiellement basée sur la reconnaissance de mêmes unités sismiques entre deux profils successifs. La reconnaissance des failles tectoniques profondes a posé problème car leur seule trace identifiable n'était souvent que le décalage vertical subit par le réflecteur de la surface messinienne. La reconnaissance des failles, de la surface d'érosion

messinienne et de la structure interne des canyons et des glissements a permis de comprendre leur relation avec le contexte régional, leur formation et leur évolution.

3.3. Le Chirp

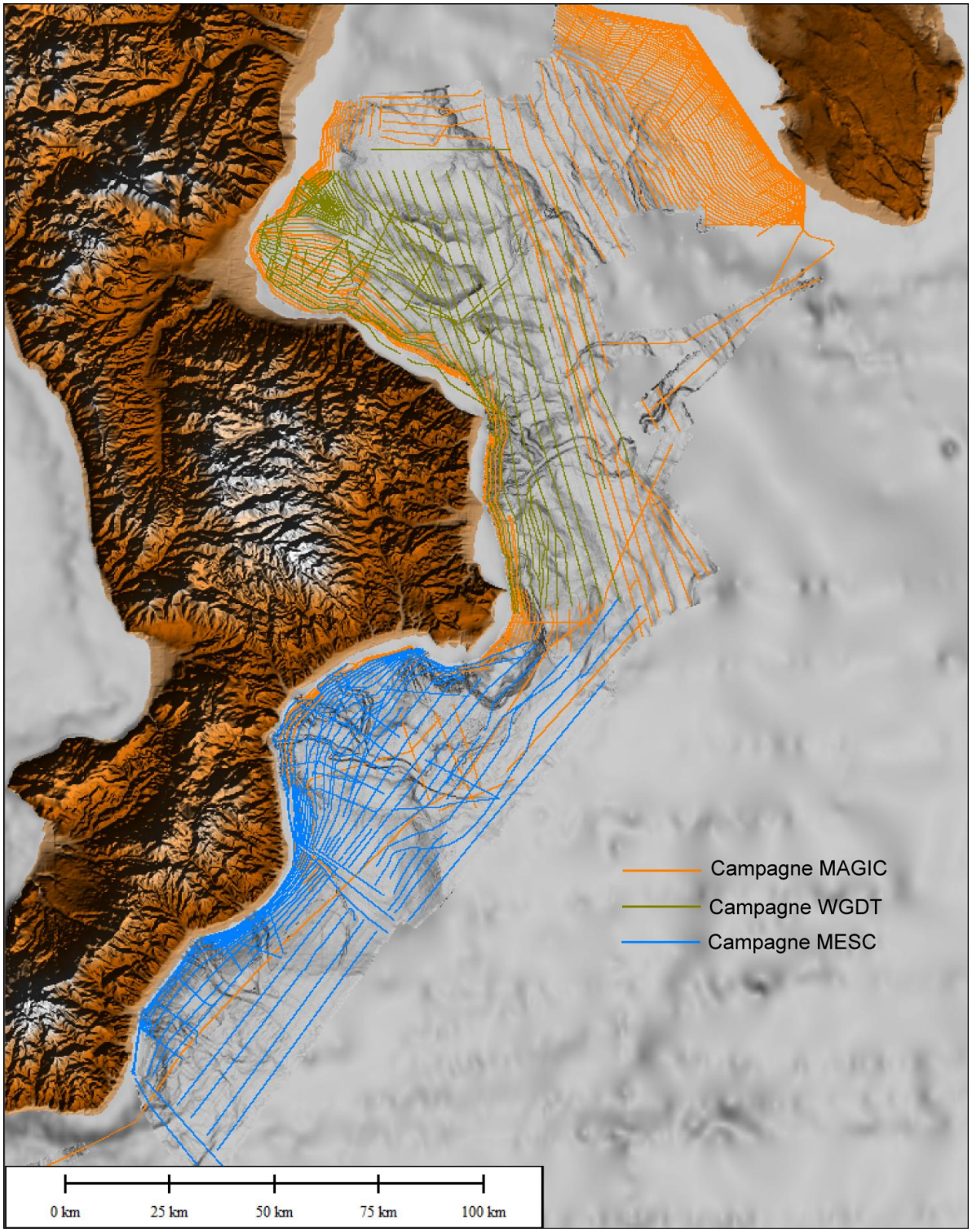


Figure 4-6 : Carte des profils Chirp acquis durant les campagnes océanographiques MAGIC, WGDT et MESC sur la Marge Calabro-Ionienne.

Le Chirp et les caractéristiques du signal réfléchi présentent une résolution de l'ordre du mètre et sont interprétés suivant des échofaciès. Ces derniers sont associés à la nature lithologique des dépôts ou leur mode de transport/dépôt (Damuth, 1980 ; Gonthier et al., 2003 ; Tabrez et al., 2004 ; Castilla et al., 2005 ; Dan-Unterseh et al., 2011).

Ainsi un dépôt à dominante hémipélagique est généralement associé à un échofaciès présentant des réflecteurs lités continus et subparallèles, de faible à moyenne amplitude, et pouvant partiellement présenter un échofaciès quasi-transparent. Les dépôts turbiditiques présentent un échofaciès lité continu subparallèle, avec des réflecteurs de forte amplitude, pouvant montrer des terminaisons en *onlap* sur les dépôts sous-jacents, notamment sur les flancs des canyons. Dans les thalwegs de canyons, la présence de matériaux grossiers (sables à graviers) empêchant la pénétration du signal est généralement associée à un échofaciès sourd, présentant un réflecteur de surface de forte amplitude et aucune organisation sous-jacente.

Les dépôts de transport en masse issus de glissements présentent généralement une morphologie lenticulaire avec un échofaciès transparent ou pouvant encore montrer une structuration interne avec des réflecteurs lités de moyenne à forte amplitude. La cicatrice d'arrachement associée à ces dépôts de transport en masse correspond généralement à un escarpement localisé en amont de la masse glissée. Elle peut également être associée à un échofaciès hyperbolique, notamment dans les têtes de canyons où les déstabilisations sont nombreuses. Les hyperboles présentant une convexité plus marquée sont associées à la présence de blocs glissés ou de matériel fortement remanié. Le dépôt des coulées de débris est associé à un échofaciès transparent ou semi-transparent. La transition entre les zones de glissements et les sédiments autochtones en place se fait par le passage de réflecteurs discontinus à des réflecteurs plus continus et présentant une nette stratification.

L'identification et la cartographie de différents échofaciès ont notamment permis la réalisation d'une carte des dépôts sédimentaires sur toute la Marge Calabro-Ionienne (Figure 4-6).

Une surface de discordance U du dernier maximum glaciaire connue dans la littérature (Romagnoli et Gabbianelli, 1990 ; Zecchin et al., 2011) a aussi été retrouvée et utilisée comme repère pour recaler en relatif les périodes de formation des canyons sous-marins de la Marge Calabro-Ionienne.

3.4. Le sonar latéral : SAR

J'ai travaillé essentiellement sur les données collectées dans le fond des canyons de La Roya, de la Taggia et le canyon Verde, sur la Marge Ligure (Figure 4-1). Seules les données de l'imagerie ont été exploitables car, à cause des matériaux très grossiers présents dans ces canyons, les profils Chirp n'ont pas pu imager l'organisation des dépôts sous la surface du fond.

Sur l'imagerie du SAR, les failles créent généralement sur le fond de la mer des escarpements par déplacement vertical des séries sédimentaires et peuvent apparaitre avec des réflectivités fortes ou faibles selon l'orientation du SAR par rapport à la pente continentale. De fortes réflectivités locales subcirculaires et de tailles variables, allant d'un a plusieurs dizaines de mètres sont généralement interprétées comme des blocs bascules, déplacés au cours d'un évènement gravitaire. Des structures d'arrachement circulaires, des blocs, ou encore des rides sédimentaires sont identifiables sur le fond marin. La distribution amont-aval de ces morphologies m'a permis de comprendre et reconstituer la dynamique actuelle ou récente des écoulements dans les canyons et apporter ainsi des indices supplémentaires pour mieux comprendre l'évolution de la morphologie des canyons observée sur les profils sismiques.

CHAPITRE 5

Etude Générale de la

Marge Calabro-Jonienne

L'étude morphologique et des échofaciès de la Marge Calabro-Ionienne, a permis de mettre en évidence une soixantaine de canyons sous-marins plus ou moins grands sur l'ensemble de la marge. Certains ayant déjà été étudiés, leur nom sera conservé dans cette étude. En revanche, les canyons nouvellement étudiés prendront le même nom que le système subaérien auquel ils sont associés. Certains de ces canyons convergent progressivement pour ne former plus qu'un unique thalweg ou se rattachent à un « chenal » principal et forment alors ce que l'on nommera ici « des systèmes de canyons ».

Dans une première partie, je décrirai les caractéristiques de la marge à travers une étude morphologique générale, incluant le plateau continental et la pente continentale. Elle permettra de localiser au mieux les canyons et leur contexte de mise en place. Dans une seconde partie je présenterai la marge Calabro-Ionienne à travers une analyse des échofaciès. Elle permettra de comprendre au mieux les processus sédimentaires les plus fréquents sur celle-ci.Les données bathymétriques ne couvrent pas toujours la totalité du plateau continental et peuvent parfois ne pas permettre d'imager la limite entre le plateau continental et la pente continentale. Dans certains cas, la localisation et la limite amont de certaines têtes de canyons sur la marge, ou encore la largeur et l'inclinaison du plateau continental ne pourront ainsi pas être estimées de manière précise.

1. MORPHOLOGIE DE LA MARGE CALABRO-IONIENNE

Comme nous l'avons vu précédemment, la marge Calabro-Ionienne est subdivisée en deux segments, une zone Nord ou septentrionale, comprise entre Marina di Amendolara et le delta du Neto, et une zone Sud ou méridionale, comprise entre le delta du Neto et le cap Spartivento (Figure 5-1). Alors que le segment Nord représente tectoniquement et géologiquement un « fold-and-thrust belt » et est limité au Nord-Est par la Vallée de Tarente (front de subduction), le segment Sud se caractérise par la présence d'un bassin d'avant-arc limité au Sud-Est par le prisme d'accrétion Calabrais (Figure 5-1). Pour faciliter la description de la marge, je vais donc caractériser ces segments séparément, pour finalement faire une synthèse comparative.

1.1. Le segment Nord

- Dans le segment Nord (100-110 km de long, et 40-60 km de large), la marge ne présente pas de bassin profond car la pente continentale est limitée à l'Est par la Vallée de Tarente (Figure 5-1 et 5-2). L'extrême Nord-Ouest du Golfe de Tarente se compose du bassin Corigliano et ne présente pas de plateau continental. Le bassin Corigliano s'étend, en effet, jusqu'à la ligne de côte. En revanche, le plateau continental est présent du cap Trionto jusqu'au cap Rizzuto. Il s'étend de 0 à 100-130 m de profondeur d'eau. Il fait 4-5 km de large en moyenne et atteint un maximum de 6,7 km de large au Nord du cap Cirò (Figure 5-2).

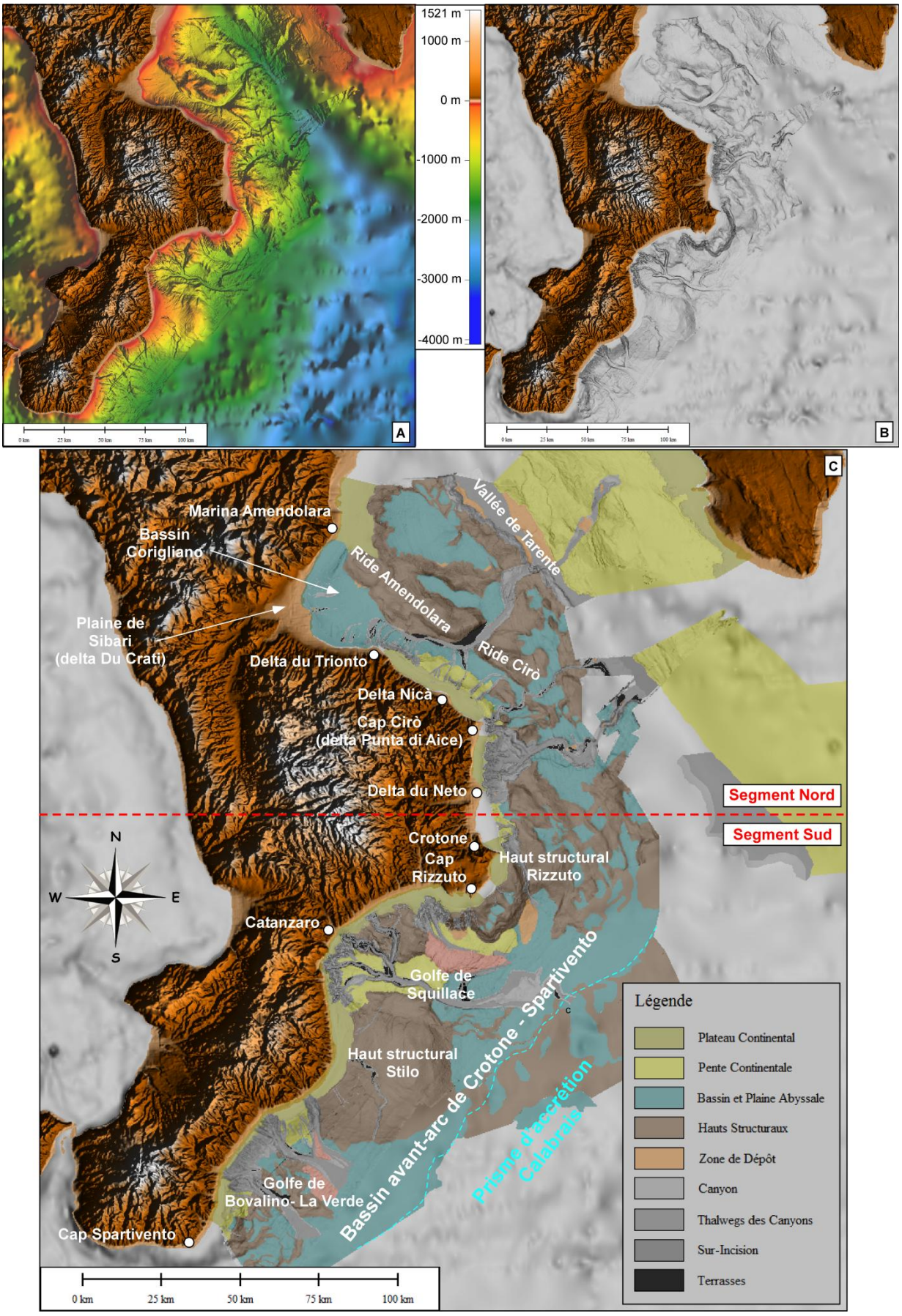


Figure 5-1 : A) Carte bathymétrique de la marge Calabro-Ionienne. B) Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente. C) Interprétation des domaines physiographiques de la Marge Calabro-Ionienne.

Le plateau continental semble être totalement incisé au large du cap Punta di Alive, érodé par le canyon sous-marin du même nom et par le canyon Lipuda qui partagent un interfluve mais ne font pas partis du même système (voir Chapitre 6). Leurs têtes se trouvent à un maximum de 500-600 m de la ligne de côte et semblent se connecter directement au fleuve Olivitella et au torrent Lipuda, respectivement. Le plateau continental semble être également absent au large du delta du Neto (Figure 5-2), le canyon Neto arrivant à moins de 500 m de la ligne de côte et semblant se connecter directement au fleuve Neto. Au Sud du delta du Neto, le manque de données bathymétriques ne rend pas compte de la bordure du plateau continental. On peut cependant estimé qu'il n'est pas plus large que 6,8 km. L'inclinaison moyenne du plateau continental peut être estimée là où la bordure du plateau est visible. Bien que le plateau ne puisse pas être représenté dans sa totalité, nous pouvons estimer que son inclinaison entre la ligne de côte et sa bordure externe varie de 1,1 à 1,7°, avec une moyenne estimée à 1,3°.

De manière générale, dans le segment Nord de la marge Calabro-Ionienne, le plateau continental est large (maximum de 6,8 km) au niveau des « petits golfes » entre chaque cap, et devient étroit voire absents au large des caps. Alors que dans sa partie nord, au niveau du bassin Corigliano, le plateau continental n'est pas présent, il semble relativement bien conservé entre le delta du Trionto et le cap Cirò (Figure 5-2). En revanche, il semble qu'il soit totalement érodé par certaines têtes de canyons dans la région comprise entre le cap Cirò et le delta du Neto (Figure 5-2).

- Au large de la Plaine de Sibari, le bassin Corigliano est limité à l'Est par la ride Amendolara (Figure 5-2). Il présente un profil de pente concave avec une inclinaison générale de 1,09° (A-Figure 5-3). Vers le Sud, au large du delta Nicà, le profil de pente est plutôt concave dans sa partie supérieure puis plutôt convexe dans sa partie inférieure, en amont de la Vallée de Tarente (B-Figure 5-3). Son inclinaison moyenne augmente jusqu'à des valeurs de 2,03° (B-Figure 5-3). Encore plus au Sud, le profil de pente présente encore une morphologie plutôt concave dans sa partie supérieure et plutôt convexe en amont de la Vallée de Tarente (C-Figure 5-3). Son inclinaison générale augmente jusqu'à une moyenne de 2,55° (C-Figure 5-3). Bien que l'on note la présence de morphologies concaves ou convexes, celles-ci sont toutefois peu développées et le profil topographique général de la marge semble globalement plutôt linéaire.

- De manière générale dans le segment Nord, la marge semble montrer un profil topographique à tendance linéaire et dont l'inclinaison augmente vers le Sud. La pente continentale du segment Nord est caractérisée par la présence de hauts structuraux, dont le principal est la ride Amendolara, de bassins sédimentaires (Corigliano et Amendolara) et de la Vallée de Tarente (Figure 5-2). La pente continentale de la marge s'étend sur 65 km au Nord, au large du bassin Corigliano et jusqu'à la Vallée de Tarente. En revanche, plus au Sud, la pente continentale ne s'étend que sur 45-50 km jusqu'à la Vallée de Tarente. La marge du segment Nord se rétrécie vers le Sud et s'étend à des profondeurs d'eau de l'ordre de 1400 m dans le Nord et de 2200 m dans le Sud.

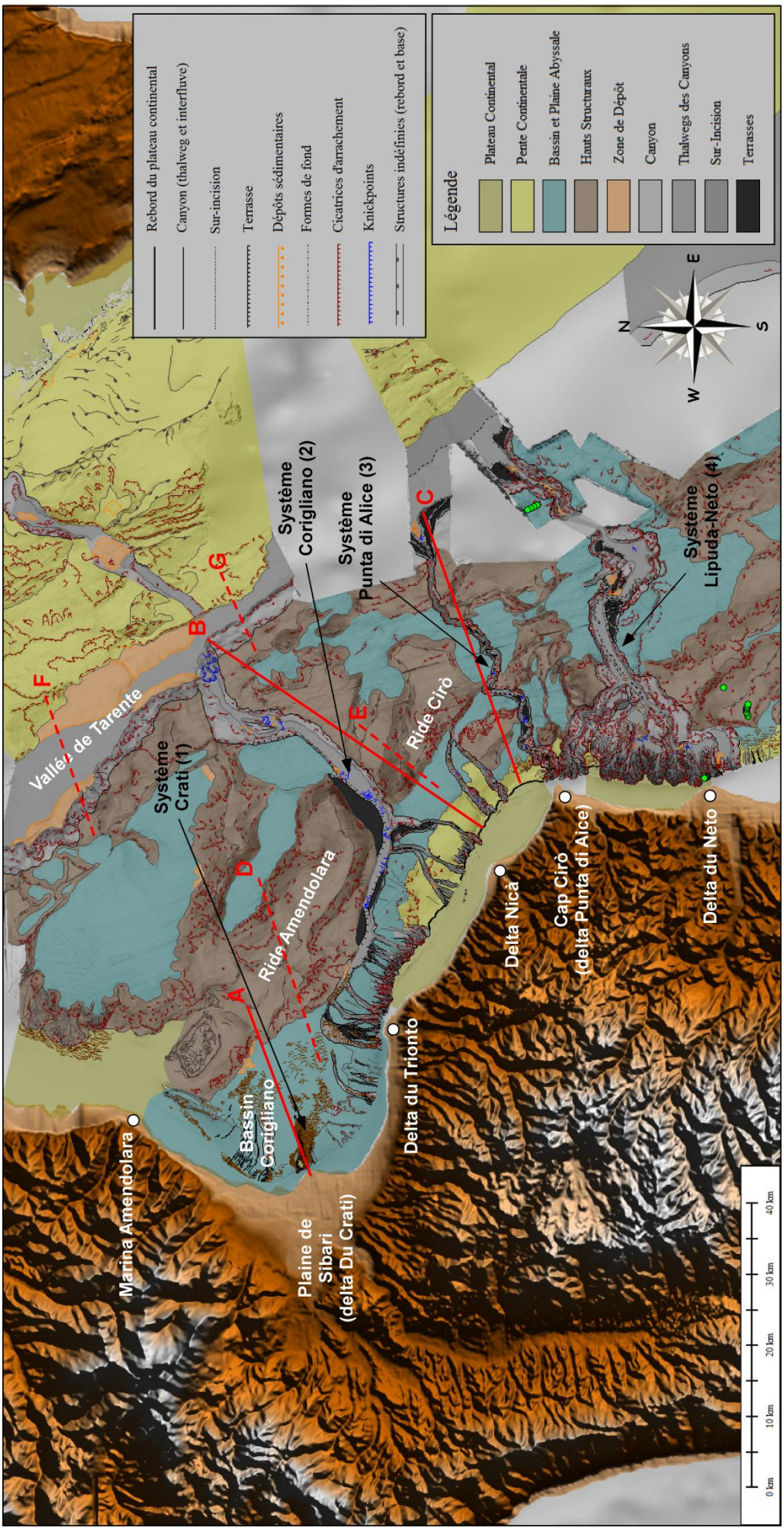


Figure 5-2 : Carte de l'analyse morphologique du segment Nord de la Marge Calabro-Ionienne. Dans ce segment sont présents trois systèmes de canyons (du Nord au Sud) : le système Corigliano, le système Punta di Alice et le système Lipuda-Neto.

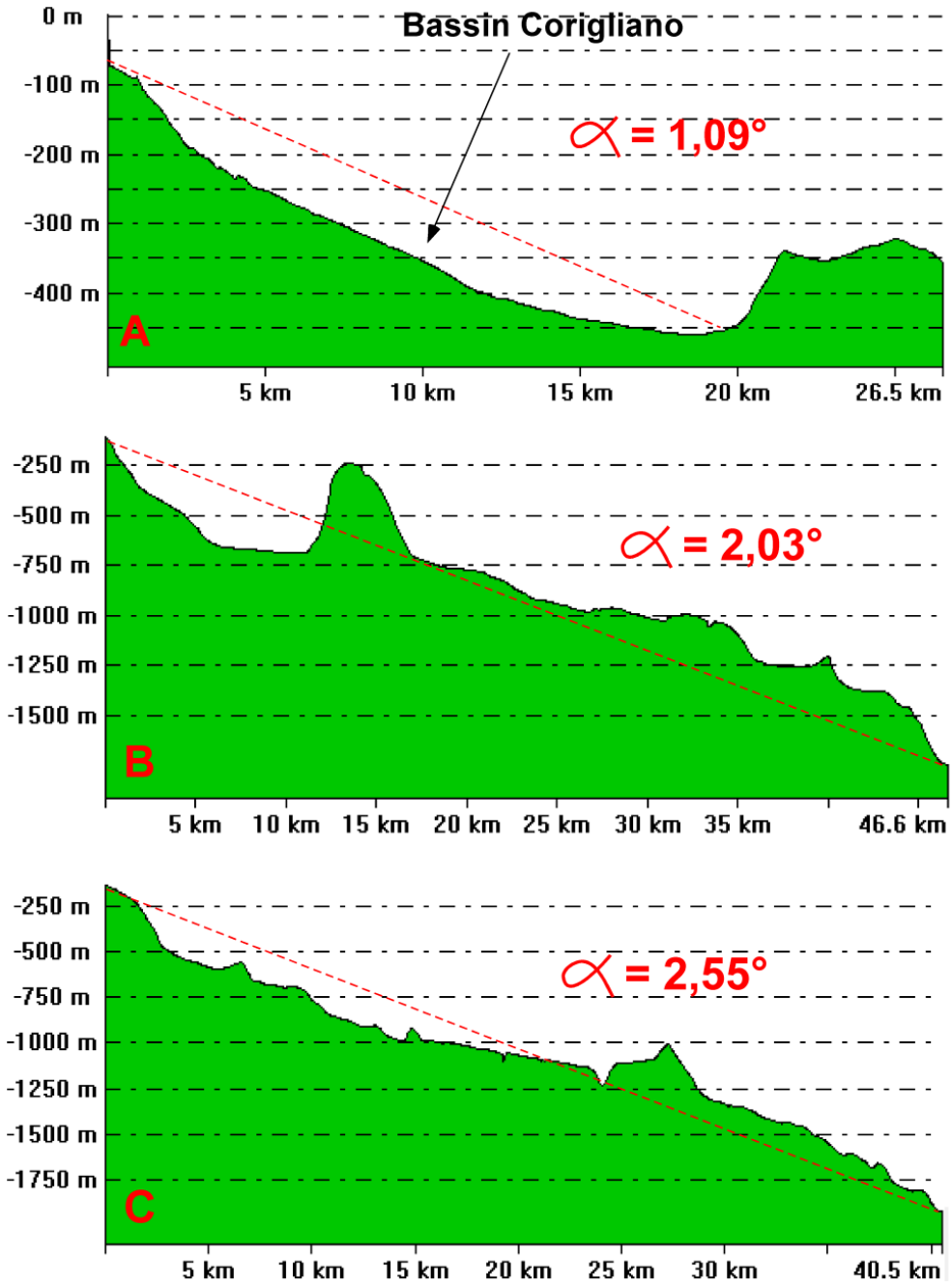


Figure 5-3 : Profils de pente généraux de la pente continentale du segment Nord. Voir localisation sur la Figure 5-2.

La ride Cirò est la continuité latérale de la ride Amendolara : elles sont érodées et séparées par le chenal Corigliano (Figure 5-2). La ride Cirò présente une érosion diffuse sur ses flancs, visible par la présence de nombreuses cicatrices d'arrachements (Figure 5-2). Elle présente une direction générale NW/SE et une largeur moyenne de 13-15 km. Sa hauteur par rapport au fond dans sa partie Nord est de plus de 250 m du bassin Corigliano et plus de 625 m par rapport au bassin Amendolara.

Dans sa partie Sud, la ride perd en élévation et atteint des hauteurs de 400 m en moyenne, jusqu'à complètement disparaitre à proximité du système de canyons Punta di Alice (D et E-Figure 5-4).

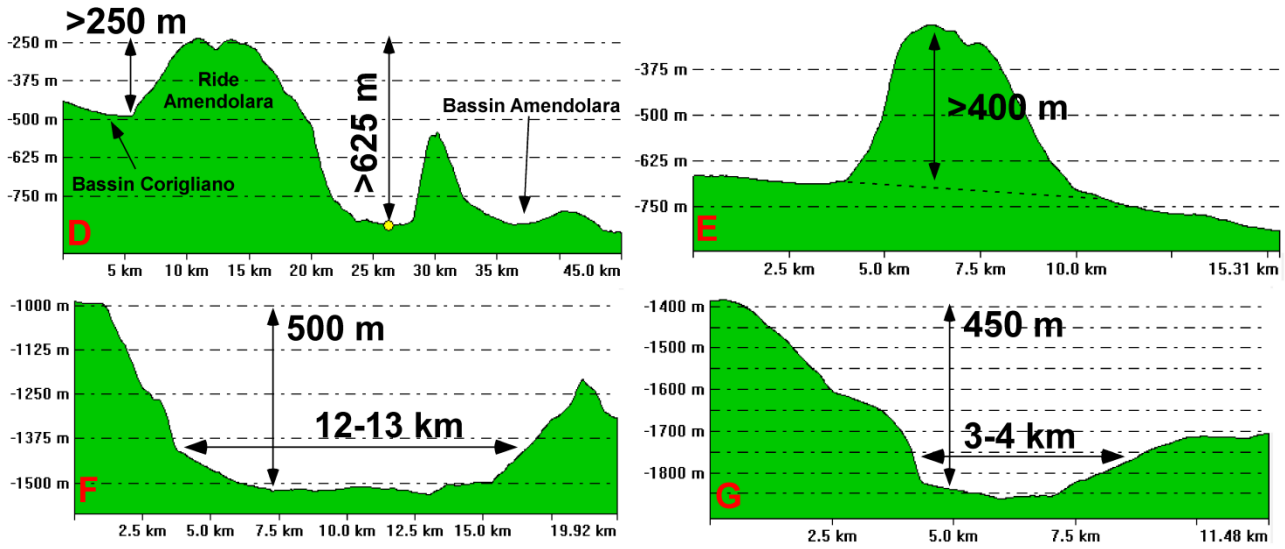


Figure 5-4 : Profils à travers la Ride Amendolara et la Vallée de Tarente. Voir localisation sur la Figure 5-2.

La ride Amendolara sépare les deux principaux bassins sédimentaires, Corigliano et Amendolara (Figure 5-2). Ceux-ci présentant tous deux une superficie d'environ 450-500 km^2. Le bassin Corigliano se situe à une profondeur d'eau variant de 0 à 500 m environ, tandis que le bassin Amendolara se situe à 600-970 m de profondeur d'eau. La vallée de Tarente, zone du front de subduction dans le Golfe de Tarente, présente une direction générale NNW/SSE, une profondeur variant de 450 à 500 m, et une largeur diminuant de 12-13 km à 3-4 km vers sa partie Sud (F et G-Figure 5-4).

Cette vallée est bordée sur son flanc Ouest par la marge Calabro-Ionienne et sur son flanc Est par la marge Apulienne affectée par de nombreuses cicatrices d'arrachements (Figure 5-5). Celles-ci présentent des dimensions de 400 m à 1 km de large environ, et des hauteurs de l'ordre de 70-80 m. Les cicatrices peuvent être imbriquées et générer des alignements d'instabilités sur des dizaines de kilomètres (Figure 5-5). Le thalweg de la Vallée, en revanche, présente des bombements de plusieurs dizaines de mètres et s'allongeant sur ses côtés, qui pourraient être des dépôts sédimentaires associés aux instabilités. En effet, en base de pente continentale dans la Vallée de Tarente, on observe sur les données bathymétriques et les profils Chirp des masses volumineuses de plus de 70 m de hauteur, de plus d'une dizaine de kilomètres de long et d'environ 5 km de large (Figure 5-5). Ces masses sont associées à des faciès sismique transparent alternant avec des réflecteurs plus lités et chaotiques (Figure 5-5). Les trois systèmes de canyons du segment Nord se terminent dans cette vallée (Figure 5-2).

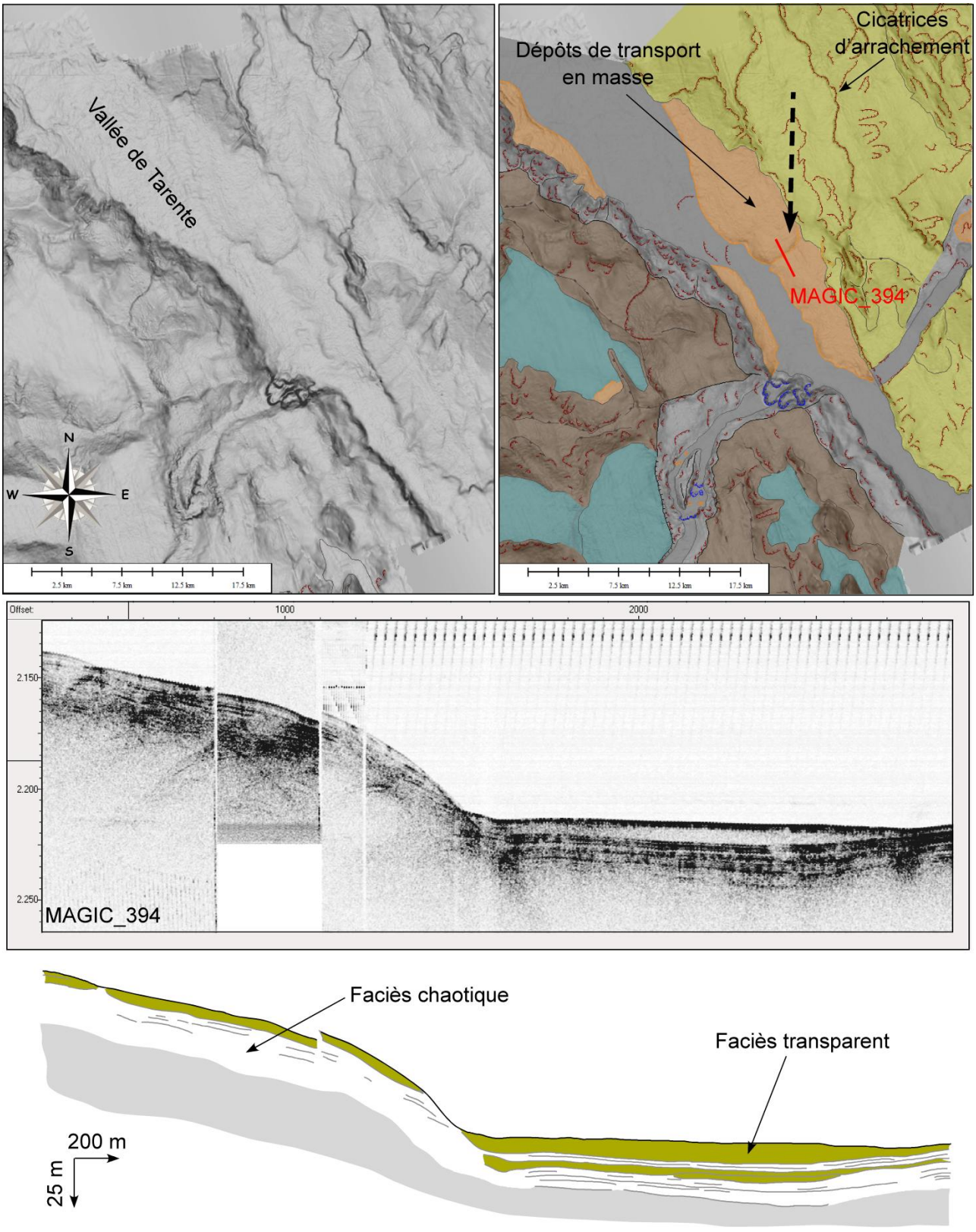


Figure 5-5 : Carte bathymétrique de la Vallée de Tarente et son interprétation morphologique (voir la légende Figure 5-2), et interprétation d'un profil Chirp à travers la zone de dépôts sédimentaires.

1.2. Le segment Sud

• Dans le segment Sud (200 km de long), le bassin d'avant-arc Crotone-Spartivento est limité au Sud-Est par le prisme d'accrétion Calabrais (Figure 5-6). Le bassin d'avant-arc (50-70 km de large) s'étend jusqu'à des profondeurs d'eau de l'ordre de 1700-1800 m, et le prisme d'accrétion atteint 3400-3500 m de profondeur d'eau. Cette partie de la marge présente deux hauts structuraux, Rizzuto et Stilo (Figure 5-6). Sur chacun de ces hauts, on observe la présence d'un petit système de canyons, Esaro di Crotone et Assi, de direction générale N/S (Figure 5-6). En revanche dans les golfes (Squillace et Bovalino-La Verde), on compte les plus grands systèmes de canyons, tels Botricello, Squillace, Caulonia-Siderno et Bovalino-La Verde, de direction générale NW/SE (Figure 5-4).

• Au niveau des hauts structuraux Rizzuto et Stilo, le plateau continental présente une largeur variant de 3 à 6 km. Il s'étend de 0 à 110-130 m de profondeur d'eau et il semble relativement intact. Le plateau continental, dans ces zones, suit la forme de la ligne de côte, et présente donc une morphologie convexe vers le large (Figure 5-6).

Dans le Golfe de Squillace, le plateau continental reste encore relativement bien conservé dans sa partie plus septentrionale et présente une largeur moyenne de 3-5 km (Figure 5-6). En effet, le système de canyons Botricello érode le plateau continental, mais pas dans sa totalité puisque les têtes de canyons se trouvent à 2,3-3,8 km de la côte. En revanche, dans la partie plus méridional de ce même golfe, le plateau continental semble plus étroit (3-4 km de large) et plus érodé puisque le rebord du plateau n'est pas visible sur les données bathymétriques. Bien que les données bathymétriques ne puissent pas le confirmer, il semble que au moins deux têtes de canyons du système Squillace l'érodent dans sa presque totalité. En effet, celles-ci se situent à moins d'un kilomètre de la ligne de côte.

Dans le Golfe de Bovalino-La Verde, le plateau continental semble également fortement érodé (Figure 5-4). Dans les zones non-érodée par les têtes de canyons, aux extrémités nord et Sud du golfe, le plateau présente une largeur moyenne de 3-4 km. En revanche entre les deux, le rebord du plateau n'apparait pas, laissant suggérer son érosion presque totale. En effet, les données bathymétriques nous permettent d'estimer que certaines têtes de canyons (systèmes Caulonia-Siderno et Bovalino-La Verde) se situent à 300-400 m de la ligne de côte.

L'inclinaison moyenne du plateau continental peut être estimée là où la bordure du plateau est visible. Bien que celui-ci ne soit pas identifié dans sa totalité, il est possible d'estimer que l'inclinaison entre la ligne de côte et la bordure du plateau varie de 1,1 à 2°, avec une moyenne estimée à 1,4-1,5°. De manière générale, le plateau continental semble être présent sur tout le segment Sud de la marge notamment au niveau des deux hauts structuraux et au large de caps. En revanche dans les golfes, le plateau continental est fortement incisé, voire complètement érodé par des têtes de canyons.

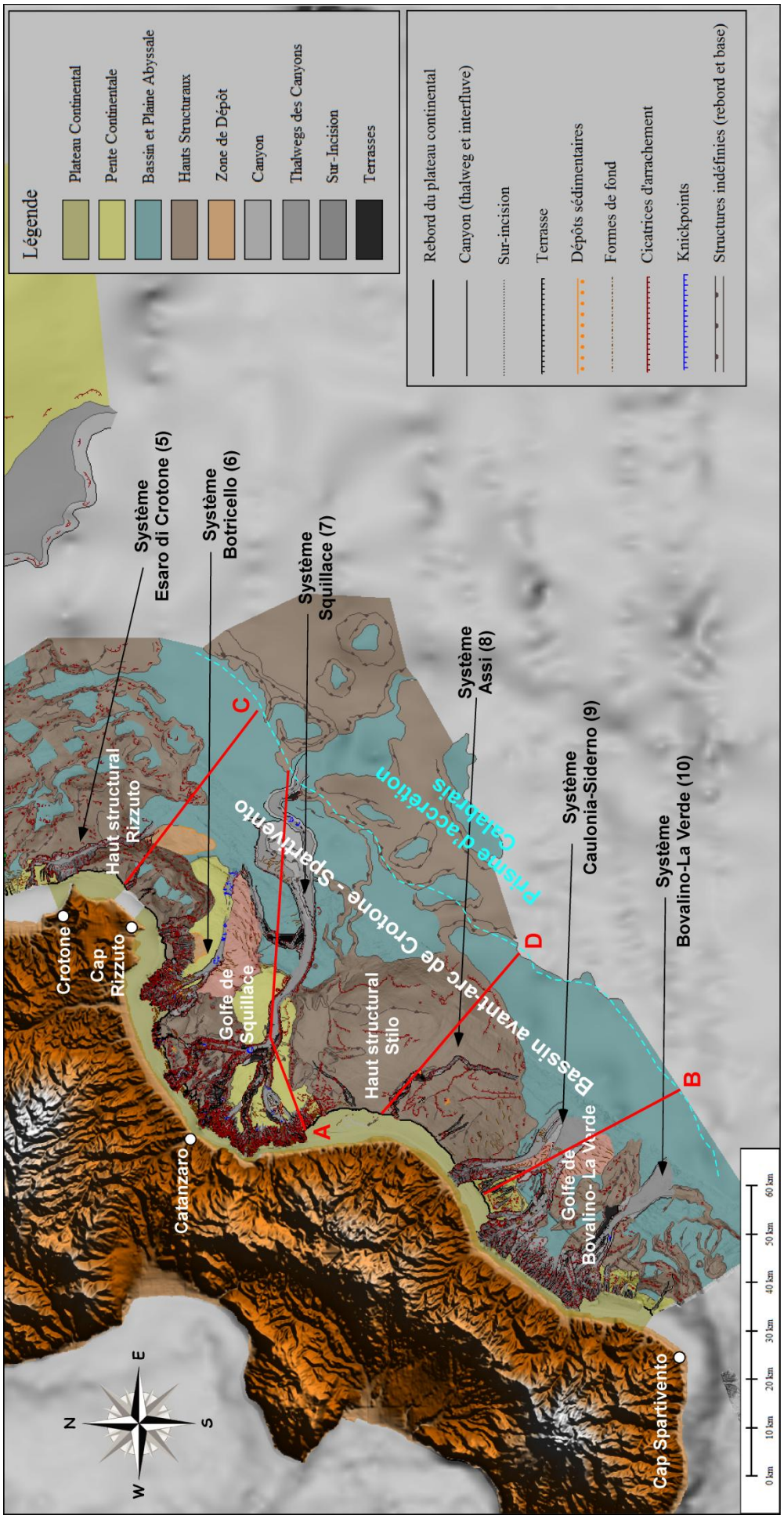


Figure 5-6 : Carte de l'analyse morphologique du segment Sud de la Marge Calabro-Ionienne. Dans ce segment sont présents cinq systèmes de canyons (du Nord au Sud) : le système Esaro di Crotone, le système Botricello, le système Squillace, le système Assi, le système Caulonia-Siderno et le système Bovalino-La Verde.

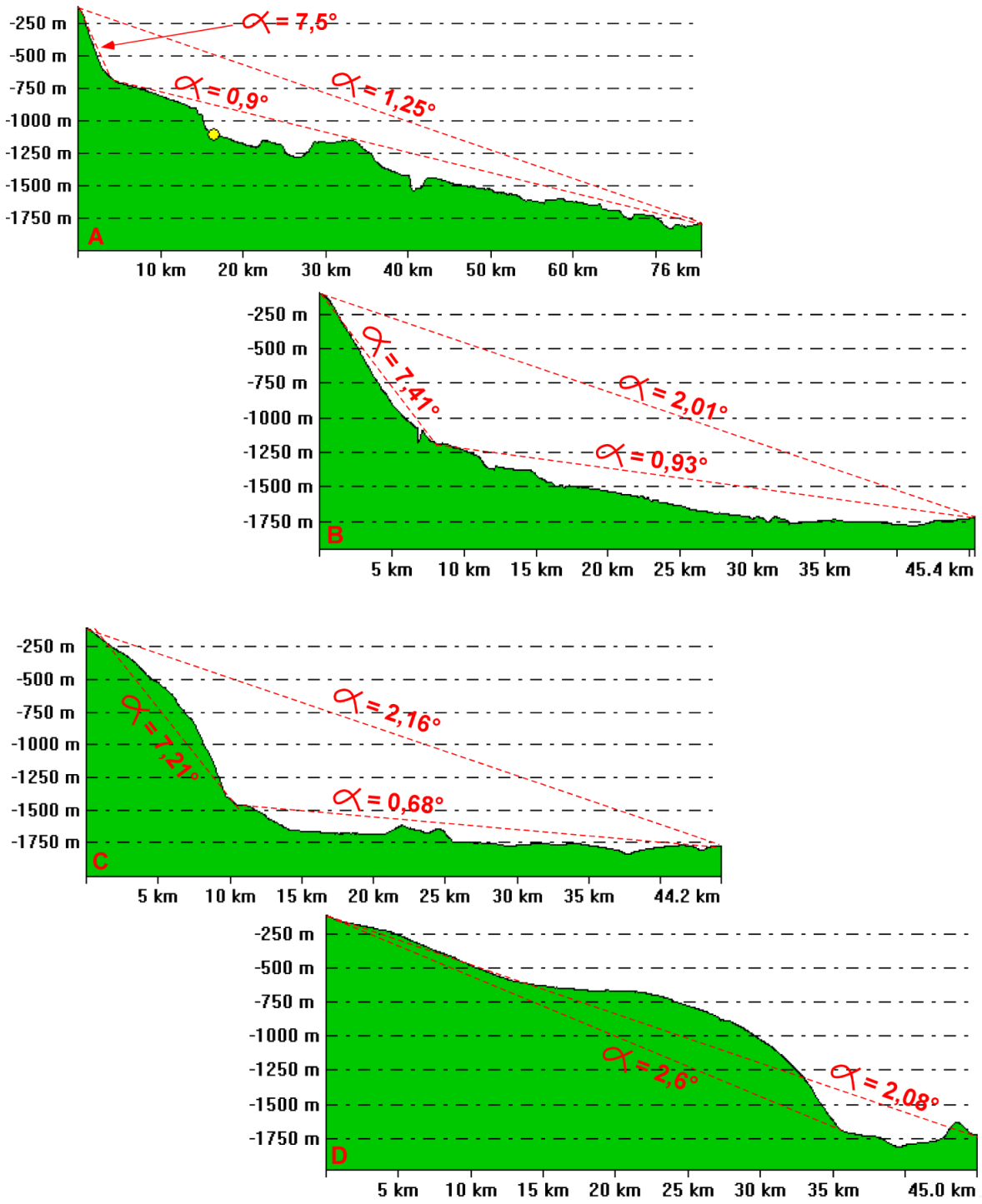


Figure 5-7 : Profils de pente suivant une direction générale NNW/SSE à W/E (pour A), dans les Golfes Squillace (A) et Bovalino-La Verde (B), et à travers les hauts structuraux Rizzuto (C) et Stilo (D). Voir localisation sur la Figure 5-6.

- Dans le segment Sud, le profil topographique de la pente continentale montre deux tendances : une tendance concave au large des golfes, et une tendance convexe au large des hauts structuraux. Ainsi, dans le Golfe de Squillace, la pente continentale présente une inclinaison moyenne de 1,25°, mais sa partie supérieure présente une inclinaison locale de 7,6° sur 4 km

(Figure A-5-7). Elle diminue brutalement à la transition avec le prisme d'accrétion jusqu'à une valeur moyenne de 0,9° (A-Figure 5-7). On observe la même tendance dans le Golfe de Bovalino-La Verde (B-Figure 5-7). Bien que présentant une valeur moyenne de 2,01°, la pente continentale présente une inclinaison locale de plus de 7,4° sur ses 8 premiers km. Elle diminue brutalement jusqu'à des valeurs de 0,9° à la transition avec le prisme d'accrétion, lui conférant alors un profil topographique concave (B-Figure 5-7). Dans le bassin d'avant-arc Crotone-Spartivento, la pente continentale s'étend sur 46 km depuis le plateau continental au large du Golfe de Bovalino-La Verde, et sur plus de 60 km au large du Golfe de Squillace, jusqu'au prisme d'accrétion Calabrais. Les profondeurs d'eau atteintes sont de l'ordre de 1700-1800 m.

Au niveau du haut structural Rizzuto, l'inclinaison de la pente continental jusqu'au prisme d'accrétion est de 2,2° en moyenne, et le bombement lui-même (10-15 km de long, sur 37 km de large) présente une inclinaison de 7,2° en moyenne (C-Figure 5-7). Au niveau du haut structural Stilo, l'inclinaison de la pente continentale est d'environ 2,1°. Du fait de son extension (35 km de long et 54 km de large), l'inclinaison moyenne du haut structural est plus faible que celle du haut Rizzuto du fait de son avancement vers le large (SE), et se caractérise par une valeur moyenne de 2,6° (D-Figure 5-7). Sur une même distance, suivant les derniers 10 km de l'extrême SE de leur profil topographique et jusqu'à leur base morphologique, les hauts structuraux Rizzuto et Stilo présentent, cependant, une inclinaison du même ordre de grandeur (>5° ; Figure 5-7). Ces deux bombements confèrent à la pente continentale un profil topographique localement convexe. Au large de ces hauts structuraux, la pente continentale du bassin d'avant-arc s'étend sur environ 45 km jusqu'à la transition avec le prisme d'accrétion et pour des profondeurs d'eau variant de 110 à 1700-1800 m.

1.3. Conclusion

Le plateau continental présente une largeur de 3 à 6 km en moyenne sur toute la marge, avec un maximum de 6,7 km dans le segment Nord. Dans ce segment, le plateau continental semble peu érodé par les têtes de canyons. Dans le segment Sud, le plateau continental est encore intact uniquement au niveau des hauts structuraux car ailleurs il est fortement érodé par un grand nombre de têtes de canyons. L'inclinaison du plateau augmente légèrement du Nord vers le Sud de la marge, passant ainsi de 1,3° à 1,4° en moyenne.

La pente continentale présente un profil topographique plutôt linéaire dans le segment Nord et un profil plutôt concave dans le segment Sud (au niveau des golfes). On observe cependant que dans la partie Nord, la marge présente une convexité en amont de la Vallée de Tarente puis elle semble se bomber au niveau du front de subduction. Dans la partie Sud, la marge présente également des profils convexes au niveau de hauts structuraux qui déforment la marge. En revanche, l'inclinaison semble relativement similaire dans les deux zones, variant ainsi de 1,1 à

2.55° en moyenne et localement présentant une inclinaison pouvant atteindre plus de 7°. Finalement, contrairement au segment Nord, le segment Sud présente moins de bassins et de hauts structuraux. Bien que présentant deux larges hauts structuraux, ce segment de la marge semble relativement plat et non-déformé dans sa partie inférieure, jusqu'à la transition avec le prisme d'accrétion. En effet, comme nous l'avons vu sur les profils topographiques, le segment Nord est davantage caractérisé par des profils linéaires à convexes et donc affectés par une déformation compressive le long de la Vallée de Tarente. En revanche, le segment Sud présente des profils topographiques concaves au large des golfes, associés à un profil de pente dits « à l'équilibre », bien que présentant un profil localement convexe au niveau des deux hauts structuraux. La pente continentale des segments Nord et Sud présente une extension vers le large assez similaire, de l'ordre de 45-65 km. Les profondeurs atteintes sont cependant plus régulières dans le segment Sud (1700-1800 m) que dans le segment Nord (variant de 1200 à 2200 m du Nord au Sud).

La partie Nord de la Marge Calabro-Ionienne présente quatre systèmes principaux de canyons. Dans le Bassin Corigliano, le canyon Crati, isolé, est un système de direction générale W/E et associé au plus grand fleuve de la Marge Calabro-Ionienne (Figure 5-2). Depuis le bassin Corigliano et jusqu'au delta Nicà, de nombreux petits canyons (de direction W/E à S/N) alimentent le Chenal Corigliano, formant ainsi le système Corigliano (Figure 5-2). Ce chenal présente une direction générale NW/SE dans sa partie supérieur, érode la ride Amendolara et bifurque dans sa partie inférieure suivant une direction SSW/NNE. A l'extrême Sud de la ride Amendolara-Cirò, se met en place le système Punta di Alice, au large du Cap Cirò au delta Punta di Alice, suivant une direction générale WSW/ENE. Encore plus au Sud, entre le cap Cirò et le delta du Neto, on retrouve le système de Lipuda-Neto, de direction générale W/E, bien que sa partie terminale présente davantage une direction SW/NE (Figure 5-2). Ces trois systèmes se terminent dans la Vallée de Tarente (Figure 5-2).

Dans le segment Sud de la marge, on retrouve 6 grands systèmes de canyons. Sur le haut structural Rizzuto se met en place le système de canyon d'Esaro di Crotone, de direction générale N/S. Dans le Golfe de Squillace, on retrouve deux systèmes de canyons distincts, le système Botricello et le système Squillace. Ils présentent tous deux une direction générale NW/SE (Figure 5-6). Sur le haut structural Stilo, le canyon Assi est isolé et de direction générale N/S (Figure 5-6). Enfin, dans le Golfe Bovalino-Siderno, deux grands systèmes de canyons se mettent en place : les systèmes Caulonia-Siderno et Bovalino-La Verde. Ils présentent une direction générale NW/SE (Figure 5-6). Tous ces systèmes se terminent sur la pente continentale inférieure du Bassin Ionien.

2. ETUDE DES ECHOFACIES SUR LA MARGE CALABRO-IONIENNE

2.1. Caractérisations des différents types d'échofaciès

L'étude des profils Chirp le long de la Marge Calabro-Ionienne a permis de mettre en évidence 7 types d'échofaciès (Figure 5-8). Ceux-ci ont été discriminés selon les critères classiques trouvés dans la littérature (Gonthier et al., 2003 ; Tabrez et al., 2004 ; Castilla et al., 2005 ; Dan-Unterseh et al., 2011).

L'**échofaciès I** est dit continu uniforme (Figure 5-8). Il se caractérise par des réflecteurs subparallèles lités et continus, de forte à moyenne amplitude. Dans certains cas, ceux-ci peuvent présenter des terminaisons en *onlap* ou *downlap* sur les réflecteurs sous-jacents, notamment à l'intérieur des canyons. Cet échofaciès est interprété comme une alternance de dépôts sédimentaires hémipélagiques et de dépôts turbiditiques. La présence des troncatures d'érosion entaillant cet échofaciès peut être interprétée comme l'action d'un processus de rupture au sein d'une cicatrice d'arrachement.

L'**échofaciès II** est dit discontinu irrégulier (Figure 5-8). Il se caractérise par des réflecteurs subparallèles lités et discontinus, de moyenne amplitude. L'absence de réflexion de haute amplitude dans cet échofaciès permet de l'interpréter comme des dépôts à dominante hémipélagique homogène.

L'**échofaciès III** est ondulé / perturbé (Figure 5-8). Il se caractérise par des réflecteurs subparallèles lités et continus, de moyenne à forte amplitude. Il correspond à un faciès hémipélagique drapant, intercalé avec des dépôts turbiditiques, qui peut être affectés par des fractures ou possiblement par des sorties de fluides.

L'**échofaciès IV** est dit chaotique (Figure 5-8). Il se caractérise par des réflecteurs ne présentant pas une architecture définie, avec des réflexions discontinues et de faible à moyenne amplitude. Ce type d'échofaciès est interprété comme pouvant être associé à des dépôts de transport en masse.

L'**échofaciès V** est dit hyperbolique (Figure 5-8). La présence de très nombreuses hyperboles caractérise un fond de la mer présentant une forte rugosité. Cet échofaciès est généralement associé aux zones des têtes de canyons qui présentent de nombreuses ruptures et cicatrices d'arrachements ainsi qu'aux flancs des canyons pour lesquels il illustre la présence de nombreuses instabilités.

L'**échofaciès VI** est dit sourd (Figure 5-8). Il présente un réflecteur de surface très épais et de forte amplitude, puis aucun autre réflecteur ou structure interne visible en profondeur. Cet échofaciès est associé à la présence de dépôts grossiers (sable et graviers) sur le fond de la mer et dans les thalwegs des canyons, empêchant ainsi toute pénétration du signal acoustique et jouant le rôle de masque.

L'**échofaciès VII** est dit transparent (Figure 5-8). Il se caractérise par une unité sans réflecteurs et sans structures internes. Il est généralement enfoui sous d'autres dépôts sédimentaires. Il est associé à des dépôts de transport en masse, complètement homogénéisé. On le retrouve à de grandes échelles dans les bassins sédimentaires ou sur la pente continentale, et avec des tailles plus

réduites à l'intérieur des canyons. Cet échofaciès est généralement associé à des déstabilisations et la transformation de glissements en coulées de débris ou coulées granulaires.

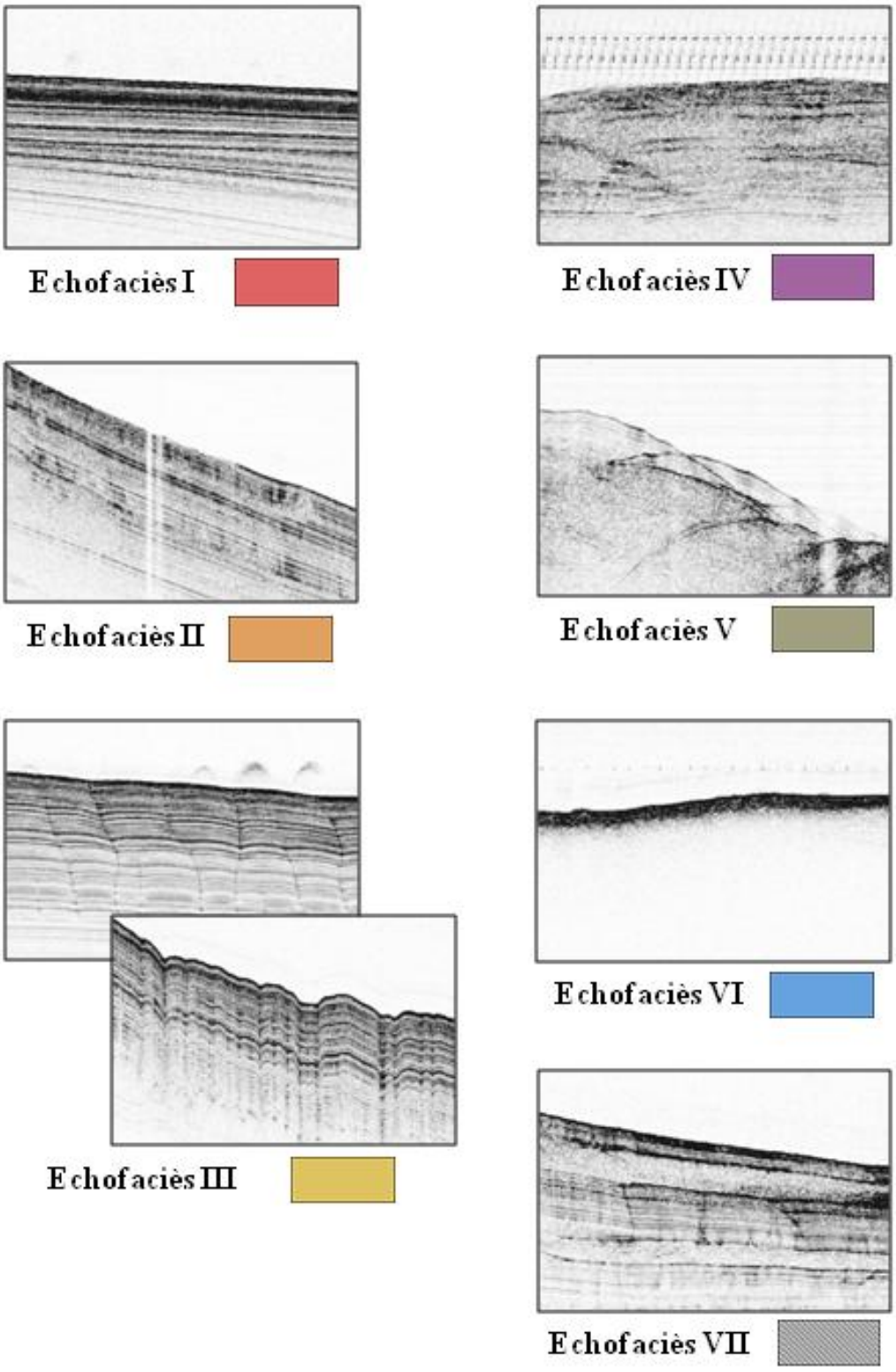


Figure 5-8 : Classification des échofaciès des profils Chirp utilisés dans ce travail.

2.2. Carte échofaciès de la marge et interprétation

L'analyse des échofaciès et la constitution d'une carte de leur répartition sur la Marge Calabro-Ionienne rend compte de la distribution des différents processus sédimentaires superficiels (Figure 5-9). D'un point de vue général, la Marge Calabro-Ionienne présente des échofaciès I et II sur toute la pente continentale, avec une subdivision particulière entre l'échofaciès I sur la pente continentale supérieure et l'échofaciès II sur la pente inférieure.

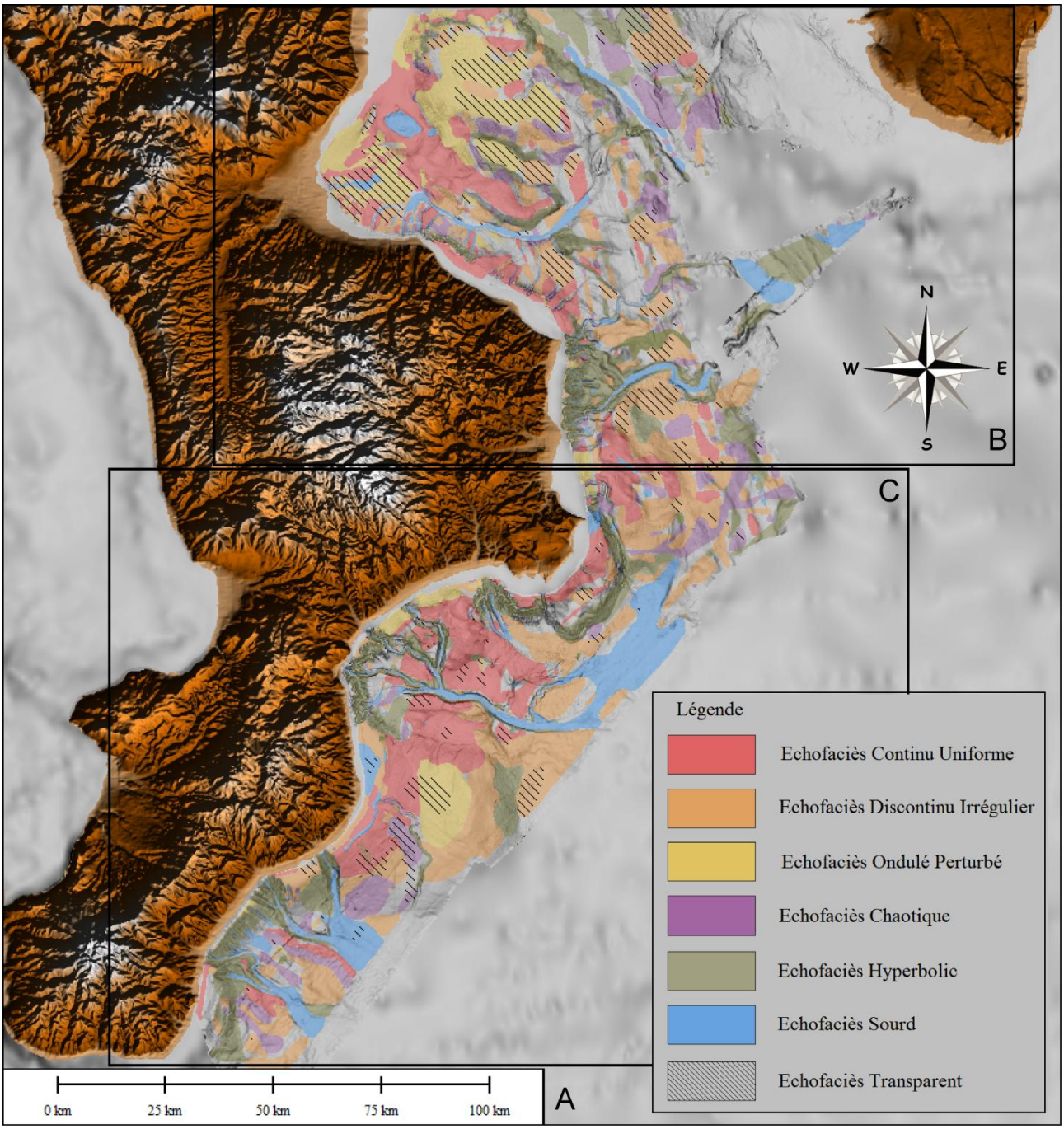


Figure 5-9 : A) Carte générale des échofaciès de la Marge Calabro-Ionienne.

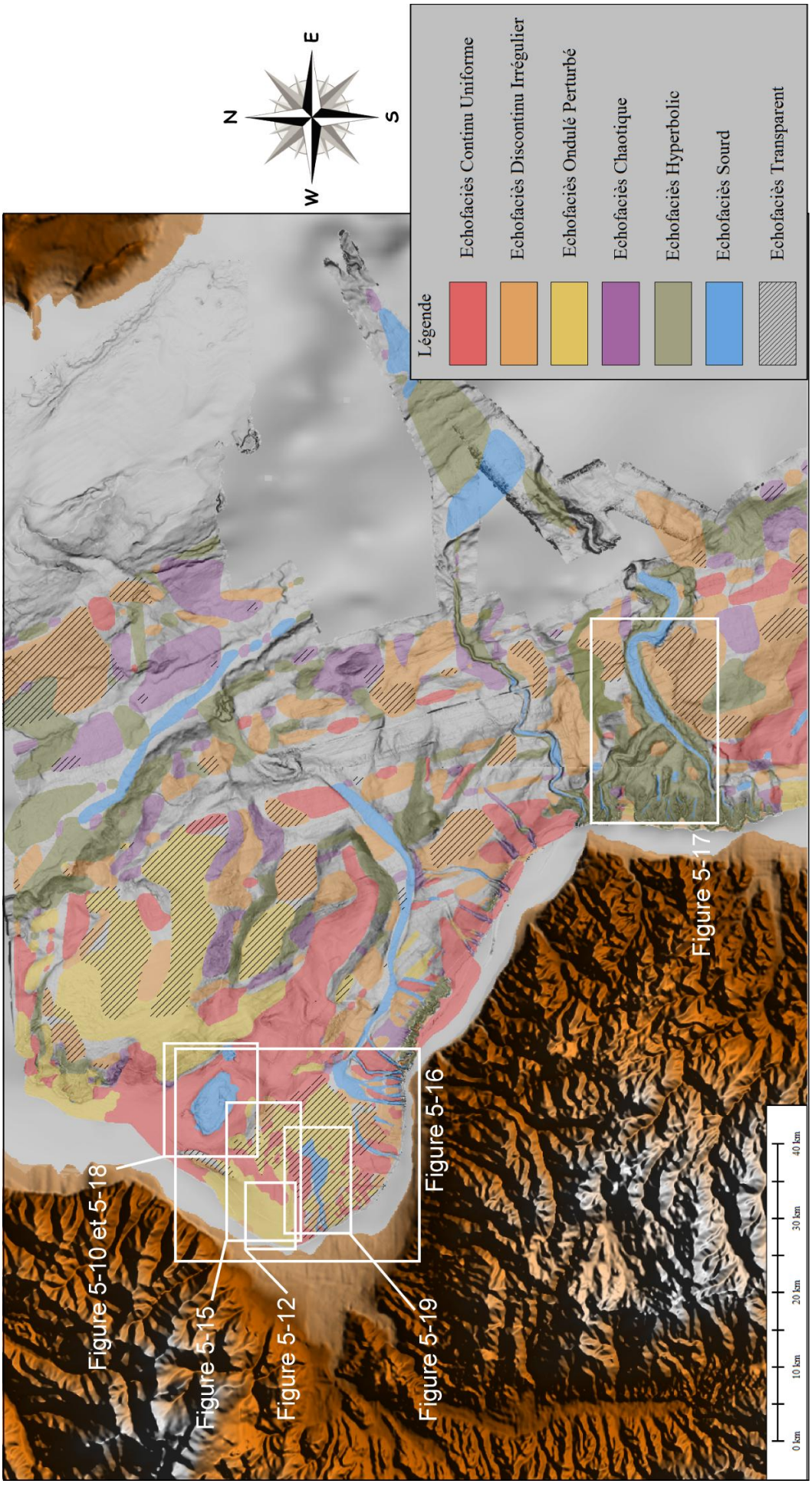


Figure 5-9 (suite) : B) Carte des échofaciès du segment Nord de la Marge Calabro-Ionienne.

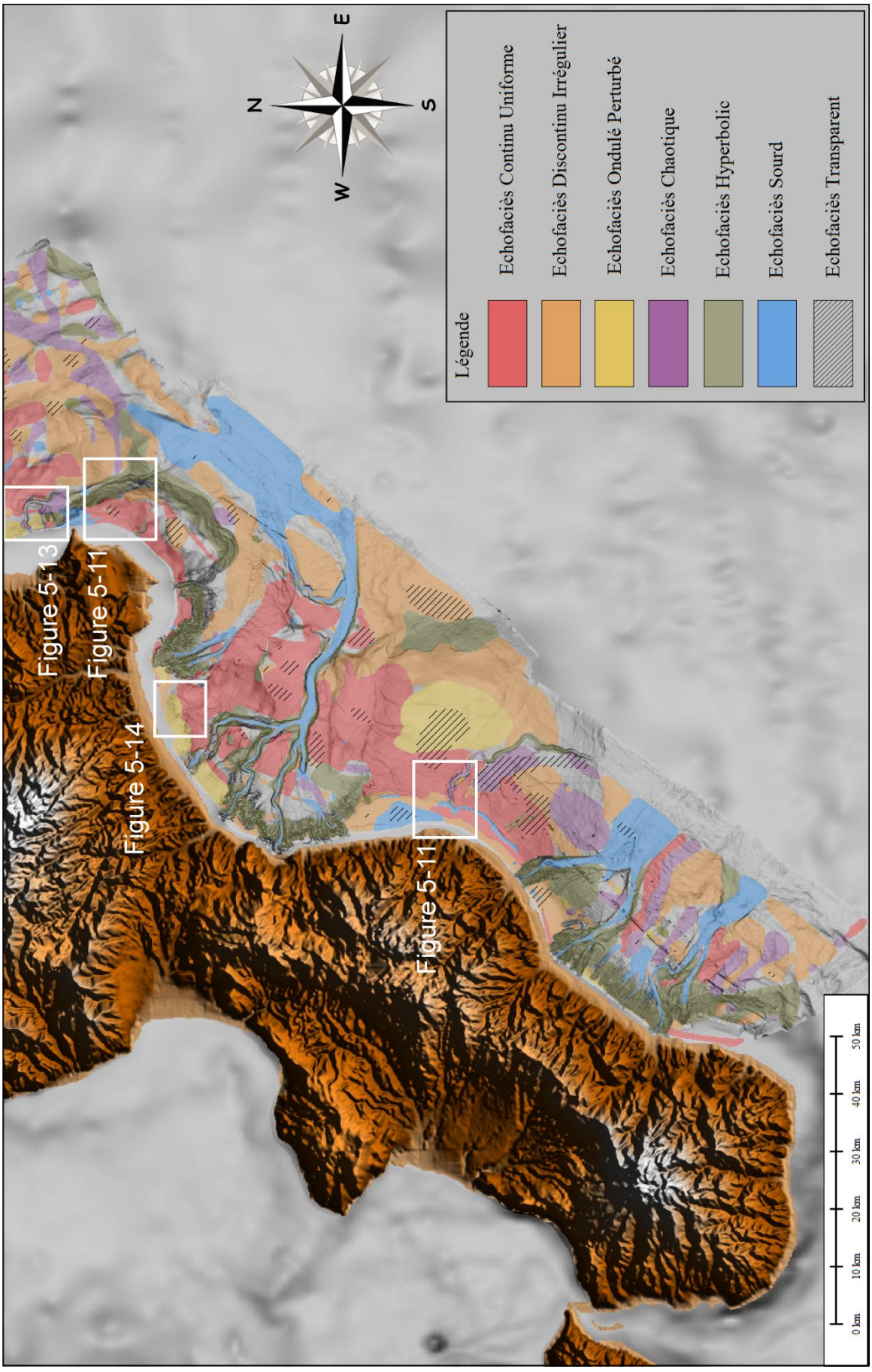


Figure 5-9 (suite) : C) Carte des échofaciès du segment Sud de la Marge Calabro-Ionienne.

En particulier, dans le segment Nord, l'échofaciès I caractérise le somment de la Ride Amendolara, principal haut structural, ainsi que le plateau continental (B-Figure 5-9). Dans le segment Sud, cet échofaciès se trouve majoritairement sur le plateau continental et la pente supérieure du haut Rizzuto, sur la pente continentale supérieure du Golfe de Squillace, et également dans la partie supérieure du haut Stilo (C-Figure 5-9). Les principaux bassins sédimentaires du segment Nord, Corigliano et Amendolara, présentent des échofaciès III, comme le haut structural Stilo, et localement le plateau continental du Golfe de Squillace et la partie Nord du haut Rizzuto. On retrouve également de manière locale des échofaciès IV chaotique en base de pente, et en base de hauts structuraux. La grande majorité des canyons sous-marins de la marge présente dans leur thalweg un échofaciès VI, et sur leurs flancs et dans les têtes, un échofaciès V. Dans le segment Nord, plusieurs bassins sédimentaires présentent aussi un échofaciès VII. Dans le segment Sud, bien qu'il soit moins présent, cet échofaciès VII est surtout observé dans le Golfe de Squillace et sur le haut structural Stilo.

Les processus sédimentaires affectant la marge consistent donc, en majorité, à une alternance de drapage hémipélagique et de dépôts turbiditiques. Les bassins grands sédimentaires peuvent être affectés par des fractures ou des sorties de fluides caractérisés par l'échofaciès III, et présentent tous des dépôts de transport en masse de plus ou moins grande extension. La majorité des thalwegs des canyons de la Marge Calabro-Ionienne semble présenter des dépôts grossiers, tandis que leurs flancs et les zones de têtes semblent être affectés par de nombreuses instabilités.

2.3. Cas particulier des discordances

On retrouve le long du plateau continental de la Marge Calabro-Ionienne et sur les hauts structuraux, jusqu'à des profondeurs d'eau d'environ 160 m, une discordance majeure dans les dépôts. Cette discordance, nommée U, sépare deux unités principales 1 et 2 (Figures 5-10, 5-11).

Au niveau de la Ride Amendolara, cette discordance est visible jusqu'à des profondeurs d'eau de l'ordre de 150-160 m et commence à se perdre aux alentours des 200 m. Elle se caractérise par un réflecteur de forte amplitude. La surface de discordance U se retrouve généralement à une profondeur de 30 à 50 m sous l'Unité 2. Elle est caractérisée par des terminaisons en *onlap* des réflecteurs sus-jacents, et des troncatures d'érosion des réflecteurs de l'Unité 1 (Figure 5-10), témoignant d'une forte érosion. Les réflecteurs de l'Unité 2 sont lités continus et subparallèles (échofaciès I), et de forte amplitude (Figure 5-10). Les réflecteurs de l'Unité 1 sont de plus faible amplitude (échofaciès I), et présentent localement des géométries en éventail (Figure 5-10). L'Unité 1 a donc subi des phases de déformation. L'Unité 2, en revanche, est d'épaisseur constante et marquerait le fon de la déformation.

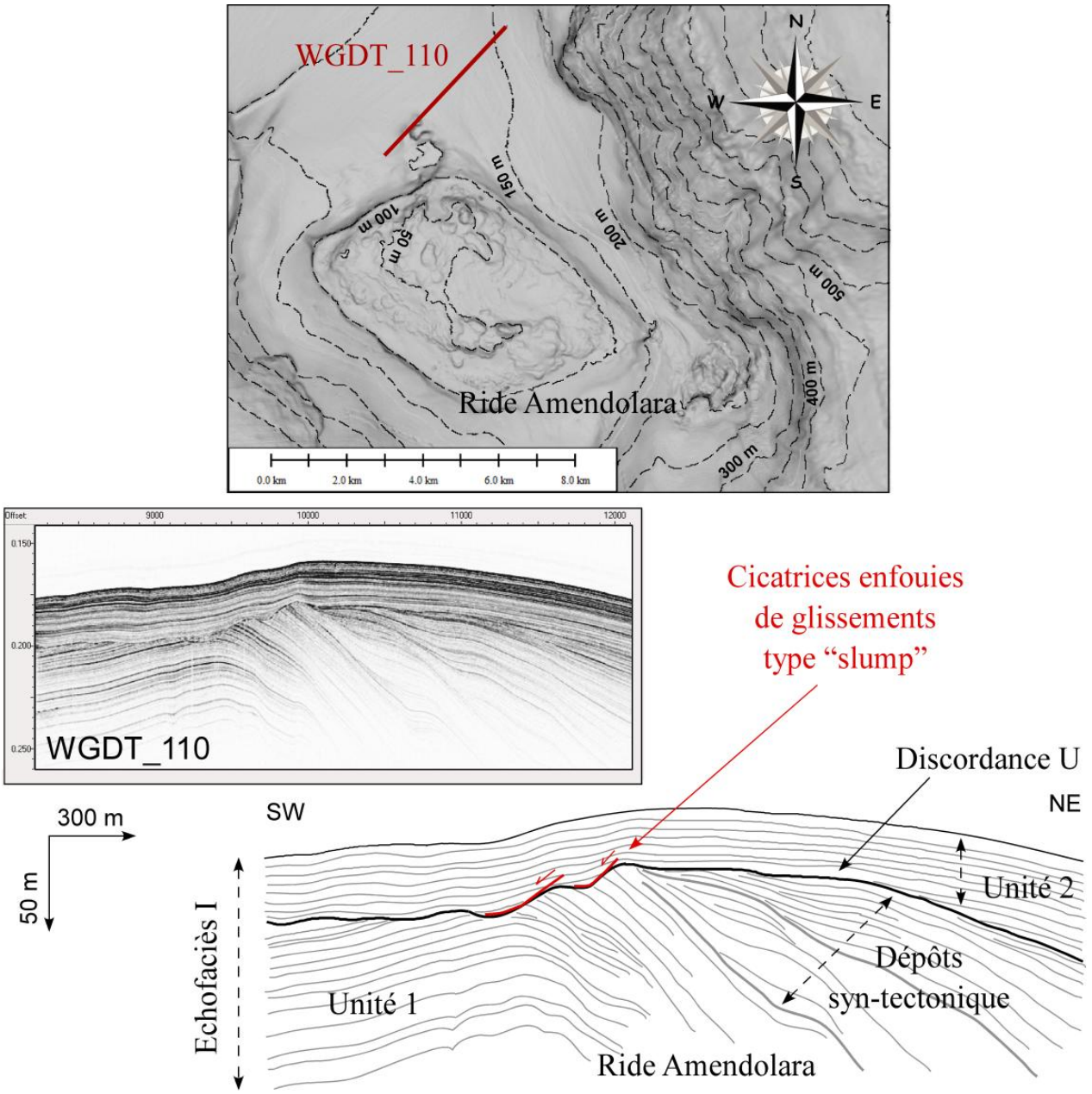


Figure 5-10 : Interprétations de profils Chirp sur la Ride Amendolara montrant la discordance majeure U. Voir la localisation des profils sur la B-Figure 5-9.

On retrouve aussi cette discordance U au niveau du plateau continental (Figure 5-11). Sur les hauts structuraux Rizzuto et Stilo marqués par un plateau continental relativement large, cette discordance majeure se suit clairement jusqu'à des profondeurs d'eau d'environ 170 m et tend à disparaitre vers 200 m (Figure 5-11). Elle présente les mêmes caractéristiques que précédemment mais peut être caractérisée localement par un fort réflecteur, empêchant toute pénétration du signal dans l'Unité 1 (Figure 5-11). Le signal acoustique de la surface de discordance devient sourd lorsque l'épaisseur de l'Unité supérieure 2 est relativement faible ou nulle.

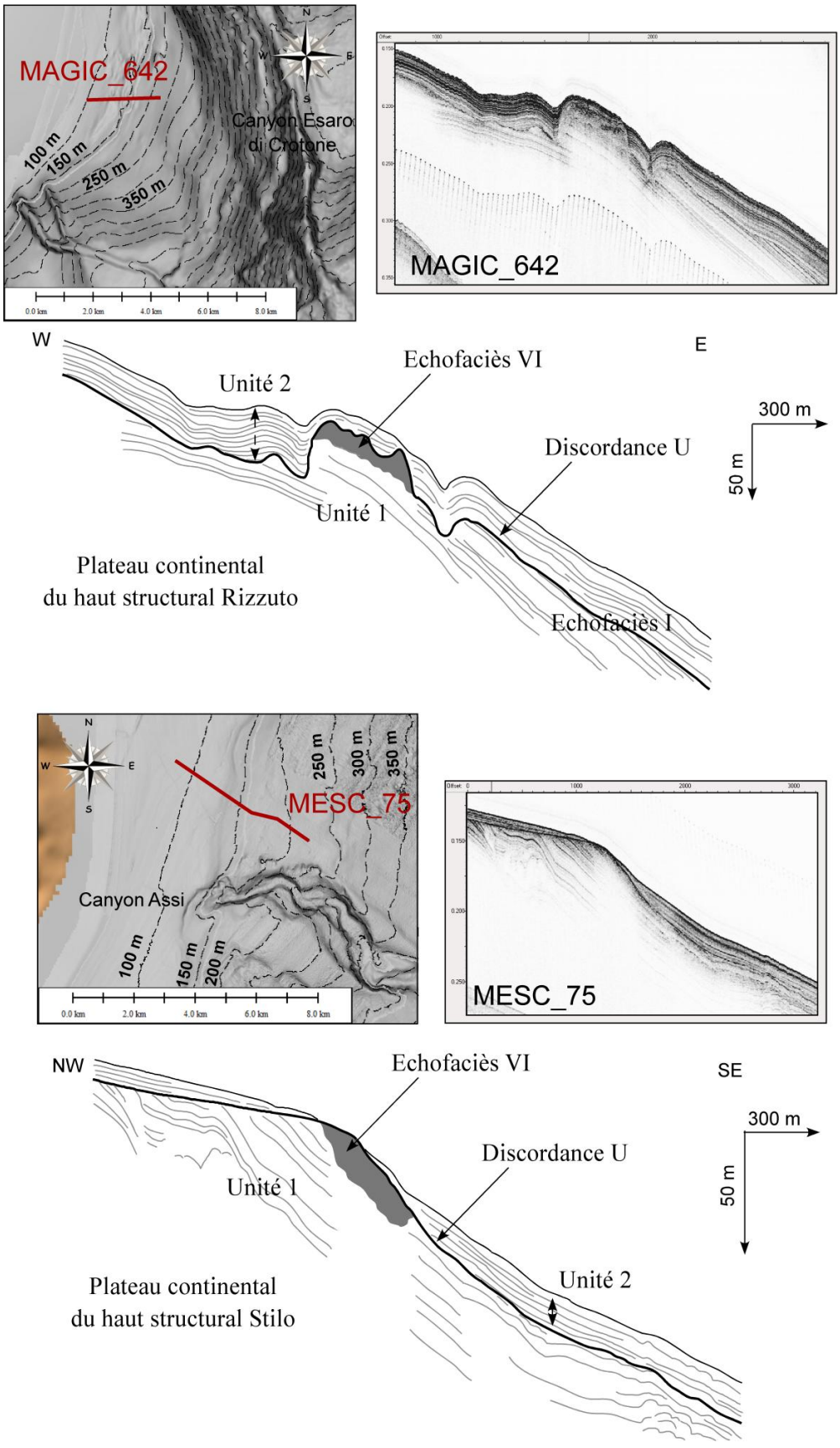


Figure 5-11 : Interprétations de profils Chirp sur le plateau continental au niveau des hauts structuraux Rizzuto et Stilo montrant la discordance majeure U. Voir la localisation des profils sur la C-Figure 5-9.

La discordance U est interprétée comme étant liée au dernier bas niveau marin (LGM) (Romagnoli et Gabbianelli, 1990 ; Zecchin et al., 2011). En effet, lors de la dernière régression marine, une partie du plateau continental émergée a été érodée tronquant ainsi l'Unité 1 sous-jacente. Cette dernière est donc interprétée comme une unité sédimentaire pré-LGM, ou Plio-Pléistocène. En effet, la présence de troncatures suggère que cette unité est associée à une phase de chute et de bas niveau marin, générant alors une surface de discordance majeure. En revanche, l'Unité 2 est interprétée comme une succession sédimentaire post-LGM. Elle pourrait être associée à une phase d'élévation puis de haut niveau marin et son épaisseur dépendrait alors des volumes d'apports sédimentaires délivrés par les bassins versants. La Marge Calabro-Ionienne aurait donc enregistré le dernier grand cycle eustatique.

2.4. Cas particulier des sorties de fluides

Différents types de figures pouvant être associées à des sorties de fluides potentielles ont été observées sur la Marge Calabro-Ionienne et regroupées dans l'échofaciès III. Ainsi, dans la partie supérieure du Nord-Ouest du Bassin Corigliano, les réflecteurs lités et subparallèles, de forte à moyenne amplitude s'incurvent localement vers le bas, mimant ainsi la présence de conduits verticaux (Figure 5-12). De plus, alors que ces sorties de fluides affectent considérablement les sédiments du bassin, lui conférant un échofaciès de type III dans sa partie supérieure, dans sa partie inférieure, les dépôts sédimentaires exhibent plutôt un échofaciès I. Ceci est du au fait que les sorties de fluides deviennent moins nombreuses, moins continues et affectent donc que très peu les dépôts sédimentaires.

Sur les différents profils Chirp de la zone, certains de ces conduits verticaux sont enfouis (E-Figure 5-12), tandis que d'autres atteignent la surface (P-Figure 5-12). Sur les données bathymétriques, ces conduits verticaux ne forment pas des dépressions localisées mais ils s'alignent le long de sillons continus et allongés dans le sens de la pente continentale (Figure 5-12). Ces sillons présentent une profondeur de 50 cm à 2 m et des largeurs de 25 à 80 m. On les observe de manière évidente jusqu'à des profondeurs d'eau de 180 m, puis ils deviennent plus éparses et difficilement distinguables vers 300-320 m de profondeur d'eau (Figure 5-12). Les plus grands sillons s'élargissent avec la profondeur (Figure 5-12). Ils présentent en moyenne une longueur de 2 à 3 km et les plus longs atteignent 7 km. Certains sillons convergent dans le sens de la pente continentale. La relation entre la présence de conduits verticaux dans la colonne sédimentaire et de sillons sur le fond marin reste énigmatique. Il est supposé que les conduits P génèreraient sur le fond marin des *pockmarks* qui auraient progressivement fusionné sous l'impact de processus sédimentaires pour former des sillons. Des anomalies acoustiques dites « échos hyperboliques » peuvent être présentes dans la colonne d'eau au-dessus des conduits P (Figure 5-12). Ces échos sont interprétés comme étant le résultat d'échappement de gaz. Ces échappements sont absents dans la

partie inférieure du Bassin Corigliano (WGDT_105-Figure 5-12). Cette zone du Bassin Corigliano semble donc comporter un grand nombre de sorties de fluides dont certaines sont encore actives.

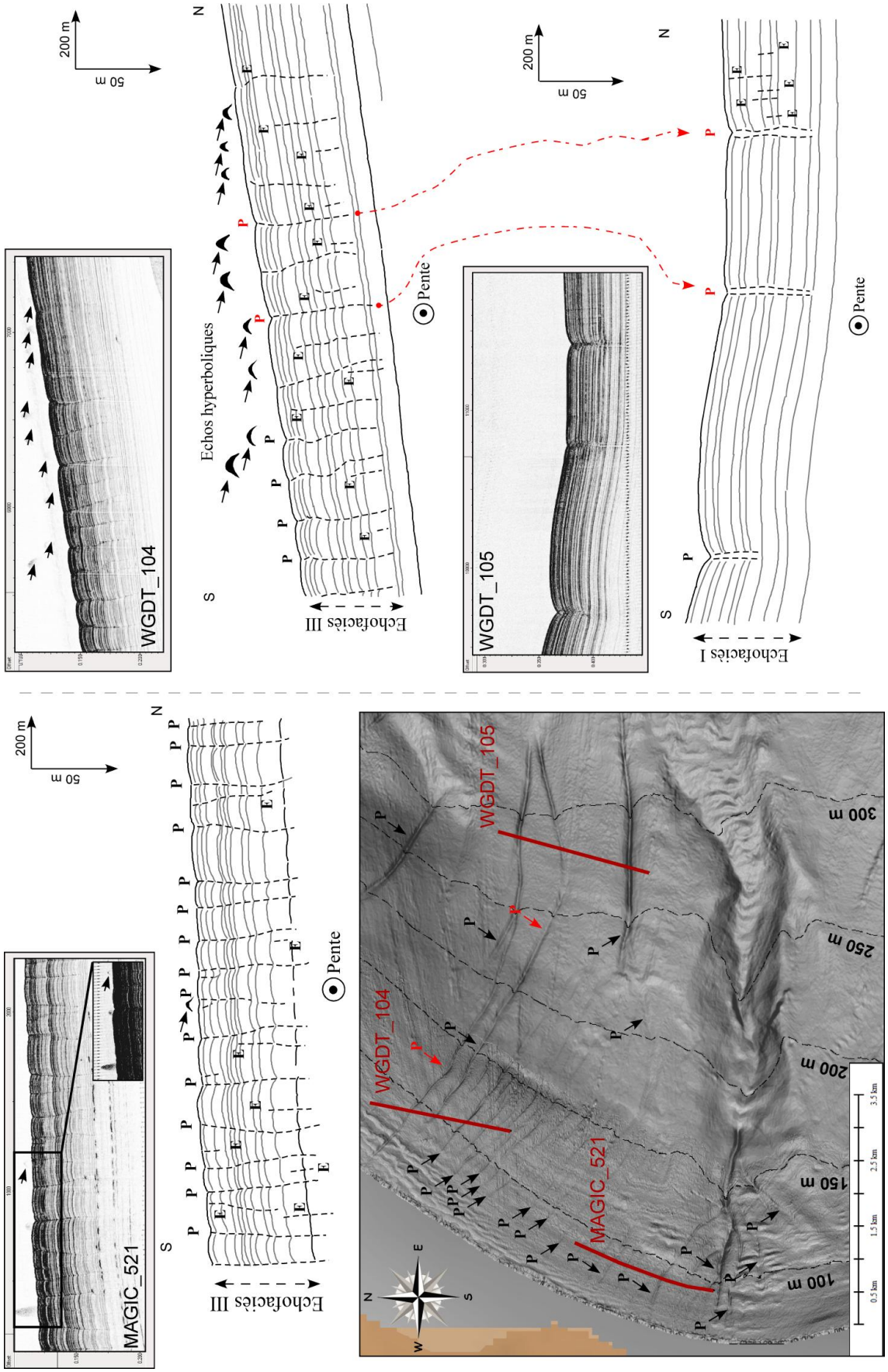


Figure 5-12 (page précédente) : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente du Bassin Corigliano et interprétations de profils Chirp montrant des échappements de fluides et la formation de sillons. P : conduits atteignant la surface, E : conduits enfouis.

Voir la localisation des profils sur la B-Figure 5-9.

On retrouve de la même façon des figures d'échappement de gaz localement le long du plateau continental. Ainsi, au niveau du haut structural Rizzuto, à l'aplomb du Canyon de Crotone, on observe les mêmes sillons linéaires sur les données bathymétriques (Figure 5-13).

Les dépressions formées par les sillons peuvent, dans cette zone atteindre des dimensions de l'ordre de 25 à 30 m de profondeur et une largeur d'environ 100 à 150 m (Figure 5-13). Ces sillons sont longs d'environ 2 km et s'étendent toujours dans le sens de la pente continentale. On n'observe aucune anomalie acoustique dans la colonne d'eau, mais on peut supposer que les conduits verticaux atteignant la surface puissent encore être actifs, aucun dépôt sédimentaire venant les recouvrir. De plus, on n'observe aucun conduit enfoui dans cette zone (Figure 5-13).

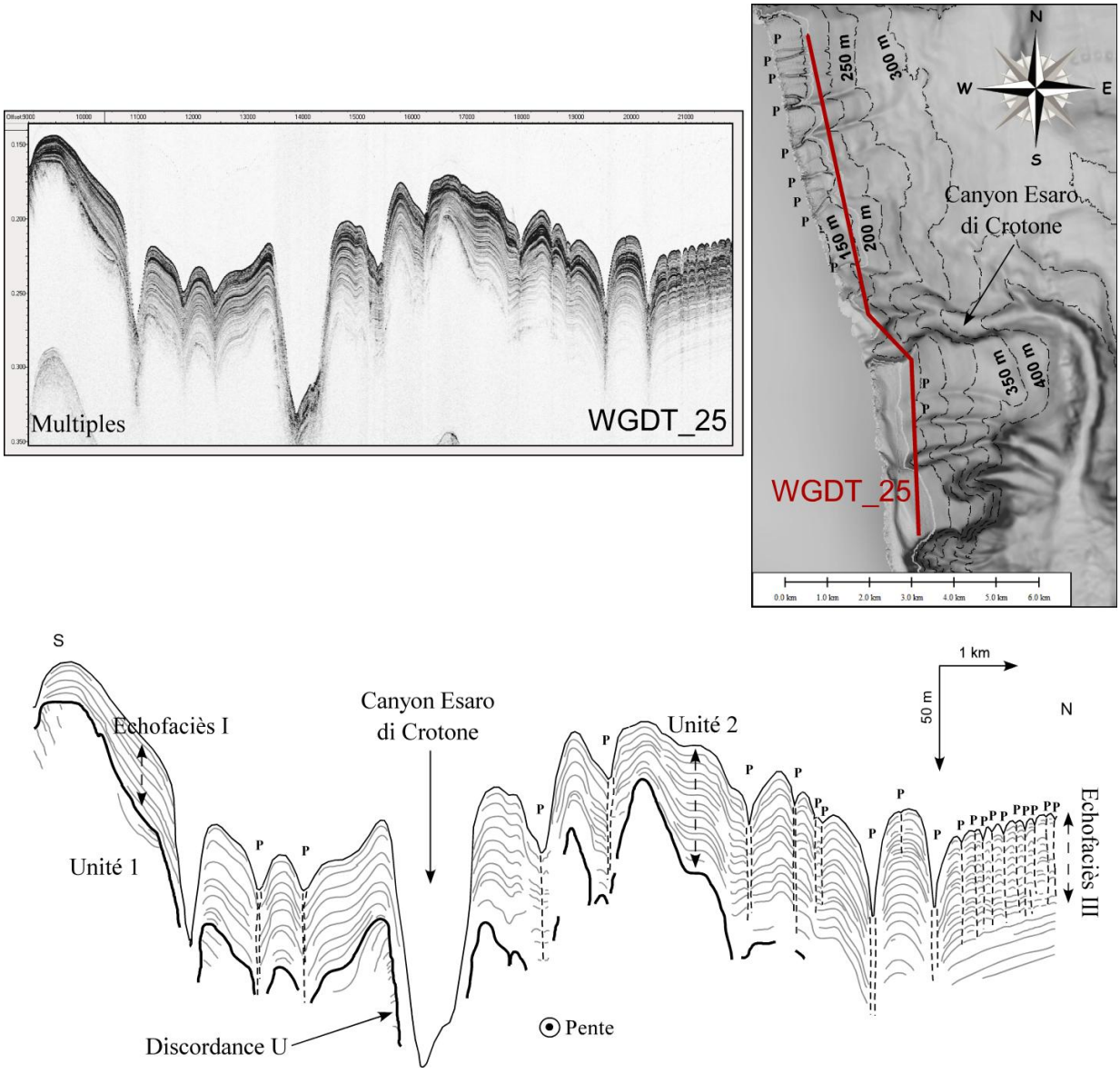


Figure 5-13 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente au niveau du haut structural Rizzuto et interprétation d'un profil Chirp montrant des échappements de fluides et la formation de sillons. P : conduits atteignant la surface, E : conduits enfouis. Voir la localisation des profils sur la C-Figure 5-9.

Le nombre de conduits semble diminuer vers le Sud, tandis que leurs dimensions semblent augmenter. L'espacement entre les sillons semble également devenir plus grand vers le Sud. Comme dans le Bassin Corigliano, ces échappements de fluides déforment les dépôts sédimentaires d'alternance hémipélagiques et turbiditiques, lui donnant un aspect à échofaciès III, qui évolue en type I vers le Sud avec la diminution du nombre de conduits (Figure 5-13). On observe ces sillons de manière évidente jusqu'à des profondeurs d'eau maximales de 270-300 m. Sur le haut structural Rizzuto, la discordance principale U semble elle-aussi être affectée par les échappements de fluides, puisqu'elle s'incurve vers le bas au contact des conduits verticaux (Figure 5-13).

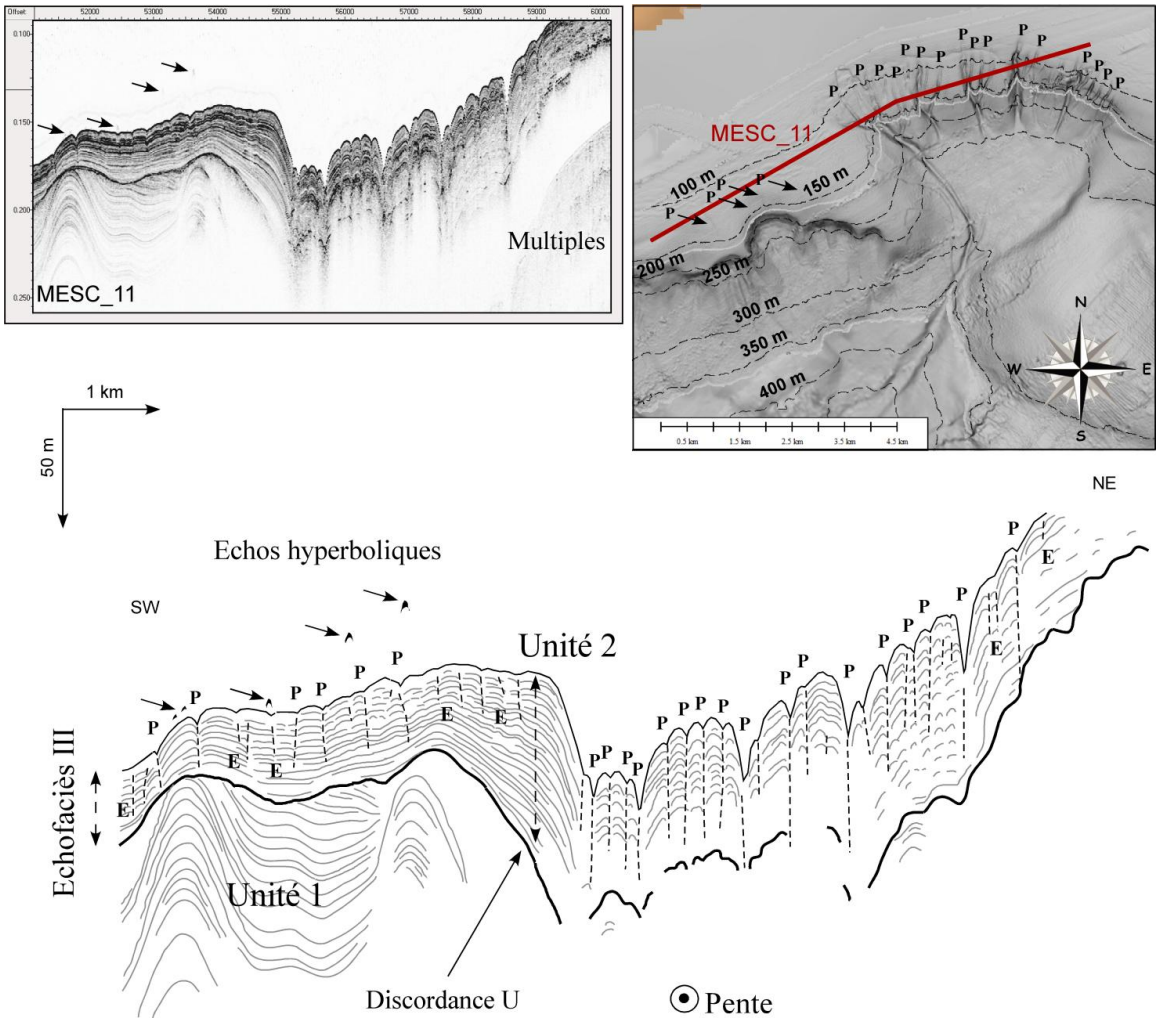


Figure 5-14 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente au niveau du Golfe de Squillace et interprétation d'un profil Chirp montrant des échappements de fluides et la formation de sillons. P : conduits atteignant la surface, E : conduits enfouis. Voir la localisation des profils sur la C-Figure 5-9.

Encore plus au Sud, dans le Golfe de Squillace, on observe encore ces sillons associés aux conduits verticaux (Figure 5-14). Ici, l'abondance des sillons semble même constituer une zone de tributaires du système de canyons Squillace. Les sillons se mettent en bordure de plateau

continental, au sommet d'un haut structural et convergent vers une dépression locale (Figure 5-14). Ils présentent des longueurs de 1,5 à 3 km, des profondeurs de l'ordre de quelques mètres à une vingtaine de mètres et des largueurs d'environ 75 m à plus de 150 m. Ils disparaissent à des profondeurs d'eau d'environ 300 m maximum. On observe d'autres sillons plus petits, plus au SW, moins marqués dans la morphologie (Figure 5-14). Ceux-ci se trouvent sur le plateau continental, et sont identifiables jusqu'à des profondeurs d'eau d'environ 150-160 m, là où commencent des déstabilisations marquées par des cicatrices d'arrachement. Ces sillons ont des longueurs de 600 à 1300 m, des profondeurs de 1 à 2 m et des largeurs d'une trentaine de mètres. La majeure partie des conduits verticaux atteignent le fond marin et forment des dépressions en V visibles sur les données bathymétriques (Figure 5-14). On observe des anomalies dans la colonne d'eau au droit de certains conduits (Figure 5-14), ce qui suggère que des échappements de fluide soient actifs. Les conduits n'affectent pas la discordance U ni l'Unité 1 sous-jacente, sauf dans une zone localisée sur le haut de la pente continentale (Figure 5-14).

2.5. Cas particulier des structures ondulées

Dans le Bassin Corigliano, un vaste champ de structures ondulées est présent en aval des sillons identifiés, à partir de profondeurs d'eau e l'ordre de 270-300 m (Figure 5-15). Ces structures s'alignent perpendiculairement au sens de la pente. Elles ont des hauteurs de 5 m environ et localement des longueurs d'onde de 100 à 150 m. Alors que les sillons se mettent en place sur des inclinaisons de l'ordre de 2,7 à 4,2°, les structures ondulées apparaissent sur des pentes dont l'inclinaison est inférieure à 1°. La transition entre les deux zones se fait donc avec une diminution brusque de l'inclinaison de la pente continentale.

Sur les profils Chirp, on observe que ces structures sont présentes uniquement dans une unité sédimentaire superficielle d'environ 30-40 m d'épaisseur (Figure 5-15). Celle-ci se caractérise par des réflecteurs lités continus et subparallèles, de forte amplitude. Il semble, de plus, que la réflexion acoustique soit plus forte en amont de ces structures ondulées (Figure 5-15). L'unité sous-jacente est caractérisée par des réflecteurs lités continus et subparallèles de moyenne à faible amplitude (Figure 5-15).

En associant les données bathymétriques aux profils Chirp, on observe que chaque crête est limitée par des plans obliques dans le sens de la pente présentant une réflexion acoustique locale plus forte (Figure 5-15). Ces plans sont associés à des structures ondulées au-dessus d'une surface qui apparait comme une surface de décollement. Cependant, ces plans peuvent affecter l'unité sous-jacente, bien que dans la majorité, ces plans se limitent à l'unité sédimentaire supérieure (WGDT_46-Figure 5-15). De plus, ils atteignent le fond marin laissant suggérer que le processus à l'origine de ces structures ondulées n'ait pas cessé. De plus, on n'observe aucun drapage sédimentaire scellant les plans et les réflecteurs semblent continus à travers ces plans (Figure 5-15).

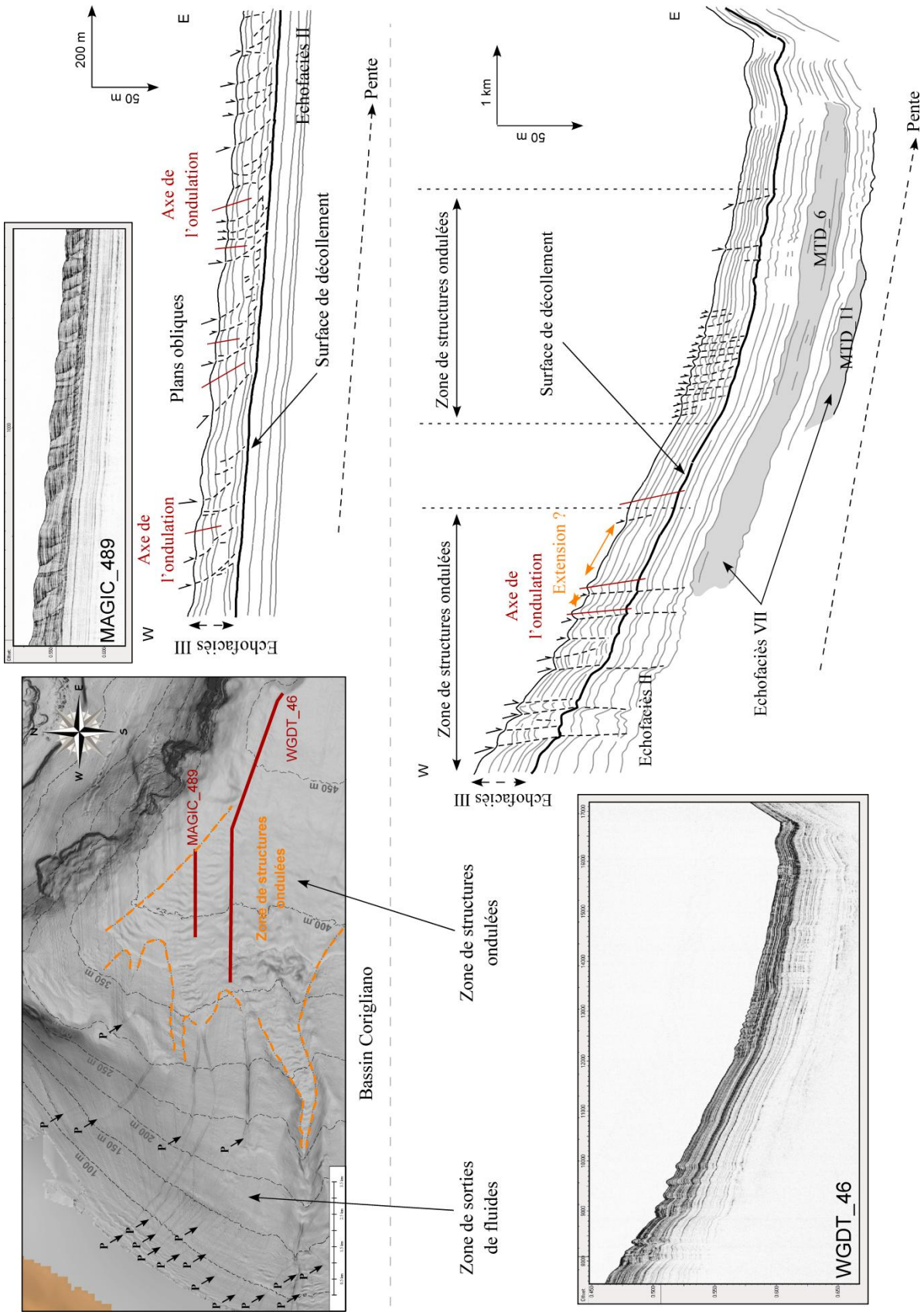


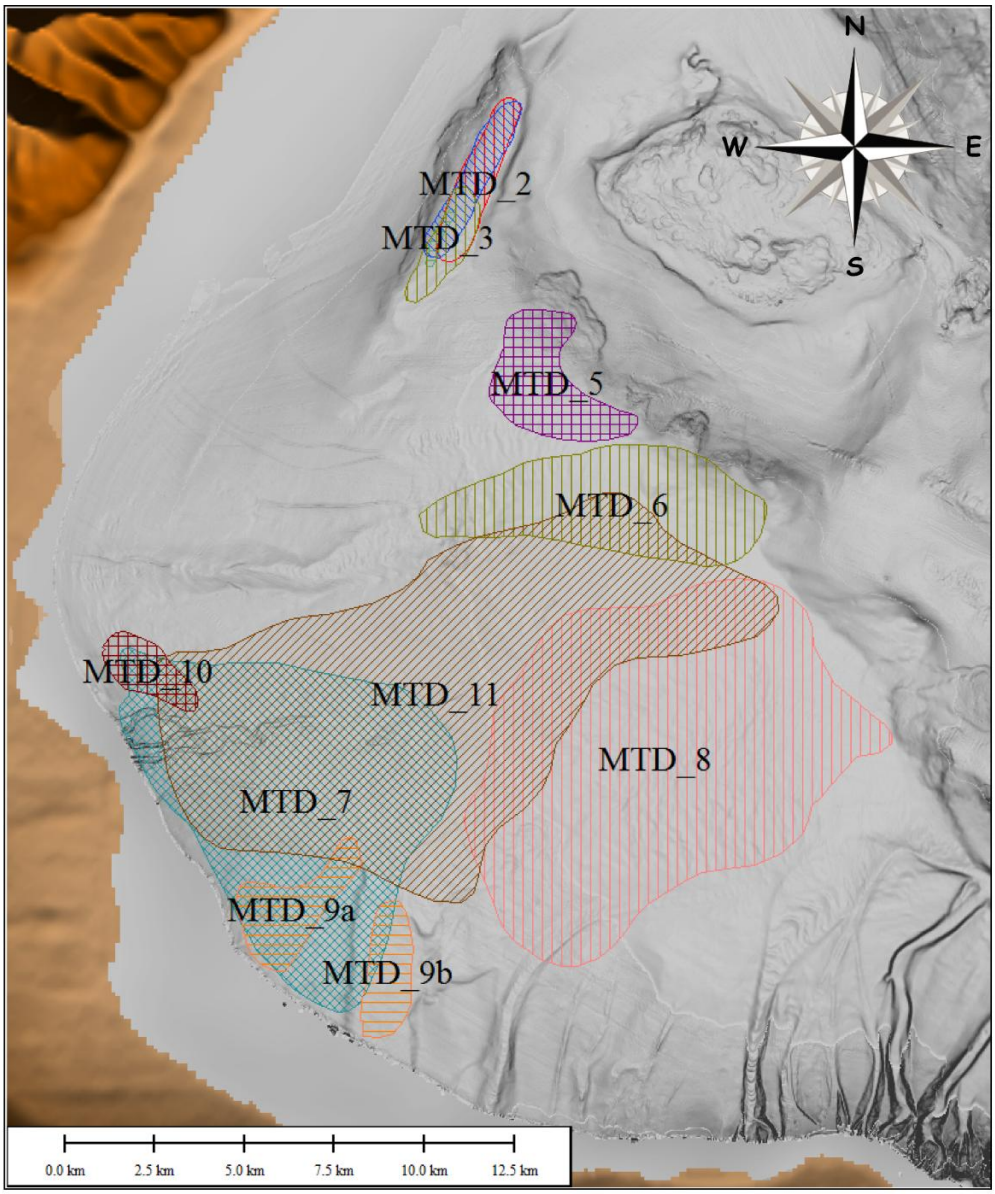
Figure 5-15 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente de la partie Nord du Bassin Corigliano et interprétation de profils Chirp montrant une zone de grande échelle, affectée par des structures ondulées. P : conduits atteignant la surface. Voir la localisation des profils sur la B-Figure 5-9.

Ces plans pourraient être des zones de dépôts de matériaux plus grossiers et donc associés à la formation de rides sédimentaires. En effet, la formation de rides sédimentaires est associée à des dépôts de matériaux plus grossiers en amont des rides et plus fins à son aval, créant ainsi une différence dans le signal acoustique, et pouvant générer ces zones planes et obliques dans le sens de la pente (Figure 5-15). De plus, ces structures ondulées se mettent en place directement en aval des sillons ou conduits décrits précédemment (Figure 5-15). Ainsi les sédiments transitant au travers des sillons pourraient être à l'origine de la formation de rides sédimentaires. Cependant, on n'observe pas de grandes différences d'épaisseur des sédiments en amont des structures ondulées par rapport à l'aval, caractéristiques des rides sédimentaires (Figure 5-15). Et, bien que l'amplitude et la longueur d'onde de ces structures ondulées semblent diminuer vers l'aval, cette diminution n'est pas constante au vue de larges gaps entre deux zones présentant ces structures (WGDT_46-Figure 5-15).

Ces plans pourraient alors être interprétés comme des zones de cisaillement associés à la formation de plis. Cette déformation pourrait alors être un glissement de grande échelle type fluage. En effet, les réflecteurs étant continus à travers les plans, la déformation n'apparait pas plastique mais plutôt diffuse. L'unité sédimentaire supérieure serait déformée par des mouvements superficiels translationnels, et localement rotationnels. Sur le profil Chirp WGDT_46 (Figure 5-15), on observe que la géométrie des plans de cisaillement peut créer un mouvement d'extension vers le bas de la pente en aval de l'axe du pli (flèches orange, Figure 5-15). De même, entre deux zones de cisaillement, on observe une zone non-déformée, pouvant être une zone d'extension (Figure 5-15). De plus, à plus de 50 m sous le fond, on observe deux paquets présentant un échofaciès VII (transparent) (Figure 5-15). Le plus superficiel est long d'environ 5 km, tandis que le plus enfoui est plus petit et présente des dimensions d'1,5 km environ. Ils sont épais de 15-20 m environ. Ils sont interprétés comme des dépôts de transport en masse, qui peuvent encore présenter quelques réflecteurs internes (Figure 5-15).

2.6. Cas particulier des dépôts de transport en masse

On retrouve des dépôts de transport en masse caractérisés par un échofaciès de type VII, de manière éparse, sur toute la Marge Calabro-Ionienne. Cependant, on note une plus forte concentration de ceux-ci (11 principaux dépôts de transport en masse) dans le Bassin Corigliano (Figure 5-16). D'autres petits glissements, dont la limite n'est pas claire, sont également présents, mais de manière très localisée et n'ont pu être cartographiés. Les dépôts de transport en masse sont caractérisés par un échofaciès transparent de type VII et peuvent présenter localement des réflecteurs internes, caractéristique d'un certain maintien de la structure interne. Ils présentent également une base érosive. Les plus grands dépôts se classent en deux grands groupes identifiés selon leur orientation et positionnement dans le Bassin Corigliano.



	Direction	Longueur (km)	Largeur (km)	Pérmètre (km)	Epaisseur Moyenne (m)	Aire (km2)	Volume (km3)	profondeur sédimentaire moyenne (m)
MTD_1	NNE / SSW	4,9	0,7	10,7	12 m	3,6	0,04	10-15
MTD_2	NNE / SSW	4,8	0,9	10,6	7 m	4	0,03	35-40
MTD_3	NNE / SSW	1,7	0,27	3,8	8	0,4	0,003	70-75
MTD_4	NNE / SSW	3,5	1	8	12	2,9	0,035	75-80
MTD_5	NE / SW	2	4,9	13,2	30	8,2	0,25	45-50
MTD_6	ENE / WSW	3,1	9,3	21,7	18	21,4	0,39	35-40
MTD_7	SW / NW	7,4	8,8	31	15	57,4	0,86	15-20
MTD_8	SW / NW	11,8	8,5	35,2	22	79	1,7	30-35
MTD_9a	SW / NW	4	1,2	11,4	11	5,6	0,06	35-40
MTD_9b	s / N	3,7	1,2	9	11	4,1	0,045	35-40
MTD_10	SW / NW	1,4	3	7,5	11	3,1	0,034	35-40
MTD_11	WSW / ENE	15,5	6,6	45,5	20	100	2	50-55

Figure 5-16 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente du Bassin Corigliano et localisation et caractéristiques des principaux MTDs présents. Voir la localisation des profils sur la B-Figure 5-9.

Ainsi, les MTDs 1 à 6 sont localisés dans la partie Nord-Est du Bassin Corigliano et à l'aplomb de grandes cicatrices d'arrachement, pouvant atteindre 800 m de large et 20-30 m de hauteur (Figure 5-16). Les quatre premiers MTDs se positionnent plus exactement dans une dépression formée dans la partie Nord de la Ride Amendolara. Ceux sont des glissements de relativement petite taille (~0.04 km^3) et sont enfouis jusqu'à plus de 70 m (Figure 5-16). Les MTDs 5 et 6 se positionnent en aval de grandes cicatrices d'arrachement. Celles-ci sont caractérisées par une unité sédimentaire enfouie à environ 30 m de profondeur présentant des réflecteurs tronqués et recouvertes par une autre unité sédimentaire associée à un échofaciès de type I et II, laissant supposer que les cicatrices sont désormais enfouies.

Le second groupe de MTDs, 7 à 11, présentent une direction générale SW/NE, et se positionnent dans la partie centrale et Sud-Ouest du Bassin Corigliano (Figure 5-16). Les MTDs 9 et 10 sont de relativement petite taille (~0.06 km^3) et sont enfouis à une profondeur de 35-40 m (Figure 5-16). Ils se situent à proximité de la ligne de côte actuelle, de part et d'autre de l'embouchure du fleuve Crati et de son delta. Ils ne sont associés à aucune cicatrice d'arrachement en aval comme les MTDs 7, 8 et 11, de grandes dimensions, qui s'étalent du delta du Crati jusqu'au centre du Bassin Corigliano. Leurs dimensions sont respectivement de 0,86, 0,7 et 2 km^3. Ils occupent une grande partie du bassin et sont enfouis de 15 à 50 m de profondeur (Figure 5-16). Ils sont relativement bien alignés dans le prolongement du fleuve Crati, ce qui suggère l'impact des apports sédimentaires sur leur déclenchement.

2.7. Les canyons sous-marins

Dans leur majorité, les thalwegs des canyons sous-marins sont associés à des échofaciès de type VI (sourd) (Figure 5-17). Ceci suggère le dépôt de matériaux grossiers dans les canyons. L'absence de dépôts hémipélagiques drapant illustre l'activité actuelle ou récente de ces canyons. Localement, des thalwegs présentent un faciès hyperbolique (V) ou chaotique (IV) lié à la mise en place de glissements. Les flancs et les têtes de canyons sont associés à un type V, hyperbolique, lié à la présence à de nombreuses instabilités.

On retrouve ce même faciès hyperbolique sur les flancs de nombreux hauts structuraux, caractérisés également par de nombreuses instabilités. Cependant, lorsque les flancs des canyons sous-marins ne sont pas prononcés, ou lorsqu'ils ne présentent pas de nombreuses instabilités, ils présentent généralement l'échofaciès régional. A noter, que certaines architectures ou processus internes dans les thalwegs des canyons peuvent leur conférer un échofaciès autre que sourd, de manière locale.

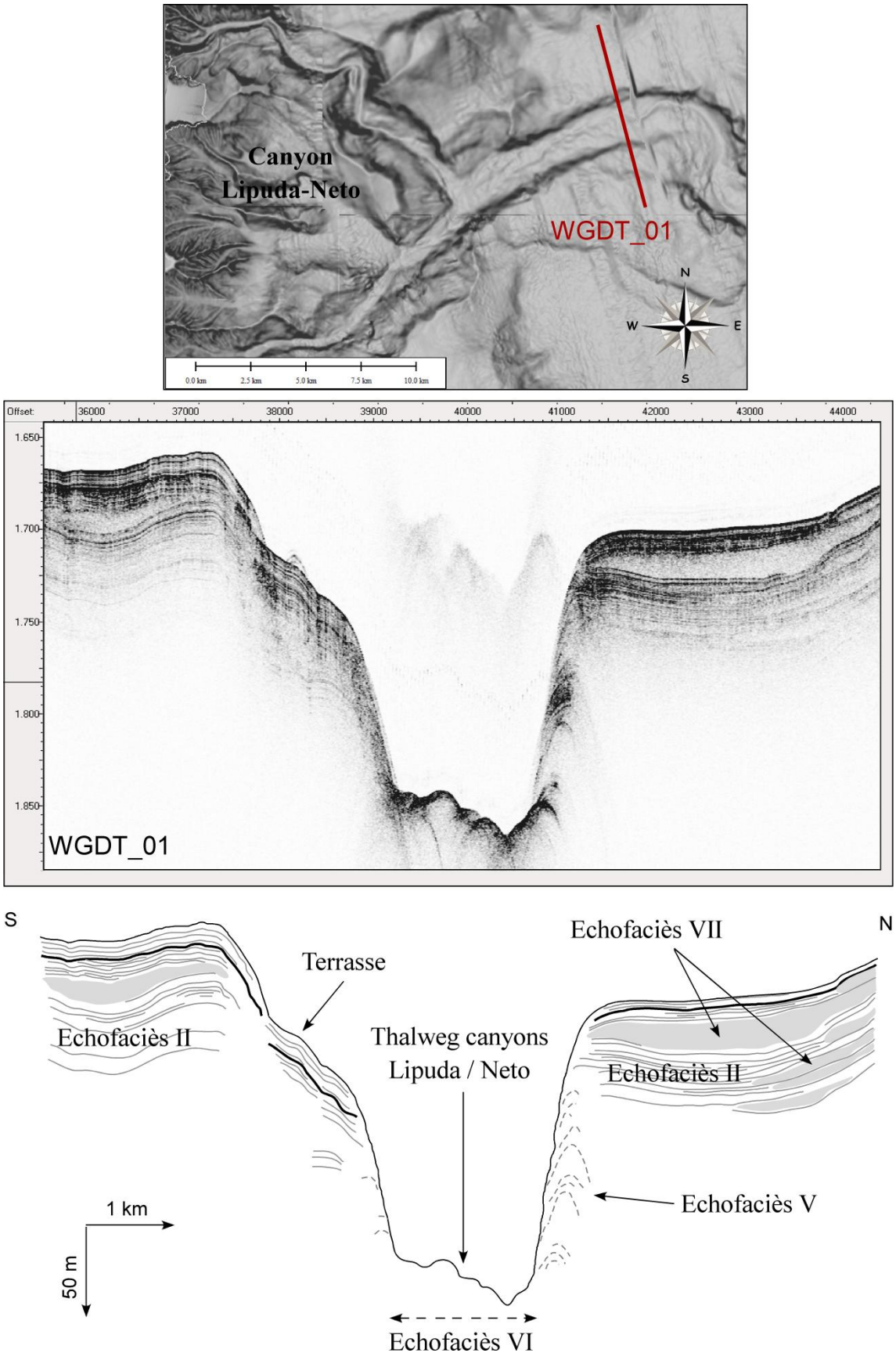


Figure 5-17 : Interprétation d'un profil Chirp à travers le thalweg du canyon Lipuda-Neto, présentant les caractéristiques principales d'un échofaciès de type VI, sourd, dans le thalweg. Voir la localisation des profils sur la B-Figure 5-9.

2.8. Les hauts structuraux

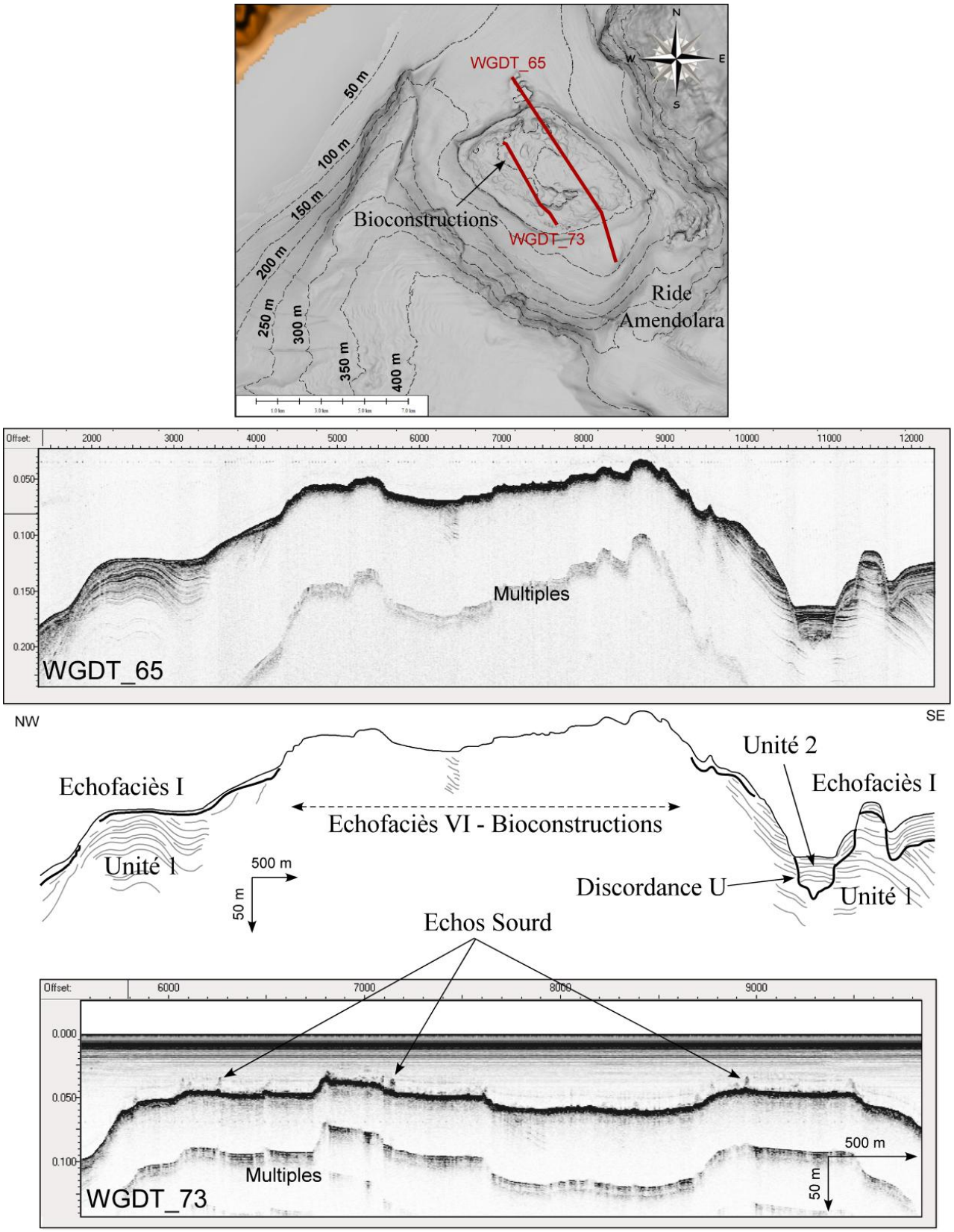


Figure 5-18 : Interprétation d'un profil Chirp à travers la Ride Amendolara, caractérisée localement par un échofaciès sourd. Voir la localisation des profils sur la B-Figure 5-9.

L'échofaciès de type VI a été identifié dans deux autres zones particulières, autres que le thalweg des canyons sous-marins. Ainsi, une zone de plus de 28 km^2 au sommet de la Ride Amendolara à une profondeur d'eau de 25 à 100 m, présente cet échofaciès (Figure 5-18) encadré par un échofaciès de type I (lité continu) avec des réflecteurs subparallèles de forte amplitude. On aperçoit de plus au centre de la Ride, sous l'échofaciès de type VI, la présence de réflecteurs subparallèles, démontrant que le matériel présent au sommet de la Ride empêche toute pénétration du signal (Figure 5-18).

Sur d'autres lignes Chirp, des zones de quelques dizaines de mètres de large sont caractérisées par des échos sourds reposant sur le fond marin (Figure 5-18). Elles sont interprétées comme des bioconstructions présentes sur le sommet de la Ride. Ce haut structural présente des profondeurs d'eau très faibles de l'ordre de quelques dizaines de mètres, favorisant le développement de ces bioconstructions.

2.9. Les lobes

Des corps caractérisés par un échofaciès du type VI sont également identifiés, plus en profondeur, en aval des embouchures des canyons (Figure 5-19).

Ceci est particulièrement bien visible au découché du canyon Crati vers de 280 m de profondeur d'eau, alors que le thalweg n'est plus identifié sur les données bathymétriques (Figure 5-19). Cet échofaciès représente une surface de plus de 6 km de long et plus de 2 km de large à l'embouchure du canyon. Il représente la présence de dépôts grossiers associés au canyon, et ce corps est interprété comme un dépôt de lobe. Ce sont des apports sédimentaires grossiers transportés via le canyon qui ont été accumulés par les écoulements gravitaires lorsque ceux-ci n'ont plus été confinés et se sont étalés latéralement dans le bassin (Figure 5-19).

La marge Calabro-Ionienne se caractérise donc par un grand nombre de processus sédimentaires et de structures et corps associés. La pente continentale se compose de manière générale d'alternances de dépôts hémipélagiques et turbiditiques. De nombreuses instabilités affectent ces dépôts, notamment dans les canyons sous-marins, au niveau de leurs flancs et de leurs têtes. Les dépôts sédimentaires grossiers se situent généralement dans les thalwegs des canyons, ou à leur embouchure, au sein de lobes sédimentaires. Nous avons également observé la présence de sorties de fluides associés à des échos hyperboliques dans la colonne d'eau. Ces sorties de fluides sont alignés au sein de sillons allongés dans le sens de la pente, et situés généralement sur le plateau continental ou à sa transition avec la pente continentale. De même, nous avons pu observer des processus à l'origine de la formation de structures ondulées sur le fond marin de grande échelle, pouvant être associé à des rides sédimentaires ou la présence d'une déformation type fluage, affectant notamment le fond du Bassin sédimentaire de Corigliano.

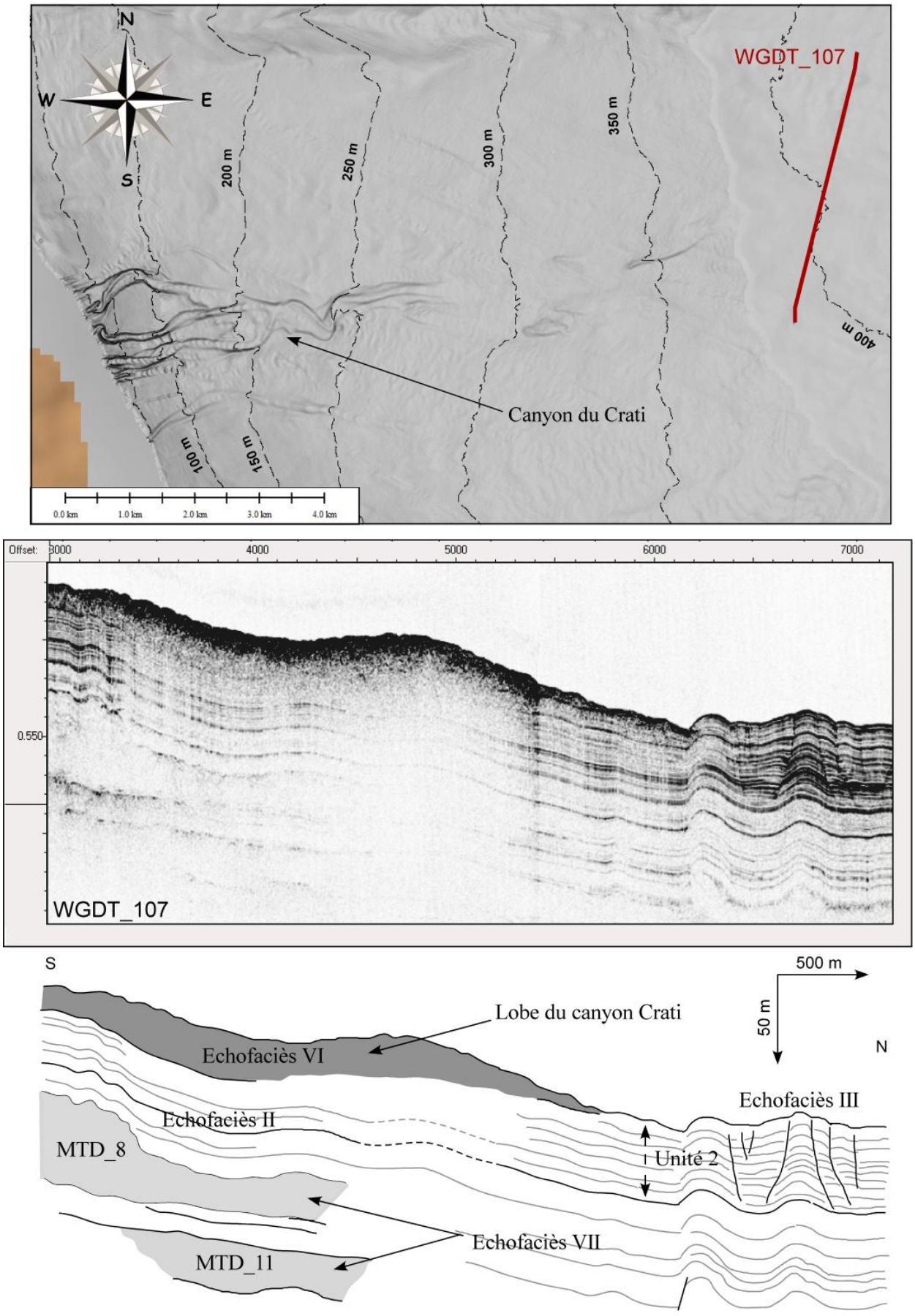


Figure 5-19 : Interprétation d'un profil Chirp en aval de l'embouchure du canyon Crati, caractérisée localement par un échofaciès sourd. Voir la localisation des profils sur la B-Figure 5-9.

CHAPITRE 6

Les Canyons Sous-Marins de la Marge Calabro-Ionienne : Analyse Morpho-Bathymétrique

1. CANYONS ET SYSTEMES DE CANYONS

Comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents, les canyons sous-marins sont des structures géologiques affectant différents environnements d'une marge (plateau interne et externe, pente continentale, voire glacis) et sont le lieu préférentiel de transferts particulaires (Nesteroff et al., 1968 ; Carson et al., 1986 ; Gardner, 1989 ; Garfield et al., 1994 ; Nittrouer et Wright, 1994). Les canyons sous-marins se composent généralement de trois parties distinctes ; une tête, un corps et une embouchure, décrits précédemment (Cronin, 1994).

L'étude morphologique de la Marge Calabro-Ionienne a révélé la présence de plus d'une soixantaine de canyons sous-marins, de différentes tailles et morphologies. Certains de ces canyons sous-marins convergent pour former un unique thalweg, d'autres peuvent se rattacher latéralement à un canyon ou chenal principal, alors que d'autres peuvent rester isolés. Hormis ces derniers, les canyons se ramifiant ou se rattachant à une autre structure de type canyon ou chenal ne présentent pas une partie « embouchure » *sensu stricto*. Bien que ces canyons possèdent chacun une tête et un corps, ils ne peuvent pas être décrits comme des structures séparées et sans relation. En effet, ils ne sont pas une entité singulière distincte mais font alors partie d'un ensemble de canyons. Ils s'associent à un corps principal qui lui ne possèdent pas de tête mais comporte en revanche l'embouchure du système. Ces différentes configurations seront décrites en détails ultérieurement. L'association de plusieurs canyons sous-marins sera alors nommée « systèmes de canyons » dans la suite de ce travail, chaque canyon formant un « tributaire » du corps principal du système. Les systèmes de canyons peuvent donc présenter plusieurs têtes de canyons associés aux tributaires principaux de chaque système.

La zone d'étude comporte dix principaux systèmes de canyons (Figure 6-1). Du Nord au Sud on observe : (1) le système Crati, (2) le système Corigliano, (3) le système Punta di Alice, (4) le système Lipuda – Neto, (5) le système Esaro di Crotone, (6) le système Botricello, (7) le système Squillace, (8) le système Assi, (9) le système Caulonia - Siderno et (10) le système Bovalino – La Verde (Figure 6-1). Les quatre premiers systèmes sont localisés dans le segment Nord de la marge et se terminent dans la Vallée de Tarente (Figure 6-1). Ils présentent une direction générale Ouest-Est. Les six systèmes suivant sont localisés dans la partie Sud et se terminent sur la pente continentale inférieure du Bassin Ionien (Figure 6-1). Ils présentent une direction générale Nord-Ouest / Sud-Est, bien que les systèmes 5 (Esaro di Crotone) et 8 (Assi) soient plus marqués par une direction Nord-Sud.

(1) Le système Crati est plus particulièrement un canyon isolé dans le Bassin Corigliano (Figure 6-1). La tête du canyon, comportant trois tributaires, se trouve au maximum à une distance de 500-600 m de la ligne de côte et semble être en connexion directe avec le fleuve Crati qui est le plus grand de la Marge Calabro-Ionienne. Le canyon Crati s'étend à des profondeurs d'eau allant de 90 à 400 m.

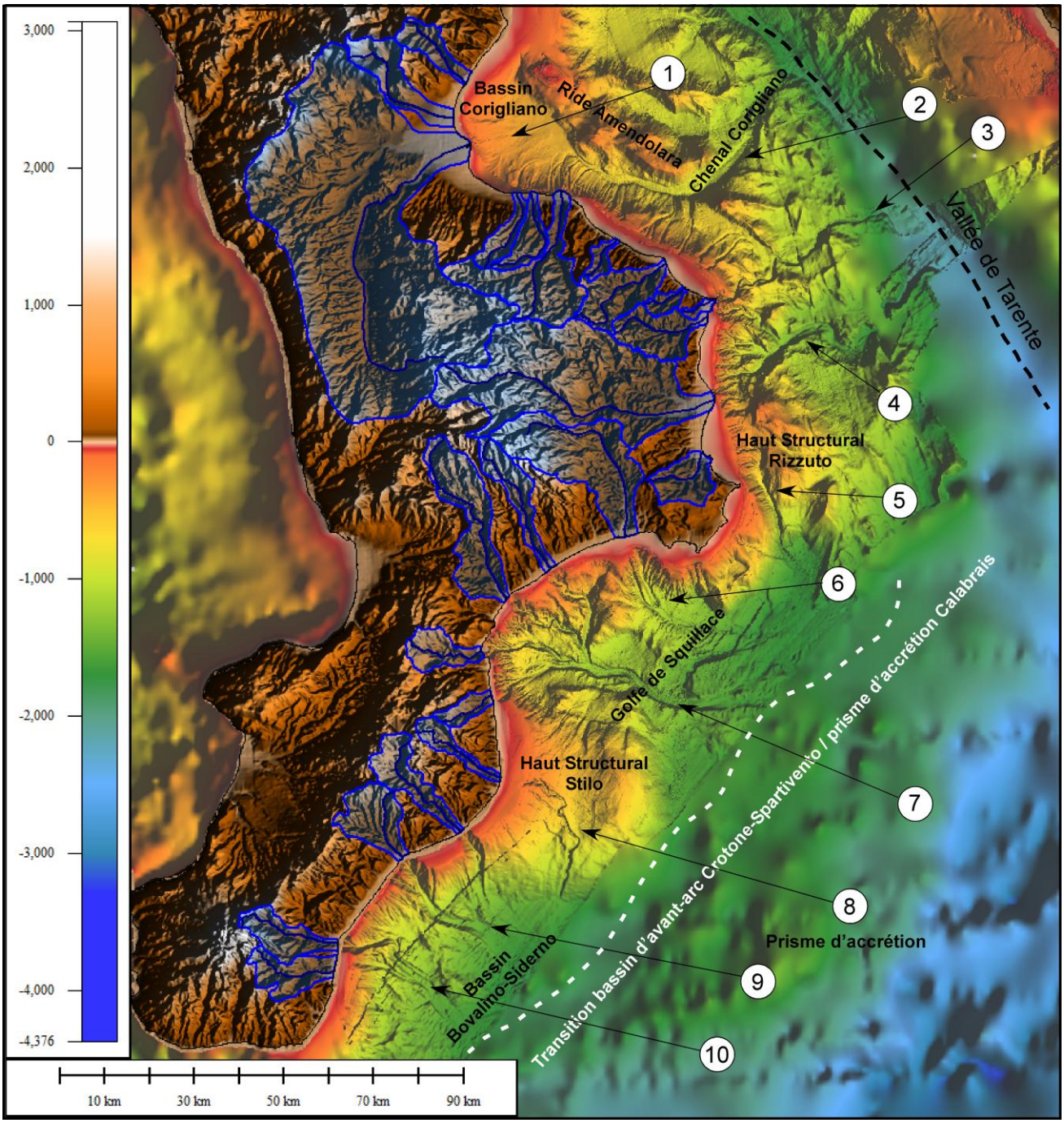


Figure 6-1 : Carte localisant les 9 systèmes de canyons étudiés sur la Marge Calabro-Ionienne. (1) le système Crati, (2) le système Corigliano, (3) le système Punta di Alice, (4) le système Lipuda-Neto, (5) le système Esaro di Crotone, (6) le système Botricello, (7) le système Squillace, (8) le système Assi, (9) le système Caulonia-Siderno et (10) le système Bovalino- La Verde.

(2) Le système Corigliano comporte de nombreux tributaires s'étendant du bassin Corigliano jusqu'au delta Nicà (Figure 6-1). La majorité des tributaires du système semblent atteindre le rebord du plateau continental et certains semblent être en connexion directe avec un fleuve à terre. Entre 600 et 900 m de profondeur, le système converge en un chenal qui

contourne ensuite le haut structural d'Amendolara, continue dans le chenal Corigliano et se termine dans la Vallée de Tarente, à 1700 m de profondeur environ.

(3) Le système Punta di Alice consiste principalement en un unique thalweg, avec deux tributaires potentiels (Figure 6-1). Il s'étend longitudinalement du Cap Cirò (delta Punta di Alice) jusqu'à la Vallée de Tarente à 1900 m de profondeur. Les tributaires potentiels semblent atteindre le rebord du plateau continental alors que le principal thalweg semble l'éroder complètement et être en connexion directe avec un système subaérien.

(4) Le système Lipuda-Neto comporte des tributaires (dont deux principaux) s'étendant latéralement dans un golfe entre le Cap Cirò jusqu'au delta du Neto (Figure 6-1). Certaines têtes de tributaires semblent être en connexion directe avec des systèmes subaériens, notamment au niveau des deux deltas. Puis le système tout entier s'unifie en un unique thalweg vers 1200 m de profondeur et se prolonge longitudinalement jusqu'à la Vallée de Tarente vers 2100 m de profondeur.

(5) Le système Esaro di Crotone est situé sur le flanc Sud du haut structural de Crotone, ou Rizzuto (Figure 6-1). Ses petits tributaires s'étendent latéralement du Cap Crotone jusqu'au Cap Colonna et semblent atteindre le rebord du plateau continental. Le système unifié en un unique thalweg se termine sur la pente continentale inférieure à des profondeurs d'eau de 1700 m environ.

(6) Le Système Botricello se trouve à l'Ouest du Cap Rizzuto dans le Golfe de Squillace (Figure 6-1). Il présente deux thalwegs principaux dont les têtes ont atteint le rebord du plateau et qui s'unifient vers 1040 m de profondeur. Le plateau continental n'est pas complètement érodé et les têtes des tributaires sont donc déconnectées d'un bassin versant. Le système tout entier semble s'arrêter vers 1700 m de profondeur, sur la pente continentale inférieure.

(7) Le système Squillace est situé dans le Golfe Squillace, à l'Est du haut structural Stilo (Figure 6-1). Il se compose de quatre grands tributaires s'unifiant vers 1070 m de profondeur. Les têtes des tributaires semblent éroder complètement le plateau continental et être en connexion directe avec des systèmes subaériens. Le système entier semble se terminer vers 1700 m de profondeur sur la pente continentale inférieure. Il construit un système turbiditique à partir de son embouchure et à travers le prisme d'accrétion.

(8) Le système Assi se trouve sur le flanc Sud du haut structural Stilo (Figure 6-1). Il se compose d'un seul thalweg dont la tête se situe sur le rebord du plateau, et ne se connecte pas directement à un système subaérien. Il semble se terminer à la base du haut structural par 1500 m de profondeur.

(9) Le système Caulonia-Siderno se trouve dans le bassin Bovalino-Siderno au Sud-Ouest du haut structural Stilo (Figure 6-1). Il compose de deux grands thalwegs dont les têtes

semblent éroder complètement le plateau continental et se connecter directement avec des systèmes subaériens. Les thalwegs convergent vers 1400 m de profondeur et le système tout entier semble se terminer vers 1700 m de profondeur sur la pente continentale. Il semble construire un système turbiditique à partir de son embouchure et à travers le prisme d'accrétion.

(10) Le système Bovalino-La Verde se trouve également dans le bassin Bovalino-Siderno (Figure 6-1). Il présente deux thalwegs principaux ; l'une des têtes incise complètement le plateau continental et se connecte directement avec un système subaérien et l'autre se positionne sur le rebord du plateau. Ces deux thalwegs convergent vers 1400 m de profondeur et le système entier semble disparaitre vers 1700 m de profondeur.

2. LES PARAMETRES MORPHOMETRIQUES CARACTERISANT LES CANYONS SOUS-MARINS

L'ensemble des données utilisées pour cette partie ne pouvant être inclus dans ce travail, des Annexes comportent toutes les « cartes d'identité » des canyons regroupant tous leurs caractéristiques morphométriques. Ces cartes d'identité seront régulièrement utilisées dans les parties suivantes afin d'illustrer la description des systèmes de canyons.

L'étude morphométrique des canyons se base sur les paramètres suivants :

2.1. La ramification

La ramification est un paramètre similaire à la « dendricité » d'un canyon, la différence étant que le premier nommé est exprimé en degré et que le second est en nombre de tributaires par km^2. Ce paramètre de ramification a été choisi car il rend compte à la fois de la « dendricité » et de la complexité hiérarchique des tributaires de manière plus visuelle et qualitative.

L'étude de la hiérarchisation des différents tributaires des canyons sous-marins peut s'effectuer de deux manières différentes. Une première façon consiste à définir un degré de ramification qui augmente en fonction de chaque bifurcation de thalweg (A – Figure 6-2). Une autre manière consiste à définir un degré de ramification évoluant suivant l'importance d'un thalweg sur un autre, en terme de paramètres morpho-bathymétriques (B – Figure 6-2).

Bien que les méthodes utilisées pour obtenir le degré de ramification des canyons s'appuient sur différents paramètres, on observe que le résultat final est sensiblement le même. En effet, dans les deux cas, le maximum du degré de ramification se trouve dans la même zone (Figure 5-9), bien que dans la première méthode le maximum de ramification atteint un degré 8 alors que dans la

seconde méthode il atteint un degré 5. Pour ce travail, une même méthode a été appliquée pour tous les canyons et le degré de ramification est utilisé de façon relative, pour comparer les canyons. Ce degré de hiérarchisation des tributaires permet d'appréhender la complexité et la structure globale des systèmes de canyons, et pourrait ainsi contribuer à l'étude de leur différents stades d'évolution.

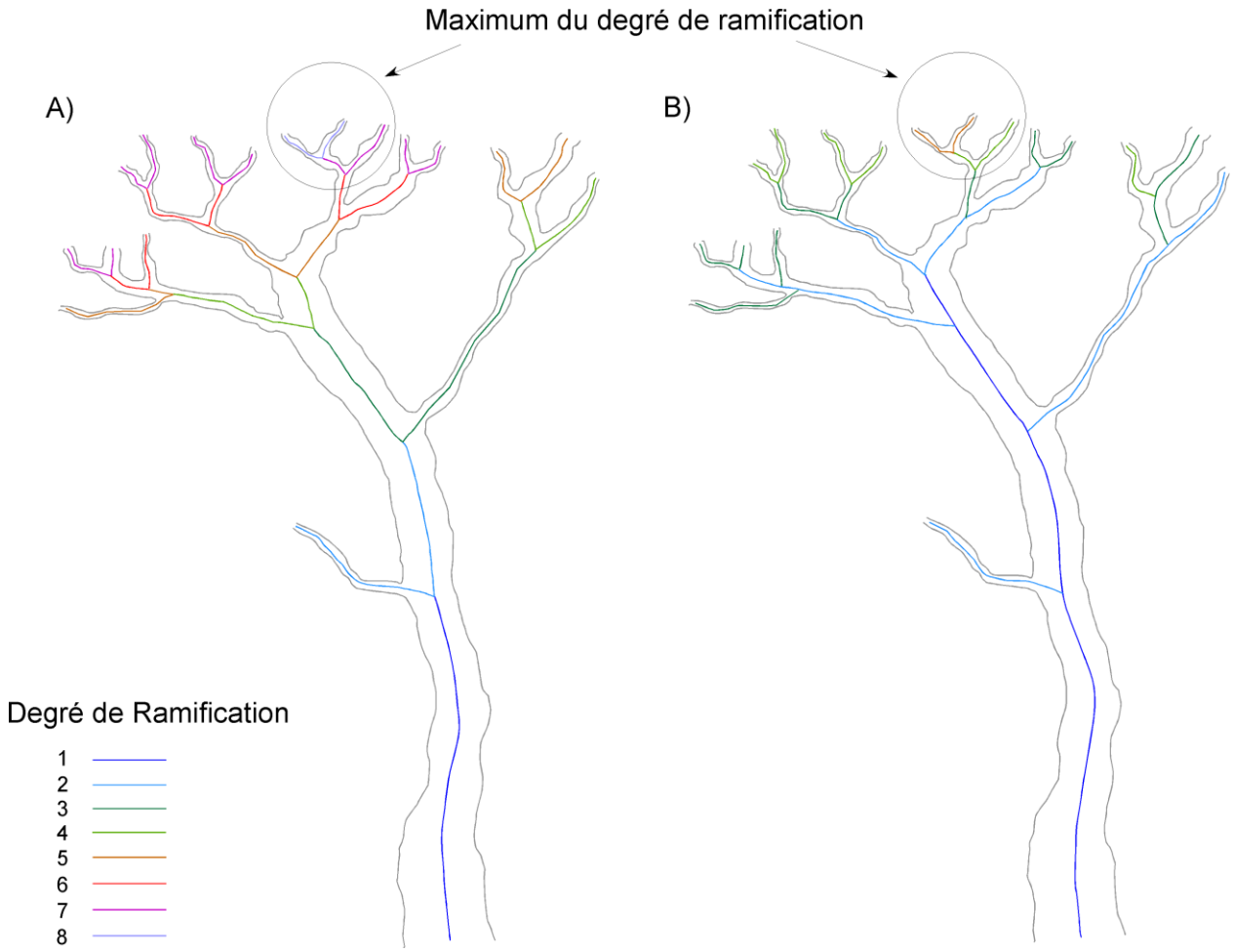


Figure 6-2 : A) Degré de ramification associé à chaque bifurcation des tributaires du canyon. B) Degré de ramification associé la prédominance d'un tributaire sur les autres.

Dans cette étude, je me baserai sur la méthode du degré de ramification associé à la prédominance d'un tributaire sur les autres (B-Figure 6-2) car elle donne une plus grande importance aux paramètres morpho-bathymétriques des thalwegs (largeur, profondeur, présence de knickpoints…).

2.2. Le profil longitudinal du thalweg

Le profil longitudinal ou topographique du thalweg du canyon rend compte de sa forme et représente son évolution suivant une distance et une profondeur. Il permet d'analyser et de discriminer le type de profil (concave, convexe ou linéaire) caractérisant le canyon (Figure 6-3). Il permet également d'évaluer la longueur du canyon et la profondeur atteinte sur la pente continentale.

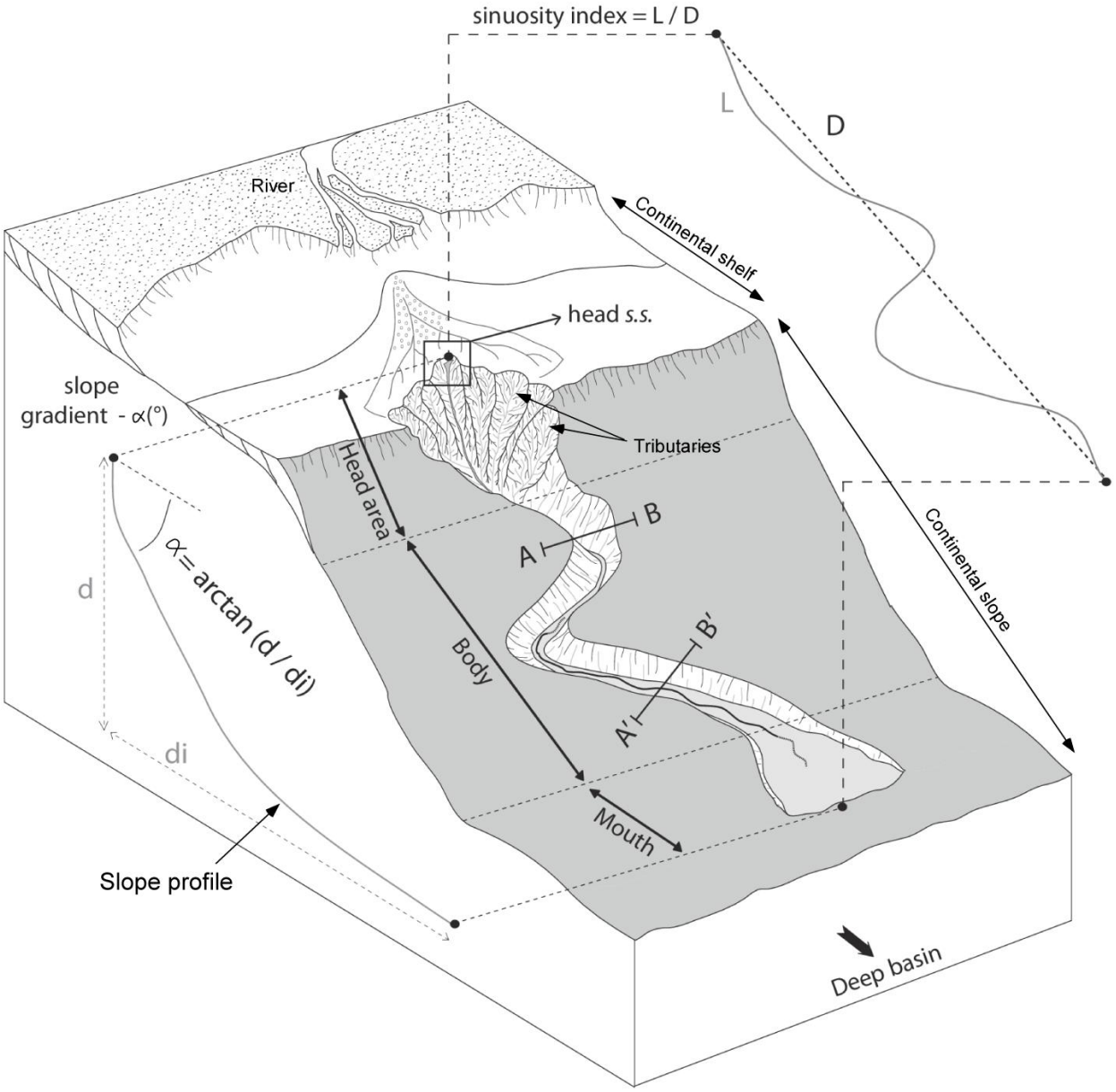


Figure 6-3 : Schéma illustrant les paramètres morphométriques étudiés : le profil longitudinal, le gradient de pente et l'indice de sinuosité.

2.3. Le gradient de pente du thalweg

Le gradient de pente ou inclinaison (α) se mesure à partir du profil longitudinal du thalweg. Il rend compte de l'inclinaison du thalweg par rapport à l'horizontale (Figure 6-3). Il se calcule entre deux points par l'arc-tangente du rapport entre la profondeur (d) et la distance (di) :

$$\alpha = \arctan\left(\frac{d}{di}\right), \text{ exprimé en degré (°).}$$

2.4. L'indice de sinuosité du thalweg

La sinuosité ou indice de sinuosité du thalweg est le rapport entre la longueur curviligne du thalweg (L) et la distance en ligne droite (D) entre deux points (Figure 6-3). Sa valeur varie entre 1 (cas d'une ligne droite) et l'infini (cas d'une boucle fermée). Un thalweg simple est considéré rectiligne lorsque l'indice de sinuosité est inférieur à 1,3 et sinueux et méandriforme pour des valeurs supérieures à 1,3.

$$Indice\ de\ sinuosité = \frac{L}{D}, \text{ exprimé sans unité.}$$

2.5. Les profils transverses des canyons

Le profil transverse d'un canyon en un point est le profil topographique établi perpendiculairement à la direction du thalweg. Il rend compte de la morphologie en V ou en U, de la présence de terrasses ou d'incisions axiales (Figure 6-4).

2.6. La largeur du thalweg et la largeur du canyon

On définit la largeur du thalweg, en un point, comme le fond du canyon délimité par la base de ses deux flancs (Figure 6-4). Cette largeur est ainsi plus évidente à définir sur des morphologies de canyon en U. La largeur du canyon, en revanche, est en un point la largeur entre les interfluves du canyon (Figure 6-4). Un interfluve est considéré comme non affecté par l'érosion, et reflète le « véritable » profil de la pente continentale (Spinelli et Field, 2001 ; Mitchell et Huthnance, 2007).

2.7. La profondeur d'incision du canyon

La profondeur d'incision du canyon correspond en un point à la hauteur des flancs du canyon, donc à la distance entre le point le plus bas du canyon (thalweg) et le point le plus haut l'interfluve du canyon (Figure 6-4).

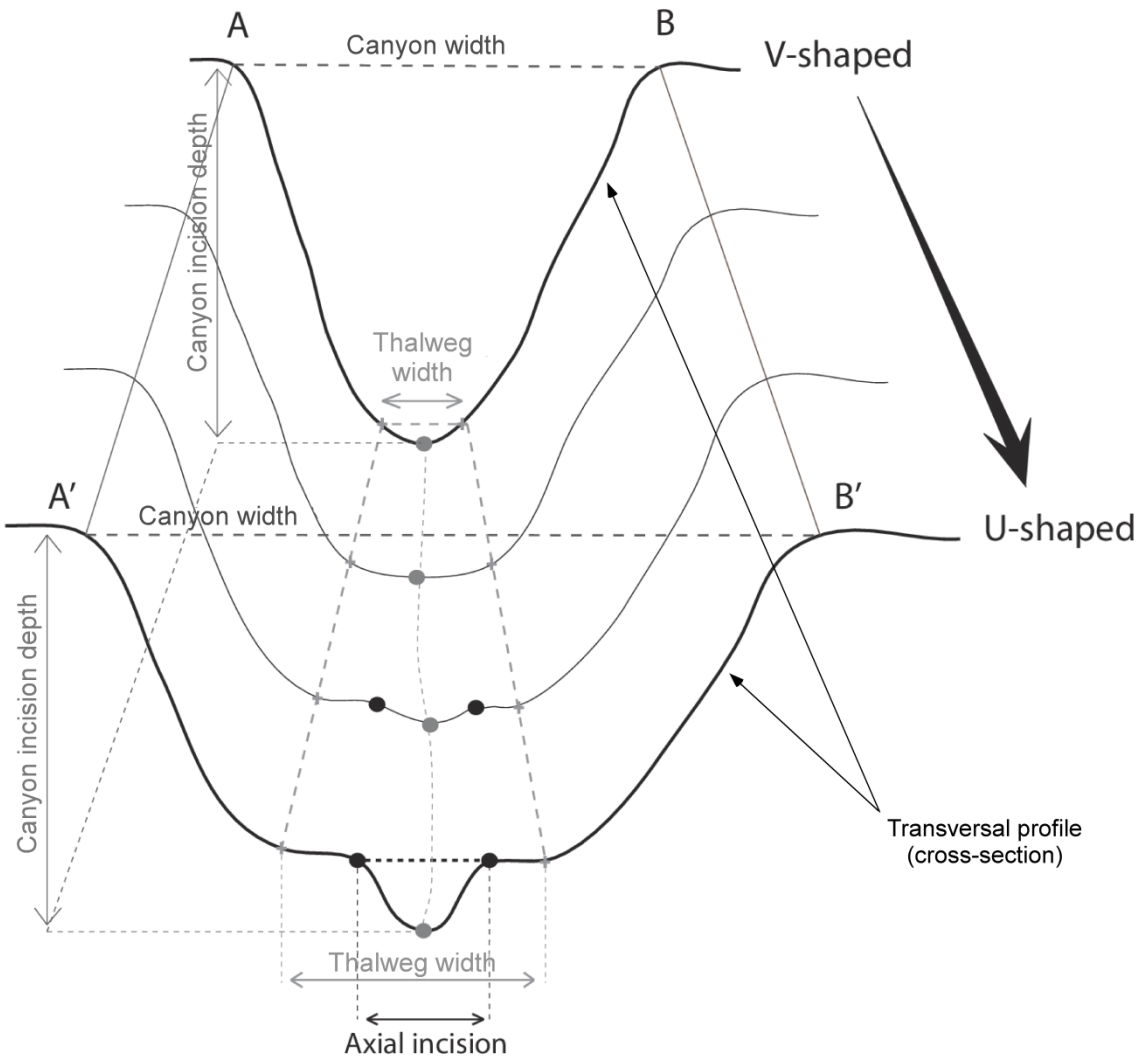


Figure 6-4 : Schéma illustrant les paramètres morphométriques étudiés : le profil transversal, la profondeur d'incision du canyon, la largeur du canyon et du thalweg.
(Voir la localisation de l'illustration sur la Figure 5-4).

3. LES TROIS GRANDS TYPES DE SYSTEMES DE CANYONS

Sur la Marge Calabro-Ionienne, on observe que tous les systèmes de canyons n'ont pas le même degré de ramification. Certains systèmes de canyons n'excèdent pas les degrés 6-7 dans les zones des têtes (absence de degré 8 de couleur bleue, Figures 6-5 et 6-6). D'autres systèmes de canyons, en revanche, semblent présenter une hiérarchisation bien plus développée de leurs tributaires, présentant ainsi des degrés de ramification maximums de l'ordre de 8-9-10 dans la zone de leur tête (couleur bleu, Figures 6-5 et 6-7). Enfin, d'autres canyons sont isolés sur la marge, et ne font pas partie d'un système. Ils présentent un degré de ramification maximum très peu élevé, de l'ordre de 3 (couleur marron, Figures 6-5 et 6-8).

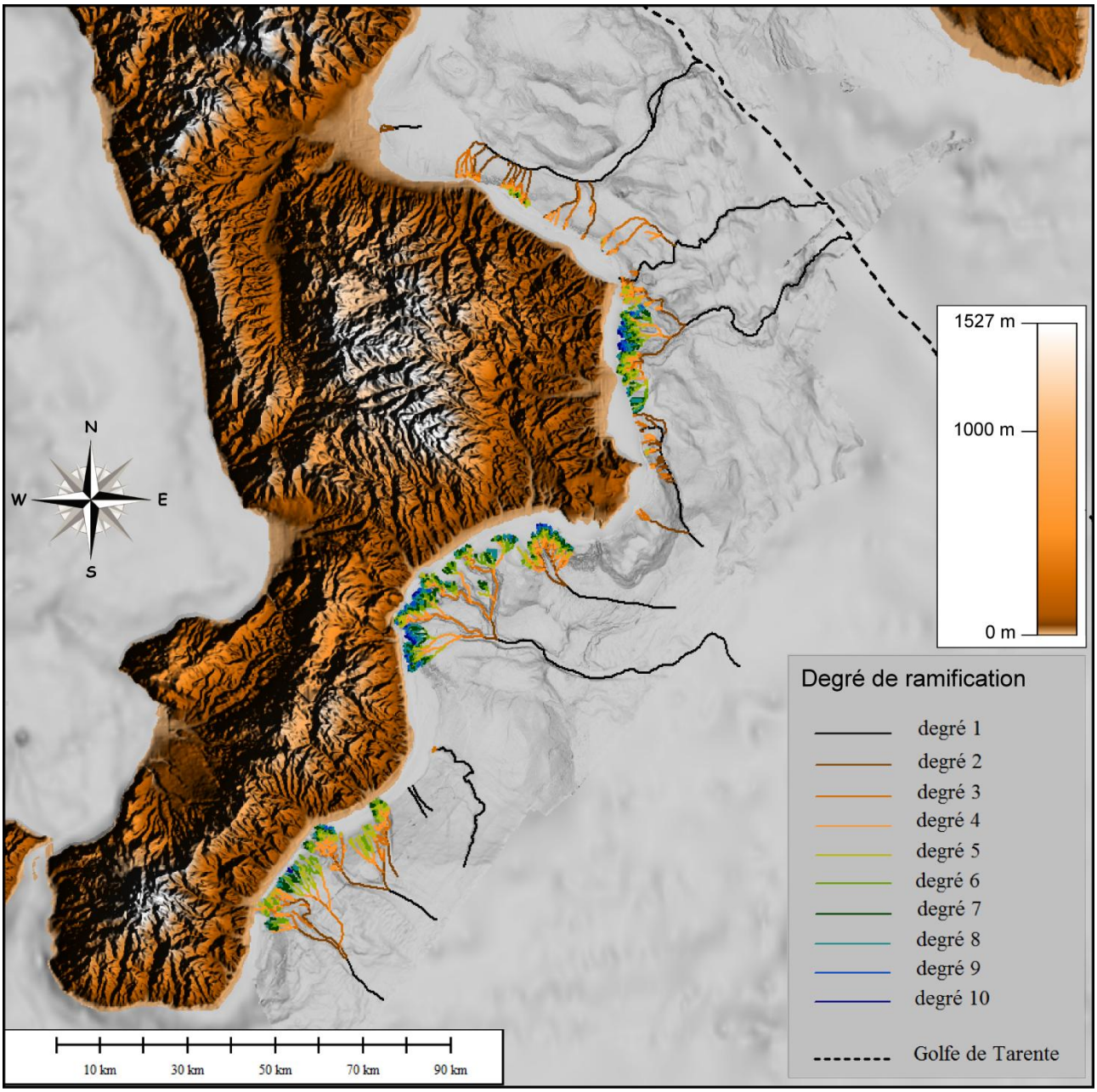


Figure 6-5 : Carte bathymétrique globale illustrant les degrés de ramification des systèmes de canyons.

En regardant plus en détails, on remarque qu'en plus d'une différence dans le degré maximum de ramification, les systèmes de canyons présentent une architecture de leur ramification différente (Figures 6-6 et 6-7). En effet, les systèmes de canyons présentant un degré maximum de ramification relativement peu élevé comportent un thalweg de degré 1 qui prédomine largement dans le système (en noir ; Figure 6-5). Ce thalweg se positionne très haut sur la pente continentale supérieure et peut être très proche de la bordure du plateau continental, atteignant ainsi des profondeurs d'eau de l'ordre de 170-270 m. Dans ce cas, la jonction entre les nombreuses ramifications secondaires (degré 2) et thalweg principal (degré 1) se fait principalement sur un seul côté et sur toute la longueur du thalweg de degré 1 (Figure 6-6).

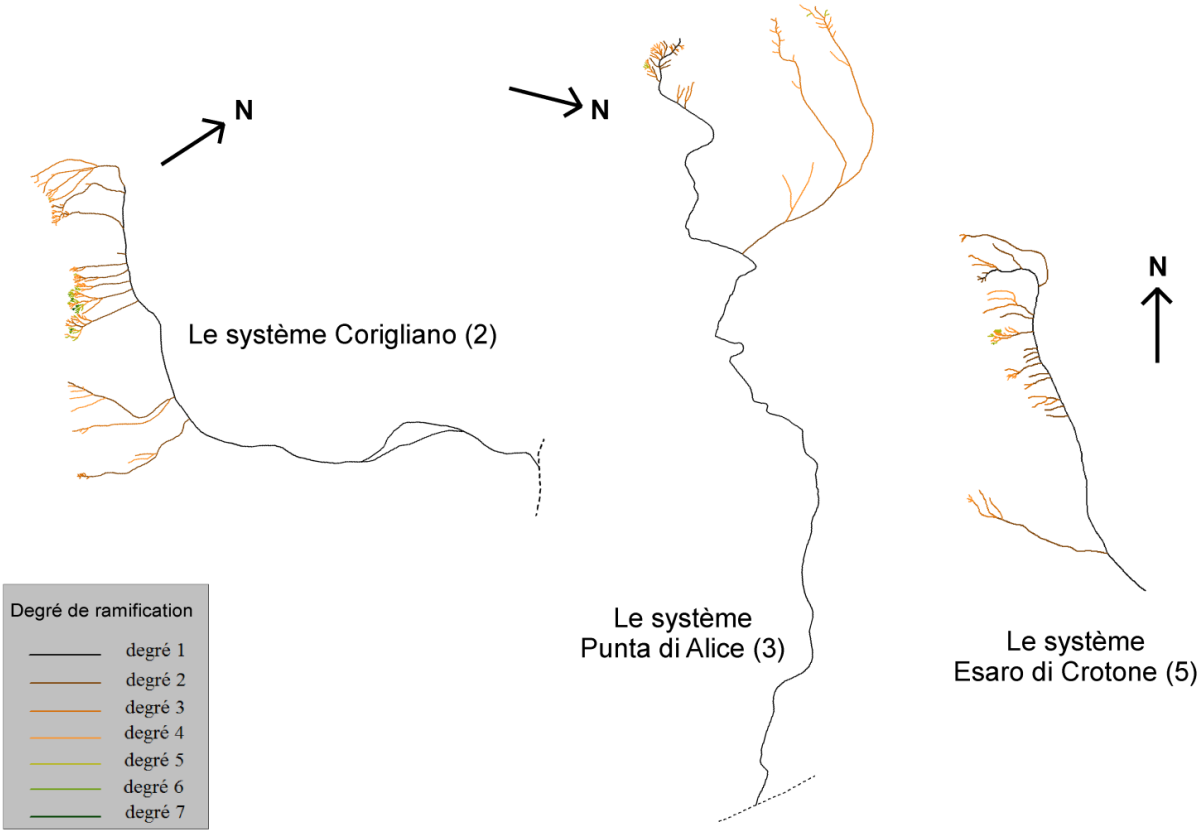


Figure 6-6 : Systèmes de canyons dont la ramification est peu élevée et présentant un degré 1 relativement prédominant dans le système. Les numéros correspondent aux numéraux des systèmes ; voir leur localisation sur la Figure 5-8.

Les systèmes de canyons présentant un degré de ramification maximum plus élevé (de l'ordre de 9-10) ont un thalweg de degré 1 occupant une place moins prépondérante dans le système. En effet, ce dernier n'est développé que dans la partie inférieure de la pente continentale, à des profondeur d'eau de 800-1150 m. Les ramifications secondaires (degré 2), dans ce cas, se rejoignent à l'extrémité amont du thalweg de degré 1, générant ainsi une toute autre configuration du système que celle vue précédemment (Figure 6-7). Observons tout de même que le nombre de tributaires de degré 2 de chaque système est supérieur à deux.

Enfin, nous observons un cas particulier de canyons ne faisant aucunement partie d'un système de canyons, mais étant isolés sur la marge (Figure 6-8). Ces canyons comportent donc les trois parties tête, corps et embouchure. Par comparaison aux systèmes de canyons vus précédemment, ces canyons sont de plus petite taille. Le degré de ramification maximum des têtes de canyons n'excède pas 3 (Figure 6-8). Le degré 1 du canyon comporte alors autant le corps que l'embouchure.

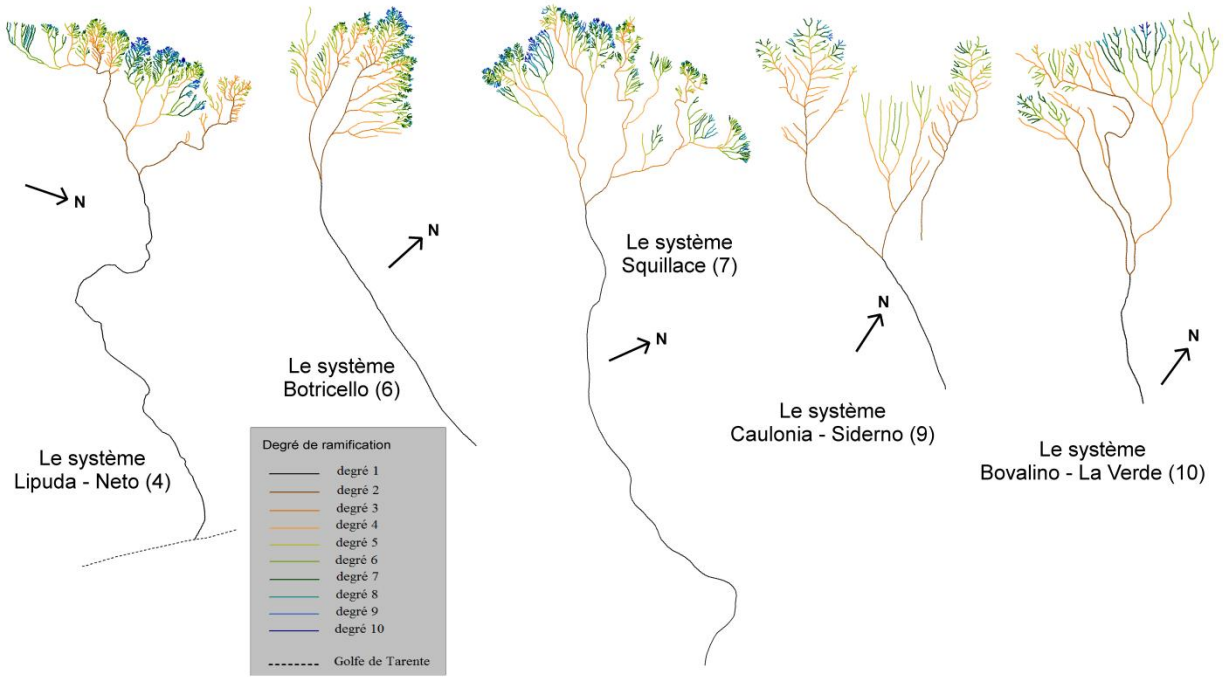


Figure 6-7 : Systèmes de canyons dont la ramification est élevée et présentant un degré 1 relativement peu prédominant dans le système. Les numéros correspondent aux numéraux des systèmes ; voir leur localisation sur la Figure 5-8.

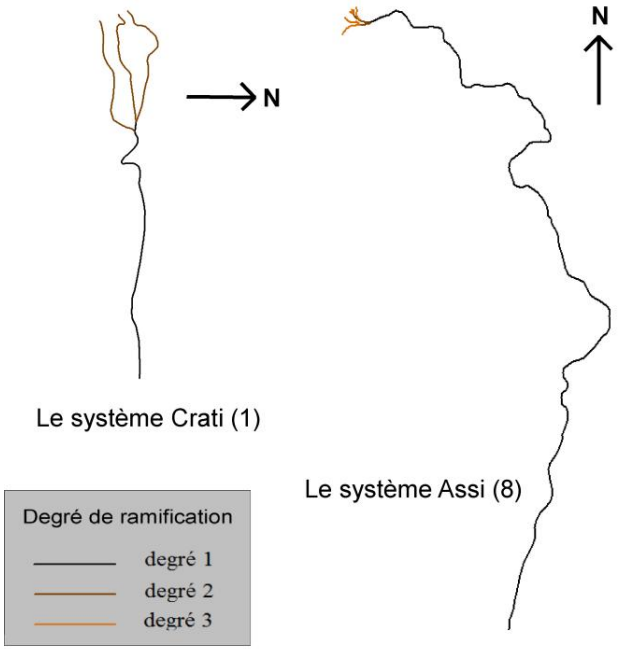


Figure 6-8 : Systèmes de canyons isolés sur la marge dont la ramification est très peu élevée. Les numéros correspondent aux numéraux des systèmes ; voir leur localisation sur la Figure 5-8.

Sur la base de l'agencement des canyons et de leur degré de ramification, j'ai discriminé trois types de systèmes de canyons (Figure 6-9) :

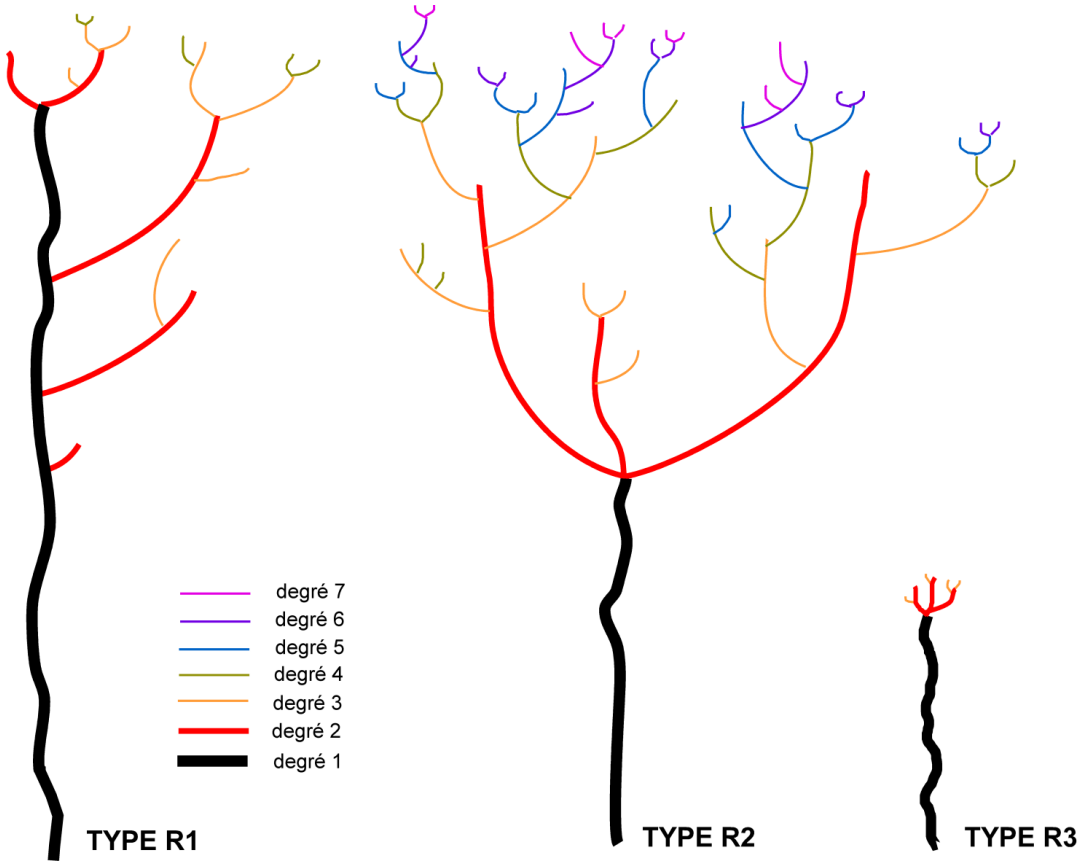


Figure 6-9 : Les trois types de systèmes de canyons fonction de la ramification, présents sur la Marge Calabro-Ionienne.

(1) **le type R1** a un degré de ramification global relativement faible. Il se compose d'un « thalweg » ou « conduit » principal de degré 1 sur lequel se ramifient de nombreux tributaires secondaires (degré 2), majoritairement d'un seul côté et sur toute la longueur du thalweg principal (Figure 6-9). Ceci lui confère une forme générale de « râteau ». On trouve dans le type R1 les systèmes Corigliano, Punta di Alice dans le segment Nord et Esaro di Crotone dans le segment Sud.

(2) **le type R2** a un degré de ramification global relativement élevé. Il comporte, en effet, un thalweg principal de degré 1 sur lequel convergent à son extrémité amont au minimum deux tributaires de degré 2. Ceci lui confère une forme générale en « arborescence ». Chaque tributaire de degré n présente une organisation similaire avec des tributaires de degré n+1 (Figure 6-9). On

trouve dans le type R2 les systèmes Lipuda-Neto, Botricello, Squillace, Caulonia-Siderno et Bovalino-La Verde.

(3) **le type R3** a un degré de ramification très peu élevé, au maximum de 3 (Figure 6-9). Il correspond à des canyons isolés sur la marge, ne faisant pas partie d'un système de canyons Il représente les canyons *s.s.* isolés, avec une distinction tête-corps-embouchure. Ce type de canyons présente des dimensions plus petites que les systèmes précédents. On trouve dans le type R3 les canyons Crati et Assi.

En se basant sur la cadre régional de la Marge Calabro-Ionienne, il apparait clairement que ces grands types de systèmes n'ont pas de position préférentielle claire sur la marge. Bien que nous le verrons plus en détails lors de l'analyse morpho-bathymétrique, nous pouvons déjà distinguer que :

- Les systèmes Corigliano (2) et Punta di Alice (3) du type R1 présentent une direction générale Ouest-Est (Figure 6-1). Ils se positionnent dans le segment Nord de la marge, dans le Golfe de Tarente, et se connectent dans la Vallée de Tarente. Le système Esaro di Crotone (5) du type R1 présente une direction générale Nord/Sud. Il est localisé sur le haut structural Rizzuto, dans le segment Sud de la marge, et semble se terminer à sa base.

- Les systèmes Botricello (6), Squillace (7), Caulonia-Siderno (9) et Bovalino-La Verde (10) du type R2 présentent une direction générale Nord-Ouest / Sud-Est (Figure 6-1). Ils se positionnent dans les deux Golfes (de Squillace pour les systèmes 6 et 7, et de Caulonia-Siderno pour les systèmes 9 et 10) du segment Sud de la marge. Ils semblent se terminer dans le bassin d'avant-arc Crotone-Spartivento, sur la pente continentale inférieure. Le système Lipuda-Neto (4) appartient au type R2, mais se trouve dans le segment Nord de la marge, à la transition avec le segment Sud. Il se connecte donc à la Vallée de Tarente en aval, et présente une direction générale Ouest-Est, comme les systèmes 2 et 3 du type R1.

- Le système Assi (8) du type R3 présente une direction générale Nord/Sud (Figure 6-1). Il est localisé sur le haut structural Stilo dans le segment Sud de la marge, et semble se terminer à sa base. Le système Crati (1) du type R3 présente une direction générale W/E et se positionne dans le Bassin Corigliano.

Avant d'initier l'analyse des différents types de systèmes de canyons, pour lesquels seul le système le plus significatif sera détaillé, je vais tout d'abord décrire les principaux éléments architecturaux rencontrés dans ces systèmes. Nous verrons ainsi les différents types de configurations et morphologies de têtes de canyons, mais aussi les formes de fonds, les terrasses, les *knickpoints* ou encore les cicatrices d'arrachement, caractérisant les canyons sous-marins.

4. CONFIGURATION ET MORPHOLOGIE DES TETES DES CANYONS

En se basant sur leur position sur la pente continentale et sur leur possible connexion avec un système subaérien, il a été possible de déterminer trois grands types de configurations de têtes de canyons (TC1, TC2 et TC3) sur la Marge Calabro-Ionienne. (Figure 6-10) :

TC1 : les têtes de canyons sont confinées sur la pente continentale, sans relation avec le plateau continental (en rouge, Figure 6-10),

TC2 : les têtes de canyons incisent profondément le plateau mais ne possèdent aucune connexion directe avec un système fluviatile subaérien (en vert, Figure 6-10),

TC3 : les têtes de canyons incisent profondément le plateau continental et ont une connexion directe avec un système fluviatile subaérien (en bleu, Figure 6-10).

Dans certains cas, les têtes de canyons, et notamment leur limite en amont, sont peu visibles, voire totalement invisibles du fait d'un manque de données bathymétriques sur le plateau continental. Cette configuration de canyons sera annotée « indéfinis » (en noir, Figure 6-10).

Dans le segment Sud de la Marge Calabro-Ionienne, les têtes de canyons confinées à la pente continentale (TC1) se répartissent en grande partie sur le pourtour des hauts structuraux, comme les systèmes de canyons Esaro di Crotone (5, Figure 6-10) et Assi (8-Figure 6-10) sur les hauts structuraux Rizzuto et Stilo respectivement. Dans le segment Nord de la marge, les têtes de canyons confinées à la pente continentale sont associées aux tributaires secondaires du système Punta di Alice (3-Figure 6-10). Elles sont localisées là où le plateau continental est le plus large, entre les deltas du Trionto et le cap Cirò.

Les têtes de canyons incisant le plateau continental mais ne possédant aucune relation directe avec un système fluviatile subaériens (TC2) sont avec la configuration précédente les configurations les moins représentées parmi les neufs grands systèmes de canyons identifiés de la marge. On retrouve cette configuration majoritairement dans le segment Sud : dans le système Botricello dans le Golfe de Squillace (6-Figure 6-10), là où les hauts structuraux sont absents et où le plateau continental est le plus large, et associée au plus grand tributaire Sud du système Bovalino-La Verde (10-Figure 6-10), là où le plateau continental commence à s'élargir vers le Sud. Dans le segment Nord, elle est rattachée aux tributaires secondaires situés les plus au Sud du système Corigliano (2-Figure 6-10).

Enfin, les têtes de canyons incisant le plateau continental et pouvant être en relation directe avec un système fluviatile subaérien (TC3) représentent la majorité des systèmes de canyons de l'étude. Cette configuration concerne essentiellement les systèmes majoritairement les plus grands : le système Corigliano (2), le système Punta di Alice (3), le système Lipuda-Neto (4), le système Squillace (7), le système Caulonia-Siderno (9) et le système Bovalino-La Verde (10). On observe cependant que le plus petit système de la marge, le système Crati (1), possède également cette

configuration de tête. Celle-ci se retrouve plus exactement là où le plateau continental est étroit (dans les golfes et au niveau des deltas de fleuves) ou inexistant (Bassin Corigliano).

En conclusion, nous pouvons dire que les têtes de canyons confinées à la pente continentale caractérisent les systèmes de canyons qui se mettent en place sur des hauts structuraux et/où dans des zones de plateau continental relativement large. Les têtes de canyons non directement connectées avec un fleuve mais érodant le plateau continental sont localisées dans les golfes présentant un large plateau continental. Enfin, les têtes de canyons incisant le plateau continental et en connexion directe avec un système subaérien sont localisées dans les golfes ou au niveau de deltas, dans des zones présentant un plateau continental étroit, ou absent comme dans les bassins sédimentaires.

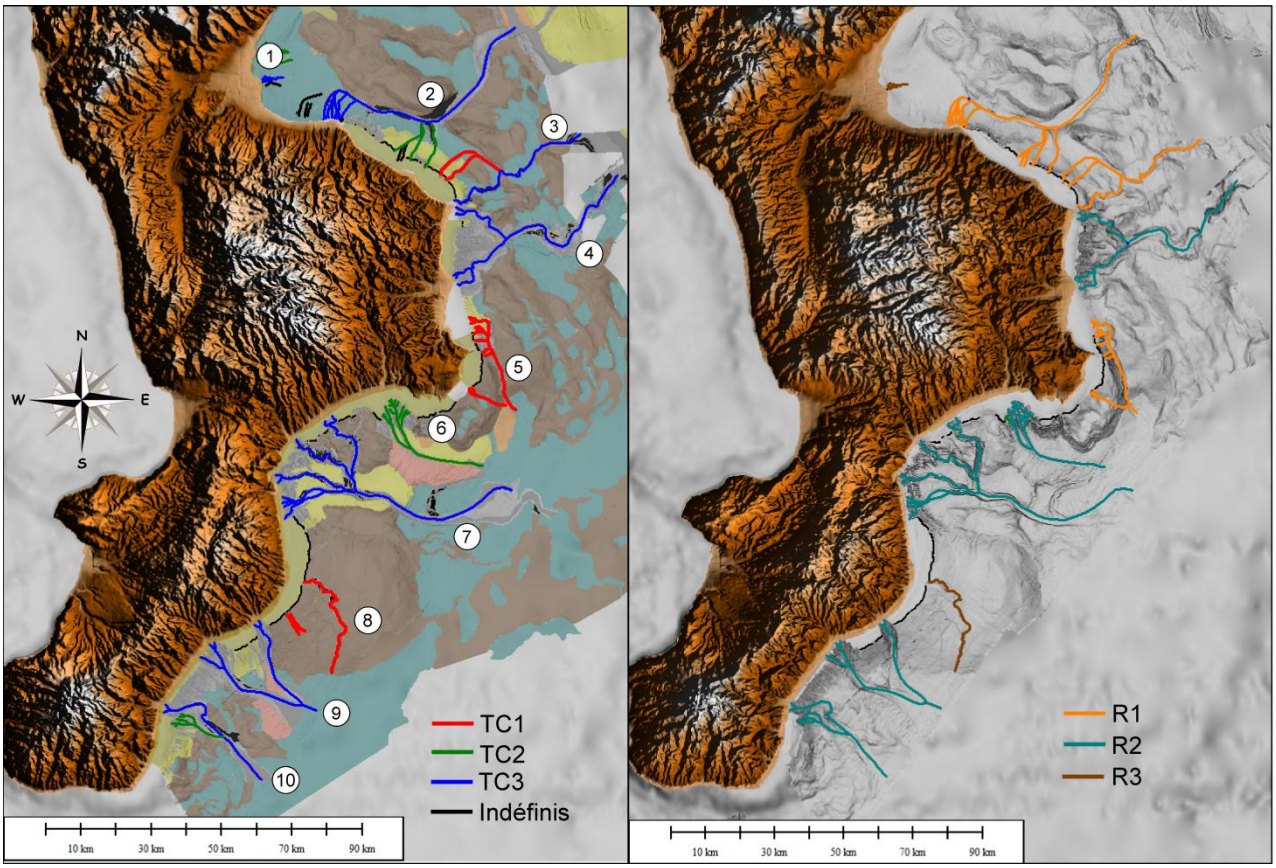


Figure 6-10 : A gauche : carte des configurations des têtes des neuf systèmes de canyons. A droite : carte des différents types de systèmes de canyons (types de ramification).

Les seules relations évidentes entre les configurations des têtes de canyons et le type de canyons selon la ramification sont : (1) les canyons confinés à la pente continentale sont ou font partie de systèmes de type R1 (ramification en râteau) et de type R3 (canyon isolé sur un haut structural). (2) Les canyons incisant le plateau continental et ayant ou n'ayant pas de connexion directe avec un système subaérien présentent autant un système ou une partie de système du type R2

(ramification en arborescence) et de système R1 (ramification en râteau), mais aussi le type R3 (canyon isolé dans un bassin sédimentaire).

En plus de présenter des positions différentes sur la marge, les têtes de canyons peuvent présenter différentes morphologies. L'analyse morpho-bathymétrique de la Marge Calabro-Ionienne a permis de mettre en évidence trois grands types de morphologies (Figure 6-11) : le type T1 dit « en ruban », le type T2 dit « en grappe » et le type T3 dit « en entonnoir ». Je développerai, lors de la description de chaque système, les caractéristiques quantitatives et qualitatives plus précises de ces morphologies.

Le « type T1 » est la morphologie la plus simple. Elle ne laisse pas une empreinte très marquée dans la morphologie de la pente continentale car l'incision reste modeste. Cette morphologie est généralement associée à de petits canyons, voire des *gullies* et associée aux systèmes de canyons de type R3 ou aux canyons tributaires de systèmes de type R1. La tête ne correspond pas à un vrai conduit érosif comportant un thalweg central bien marqué, mais plutôt à un sillon. Le type T1 peut être simple, avec un seul sillon (T1a) ou plus complexe avec des ramifications (T1b) (Figure 6-11). Dans les deux cas, on observe que très rarement des cicatrices d'arrachement sur les flancs de la tête du canyon.

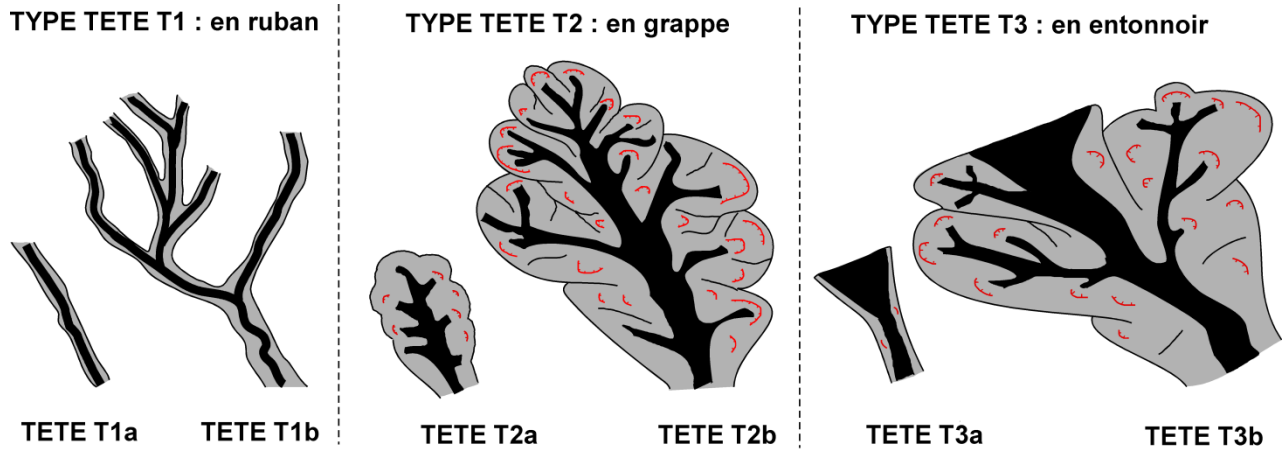


Figure 6-11 : Trois grands types de morphologies de têtes de canyons et leurs sous-types : le type T1 dit « en ruban », le type T2 dit « en grappe » et le type T3 «dit « en entonnoir ».

Le « type T2 » est une morphologie dite « en grappe » (Figure 6-11). Deux sous-types principaux ont été discriminés : « T2a » est de plus petite taille, moins ramifié, et est peu associé à des processus de mouvements en masse, reconnaissables par les cicatrices d'arrachement. On observe cette morphologie surtout dans les systèmes de canyons de type R1. « T2b » est une morphologie plus complexe, de plus grande dimension et présentant davantage de ramifications et

de cicatrices de processus de mouvements en masse. On la retrouve dans les systèmes de canyons de type R2 (Figure 6-11).

Le « type T3 » est une morphologie dite « en entonnoir » (Figure 6-11). Le thalweg principal, le plus haut sur la pente ou le plateau continental s'élargit vers la ligne de côte. On observe également pour ce type, un sous-type plus simple T3a et un plus complexe T3b (Figure 6-11). En plus des dimensions plus grandes de T3b, la ramification et le nombre de processus de déstabilisation sont aussi plus grands que dans T3a. On retrouve généralement T3a associé à de petits tributaires de système de canyons de type R1. En revanche, T3b est observé dans les systèmes de type R2.

Bien que les données bathymétriques puissent parfois ne pas couvrir la limite amont des têtes, la distinction entre les trois types de têtes se fait plutôt aisément. Il convient de noter si le thalweg s'élargit à proximité de la ligne de côte, ou si la tête présente de nombreux tributaires et une ramification élevée ou si elles se rapprochent morphologiquement d'un *gully*.

De plus, comme nous l'avons vu précédemment, l'échofaciès dominant dans les canyons est de type V (hyperbolique) sur les flancs et de type VI (sourd) dans le thalweg. On retrouve systématiquement ces échofaciès dans les têtes de canyons les plus complexes, du type T2b et T3b. Celles-ci sont affectées par de nombreuses instabilités sur leurs flancs, possèdent de nombreux tributaires, ramifications, et sont généralement larges et très dendritiques.

Les têtes de canyons plus simples, T1, T2a et T3a, peuvent ne pas présenter d'échofaciès hyperboliques sur leurs flancs. Leur thalweg présente majoritairement un échofaciès sourd, caractéristique de la présence de dépôts grossiers. Certains thalwegs sont aussi caractérisés par un échofaciès IV (chaotique) et V (hyperbolique), caractéristiques de dépôts non structurés et pouvant être associés à des dépôts d'instabilités.

5. LES DIFFERENTES STRUCTURES MORPHOLOGIQUES ASSOCIEES AUX CORPS ET TETES DES CANYONS

Les corps des canyons, principaux ou tributaires, ainsi que les zones des têtes, peuvent présenter des architectures internes particulières. Les « objets » ou géométries les plus couramment observées sont les terrasses, les méandres, les cicatrices d'arrachement et les dépôts de transport en masse, les formes de fond et les *knickpoints*.

5.1. Les cicatrices d'arrachement

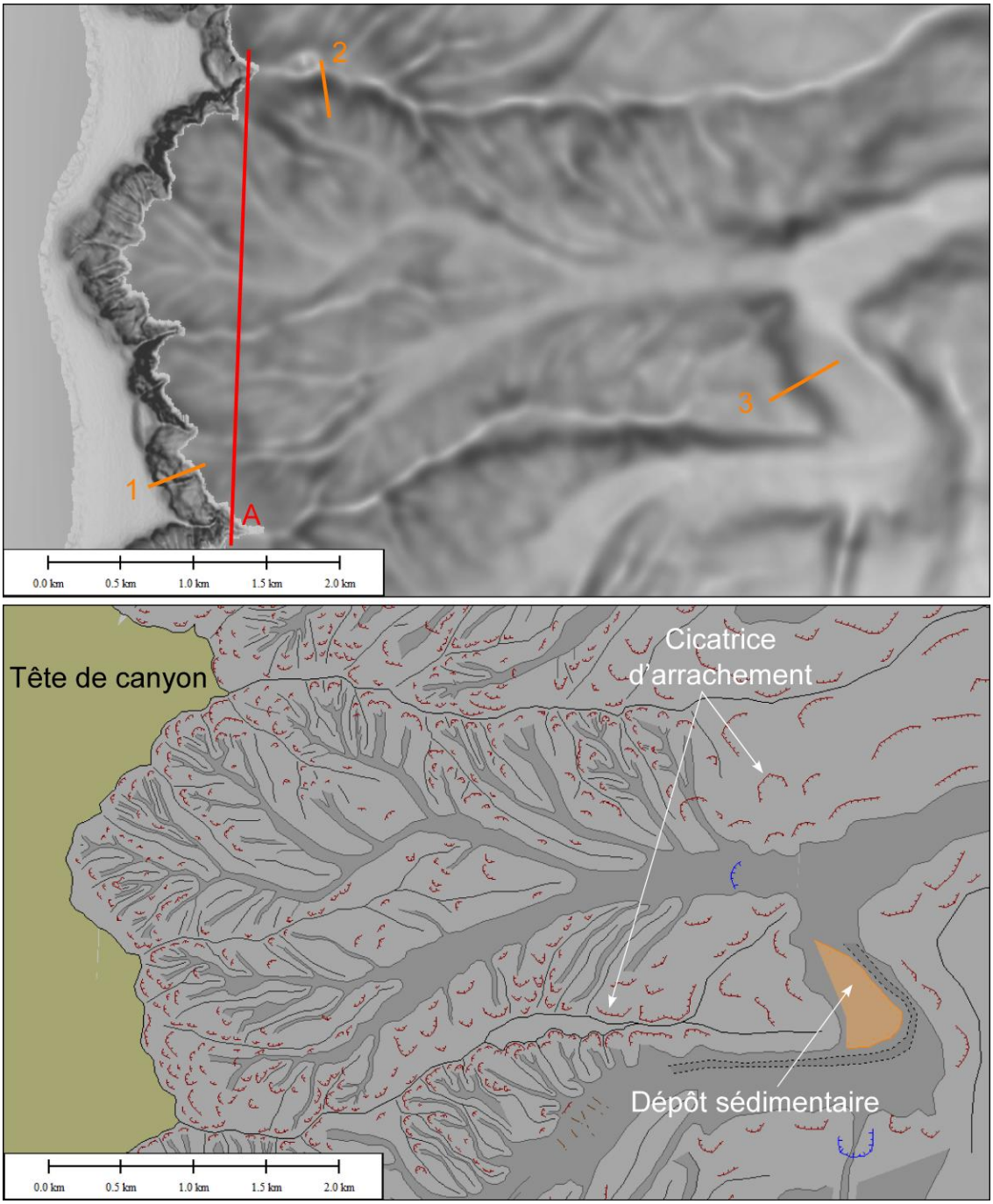


Figure 6-12 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique d'une tête de canyon sujettes à de nombreuses instabilités, reconnaissables par des cicatrices d'arrachement.

Les zones des têtes et les flancs des canyons sous-marins sont caractérisés par de nombreuses instabilités. Celles-ci sont morphologiquement caractérisées par des cicatrices d'arrachements (Figure 6-12). On observe que plus la tête du canyon est complexe, large et profonde, et présente de nombreuses ramifications et une dendricité élevée, plus elle sera associée à un grand nombre de

cicatrices d'arrachement. En d'autres termes, elles sont majoritairement associées à des têtes de type de T2b ou T3b. De même, les flancs des canyons les plus petits, associés à des têtes de canyons simples, de type T1, T2a et T3a, présentent beaucoup moins d'instabilités que les flancs des canyons plus complexes, plus larges et plus profonds.

Les cicatrices d'arrachement sont généralement semi-circulaires et peuvent être isolées ou composites (Figure 6-12). Elles présentent des dimensions d'une dizaine à plusieurs centaines de mètres de large et de plusieurs dizaines de mètres à une centaine de mètres environ de hauteur (Figures 6-12 et 6-13). Leur densité varie de quelques cicatrices d'arrachements à plusieurs dizaines par km^2. Elle dépend et rend compte des instabilités présentes dans une tête de canyons ou sur leurs flancs. Sur les profils Chirp, les instabilités dans les canyons sont souvent associées à un échofaciès hyperbolique, et les réflecteurs de certains dépôts sédimentaires peuvent présenter des troncatures d'érosion, caractéristique d'instabilités et de remobilisation de matériaux (Figure 6-13).

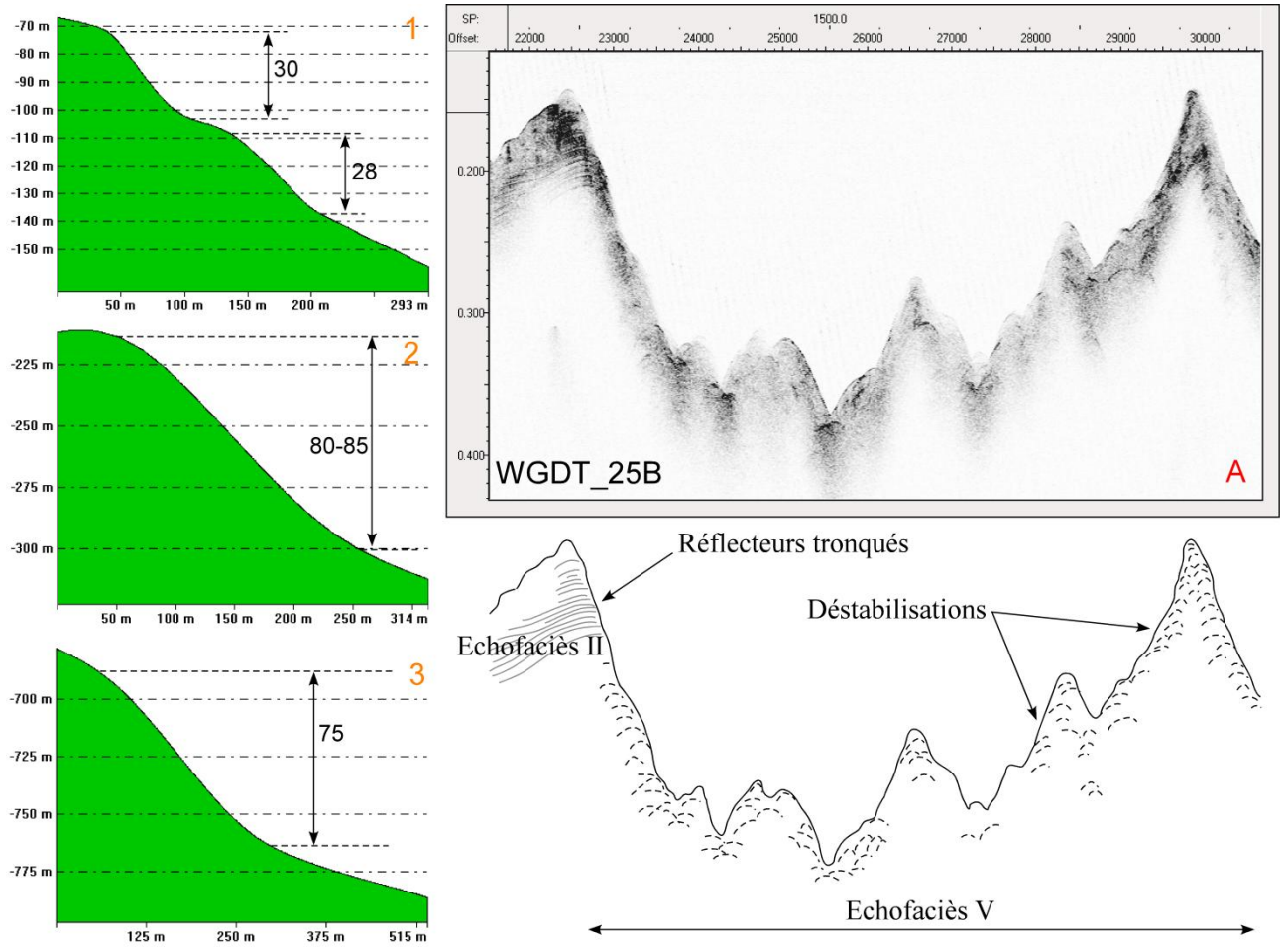


Figure 6-13 : Profils transverses à travers des cicatrices d'arrachement, et interprétation d'un profil Chirp à travers une tête de canyon présentant de nombreuses instabilités. Voir localisation sur la Figure 5-19.

5.2. Les formes de fond

Les canyons sous-marins peuvent présenter des structures modelant le fond de leur thalweg (Figure 5-19). Ces formes se présentent comme des ondulations perpendiculaires à la direction du thalweg (Figure 6-14). Elles sont présentent sur toute la largeur du thalweg ou sont plus confinées le long d'une bordure. Les crêtes de ces structures ont généralement une concavité orientée vers l'amont (Figure 6-14). Les dimensions et morphologies de ces ondulations sont très variables.

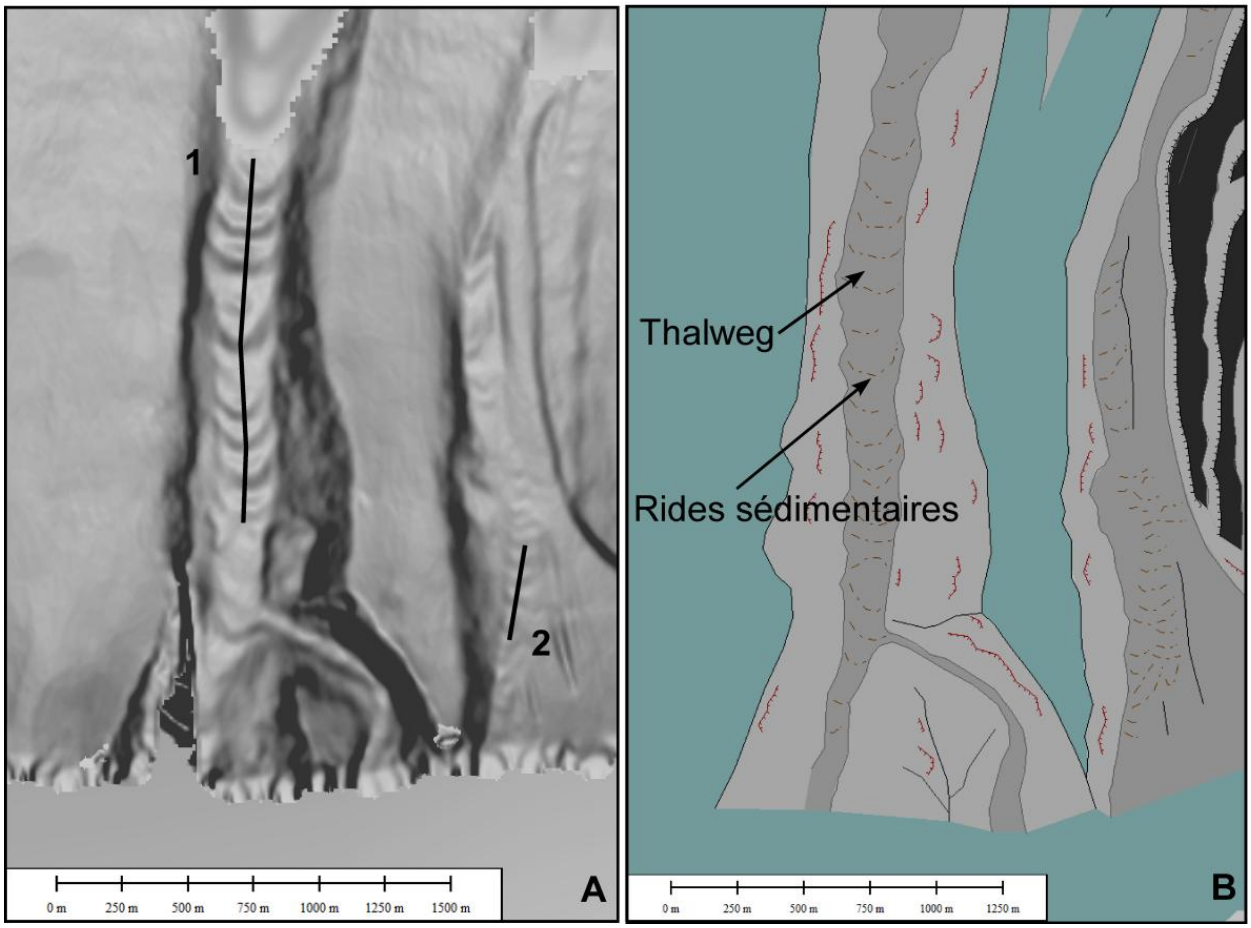


Figure 6-14 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique, dans les thalwegs des canyons Trionto.

En effet, les ondulations présentes sur toute la largeur du thalweg du canyon sont très bien marquées, de forme sigmoïdale (1 sur-Figure 6-15). En coupe transverses, elles sont asymétriques, leur flanc amont étant généralement plus court et plus pentu que le flanc aval et présentent une amplitude moyenne de 6-8 m (1 sur-Figure 6-15). La longueur d'onde moyenne des ondulations est de 110 à 140 m. On observe, cependant, d'autres formes de fond, plus petites et plus confinées dans le thalweg des canyons (2 sur-Figure 6-15). Les creux et les crêtes de ces ondulations sont moins marqués. En effet, le rapport longueur d'onde / amplitude de ces ondulations est deux fois plus élevées (~ 35 ; 1 sur-Figure 6-15) que pour les ondulations décrites précédemment (~ 17 ; 2 sur-Figure 6-15). Leur expression morphologique est donc plus petite. En coupe transverse, elles présentent un profil asymétrique voire quasi-symétrique (2-Figure 6-15). L'amplitude de ces formes

est d'environ 2 m tandis que leur longueur d'onde est de 60-80 m, soit, respectivement trois à quatre fois plus petite et presque deux fois plus petite que le premier exemple (Figure 6-15).

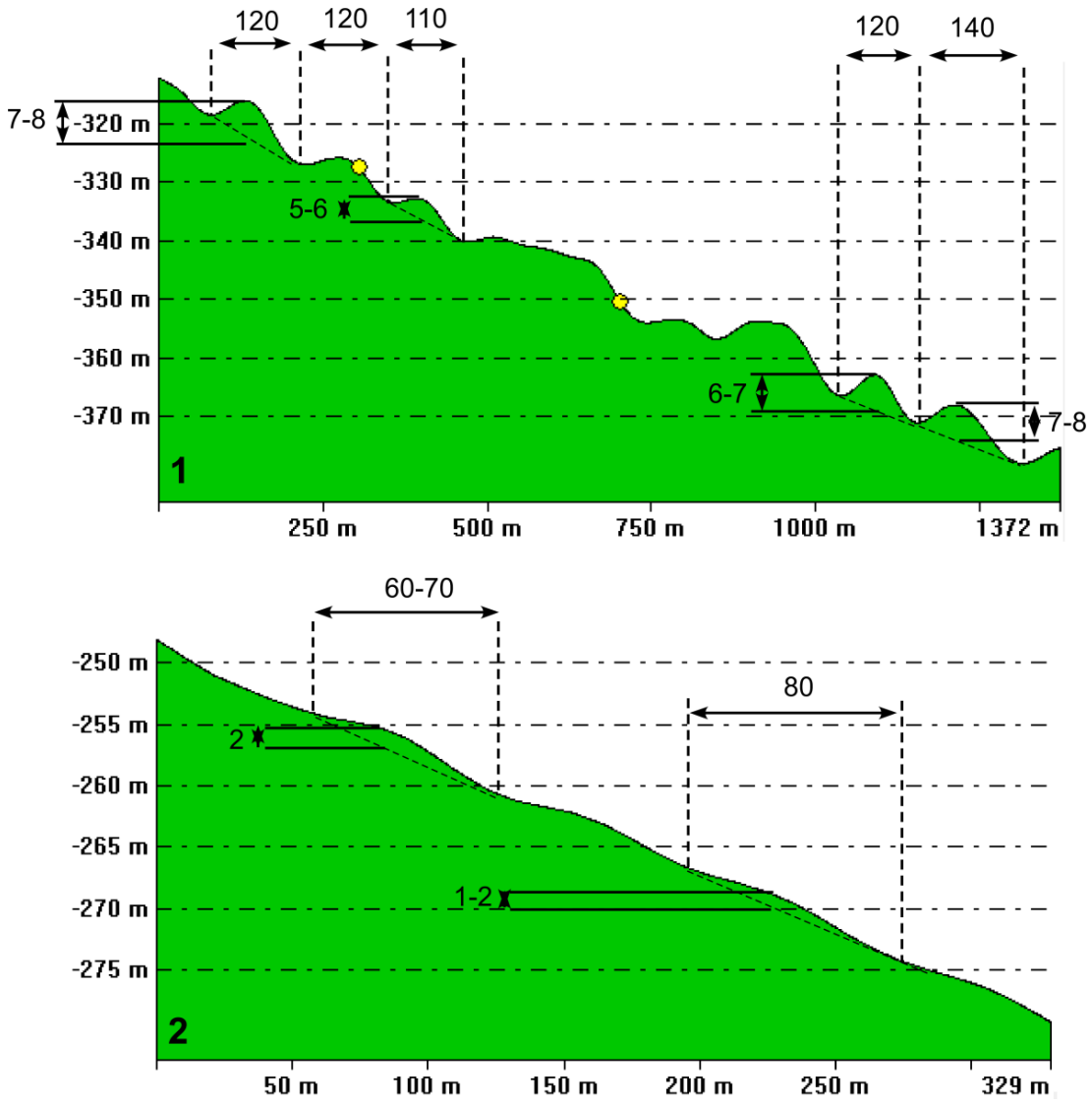


Figure 6-15 : Profils longitudinaux à travers des rides sédimentaires dans le thalweg des canyons Trionto. Voir localisation sur la Figure 6-14.

Par analogie avec les observations faites par Wynn et al. (2002), Arzola et al. (2008) et Lastras et al. (2011), ces structures sont interprétées comme des rides sédimentaires. D'une manière générale, le long d'un même canyon, si l'amplitude de ces rides semble rester constante, la longueur d'onde de celles-ci semble augmenter vers l'aval (Figure 6-14). Ceci peut être du au changement de résolution des données bathymétriques qui vers 150 m de profondeur passe de 5 à 10 m, et vers 400 m de profondeur passe de 10 à 20 m. Ce changement de longueur d'onde peut également être vrai et correspondre de la vitesse et de la charge particulaire des écoulements participant à leur construction (Wynn et al., 2002).

Les thalwegs des canyons présentant majoritairement des échofaciès sourd (type VI), il est impossible d'observer la structure interne de ces rides qui seraient composées de matériaux grossiers puisque le signal acoustique ne pénètre pas les dépôts sédimentaires sous-jacents.

5.3. Terrasses

Des morphologies en replats peuvent être observées sur les flancs des canyons. Elles peuvent être isolées ou imbriquées et présenter des dimensions différentes et des élévations différentes par rapport au fond des canyons. Ces structures sont similaires à celles décrites dans le canyon du Zaïre (Babonneau et al., 2004) ou du Cap Breton (Gaudin, 2006) et sont interprétées comme des terrasses.

On observe sur la Marge Calabro-Ionienne jusqu'à 5 niveaux de terrasses étagés à des altitudes différentes sur les flancs des canyons. Dans la suite de cette partie, le terme « génération » qualifiera un même niveau de terrasses observées à la même altitude au dessus du fond du canyon. On les retrouve dans les corps des canyons présentant une sinuosité élevée, dans les zones des têtes de canyons, ou encore plus rarement, à l'embouchure des systèmes de canyons ou à la jonction de corps de canyons plutôt rectilignes. Certains canyons sous-marins peuvent présenter des terrasses sur tout le long de leur thalweg, et d'autres n'en présentent que très peu, voire aucune.

5.3.1. Les terrasses dans les têtes de canyons

Les quelques terrasses observées dans les têtes de canyons sont majoritairement associées aux têtes de type T2b (Figure 6-16). Les terrasses se localisent sur les flancs de la tête, à des hauteurs pouvant atteindre plus d'une centaine de mètres. En effet, la première génération se situe à quelques centaines de mètres horizontalement à l'axe du thalweg et à une centaine à quelques centaines de mètres de hauteur du fond du thalweg (Figure 6-16). Les générations suivantes se situent toujours plus près à l'axe du thalweg de manière longitudinale et présentent une hauteur par rapport au fond du thalweg toujours plus petite. Elles s'organisent de manière générale parallèlement à la direction du thalweg (Figure 6-16). La première génération de terrasse est généralement moins marquée dans la morphologie de la marge et présente un replat avec une inclinaison plus élevée que celles des terrasses de deuxième et troisième générations (Figure 6-16). De plus ces dernières sont associées à la présence de cicatrices d'arrachements qui semblent relativement plus fraiches sur leurs flancs amont (Figure 6-16). Il semble que les terrasses de dernière génération soient donc relativement plus récentes que les premières. La formation de ces terrasses se fait donc de l'externe vers l'interne du canyon (Figure 6-16). Elles se positionnent entièrement sur le flanc des canyons et peuvent être très éloignées de l'axe du thalweg (Figure 6-16). On n'observe pas de trace évidente de la migration du thalweg dans la continuité de ces terrasses, et ne semblent pas avoir de relation latérale entres-elles. Ces terrasses ne sont donc pas associées à la formation de méandres. Leur association avec de nombreuses cicatrices d'arrachement pourrait avoir un impact direct. L'incision en profondeur du

canyon pourrait déstabiliser ses flancs qui à force de remise à l'équilibre génère des terrasses de différentes générations. L'évolution de ce type de terrasses semble être associée à l'évolution morphologique de la tête.

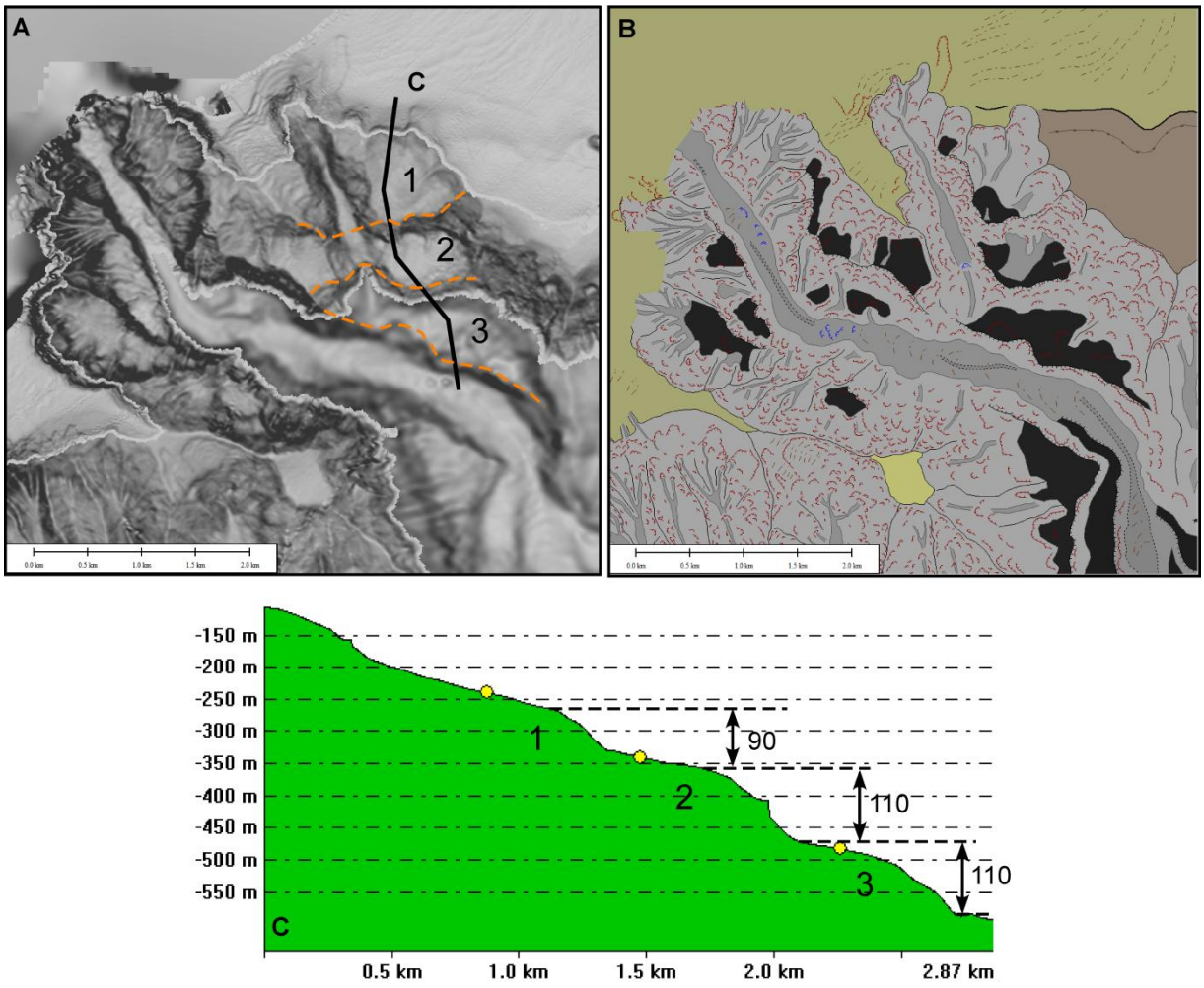


Figure 6-16 : A) Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente et B) interprétation morphologique de la tête de canyon Catanzaro montrant différentes générations de terrasses. C) Profil à traverses trois générations de terrasses.

5.3.2. Les terrasses associées aux corps des canyons

On retrouve des terrasses dans les corps des canyons, qu'ils soient plutôt rectilignes ou avec une sinuosité élevée (Figure 6-17). Elles peuvent être isolées ou imbriquées. Elles peuvent se présentent sous forme de marches d'escaliers, disposées de manière alternée de part et d'autre du thalweg sur les flancs du canyon (A et B-Figure 6-17). Elles présentent généralement des élévations et des distances horizontales par rapport au fond du thalweg, ainsi que des élévations relatives entre terrasses de différentes générations, plus petites que les terrasses présentent dans les têtes de canyons (Figures 6-16 et 6-17). La forme géométrique de chaque terrasse d'un même ensemble se

complète les unes aux autres (Figure 6-17). La génération de terrasse la plus récente se construit dans la continuité (angulaire, géométrique, spatiale) de celles précédemment créées (Figure 6-17).

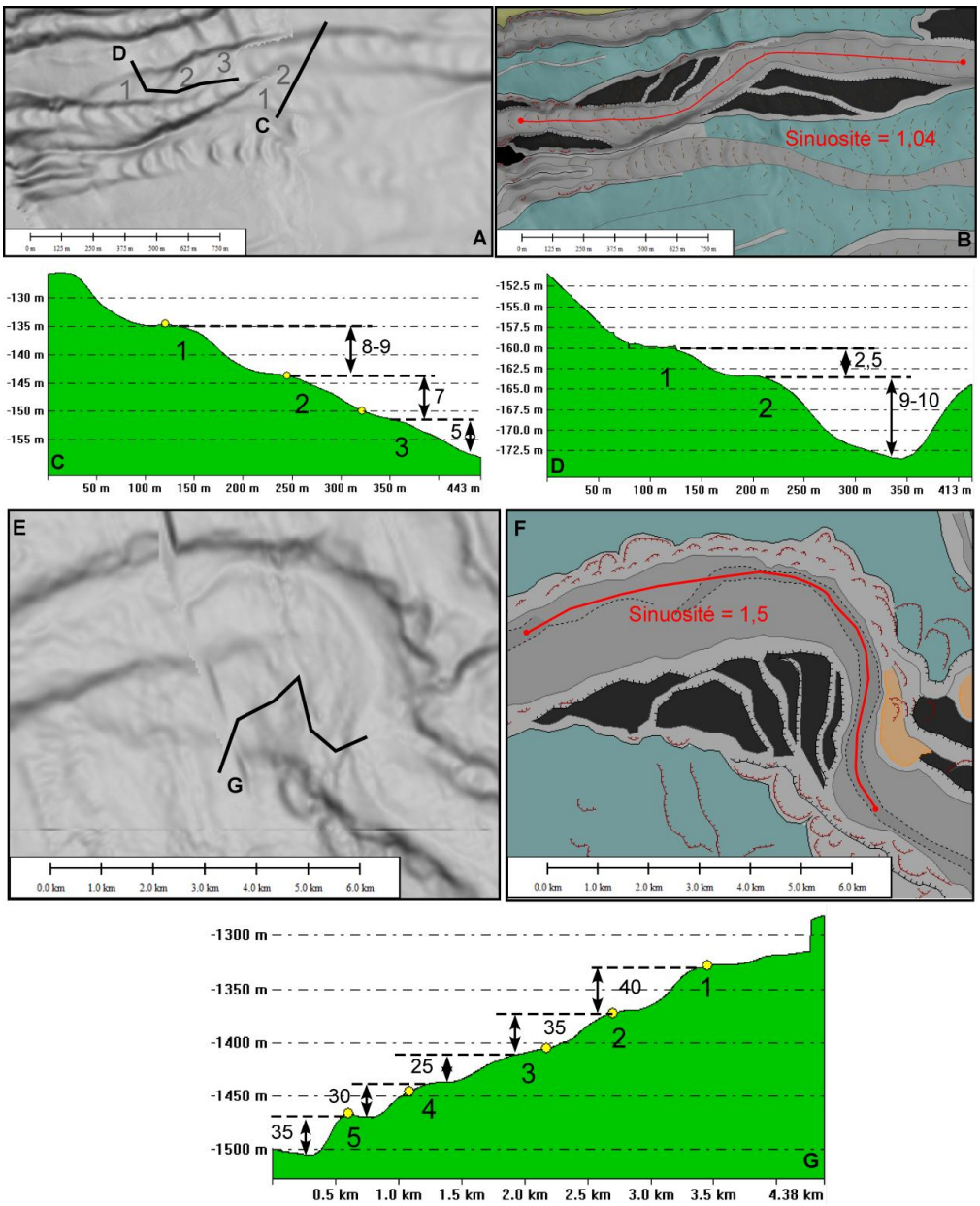


Figure 6-17 : A et E) Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente et B et F) interprétation morphologique du corps de canyons rectiligne et sinueux, montrant différentes générations de terrasses. C et D) Profils à traverses diverses générations de terrasses.

Des terrasses se localisent aussi sur les flancs internes de méandres (E et F-Figure 6-17). Dans le cas de thalweg les plus sinueux, les flancs externes des méandres sont généralement associés à de nombreuses instabilités caractérisées par des cicatrices d'arrachement, alors que le flanc internes comportant les terrasses ne se composent relativement que très peu de cicatrices (E et F-Figure 6-17). Dans le cas de thalwegs peu sinueux, les flancs externes des méandres ne semblent pas affectés par des instabilités, ou que très peu.

Ce type de terrasse présente généralement une première génération la plus élevée sur le flanc du canyon et qui se positionne en rebat de l'interfluve du canyon (Figure 6-17). Les générations suivantes, moins élevées, avancent vers le thalweg et vers le flanc opposé et s'éloignent de l'interfluve à partir duquel leur formation à débutée (Figure 6-17). La formation successive de terrasses de différentes générations semblent empiéter sur l'espace du thalweg et évoluer à l'interne du canyon (Figure 6-17). De plus, on observe que la mise en place des terrasses dans les corps de canyons semble être associée à un rétrécissement de la largeur du thalweg. En effet, le thalweg entre la dernière génération de terrasse et le flanc opposé est localement plus étroit qu'en amont et en aval de cette zone (Figure 6-17). Ces terrasses semblent évoluer et avancer vers le bas de la pente continentale.

5.3.3. Les terrasses au niveau des embouchures des canyons

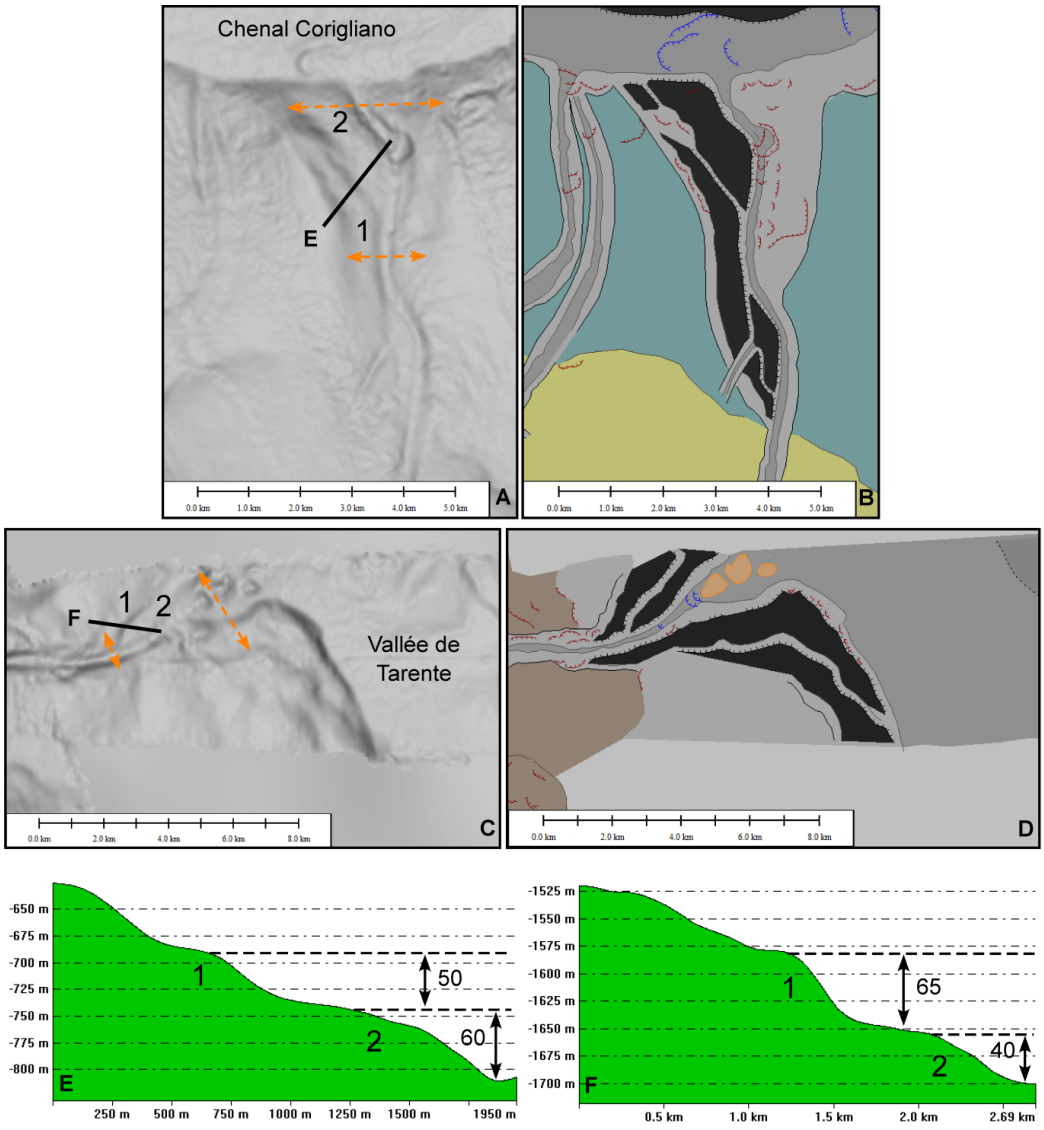


Figure 6-18 : A et C) Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente et B et D) interprétation morphologique des embouchures de canyons montrant différentes générations de terrasses. E et F) Profils à traverses diverses générations de terrasses.

Enfin, on retrouve des terrasses à l'embouchure du système de canyons et à la jonction d'un thalweg tributaire à un thalweg principal (Figure 6-18). Dans le cas des embouchures des systèmes de canyons, les terrasses ne sont présentent que dans le segment Nord de la Marge Calabro-Ionienne, où les systèmes de canyons se terminent dans la Vallée de Tarente. De plus, la mise en place des terrasses semble être associée à un élargissement du canyon au niveau de son embouchure (Figure 6-18). Elles présentent des dimensions intermédiaires aux terrasses associées aux zones des têtes et aux corps de canyons. La hauteur relative entre des terrasses d'un même ensemble est de 40 à 65 m (Figure 6-18).

Localement, si le thalweg est relativement plutôt rectiligne, les terrasses peuvent n'être présentes que sur un seul flanc de canyon. Contrairement aux terrasses dans les corps de canyons qui sont décalées horizontalement le long des flancs, celles-ci peuvent se présenter au même endroit de part et d'autre du thalweg (Figure 6-18).

Elles sont généralement associées à un profil de pente localement convexe et donc à une augmentation locale de l'inclinaison du thalweg. La position du thalweg est centrée par rapport aux interfluves du canyon, que les terrasses soient présentent sur un seul ou les deux flancs (Figure 6-18). Le thalweg à l'embouchure, contrairement au canyon ne s'élargit pas ; et présente des dimensions semblable à celles plus en amont (Figure 6-18). Ce sont la formation des terrasses sur les flancs du canyon qui donne l'aspect évasif du conduit (Figure 6-18).

La formation de ces terrasses semble être associée à une modification du profil de pente du thalweg du canyon.

5.3.4. Caractéristiques acoustiques des terrasses

Généralement, l'absence de profils Chirp traversant les terrasses dans les zones des têtes et l'échofaciès hyperbolique qui leur est associé (notamment les têtes de type T2b et T3b) ne permettent pas d'observer la structure interne de ces terrasses. On peut cependant l'observer dans d'autres zones de canyons. Deux grands types d'architecture interne de terrasses ont ainsi été discriminés.

Les terrasses peuvent être caractérisées par des réflecteurs subparallèles lités et continus, de forte à moyenne amplitude (Figure 6-19) représentant un échofaciès I, voire II. Elles se composent donc d'une alternance de dépôts sédimentaires hémipélagique et turbiditiques. En général, il n'y a pas de continuité latérale des réflecteurs entre des terrasses juxtaposées (Figure 6-19). Le flanc externe du canyon, à l'opposé de la terrasse, se caractérise par des réflecteurs présentant des troncatures d'érosion, de l'interfluve jusqu'au fond du thalweg (Figure 6-19). Ce flanc semble être en constante érosion, alors que le flanc interne caractérisé par la présence de la terrasse ne présente pas ou très peu de troncatures d'érosion. En effet, les réflecteurs du flanc interne et des terrasses se

caractérisent par des terminaisons *onlap* (Figure 6-19). Ce flanc semble ne pas être affecté par de l'érosion mais plutôt par de la construction.

De plus, les réflecteurs composant les terrasses ne présentent aucune continuité latérale avec ceux composant les dépôts sédimentaires incisés par le canyon (Figure 6-19). Ceci démontre donc que le mode de formation entre les dépôts des flancs du canyon et ceux composant les terrasses est différent. Ces terrasses sont généralement associées aux méandres et se construisent sur les flancs internes des canyons sous-marins. Elles peuvent être isolées comme de plusieurs générations.

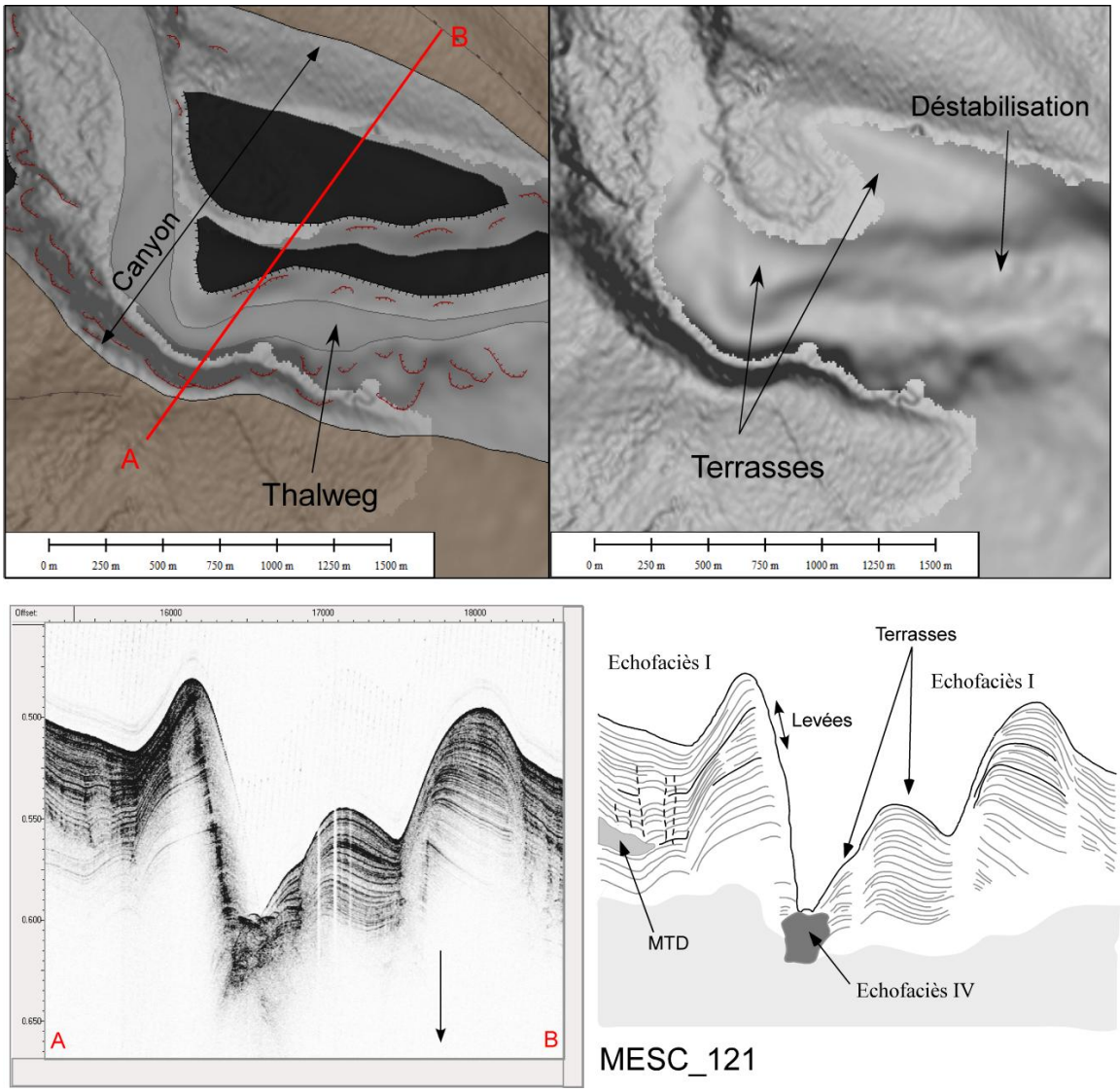


Figure 6-19 : Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique et sismique à traverses deux générations de terrasses.

D'autres terrasses peuvent présenter un échofaciès de type II, au sein duquel sont intercalés des corps à l'échofaciès transparent interprétés comme des dépôts de transport en masse (Figure 6-20). Ces terrasses sont plus typiquement associées aux zones des embouchures des systèmes de canyons et de jonction entre deux canyons. Elles peuvent se composer d'une seule ou de plusieurs

générations étagées. Leur morphologie est lenticulaire et ne présente pas d'escarpement à sa transition avec le thalweg sur les données bathymétriques (Figure 6-20). Leur localisation n'est donc pas obligatoirement liée à celle de méandres. Leur structure interne est caractérisée par des réflecteurs lités et de moyenne amplitude (Figure 6-20). Ces réflecteurs convergent et se biseautent vers le thalweg, indiquant un amincissement des dépôts et l'action de processus d'érosion, et divergent vers le flanc interne du canyon, indiquant un épaississement des dépôts (Figure 6-20). Ce type de terrasses ne présente également pas de continuité latérale apparente avec les dépôts des flancs de canyons. Certaines terrasses présentent aussi un échofaciès sourd similaire à celui observé dans le fond des thalwegs des canyons, suggérant une composition dominée par des matériaux grossiers.

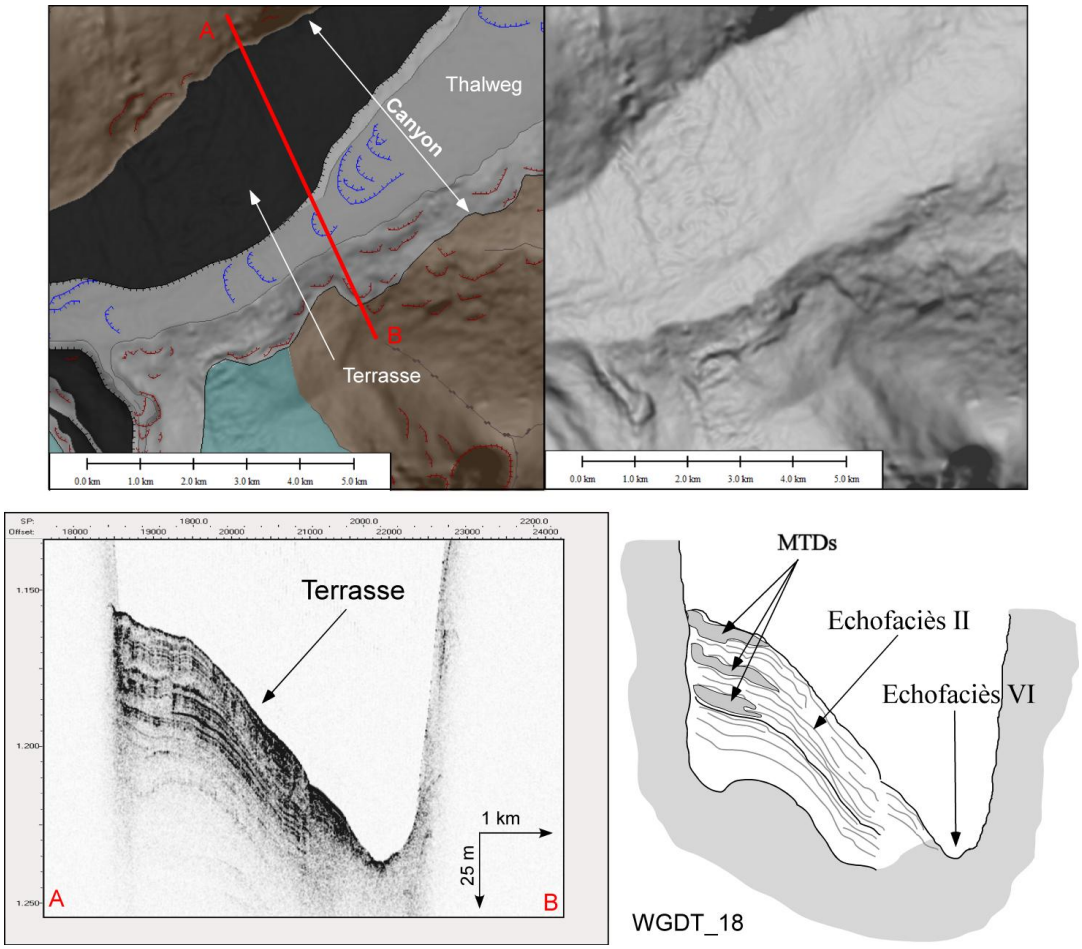


Figure 6-20 : Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique et sismique à traverses terrasse isolée.

5.4. Les knickpoints

Les *knickpoints* sont des changements brutaux du profil topographique longitudinal des thalwegs des canyons sous-marins, suggérant une érosion active verticale, continue et localisée

(Mitchell, 2006 ; Antobreh et Krastel, 2006). Sur la Marge Calabro-Ionienne, de telles ruptures peuvent se retrouver sur toute la longueur des thalwegs, et notamment au niveau des embouchures des systèmes de canyons, ou en aval d'une jonction entre deux canyons sous-marins (Figure 6-21). De plus, on les retrouve de manière plus fréquente dans des thalwegs localisés sur ou à proximité de hauts structuraux.

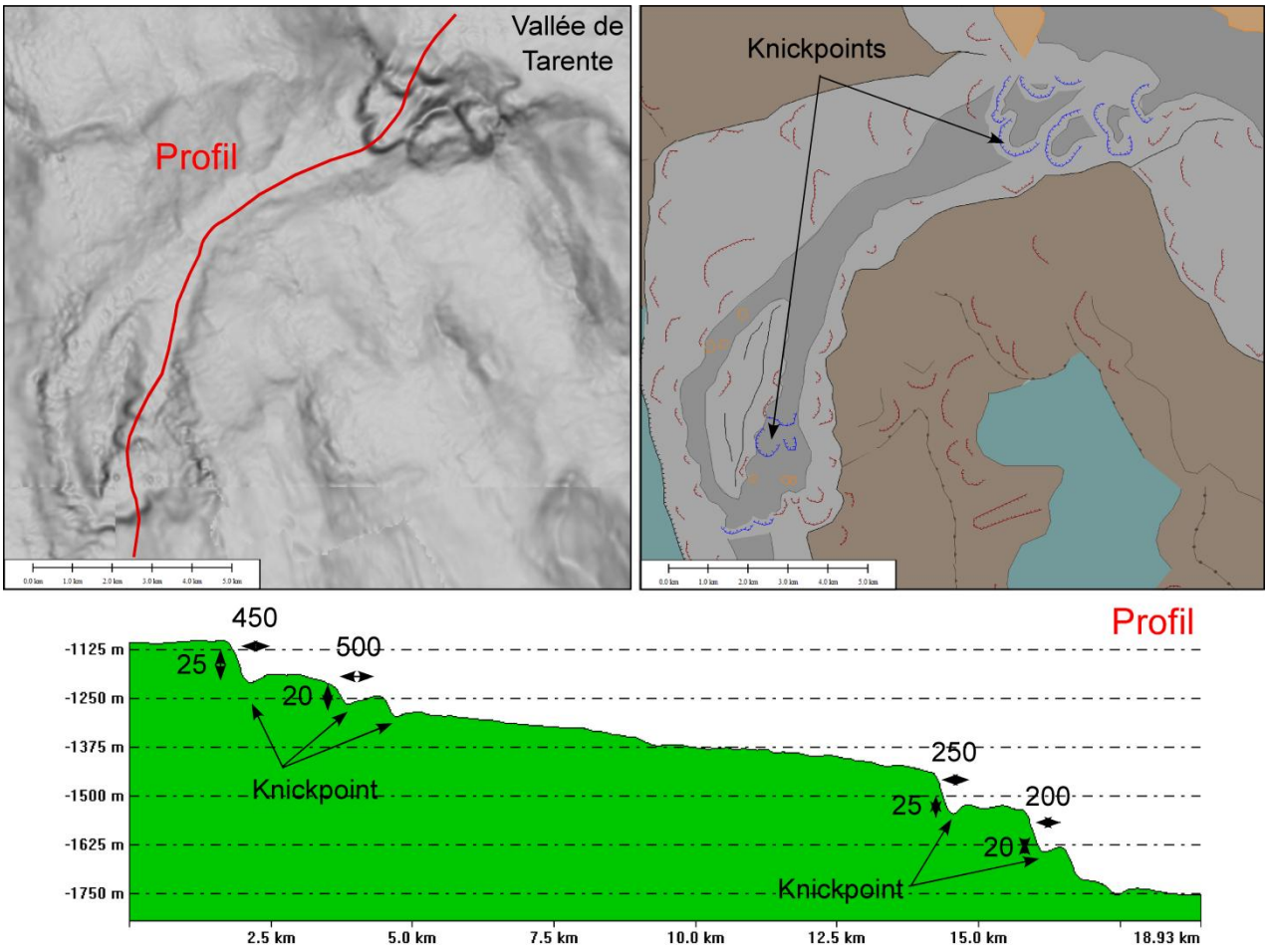


Figure 6-21 : Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente, interprétation morphologique et profils longitudinaux à travers un thalweg présentant des knickpoints.

Sur les données bathymétriques, les *knickpoints* se caractérisent par une dépression en forme de « fer à cheval » ouvert vers l'aval du canyon et orientée perpendiculairement à l'axe du thalweg (Figure 6-21). Ces *knickpoints* se caractérisent par des largeurs de plusieurs centaines de mètres à 1 km. Ils peuvent se localiser sur toute la largeur du thalweg, ou rester confinés le long d'un flanc et peuvent se présenter isolés ou en groupe. Sur les profils longitudinaux, ces *knickpoints* apparaissent comme des dépressions coniques, souvent asymétriques (Figure 6-21) : leur flanc amont est plus court et escarpé que leur flanc aval. Ces dépressions ont des profondeurs d'incision de 10 à 25 m, et des largeurs de 200 à 500 m (Figure 6-21). Le profil longitudinal d'un thalweg peut présenter des replats sub-horizontaux entre deux *knickpoints* (Figure 6-21), conférant alors au cours du canyon une forme en marches d'escaliers, chaque changement de marches étant délimité par un *knickpoint*.

Les *knickpoints* sont difficilement observables sur les profils Chirp du fait de l'échofaciès à dominante sourde ou hyperbolique des thalwegs des canyons.

5.5. Les sur-incisions

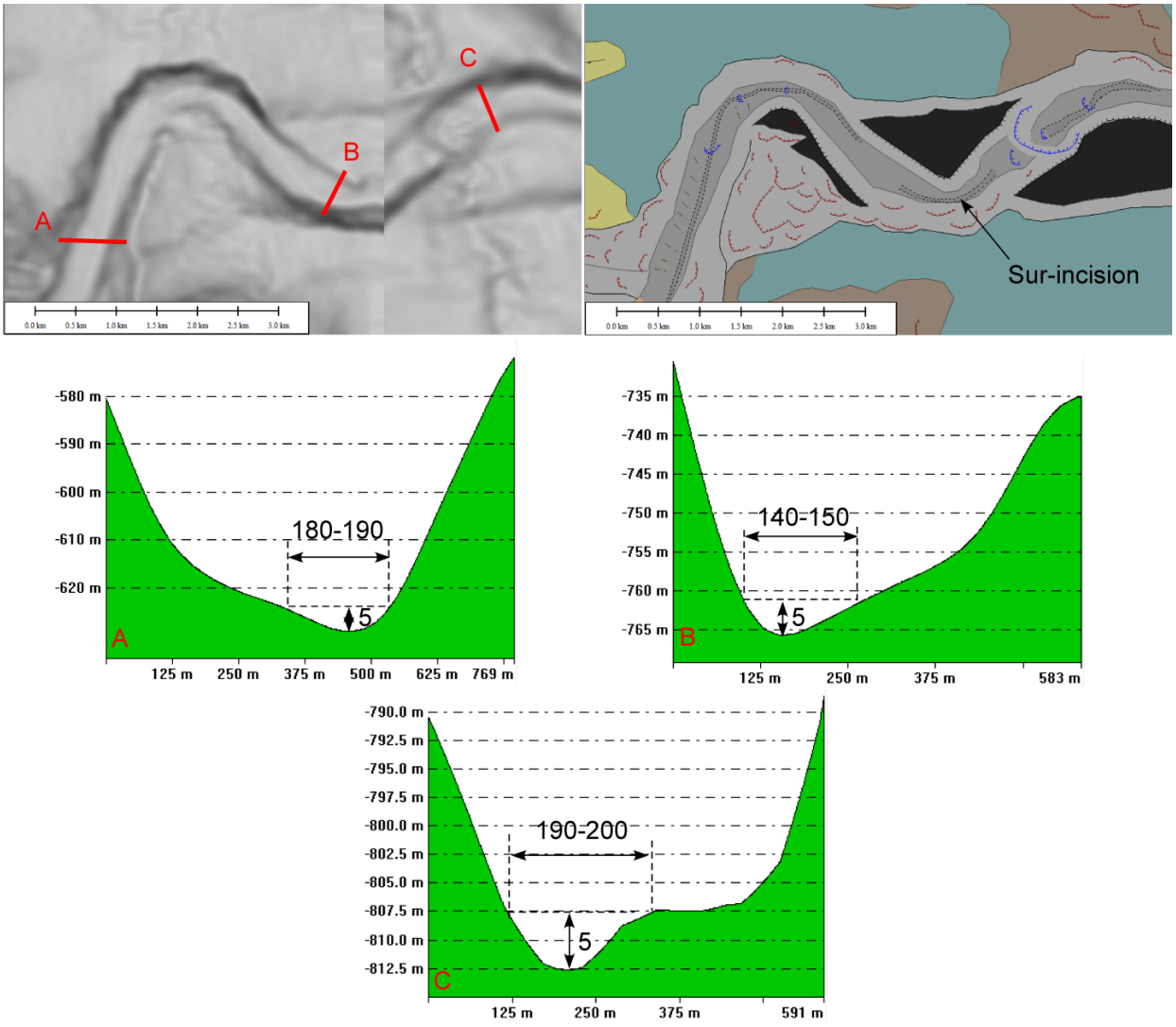


Figure 6-22 : Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique d'un corps de canyon présentant une sur-incision. A, B et C) profils transverses à travers la sur-incision.

Une sur-incision ou « incision axiale » (Baztan et al., 2005) est un surcreusement dans le thalweg du canyon, généralement de plus petite dimension que le thalweg lui-même (Figure 6-22). Ce phénomène génère morphologiquement une forme chenalisée à l'intérieur du thalweg, qui provoque des troncatures d'érosion dans les dépôts sédimentaires remplissant le canyon (Baztan et al., 2005).

On retrouve les sur-incisions dans tous les types de systèmes de canyons, bien qu'elles soient plus fréquentes dans les systèmes de type R2, et dans les canyons généralement associés aux têtes les plus complexes, de type T2b ou T3b. De plus, elles sont le plus souvent associées à la présence

de méandres et parfois à des *knickpoints* (Figure 6-22), mais se retrouvent également dans des thalwegs localement rectilignes. Enfin, les sur-incisions peuvent s'observer autant dans les zones de têtes, que dans les corps ou les zones d'embouchures des canyons sous-marins.

Les sur-incisions associées à l'intérieur de méandres se déplacent latéralement d'un flanc à l'autre, zigzagant dans le thalweg du canyon sous-marin. Au niveau de chaque méandre, la sur-incision est plutôt confinée contre le flanc externe, à l'opposé de la formation des terrasses (Figure 6-22). Ce type de sur-incision peut présenter des dimensions moyennes de l'ordre de 140-200 m de large et de 5 m de profondeur (Figure 6-22), et peut atteindre des profondeurs de 10-15 m et des largeurs de plus de 500 m. L'amplitude de ce creusement peut fortement varier sur de courtes distances le long du thalweg et caractériser une variation des processus sédimentaires responsables de sa formation. Ces sur-incisions peuvent toutefois être suivies sur plusieurs kilomètres (Figure 6-22). Elles présentent généralement des morphologies en V (Figure 6-22), caractérisant un caractère érosif en profondeur du thalweg.

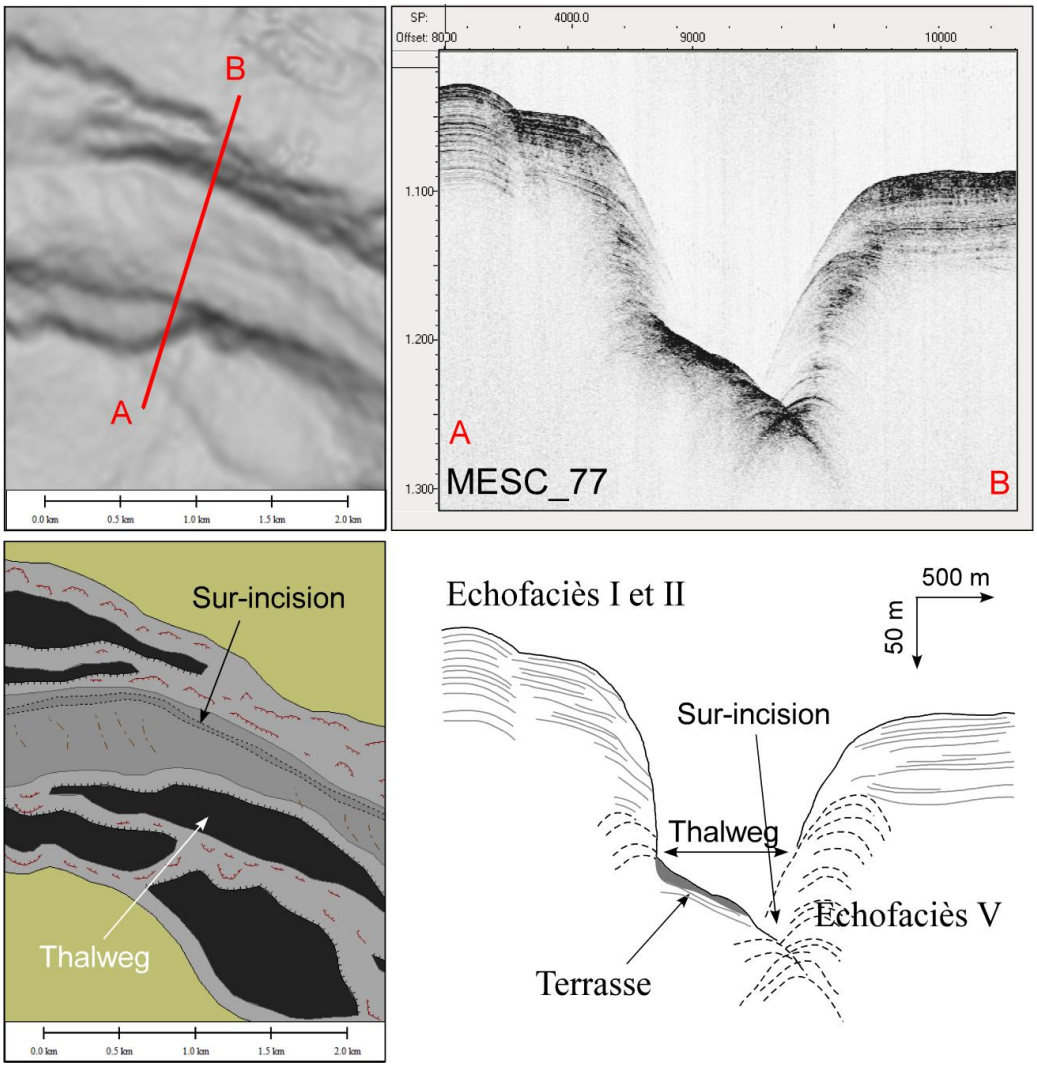


Figure 6-23 : Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique d'un corps de canyon présentant une sur-incision et interprétation d'un profil Chirp à travers la sur-incision.

Sur les profils Chirp, les sur-incisions apparaissent avec un échofaciès plutôt hyperbolique dans un thalweg généralement caractérisé par un échofaciès sourd (Figure 6-23). Elles n'ont pas de structure interne identifiable. Le caractère hyperbolique de la sur-incision, souvent juxtaposé ou superposé à celui des flancs du canyon, ne permet pas de distinguer clairement la zone en sur-incision, qui comme nous l'avons vu, n'excède que très rarement 10-15 m de profondeur. Mais cet échofaciès permet de supposer la présence de ce creusement, tronquant les dépôts sous-jacents et déstabilisant les dépôts sus-jacents.

5.6. La Légende des structures morphologiques associées aux canyons

Ainsi l'analyse morpho-bathymétrique se base sur une légende de linéaments et de surface, établie grâce à l'analyse de données bathymétriques et de profils sismiques Chirp (Figure 6-24). Chaque interprétation morpho-bathymétrique se réfèrera donc à cette légende.

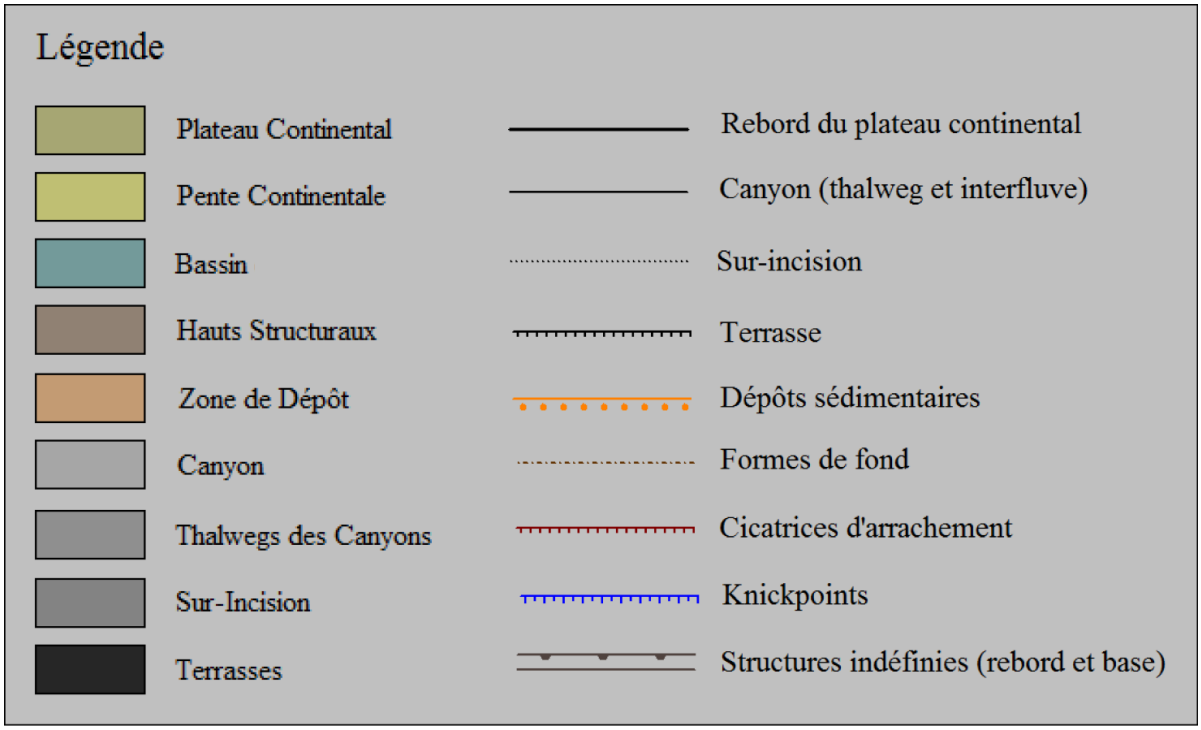


Figure 6-24 : Légende appliquée à l'interprétation morpho-bathymétrique.

Sur la base de ces éléments structuraux / architecturaux et des paramètres décrits précédemment, nous allons maintenant effectuer une analyse morphologique détaillée de chaque type de système. Pour la localisation de chaque système, se référer à la Figure 5-6. De plus, pour toutes les descriptions quantitatives basées sur les paramètres morphométriques, une carte d'identité de chaque corps tributaires et principal de chaque canyon est à disposition dans le Cahier Annexe – Cartes d'identité.

6. LE TYPE R1

6.1. Le système Corigliano

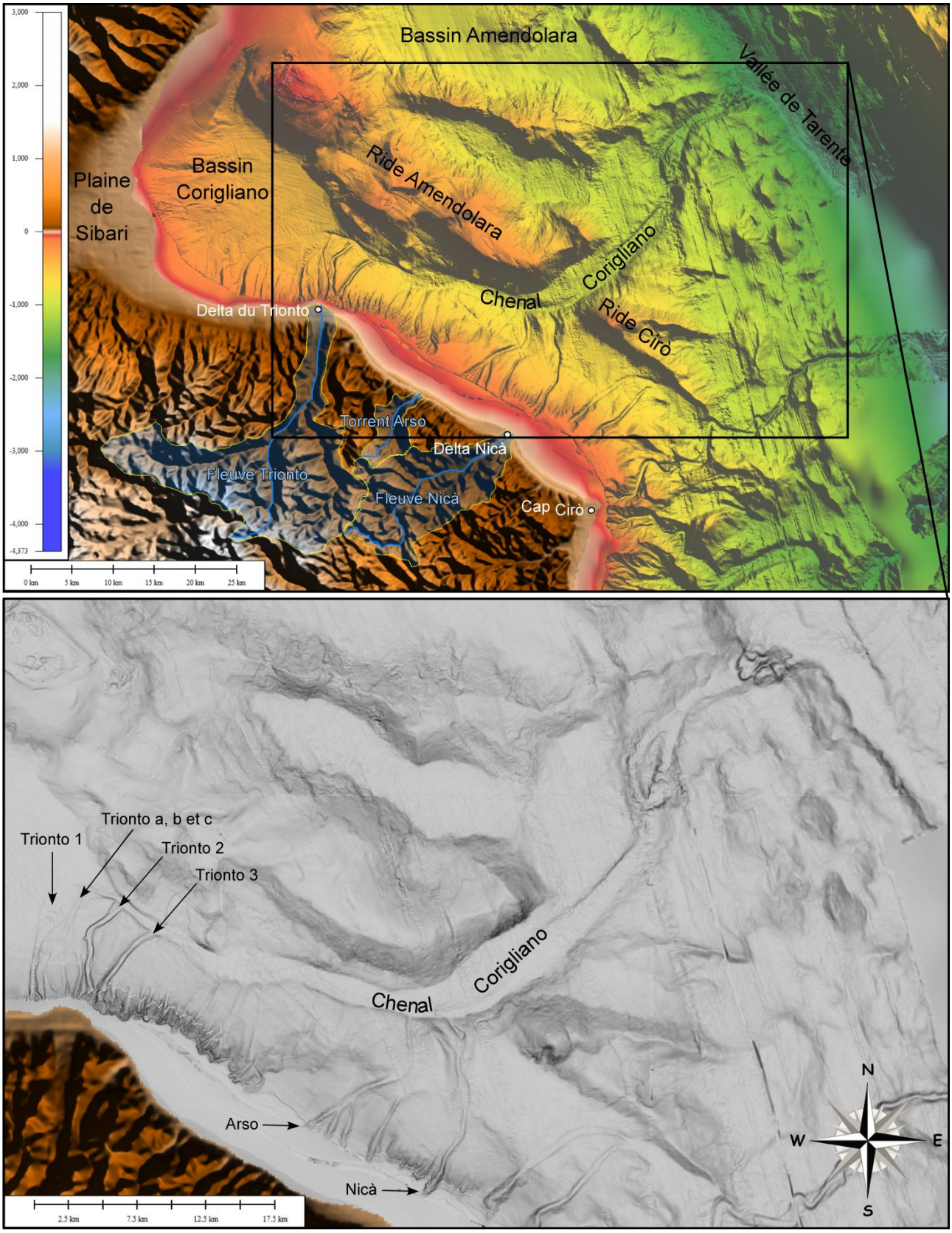


Figure 6-25 : Carte bathymétrique et situation du système Corigliano.

Le système Corigliano est le système typique du type de ramification R1. Il sera donc décrit en détail et servira de modèle de comparaison aux deux autres systèmes appartenant au type R1. Le système Corigliano se localise dans la partie Nord du segment Nord. Il s'étend sur plus de 30 km le long de la Marge Calabro-Ionienne, du delta du Trionto jusqu'au delta Nicà, et sur plus de 50 km vers le large jusqu'à la Vallée de Tarente et traverse différents bassins sédimentaires et hauts structuraux (Figure 6-25). Sa direction générale est SW/NE et il s'étend à des profondeurs d'eau de l'ordre de 80 m jusqu'à plus de 1700 m (Figure 6-25).

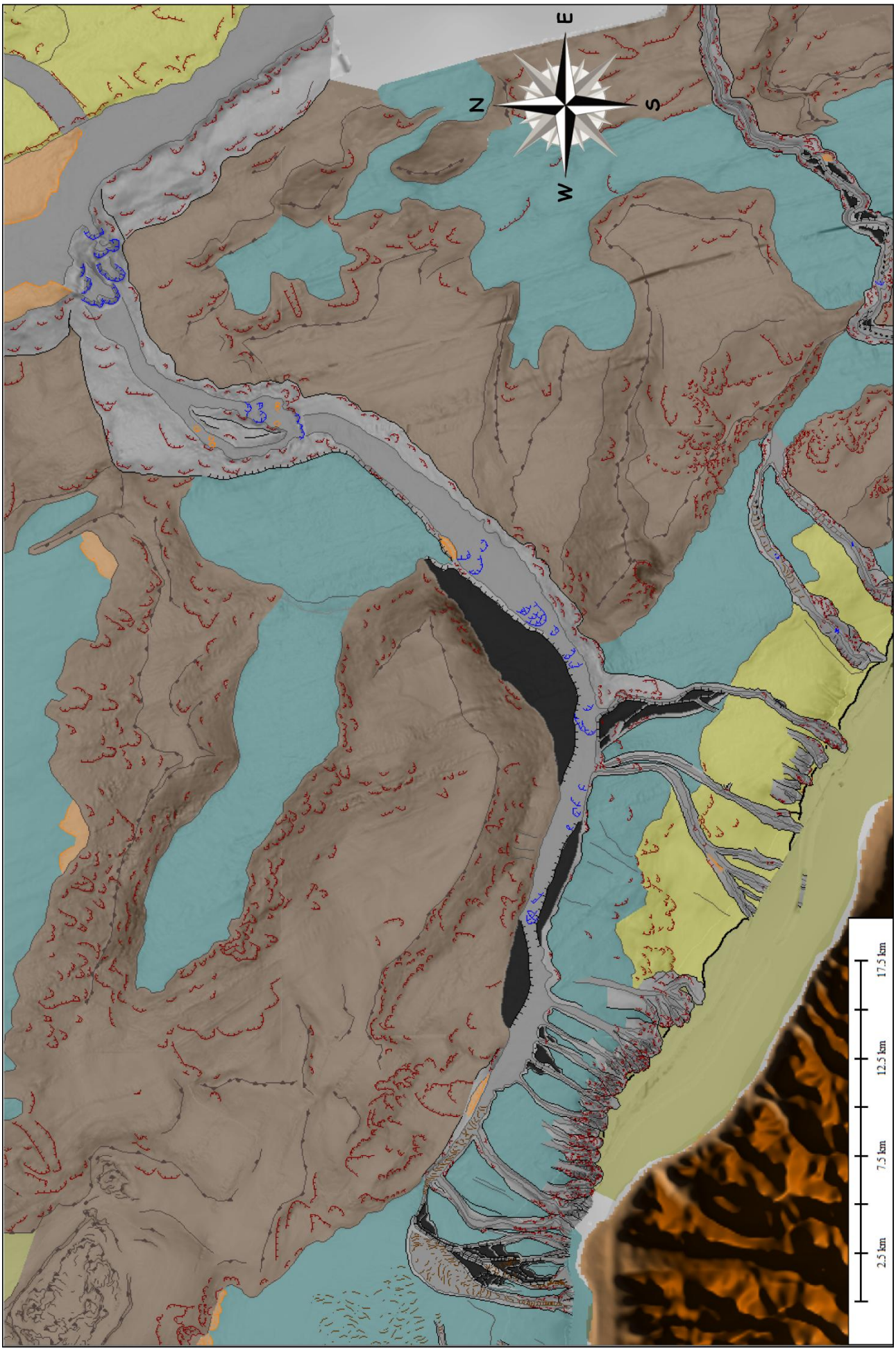
Le système Corigliano se compose du **Chenal Corigliano** sur lequel se rattachent latéralement sur son flanc droit Sud, et de manière latérale, huit principaux canyons tributaires : le canyon **Trionto 1**, le canyon **Trionto a**, le canyon **Trionto b**, le canyon **Trionto c,** le canyon **Trionto 2**, le canyon **Trionto 3**, le canyon **Arso** et le canyon **Nicà** (Figure 6-25). D'autres petits tributaires se positionnent entre les canyons Trionto et les canyons Arso et Nicà, mais ceux-ci étant peu marqués dans la morphologie de la marge, ils sont considérés comme secondaires. Les canyons tributaires s'alignent suivant une direction générale SW/NE à presque S/N, suivant la forme du plateau continental (Figure 6-25).

Les canyons tributaires Trionto sont localisés dans la partie amont du Chenal Corigliano, au large de l'embouchure du fleuve Trionto (Figure 6-25). Le plateau continental est absent au niveau du delta du Trionto ; ces canyons tributaires se positionnent dans l'extrême Sud du Bassin Corigliano et s'étendent jusqu'au flanc SW de la Ride Amendolara (Figure 6-26). Vers le Sud-Est, le plateau continental commence à apparaitre et présente une largeur moyenne de 3,5 à 5 km.

Les canyons tributaires Arso et Nicà sont des canyons incisant le plateau continental, à contrario des autres tributaires mineurs intermédiaires qui sont majoritairement des canyons confinés à la pente continentale puisqu'ils n'incisent que très peu ou pas le rebord du plateau. Ils présentent alors une partie supérieure positionnée sur la pente continentale et une partie inférieure se situant dans un bassin sédimentaire, prolongeant vers le SW celui de Corigliano (Figure 6-26). Ce bassin sédimentaire s'étend sur environ 5-6 km de large. Les canyons Arso et Nicà sont limités vers l'aval par les Rides Amendolara et Cirò (Figure 6-26).

Comme nous l'avons vu précédemment, le système Corigliano est caractérisé par une hiérarchisation de ses canyons tributaires suivant une forme de « râteau » dont le degré de ramification maximum est relativement faible (de l'ordre de 5 dans les têtes de canyons tributaires ; 2-Figure 6-6). Le Chenal Corigliano forme le degré 1 du système. Il est le thalweg prédominant et évolue entre des profondeurs d'eau de 560 à 1780 m.

Figure 6-26 (Page suivante): Interprétation physiographique et morphologique du système Corigliano (Voir légende dans la partie précédente).


E
N
S
W
17.5 km
12.5 km
7.5 km
2.5 km

6.1.1. Le Chenal Corigliano

a. Caractéristiques morphométriques

Le Chenal Corigliano mesure plus de 65 km de long, à des profondeurs d'eau allant de 550 m à l'extrême Sud du Bassin Corigliano jusqu'à 1700-1800 m dans la Vallée de Tarente. Son profil longitudinal évolue sensiblement d'amont en aval. Il est tout d'abord linéaire sur les trois-quarts supérieur de son parcours qui présente une inclinaison moyenne de 0,7° (Cahier Annexe-Chenal Corigliano). Il évolue ensuite vers un profil convexe sur son dernier quart inférieur, dont l'inclinaison augmente à plus de 5°, au niveau de son embouchure, de la Vallée de Tarente. Son inclinaison moyenne est cependant d'un peu plus de 1°. Un changement similaire est observé sur les profils topographiques de ses interfluves (Cahier Annexe-Chenal Corigliano). Dans sa partie aval, l'interfluve droit présente un fort rehaussement dû à la présence du haut structural bordant le Chenal (Cahier Annexe-Chenal Corigliano). Ce rehaussement n'est pas présent dur l'interfluve gauche.

L'indice de sinuosité du Chenal Corigliano est de 1,26, caractérisant un conduit plutôt rectiligne (Cahier Annexe-Chenal Corigliano). Dans le détail, il peut être divisé en deux segments : un premier segment, long de plus de 26 km et de direction WNW/ESE, présentant une sinuosité d'à peine 1,03 et un second segment, long de plus de 38 km et de direction SW/NE, présentant une sinuosité de 1,05 (Figure 6-27). C'est le changement de direction du Chenal qui lui confère un indice de sinuosité globalement plus élevé, alors que les deux segments sont rectilignes. Le premier segment du chenal est confiné et parallèle à la base du flanc SW de la Ride Amendolara, tandis que le second segment recoupe perpendiculairement les Rides Amendolara et Cirò (Figure 6-27).

On observe également une évolution amont-aval de la largeur du Chenal Corigliano (Cahier Annexe-Chenal Corigliano). Dans son premier segment, le chenal présente des dimensions moyenne de 700 à 1500 m de largeur entre les deux crêtes de ses flancs et de 500 à 1200 m de largeur pour son thalweg. Dans le second segment, il s'élargit entre 2,5 et 5,7 km de large, son thalweg mesurant alors 1 à 2,5 km de large (Cahier Annexe-Chenal Corigliano). La profondeur d'incision augmente elle aussi vers la Vallée de Tarente. Dans sa partie amont, le chenal présente une profondeur de 30 à 60 m qui augmente dans sa partie aval jusqu'à plus de 300 m (Cahier Annexe-Chenal Corigliano). Cette augmentation de la profondeur d'incision coïncide avec le changement du profil topographique linéaire à convexe (Cahier Annexe-Chenal Corigliano).

b. Eléments architecturaux

Le remplissage du Chenal Corigliano est caractérisé par l'échofaciès VI matérialisant la présence de dépôts grossiers et par l'échofaciès VII illustrant la présence de MTDs (Figure 6-28). Associés à ces échofaciès, le Chenal Corigliano est caractérisé par la présence de plusieurs éléments architecturaux (voir Partie précédente) dont l'organisation évolue de l'amont à l'aval (Figure 6-27).

Dans sa partie supérieure, le long du segment sur lequel se ramifient les canyons Trionto, le fond du chenal est modelé par des ondulations interprétées comme des rides sédimentaires (Figure 6-27). Ces rides sédimentaires présentent une longueur d'onde d'environ 200 m et une amplitude de 3-4 m.

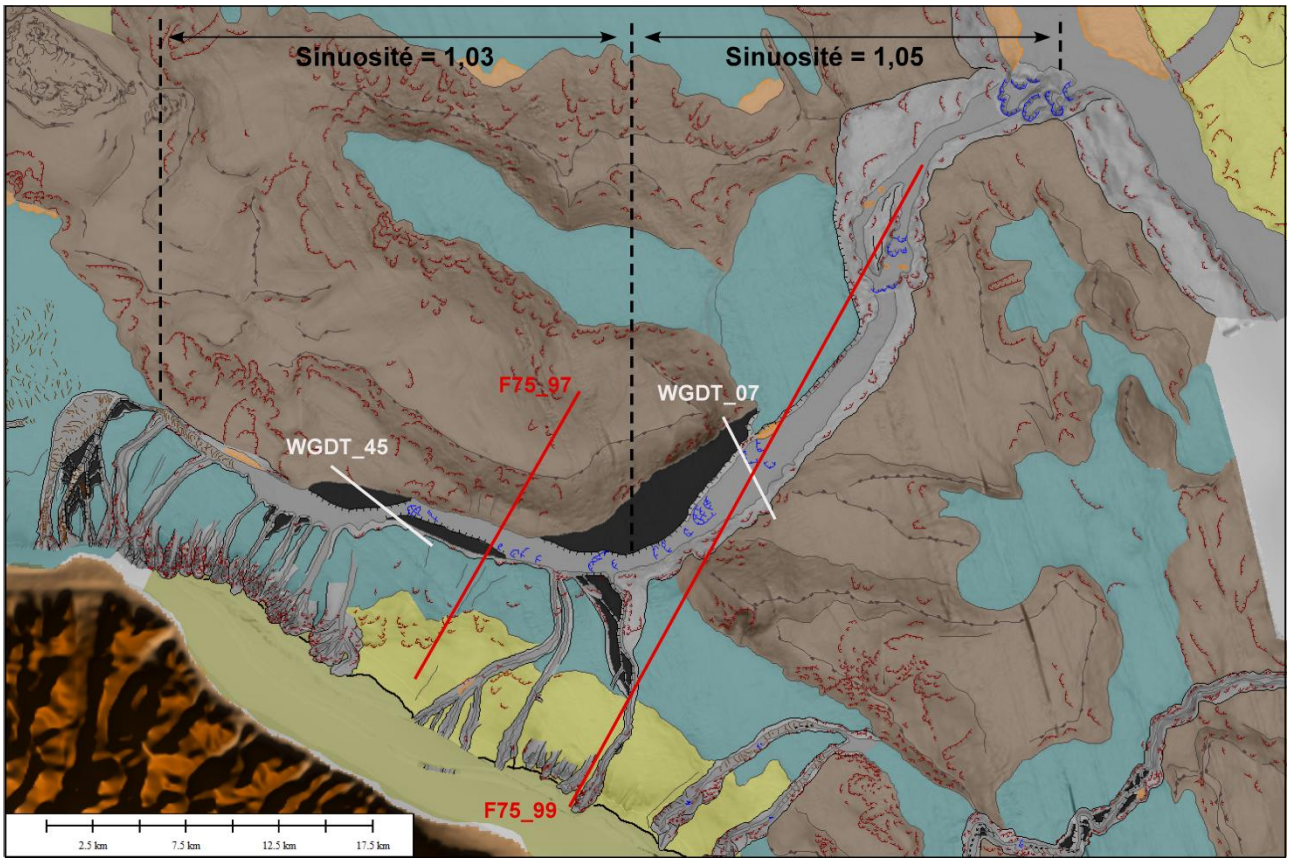


Figure 6-27 : Interprétation morphologique du système de canyons associé au Chenal Corigliano et localisation de profils Chirp et sismiques.

Après 5 km, les rides disparaissent de façon abrupte pour laisser place, dans la partie médiane du chenal, à des structures semblables à des *knickpoints* (Figure 6-27). Ceux-ci sont localisés dans la zone de changement de direction du Chenal Corigliano, lorsqu'il recoupe les Rides Amendolara et Cirò, et dans la zone aval de connexion entre le chenal et la Vallée de Tarente où leur densité sur le fond augmente. La mise en place de ces structures est donc soit associée à un rétrécissement de la largeur du chenal soit à un élargissement (Figure 6-27). Seule la zone aval est associée à une forte modification du profil topographique longitudinal et de l'inclinaison du fond du chenal (Annexes). Dans la partie amont, les *knickpoints* présentent des dimensions de 5-7 m de profondeur et de 250 à 850 m de large (Figure 6-27). Dans la partie aval du chenal, ils s'agrandissent, avec des profondeurs de 10-20 m et des largeurs de 400-500 m augmentant encore à plus de 800 m -1 km au niveau de la connexion avec la Vallée de Tarente.

Dans la zone de changement de direction du Chenal Corigliano, des terrasses sont aussi présentent, de manière intercalée de part et d'autre du chenal. La terrasse la plus grande se situe sur toute la largeur de la terminaison Est de la Ride Amendolara (Figure 6-27). Elle mesure une dizaine de kilomètres de long et 3 km de large en son centre. Elle est haute de 40 à 60 m par rapport au fond du chenal. Les plus petites situées plus en amont sont longues de plus de 5 km et larges de 500 m à 1 km en leur centre. Elles sont hautes d'une dizaine-vingtaine de mètres. Elles se situent au pied de la Ride Amendolara. Sur les profils Chirp (Figure 6-28), les terrasses sont constituées de réflecteurs lités de moyenne à faible amplitude leur donnant l'aspect de levées internes (Babonneau et al., 2004). Dans cet échofaciès lité peuvent s'intercaler des corps avec un échofaciès transparent, caractéristiques de dépôts de transport en masse. Ceux-ci pourraient provenir du flanc sud de la Ride Amendolara affecté par de nombreuses cicatrices d'arrachement (Figure 6-27)

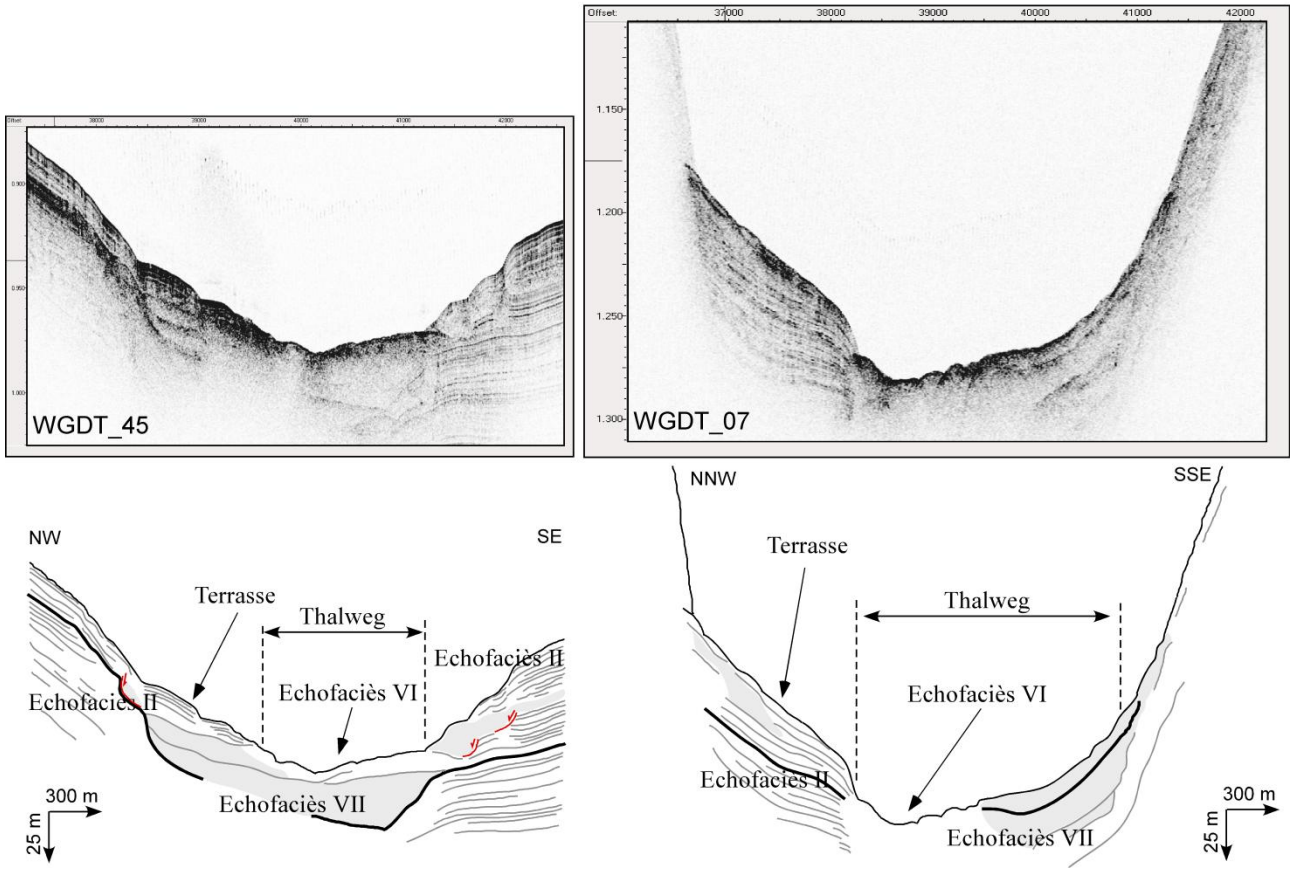


Figure 6-28 : Interprétation de deux profils Chirp à travers les terrasses, montrant un remplissage du thalweg du Chenal par des échofaciès transparents. Voir localisation des profils sur la Figure 6-27.

Deux configurations des terrasses par rapport aux dépôts du remplissage du canyon ont été identifiées. L'échofaciès II caractérisant les dépôts de terrasses peut être en contact direct et en variation latérale de faciès avec les échofaciès VI et VII du remplissage du thalweg, comme c'est le cas pour la plus grande terrasse localisée contre la terminaison SE de la Ride Amendolara (profil WGDT_07 ; Figure 6-28). Ceci suggère une mise en place synchrone de dépôts de nature différente

entre le thalweg et la terrasse adjacente. L'échofaciès II de la terrasse peut aussi venir recouvrir les échofaciès VI et VII du remplissage du thalweg, comme pour les petites terrasses de la partie amont du chenal (WGDT_45 ; Figure 6-28). Dans ce cas, ces terrasses auraient été construites après la phase principale de remplissage du thalweg. La différence d'échofaciès entre les terrasses et le thalweg suggère toujours une ségrégation lors du dépôt des particules.

c. Contexte de mise en place

Sur les profils sismiques (Figure 6-29), la partie supérieure du Chenal Corigliano est localisée au sommet d'une accumulation Plio-quaternaire (F75_97-Figure 6-29) limitée au SW par le plateau et la pente continentale, et au NE par la Ride Amendolara. Cette accumulation Plio-quaternaire est contrôlée et affectée par des failles s'enracinant dans la séquence sédimentaire du Miocène et traversant la surface d'érosion Messinienne. Elle se compose de trois unités :

- l'Unité PQ1 repose en concordance sur la surface messinienne (Figure 6-29). Elle est la plus affectée par les failles, des décalages verticaux de plus de 700-800 m ayant été identifiés. Elle présente une épaisseur diminuant de 500 à 200 vers le Sud de la marge. Elle aurait une origine antétectonique (Figure 6-29).

- l'Unité PQ2 repose en concordance sur PQ1 sur la Ride Amendolara et sur la pente continentale. Sous le chenal Corigliano, elle est séparée de PQ1 par une première surface de discordance majeure. Les réflecteurs de PQ2 se terminent en *onlap* sur le toit de PQ1 dans la zone affectée par les failles (F75_97 ; Figure 6-29) et présentent une organisation en éventail, plus épais contre les failles et s'amincissant vers le SW. La mise en place de cette unité serait donc contemporaine de l'activité tectonique. Des paquets de réflecteurs au toit de l'unité se terminent en biseaux d'érosion à la base de la pente continentale et au droit du chenal, suggérant une forte érosion localisée.

- l'Unité PQ3 vient draper ou remplir les dépressions localisées au toit de PQ2. Elle présente une épaisseur relativement constante de 150-200 m, bien que de rares failles la recoupent localement (Figure 6-29). Cette unité serait post-tectonique.

Dans sa partie aval (F75_99 ; Figure 6-29), l'unité Plio-quaternaire est limitée en épaisseur, l'unité PQ3 semblant directement reposer sur la surface messinienne. Dans ce contexte, le Chenal Corigliano est localisé dans la dépression contrôlée par les failles (F75_97 ; Figure 6-29). Dans sa partie amont, il apparait au toit de l'Unité PQ2 sous la forme d'un thalweg caractérisé par des troncatures d'érosion des réflecteurs, et rempli par l'Unité PQ3 dont les réflecteurs présentes des terminaisons en *onlap* sur les flancs du thalweg (F75_97 ; Figure 6-29). La formation et l'incision du Chenal Corigliano semblent donc être contemporaines de la transition PQ2-PQ3 et du dépôt de l'Unité PQ3.

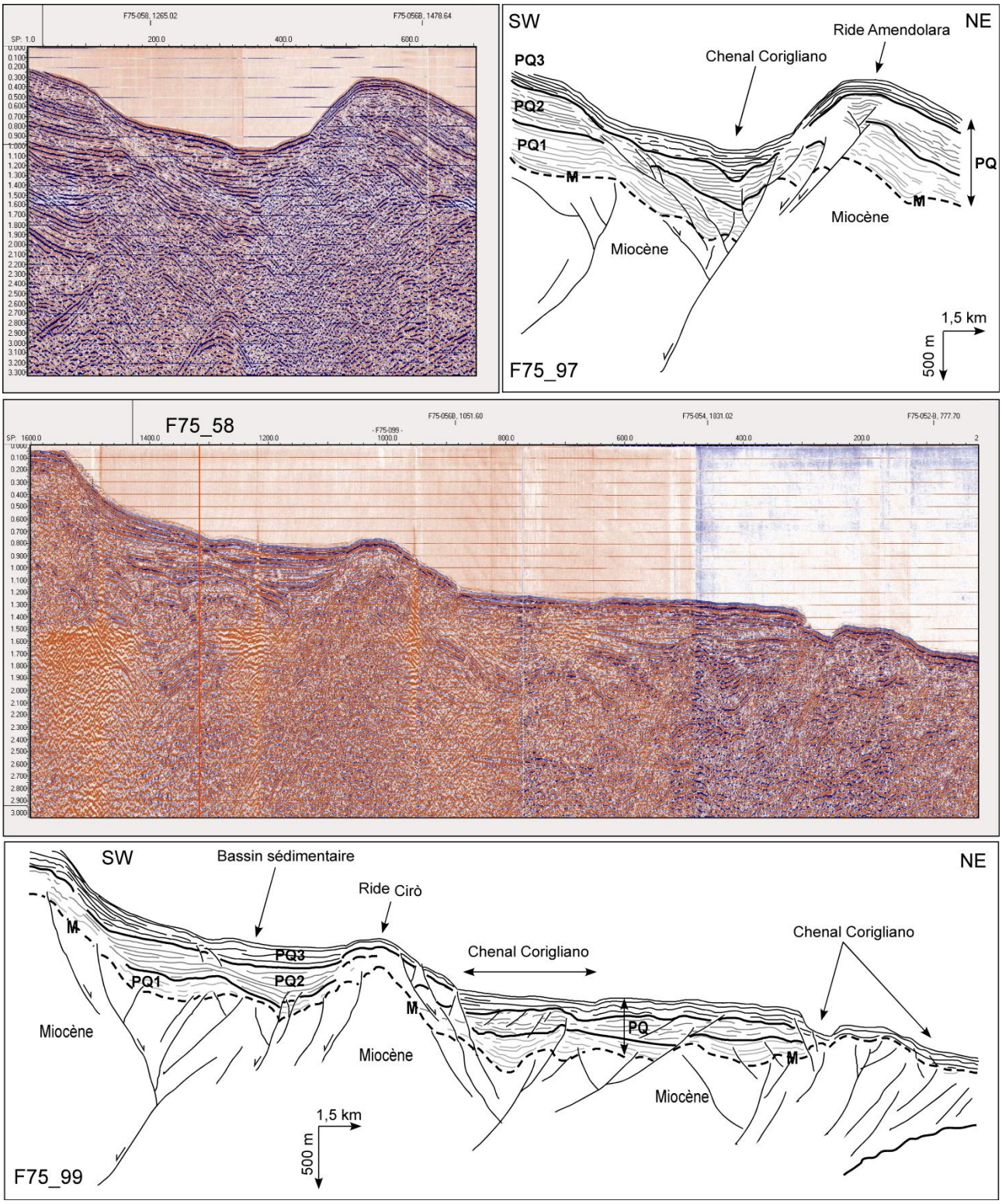


Figure 6-29 : Interprétation de deux profils sismiques traversant le Chenal Corigliano. Les traits noirs épais représentent des surfaces de discordances majeures à l'intérieur de la séquence sédimentaire Plio-Quaternaire. M représentent la surface d'érosion Messinienne, séparant les dépôts sus-jacents de la séquence Miocène. Voir localisation des profils sur la Figure 6-27.

Dans la partie médiane et aval du Chenal, l'Unité PQ2 ne présente pas de troncatures d'érosion (F75_99-Figure 6-29) liées à l'emplacement du chenal. Celui-ci serait donc aussi contemporain du dépôt de l'Unité PQ3. Au sein de l'unité PQ3, le Chenal Corigliano, dans sa partie supérieure et médiane, est caractérisé par un caractère plutôt aggradant, tandis que dans sa partie aval, il présente un caractère érosif illustré par les troncatures des réflecteurs de l'Unité PQ3 (F75_99 ; Figure 6-29). Cette zone en érosion correspond à l'embouchure du Chenal dans la Vallée de Tarente, et présente de nombreux *knickpoints* et un profil à tendance convexe.

Conclusion : Il semble donc que le Chenal Corigliano évolue d'amont en aval d'un caractère constructif et aggradant jusqu'à un caractère érosif à la transition avec la Vallée de Tarente. Ces observations issues de l'analyse des profils sismiques sont confirmées par les observations précédentes, à savoir la présence de rides sédimentaires identifiées et de terrasses dans la partie amont et médiane du thalweg, et la présence de nombreux *knickpoints* dans sa partie aval. Ces deux caractères aggradant et érosif sont associés respectivement à un profil à tendance linéaire et un profil convexe.

6.1.2. Les tributaires Trionto

a. Configuration des canyons

Les six canyons tributaires Trionto, Trionto 1, Trionto a, Trionto b, Trionto c, Trionto 2 et Trionto 3 se positionnent au niveau du delta du fleuve Trionto et s'étendent suivant une direction générale S/N à SW/NE jusqu'au flanc SW de la Ride Amendolara (Figure 6-30). Ils se connectent à l'extrémité amont du Chenal Corigliano, exception faite du canyon Trionto 3 qui se jette plus en aval (Figure 6-30). Ils se localisent également à l'extrémité SE du Bassin Corigliano dans une zone où le plateau continental est absent. En effet, c'est au Sud du delta du Trionto que le rebord du plateau continental commence à être observé (Figure 6-30). De ce fait, les têtes des canyons se positionnant au maximum à 500-900 m de la ligne de cote, elles sont toutes potentiellement en connexion directe avec les branches du delta Trionto, et sont alors regroupés dans la catégorie TC3.

Le corps principal du système Corigliano, le Chenal Corigliano, est donc potentiellement en connexion avec le fleuve Trionto par le biais de ses canyons tributaires. Ceux-ci s'étendent de 150-220 m à 480-610 m de profondeur d'eau. Les canyons tributaires les plus au Sud atteignent les profondeurs d'eau les plus élevées, et se positionnent les plus hauts sur la pente continentale (Figure 6-30). Si les canyons Trionto 2 et 3 sont relativement isolés des autres, les canyons Trionto a, b et c fusionnent en un seul thalweg vers 475 m de profondeur d'eau, à environ 5,5 km de la ligne de côte (Figure 6-30). Le canyon Trionto 1 se connecte latéralement à ce thalweg commun aux canyons Trionto a, b, c (Figure 6-30).

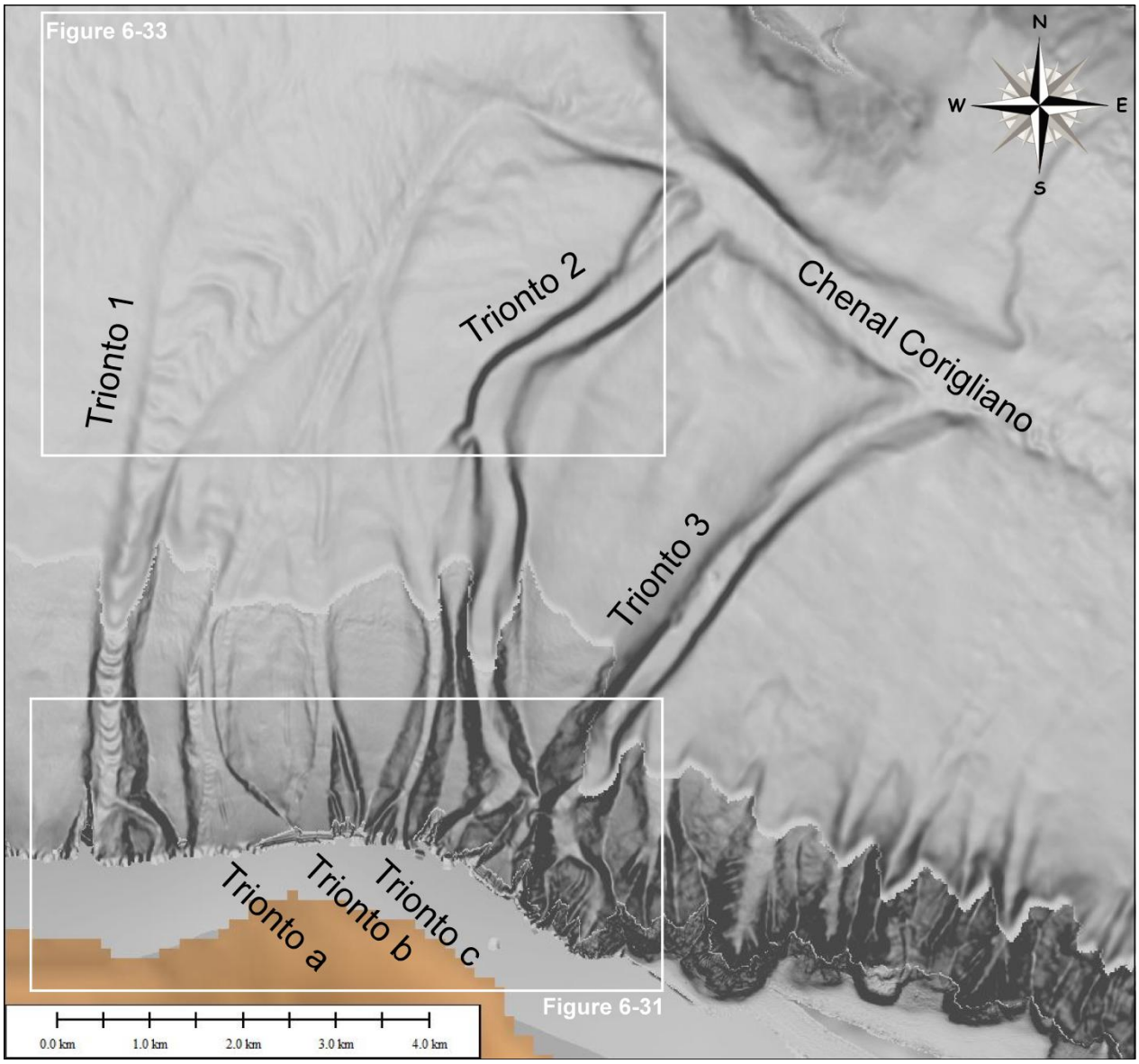


Figure 6-30 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente des canyons Trionto 1, Trionto a, b et c, Trionto 2 et Trionto 3. Voir localisation sur la Figure 6-25.

b. <u>Morphologies des têtes de canyons</u>

Bien qu'étant tous potentiellement en connexion directe avec le fleuve subaérien, les canyons tributaires Trionto possèdent des morphologies de têtes différentes (Figure 6-31). On observe ainsi les types T1 et T3, autant de manière simple que plus complexe. Bien que les données ne couvrent pas la totalité des têtes, des morphologies typiquement en « entonnoir », T3, sont associées aux têtes des canyons Trionto a, b et à un tributaire du canyon Trionto3 (Figure 6-31). La tête du Trionto a est large de plus de 950 m et profonde de 20 m ; elle présente une morphologie simple, de type T3a. La tête du Trionto b présente une morphologie de type T3b, donc plus complexe car deux distributaires se connectent sur son côté Est (Figure 6-31). Elle est large de 470 m et profonde d'un

peu plus de 20 m. Enfin, le tributaire Ouest du canyon Trionto 3 présente une tête de morphologie de type T3a. Elle est large de 570 m et profonde de 10-15 m.

Les têtes des canyons Trionto 1, c, 2 et 3 présentent en revanche des morphologies type T1, dites en ruban, associées à la présence de plusieurs petits tributaires. Elles peuvent être soit plus complexes, de type T1b, comme les canyons Trionto 1, c et 3, ou plus simple, de type T1a, comme pour le canyon Trionto 2 (Figure 6-31).

On n'observe pas de hiérarchisation ou organisation évidente des têtes de canyons, suggérant qu'une tête de canyon peut adopter différentes morphologies lorsqu'elle se trouve directement en connexion avec les branches du delta d'un fleuve. La configuration des têtes de canyon TC3 n'est pas associée à une unique morphologie de têtes, mais au moins aux type de tête T1 et T3. On observe cependant que le degré de complexité des têtes de canyons T1b ou T3b n'est pas si élevé. En effet, on n'y observe que peu de cicatrices d'arrachements, les tributaires n'excèdent pas un nombre de 3 ou 4 (Trionto 3) et les dimensions des têtes restent petites, n'excédant pas des surfaces de l'ordre de 0,6 à 1 km^2.

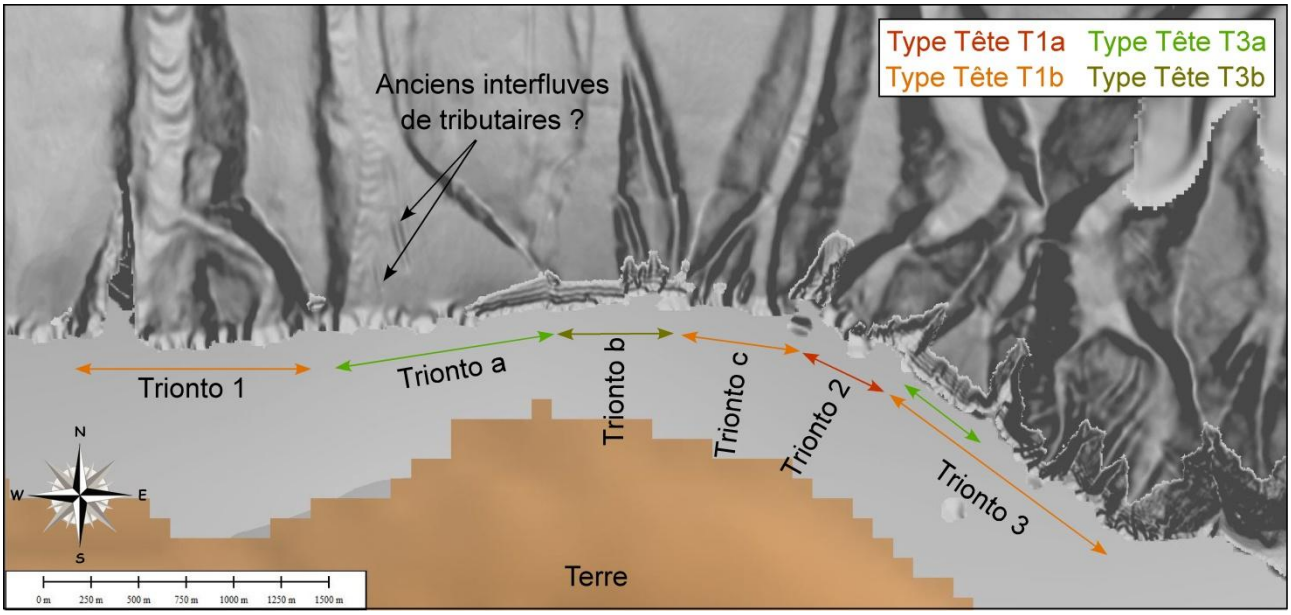


Figure 6-31 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente de la zone des têtes des canyons Trionto, qui présentent différentes morphologies de têtes. Voir localisation sur la Figure 6-30.

c. Caractéristiques morphométriques

Ces canyons tributaires présentent des longueurs variant de 7,5 km (Trionto 3) à 10-11 km (Trionto a, b et c ; Figure 6-30 et Cahier Annexe-Canyons Trionto). Ils présentent tous un profil topographique plutôt concave dans leur partie supérieure, à linéaire dans leur partie inférieure (Cahier Annexe-Canyons Trionto). Leur inclinaison moyenne augmente de 2,1° à 3,3° du Trionto 1

au Trionto 3. Dans le détail, le caractère concave de la zone des têtes augmente vers Trionto 3 au Sud. En effet, alors que le canyon Trionto 1 présente une inclinaison de sa zone de tête d'une valeur de presque 3,7°, les canyons Trionto a, b et c et Trionto 2 présentent une inclinaison moyenne de 5°, et la zone de tête du canyon Trionto 3 présente une valeur moyenne de 6,3° (Cahier Annexe-Canyons Trionto). Les interfluves des canyons présentent généralement le même type de profil topographique avec une partie supérieure à tendance concave et une partie inférieure à tendance linéaire (Cahier Annexe-Canyons Trionto).

La comparaison des profils topographiques de chaque thalweg et de ceux des interfluves montre que chaque canyon incise plus fortement la marge dans sa partie supérieure et qu'au niveau de leur embouchure, le fond du canyon et les interfluves se confondent (Cahier Annexe-Canyons Trionto). Le canyon Trionto 2 déroge cette observation puisque la profondeur de son incision reste quasi-constante sur toute la longueur de son thalweg (Cahier Annexe-Canyon Trionto 2). De manière générale, la profondeur moyenne d'incision de ces canyons tributaires augmente vers le Sud, de 40 m pour le canyon Trionto 1 à 54 m pour le canyon Trionto 2 puis à 74 m pour le canyon Trionto 3. Les canyons intermédiaires Trionto a, b et c présentent des valeurs d'incision moyenne plus faibles, de 25 à 35 m.

Tous les canyons Trionto semblent relativement rectilignes. Ceci est confirmé pour les canyons Trionto 1, 2, 3 qui ont un indice de sinuosité de 1,07 à 1,12. Les canyons Trionto a, b et c ont un indice de sinuosité de 1,24 à 1,38 (Cahier Annexe-Canyons Trionto) et pourraient donc être considérés comme sinueux.

En terme de dimensions, les largeurs des canyons Trionto 2 et 3 et de leur thalweg restent constantes d'amont en aval. Elles sont de 670-740 m en moyenne pour le canyon et de 280-320 m pour le thalweg. En revanche, le canyon Trionto 1 s'élargit de 600-700 m à plus de 2 km vers l'aval et les canyons Trionto a, b et c deviennent plus étroits, de 400-700 m à 300-400 m. Leur thalweg évolue de la même manière. Ainsi, celui du canyon Trionto 1 augmente de 150-200 m à 1,6-1,8 km, tandis que ceux des Trionto a, b et c diminuent de 100-200 m à 50-80 m (Figure 6-30).

Les canyons Trionto 1, 2 et 3 présentent un profil transverse en « V » dans leurs têtes tandis que leur corps est globalement un fond plat, donc un profil transverse en « U ». Les canyons Trionto a, b et c présentent davantage une morphologie en V sur toute leur longueur, notamment pour les Trionto a et b. Ils adoptent cependant dans leur thalweg commun, à la transition avec le Chenal Corigliano, une morphologie en « U » (Cahier Annexe-Canyons Trionto).

d. Eléments architecturaux

Les canyons tributaires Trionto sont constitués de différents éléments architecturaux. On observe quelques instabilités reconnaissables par des cicatrices d'arrachements. Celles-ci sont essentiellement localisées dans les zones des têtes ou dans les parties amont des canyons mais très

peu dans leurs corps (Figure 6-32). La densité moyenne de ces cicatrices d'arrachements est de 3 à 10 par km^2, et ce sont les canyons Trionto a, b et c qui en comptent le moins.

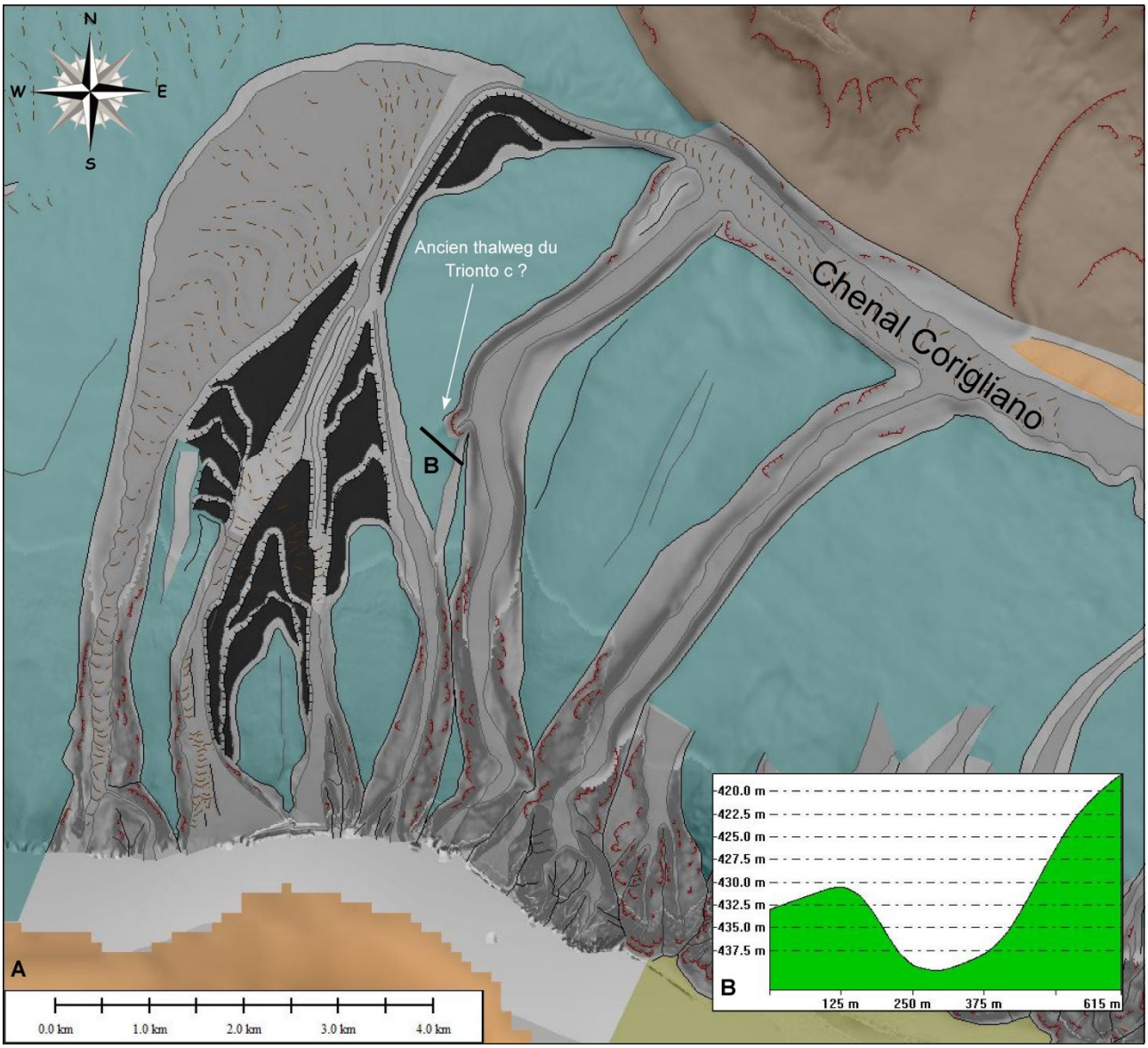


Figure 6-32 : A) interprétation morphologique des canyons Trionto 1, Trionto a, b et c, Trionto 2 et Trionto 3. B) Profil transverse à travers un possible thalweg abandonné du Trionto c se ramifiant au Trionto 2. Voir localisation sur la Figure 6-25.

Des ondulations interprétées comme des rides sédimentaires sont présentes uniquement dans les canyons Trionto 1 et a. Elles ont été identifiées sur toute la longueur du canyon Trionto 1 et dans la partie amont et médiane du canyon Trionto a (Figure 6-32). Elles ont des amplitudes de 7 à 12 m et des longueurs d'onde de 100 à 150 m dans la partie amont du canyon Trionto 1 et évoluent jusqu'à des valeurs de 5 à 10 m d'amplitude et de 200 à 400 m de longueur d'onde dans l'embouchure du canyon. En revanche, les dimensions de ces rides sont sensiblement plus petites dans le canyon Trionto a. En effet, dans sa partie amont, ces rides sédimentaires font de 5 à 7 m

d'amplitude et de 50 à 80-90 m de longueur d'onde. Dans sa partie médiane, elles évoluent jusqu'à des dimensions de l'ordre de 3-5 m d'amplitude et de 100-150 m de longueur d'onde.

Plus on se dirige vers Sud de la marge, moins les canyons Trionto se caractérisent par la présence de rides sédimentaires au sein de leur thalweg, allant même jusqu'à être totalement absentes dans les canyons Trionto c, 2 et 3 (Figure 6-32).

Des structures assimilables à des terrasses sont présentes uniquement dans les canyons Trionto 1, a, b, c (Figure 6-32). Ces terrasses sont toutefois particulières. Elles se situent dans les zones des corps et des embouchures des canyons. Celles situés dans les corps sont localisées entre deux thalwegs, de manière imbriquée dans le sens de la pente (Figure 6-32). Entre les thalwegs des canyons Trionto 1 et Trionto a, on observe jusqu'à 5 générations de terrasses, tandis qu'entre les canyons Trionto a et b, et b et c, on n'observe que 3 générations. Les replats formés par ces terrasses ne sont pas forcément subhorizontaux mais présentent une inclinaison de l'ordre de 2-3°. Ces terrasses ne sont pas associées à la présence de méandres.

Dans le cas de l'embouchure du thalweg commun aux Trionto a, b, c, la première génération de terrasses se situe à 25-30 m au dessus du fond, puis la seconde à 10-15 m. Dans le cas des 3 terrasses imbriquées comprises entre les thalwegs des corps Trionto a à c, la première génération se situe à 30-40 m, la deuxième à 20-30 m, et la dernière à environ 10 m au dessus du fond. Dans le cas des 5 générations comprises entre le Trionto 1 et a, la première génération se situe à 65 m, la deuxième à 55 m, la troisième à 45 m, la quatrième à 20 m et la dernière à 15 m au dessus du fond. Sur les profils Chirp, ces terrasses sont caractérisées par un échofaciès type I à II, lité continu avec des réflecteurs subparallèles de moyenne à faible amplitude, bien que certaines puissent présenter localement un échofaciès IV ou V.

Enfin pour finir, on observe une possible déviation du thalweg du canyon Trionto c. En effet, le canyon Trionto 2 présente sur son flanc Est une ramification en forme de dépression qui semble être désormais abandonnée. Ce thalweg semble prendre la direction de celui du Trionto c, laissant supposer une possible bifurcation de celui-ci, se jetant dans le canyon Trionto 2, vers les canyons Trionto a et b (Figure 6-32).

L'embouchure du Trionto 1 est plus large que celles des autres canyons tributaires. Elle est caractérisée par un échofaciès sourd associé à la présence de rides sédimentaires (Figure 6-33). Cet échofaciès n'est pas confiné dans l'embouchure du canyon mais se propage sur plus de 1,6 km au-delà de la limite visible du thalweg, jusqu'à la base de la Ride Amendolara (Figure 6-33). Cette zone de large embouchure du canyon Trionto 1 pourrait correspondre, en fait, à un lobe sédimentaire confiné dans une dépression d'environ 2 km de large et 3 km de long (Figure 6-33). Ce lobe se composerait de dépôts grossiers et semble être encore alimenté car aucun dépôt

hémipélagique drapant n'est observé (Figure 6-33).Ce lobe est lui-même entaillé par le thalweg commun aux canyons Trionto a, b et c, ce qui suggère que ce dernier est plus récent que le lobe.

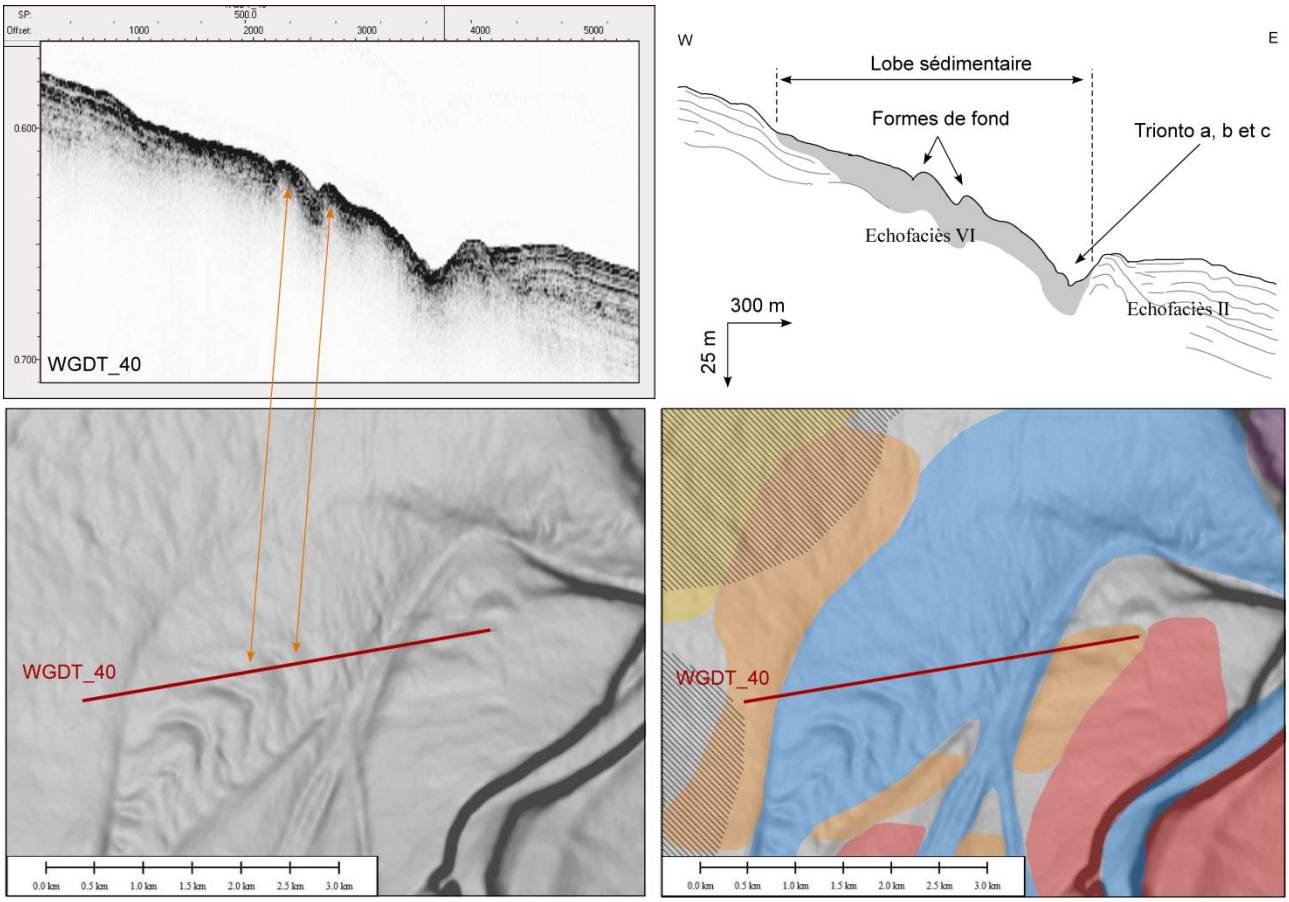
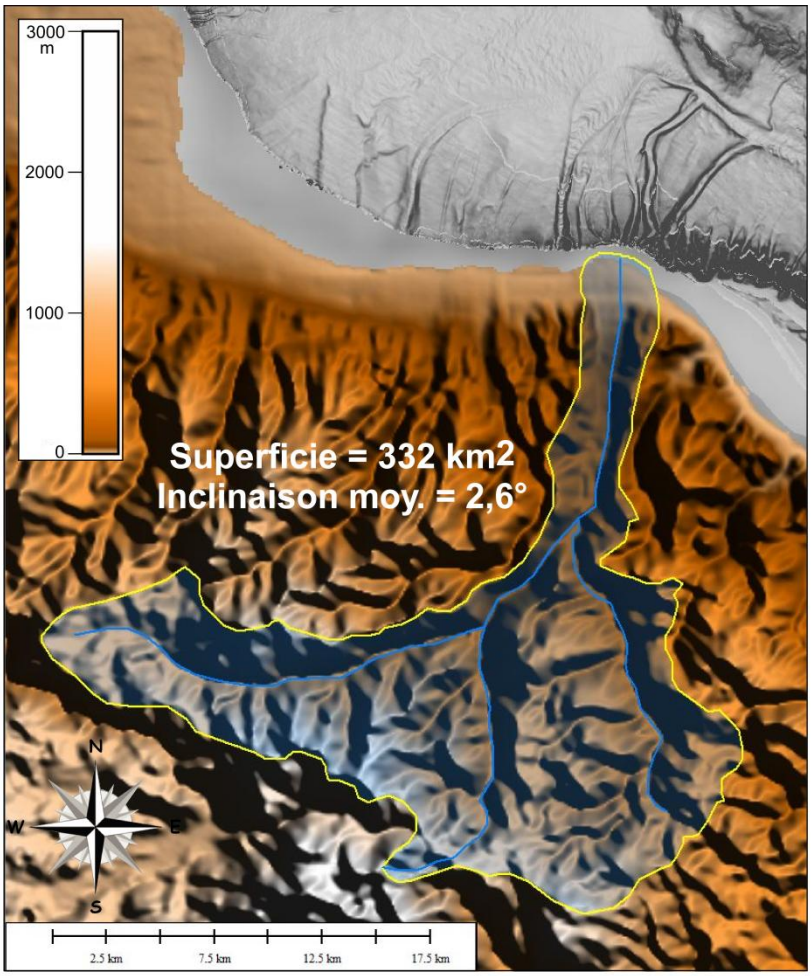


Figure 6-33 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente, interprétation des échofaciès et d'un profil Chirp traversant le lobe sédimentaire d'un Trionto 1. Voir localisation sur la Figure 6-30.

e. Bassin versant et caractéristiques hydrologiques

Les six canyons tributaires Trionto du Chenal Corigliano se situent en aval du fleuve Trionto (Figure 6-34) et semblent être en connexion directe avec les branches du delta (Figure 6-34). Le bassin versant du Trionto se caractérise par une superficie de 332 km^2 et un périmètre de 120 km. Son altitude maximum est de plus de 1580 m. Il se compose de trois affluents principaux dont le plus long mesure 34,5 km environ et présente une inclinaison moyenne de 2,62° (Cahier Annexe-Canyons Trionto).

Le débit du fleuve Trionto suit une courbe monomodale, avec de forts débits suivant la courbe des précipitations durant la saison hivernale (Figure 6-34). Le fleuve Trionto pourrait donc être considéré comme un torrent puisque son régime hydrologique suit la tendance du régime torrentiel. Durant l'hiver, les débits atteignent des valeurs de 8 $m^3.s^{-1}$, alors que durant l'été, caractérisé par de faibles précipitations, les débits ne sont plus que de 1 à 2 $m^3.s^{-1}$ (Figure 6-34).



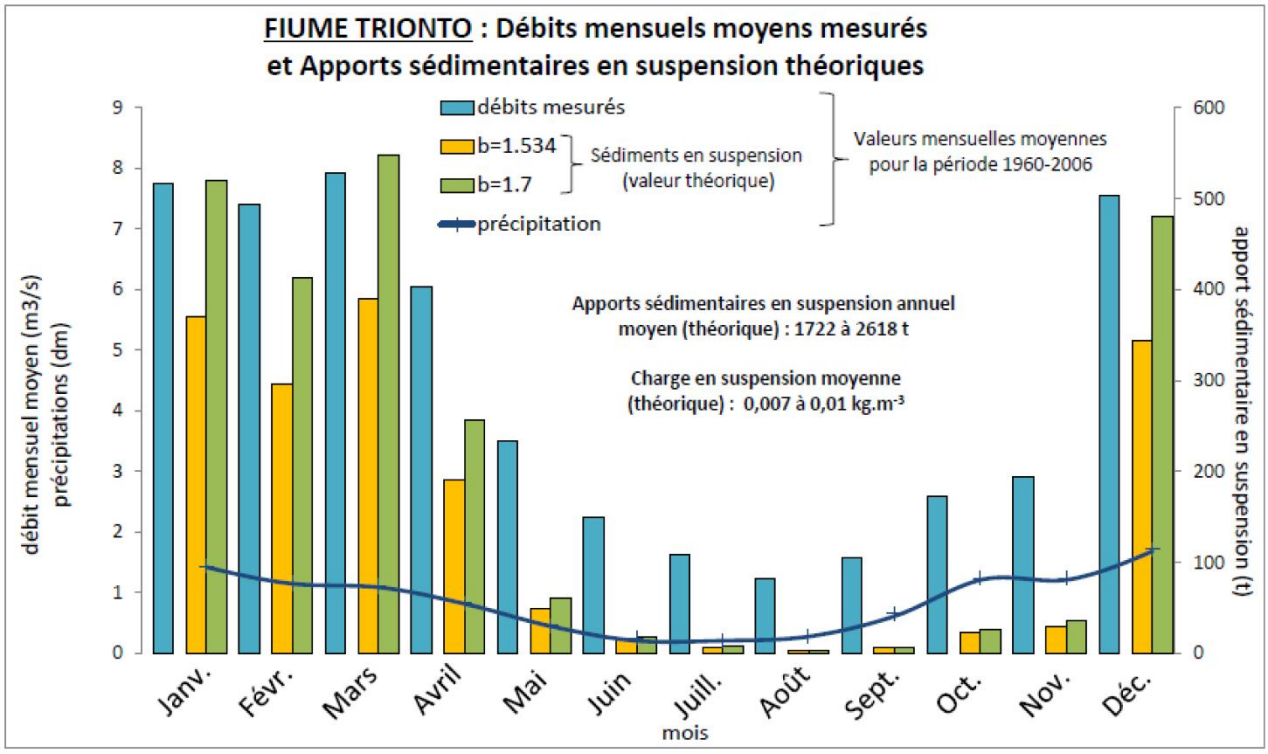


Figure 6-34 : Carte localisant le bassin versant du fleuve Trionto, et ses principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant ses précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels.

A partir de ces mesures de débits liquides, j'ai estimé les apports sédimentaires associés, à partir des équations de charge solide en suspension (1) et de débit solide théorique (2) (Leopold et Maddock, 1953 ; Mulder et al., 1996 – Chapitre 2). Les apports sédimentaires en suspension annuels moyens estimés varient de 1722 à 2618 t (Figure 6-34), suivant différente valeurs de b, coefficient empirique : pour des données mensuelles : b = 1,7 à b = 1,75 (Mulder et al., 1996) ; pour des données instantanées : b = 1.534 (Laurent, 1971) (Voir Chapitre 2 et Annexes des calculs des débits solides théoriques). Les apports sédimentaires mensuels suivent les courbes de précipitations et de débits liquides, et varient de 300 à 500 t durant les mois hivernaux à quelques dizaines de tonnes durant les mois estivaux (Figure 6-34). De plus, la charge en suspension moyenne varie, pour les mêmes valeurs de b que précédemment, de 0,007 à 0,01 $kg.m^{-3}.s^{-1}$ (Figure 6-34 et Annexes des calculs des débits solides théoriques).

6.1.3. Les tributaires Arso et Nicà

a. Configuration des canyons

Les canyons Arso et Nicà se connectent également au Chenal Corigliano, au niveau du brusque changement de sa direction entre les Rides Amendolara et Cirò (Figure 6-35). Ils présentent tous deux une direction générale SSW/NNW, mais dans le détail, leur partie supérieure montre plutôt une tendance SW/NE et leur partie inférieure N/S (Figure 6-35). La partie supérieure des canyons se situent sur la pente continentale caractérisée par une inclinaison moyenne de 4,5 à 5° et un profil topographique linéaire à concave (Figure 6-35). Leur partie inférieure se situe dans un bassin sédimentaire constituant l'extension Sud du Bassin Corigliano, limité par la Ride Amendolara et la Ride Cirò (Figure 6-35). Cette zone est caractérisée par une inclinaison moyenne de 0,5 à 2,7°. Le profil topographique du bassin sédimentaire traversé par les canyons tributaires passe de linéaire-convexe à sa transition avec la Vallée de Tarente (A-Figure 6-35) à un profil subhorizontal linéaire vers le Sud-Est de la marge (B-Figure 6-35). Le trajet et le changement de direction des canyons Arso et Nicà à leur entrée dans le bassin sédimentaire pourraient donc être contraint par la physiographie de la marge, et suivre la plus grande pente.

Le canyon Arso se situe à des profondeurs d'eau allant de 100-105 m de profondeur incisant légèrement le plateau continental, jusqu'à la Vallée de Tarente à 850 m. Il se compose de trois tributaires principaux se rejoignant progressivement en un seul thalweg entre 300 et 400 m de profondeur d'eau. Ces tributaires sont larges de 400 à 600 m, tandis que leurs thalwegs sont larges de 100-200 m. Leur profondeur d'incision est de l'ordre de 50 m. Un quatrième tributaire situé plus à l'Est et moins marqué sur les données bathymétriques se connecte également au canyon Arso dans sa partie inférieure (Figure 6-35). Ses dimensions sont similaires aux 3 tributaires précédents. Le canyon Nicà s'étend de 90 m à 880 m de profondeur d'eau. Il se compose d'un unique thalweg (Figure 6-35).

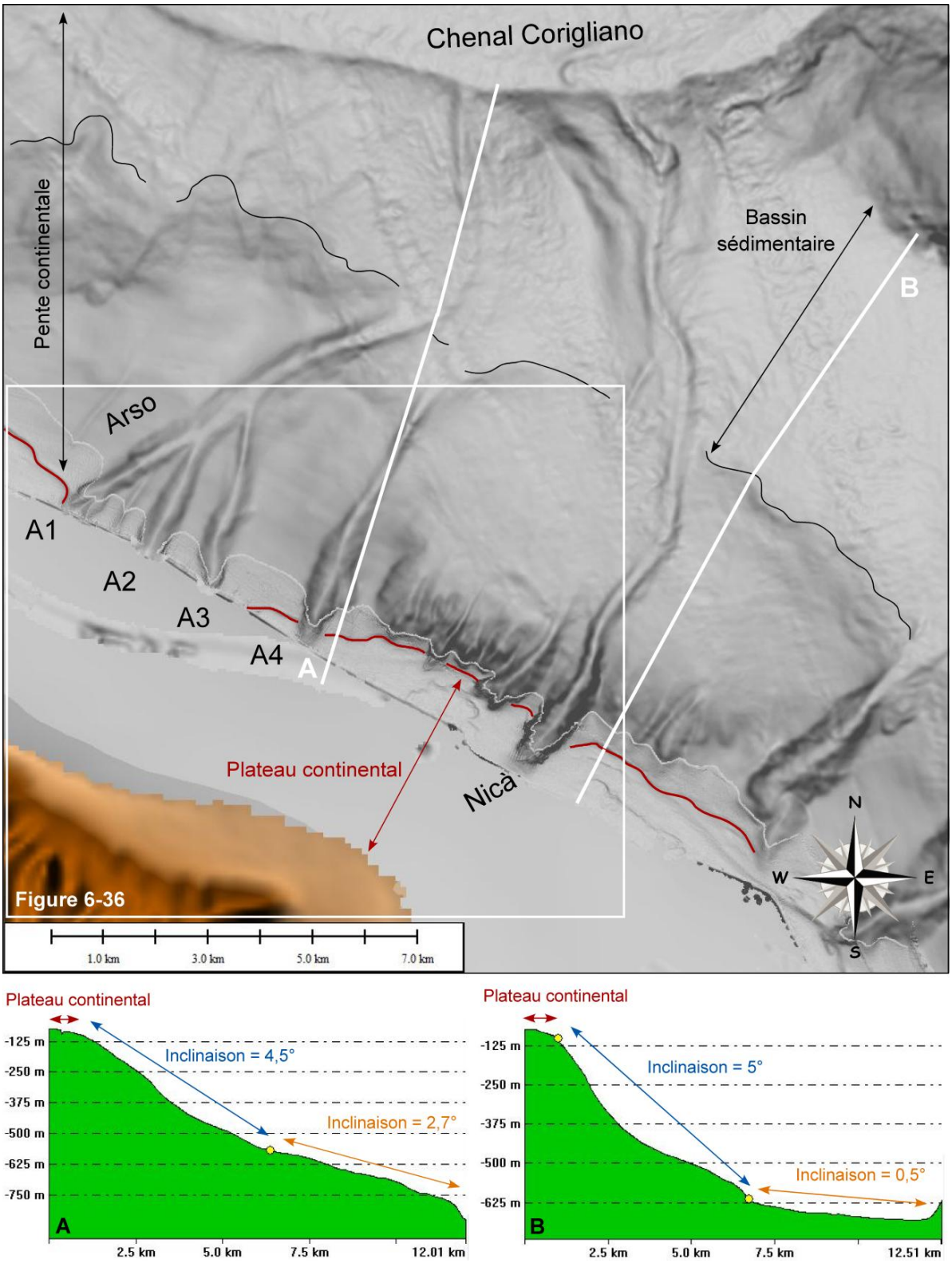


Figure 6-35 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente des canyons tributaires Arso et Nicà du système Corigliano et deux profils de pente.

Le canyon Nicà présente clairement une configuration de canyons TC2, incisant sur 1 km le plateau continental (Figure 6-35). Il se positionne à un minimum d'un peu plus de 3 km de la ligne de côte et ne possède donc aucune connexion directe avec un système fluviatile subaérien (Figure 6-35). Le canyon Arso n'a pas sa partie amont bien couverte pas les données bathymétriques (Figure

6-35). On peut, cependant, observer que les tributaires A1 et A4 incisent légèrement le plateau continental sur 100 à 300 m (Figure 6-35). La limite amont des deux tributaires A2 et A3 et la bordure du plateau ne sont pas directement observables faute de données. On suppose donc que ces deux tributaires se situent aussi à un maximum de 3-4 km de la ligne de côte et n'incisent que très peu le plateau. Le canyon Arso est donc considéré comme ayant une configuration de canyons TC2, incisant le plateau continental mais n'ayant aucune connexion avec un système subaérien.

b. Morphologie des têtes de canyons

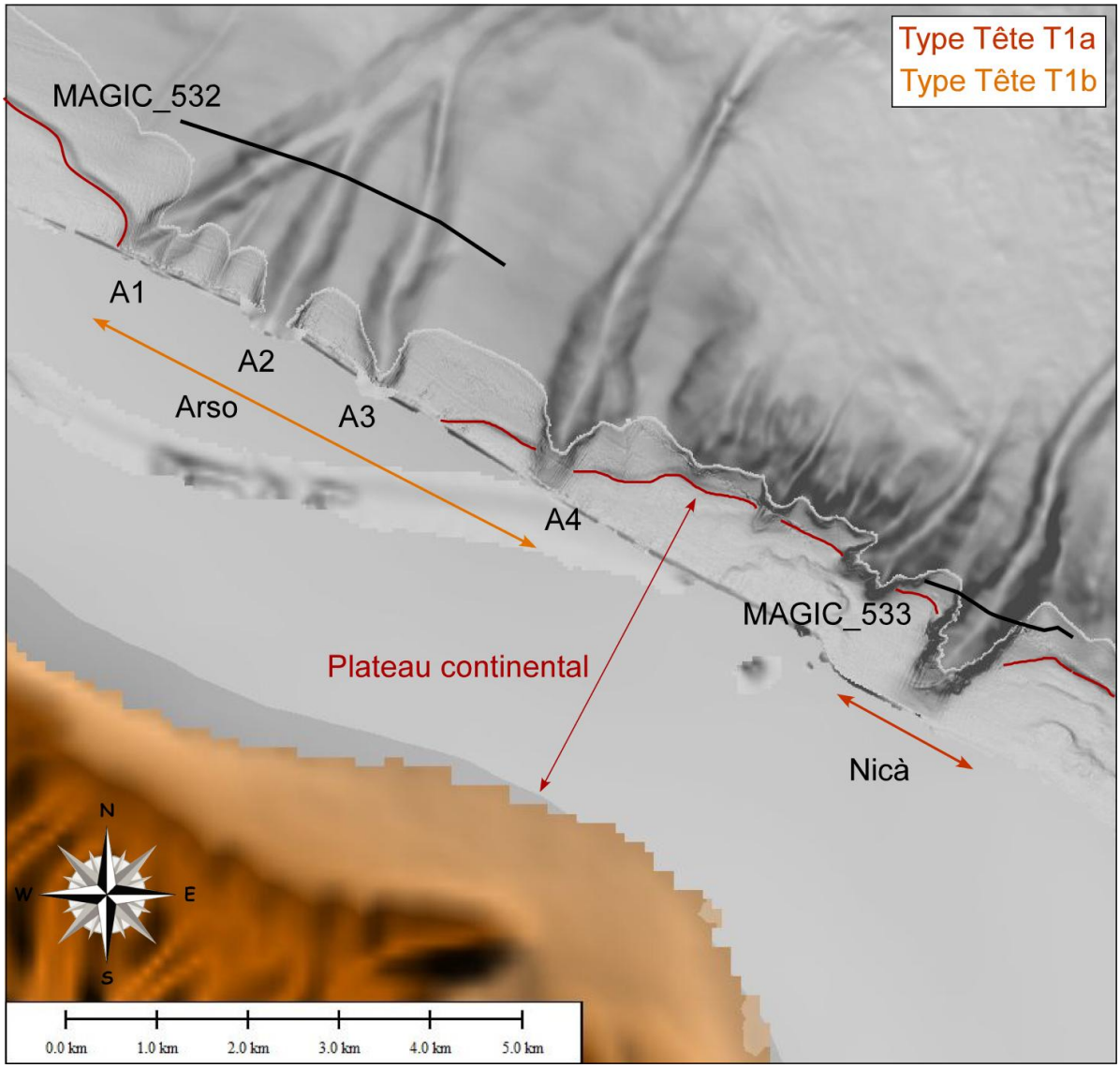


Figure 6-36 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente de la zone des têtes des canyons Arso et Nicà, qui présentent différentes morphologies de têtes.

On considère que la tête du canyon Arso est constituée des trois principaux tributaires décrits précédemment (Figure 6-36). Ceci correspondrait alors à une tête de type T1b, dite en ruban

ramifiée (Figure 6-36). Les tributaires en eux-mêmes ont des morphologies simples, se présentant sous la forme de sillons peu érosifs, de petite dimension et ne comportant que très peu ou pas de cicatrices de glissements (Figure 6-36). Cette tête s'étend ainsi vers le large sur une distance de 4 km et jusqu'à 430 m de profondeur d'eau (Figure 6-36). La tête du tributaire A4 présente des caractéristiques légèrement différentes. En effet, elle est affectée par des cicatrices lui conférant une morphologie plus évasée (600-800 m de large) et des flancs plus érodés (Figure 6-36). Elle serait donc de type T2a. Elle s'étend sur seulement 2,9 km environ vers le large (Figure 6-36).

L'unique tête du canyon Nicà présente des caractéristiques toujours plus accentuées que celles décrites pour le canyon Arso. Elle présente une extension vers le large de 3,1 km, une largeur moyenne de 800-900 m pour un thalweg de 300-350 m de large, et une profondeur d'incision d'environ 100-150 m. Elle érode le plateau continental sur environ 1 km (Figure 6-36). Elle est affectée par de nombreuses cicatrices de glissement (Figure 6-36). Cette tête serait donc du type T2a? (Figure 6-36).

On observe donc une évolution du NW au SE des tributaires du système Corigliano, depuis une tête de type T1b pour le canyon Arso jusqu'à une tête de type T2a pour le canyon Nicà. Vers le SE, il y a donc une diminution du nombre de ramifications mais les dimensions des têtes augmentent et l'impact des instabilités est de plus en plus marquée (Figure 6-36).

Sur des profils Chirp traversant les têtes de ces deux canyons, la tête du canyon Nicà est effectivement très affectée par des glissements identifiés par leur échofaciès de type V sur chacun des flancs (Figure 6-37) alors que les tributaires Arso présentes majoritairement des échofaciès de type II sur leurs flancs. Les thalwegs de Arso A1 et de Nicà sont caractérisés par un échofaciès type IV tandis que dans les tributaires Arso A2 et A3, cet échofaciès est maintenant drapé par un échofaciès de type II, suggérant une activité des processus gravitaires limitées voire inexistantes.

La surface de discordance U, décrite dans le chapitre précédent, est très bien observée sur les profils Chirp de la zone des tributaires Arso et Nicà et jusqu'à des profondeurs d'eau de 280-300 m (Figure 6-37). Cette discordance sépare une Unité 1 d'une Unité 2 sus-jacente et se situe à environ 30-50 et serait associée au dernier bas niveau marin (LGM) (Figure 6-37). Elle n'est pas visible sur les profils sismiques et est une discordance à l'intérieur de l'unité sismique PQ3, et fait des Unités 1 et 2 observables sur le Chirp des sous-unités de PQ3. Les thalwegs des canyons Arso et Nicà semblent se mettre en place sur des incisions dans la surface de discordance U. En, effet, le creusement dans l'Unité 1, remarquable par cette surface, présente des dimensions allant de 60 à 100 pour le canyon Arso et jusqu'à 180 m environ pour le canyon Nicà, et présentant des largeurs relativement semblables à celle des thalwegs actuels (Figure 6-37). On observe cette incision de façon très remarquable par la présence de troncatures d'érosion des réflecteurs de l'Unité 1, notamment au contact du tributaire Arso A1 (Figure 6-37). Cette Unité 1 présente un échofaciès de type I à II dans les tributaires A2 et A3 du canyon Arso et de type V et VI dans A1 et le canyon Nicà (Figure 6-37).

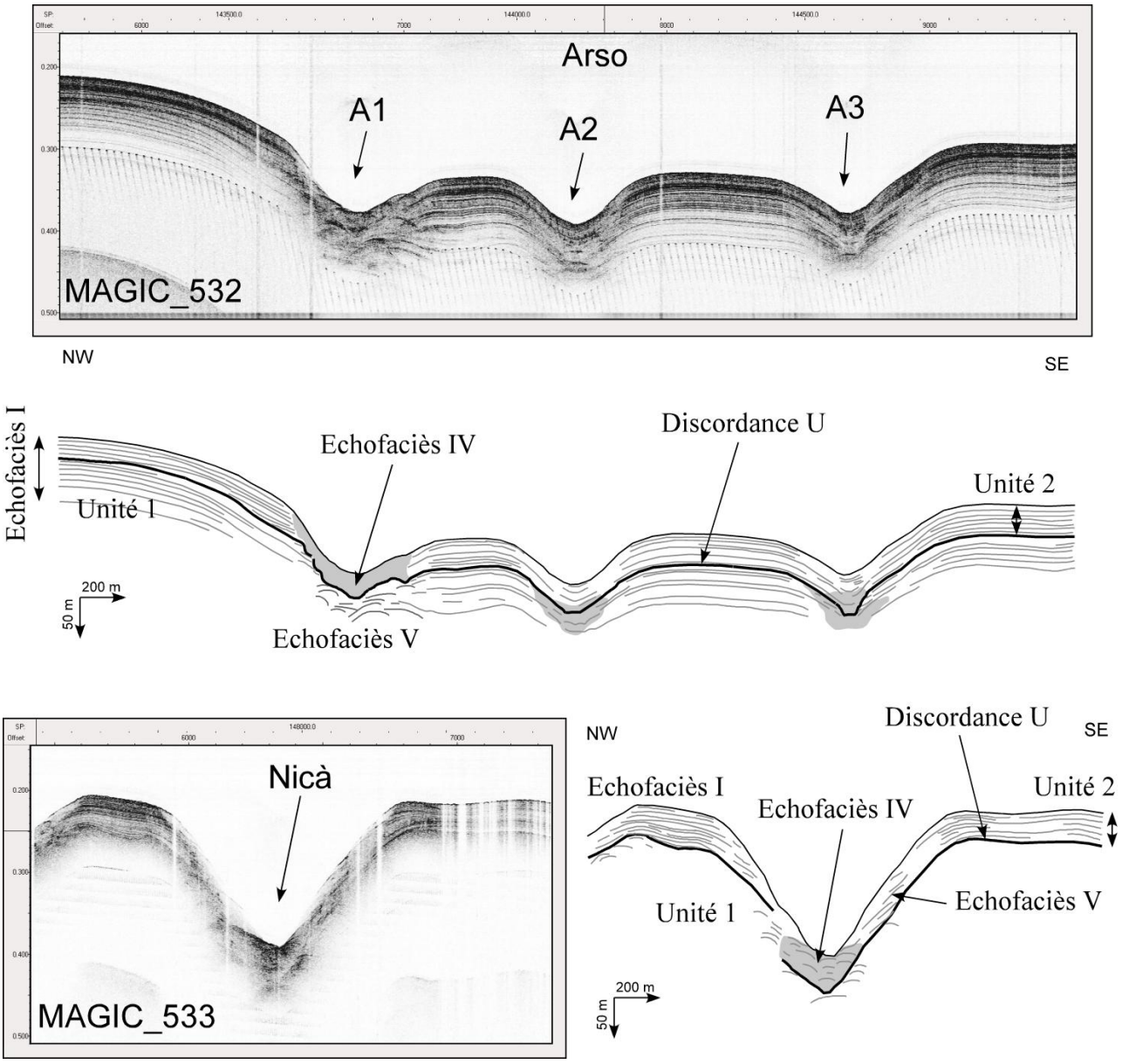


Figure 6-37 : Interprétations de profils Chirp à travers les têtes des canyons tributaires Arso et Nicà. Voir localisation des profils sur la Figure 6-36.

Les canyons tributaires Arso et Nicà semblent donc se mettre en place dans des incisions creusées dans l'Unité 1 et recreusées lors de la formation de la discordance U. Dans l'Unité 2, les tributaires Arso semblent être plutôt aggradant, l'épaisseur de l'Unité étant homogène partout, tandis que le canyon Nicà conserve un caractère plus érosif.

c. Caractéristiques morphométriques

Les longueurs des thalwegs des canyons Arso et Nicà sont respectivement de 12,8 et 14,9 km (Cahier Annexe-canyons Arso et Nicà). Les profils topographiques de ces thalwegs suivent la

tendance de la pente continentale détaillée précédemment. Leur inclinaison moyenne est d'environ 3,1-3,3°. Dans le détail, ils présentent tous deux une inclinaison plus élevée dans leur partie supérieure (environ 4°) que dans leur partie inférieure (2-2,7° ; Cahier Annexe-canyons Arso et Nicà). De plus, leur profil topographique de tendance linéaire à concave dans leur partie supérieure présente une tendance plutôt convexe dans leur partie inférieure. Ces changements interviennent à la transition entre la pente continentale et le bassin sédimentaire décrit précédemment, et semblent s'accentuer à proximité du Chenal Corigliano (Cahier Annexe-canyons Arso et Nicà).

Les deux thalwegs sont relativement linéaires, avec un indice de sinuosité de l'ordre de 1,1-1,2, bien que leurs cours changent de direction au niveau de leur entrée dans le bassin sédimentaire. La largeur du canyon Arso est d'environ 810 m et son thalweg est de presque 250 m. Le canyon Nicà est plus grand, avec une largeur de canyon de presque 1,3 km et un thalweg large de 460 m (Cahier Annexe-Arso et Nicà). Et alors que le profil de pente du thalweg Nicà change de concave à convexe, le canyon s'élargit fortement (Figure 6-38 et Cahier Annexe-canyon Nicà). Il passe, en effet, d'une moyenne de 450 m de large à plus de 1,5-3 km de large, et s'élargit de plus en plus vers le Chenal Corigliano (Cahier Annexe-canyon Nicà). Les flancs présentent de plus, une inclinaison de plus en plus faible, passant ainsi d'environ 8° à 4-6°. La profondeur d'incision du canyon Arso est d'environ 38 m et celle du canyon Nicà de 60 m. Les dimensions du canyon Nicà sont 1,5 à 2 fois plus grandes que celles du canyon Arso.

La comparaison entre les profils des thalwegs et leurs interfluves permet de mettre en évidence que le canyon Nicà incise davantage la marge que le canyon Arso (Cahier Annexe-canyons Arso et Nicà). L'incision du canyon Nicà est plus accentuée dans les zones du plateau continental et de l'embouchure du canyon, à la transition avec le Chenal Corigliano (Cahier Annexe-canyons Arso et Nicà).

Les profils transverses des deux canyons sont caractérisés pas une morphologie générale en V et localement par une morphologie en U dans la partie supérieure des thalwegs ou à la transition avec le bassin sédimentaire (Cahier Annexe-canyons Arso et Nicà).

d. Eléments architecturaux

D'un point de vue morphologique, le canyon Arso et ses tributaires se présentent sous l'aspect de sillons simples (Figure 6-38). Ils ne présentent ni figures de fond dans leur thalweg, ni terrasses (Figure 6-38). Très peu de cicatrices d'arrachements sont visibles, suggérant une activité très limitée des instabilités. Toutefois, dans sa partie inférieure, le thalweg semble présenter des dépôts internes grossiers puisqu'il présente un échofaciès type VI (Figure 5-9). On observe également le dépôt d'un glissement dans la zone de la tête, pouvant être associé à une cicatrice d'arrachement située sur le flanc, le long de l'interfluve (Figure 6-38).

Le canyon Nicà présente une morphologie plus complexe. On n'observe en effet quelques cicatrices d'arrachement dans la région de la tête, la présence de *knickpoints* au niveau de son embouchure, la présence de deux générations de terrasses, et le possible abandon d'un thalweg tributaire (Figure 6-38).

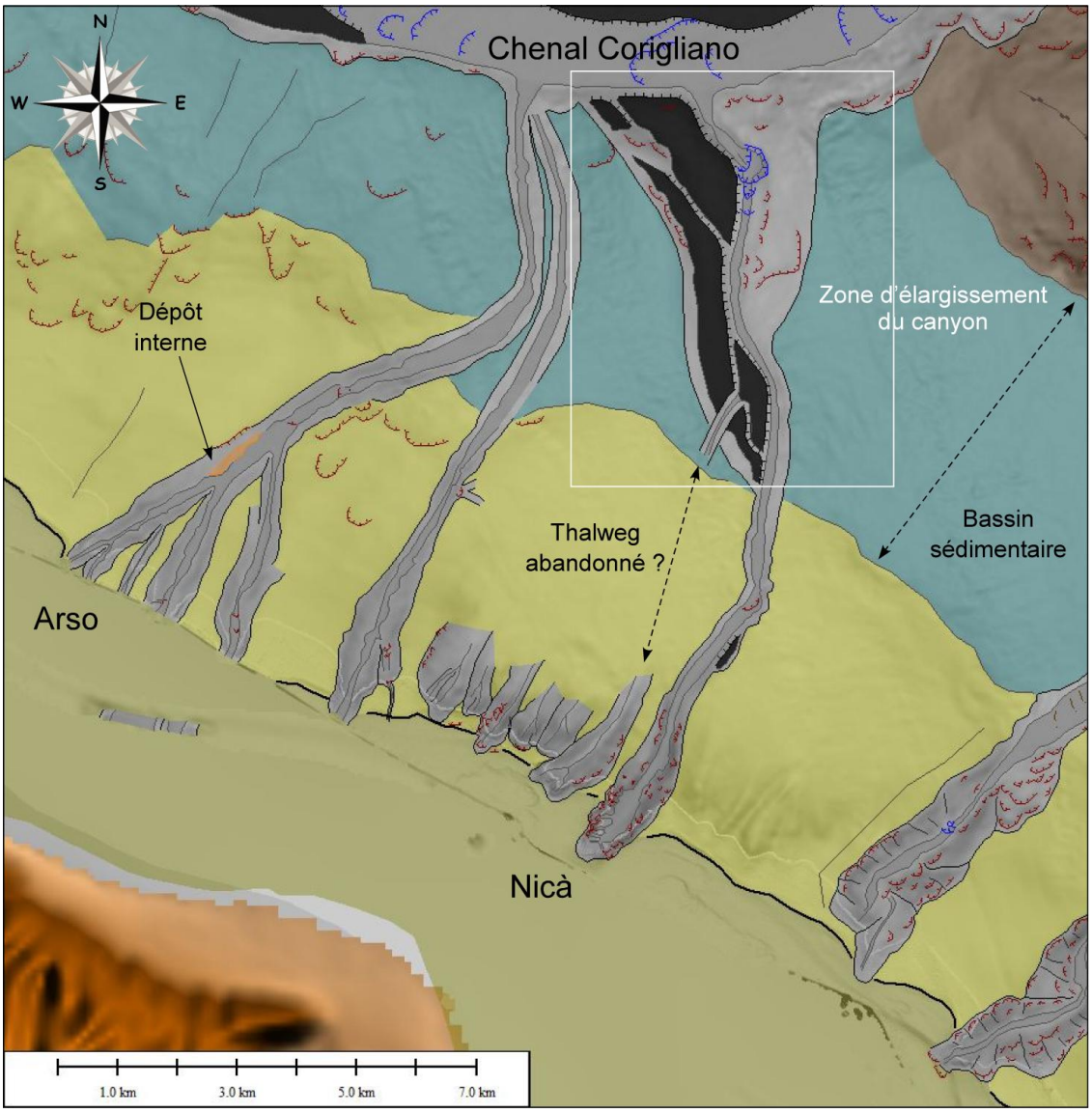


Figure 6-38 : Interprétation morphologique des canyons Arso et Nicà, montrant des caractéristiques morphologiques différentes.

Les cicatrices d'arrachement font 30 à 60 m de hauteur et 80-150 m de large dans la zone de la tête, et présentent des dimensions de 20 à 30 m de hauteurs et des largeurs de plusieurs centaines de mètres dans la zone de l'embouchure (Figure 6-38). Leur densité varie de 0 à 5 par km^2, et c'est la tête du canyon Nicà qui en compte le plus (Figure 6-38). On n'en observe très peu dans le canyon Arso, et sont totalement absente dans la partie inférieure du canyon (Figure 6-38).

Une première génération de terrasse est présente en aval de la tête du canyon, sur le flanc SE. Elle se localise à une hauteur de 25 m au dessus du fond et fait 500 m de long et 100 m de large

(Figure 6-38). Elle est caractérisée par un échofaciès I à II, lité continu avec des réflecteurs subparallèles de moyenne à forte amplitude. A son entré dans le bassin sédimentaire, le canyon s'évase vers l'aval. Cet élargissement est également le lieu de formation de deux générations de terrasses, sur son flanc W (Figure 6-38). La première génération de terrasse se situe à 30-40 m au dessus du fond, puis la seconde génération à une hauteur de 5-10 m du fond (Figure 6-38). Les terrasses présentent des largeurs de l'ordre de plusieurs centaines de mètres et des extensions de quelques kilomètres (Figure 6-38). Elles sont caractérisées par un échofaciès de type II, avec des réflecteurs lités et continus de faible à moyenne amplitude. Les terrasses les plus aval sont associées à la présence de *knickpoints* dans le thalweg.

Les *knickpoints* sont regroupés sur une longueur de 1 km, à environ 2 km avant la connexion du canyon Nicà sur le Chenal Corigliano (Figure 6-38). Les plus grands sont profonds de 30 à 40 m, expliquant alors l'élévation locale de certaines terrasses. Ils présentent des largeurs de 250 à 500 m. Cette zone de *knickpoints* correspond en particulier à la zone de plus grande convexité du profil topographique du thalweg (Annexe Nicà).

Une dépression allongée sur 1 km, profonde de 15-20 m et large d'environ 200 m, se connecte au canyon Nicà dans la zone des terrasses (Figure 6-38). Elle mime la forme d'un thalweg mais celui-ci serait alors abandonné car limité uniquement à la zone du bassin. Plusieurs morphologies limitées actuellement sur le haut de la pente continentale et mimant des têtes de canyons pourraient avoir été la zone source de ce thalweg (Figure 6-38).

e. Bassins versants et caractéristiques hydrologiques

Le tributaire Arso1 est localisé actuellement dans le prolongement du torrent Arso (Figure 6-39). Le bassin versant de ce torrent se caractérise par une superficie moyenne de 33 km^2 et un périmètre de 31 km (Figure 6-39). L'affluent le plus long mesure plus de 12 km, et prend sa source à plus de 820 m d'altitude. Son inclinaison moyenne est d'environ 3,9° (Figure 6-39). Le canyon Nicà se situe dans la continuité du fleuve Nicà (Figure 6-39). Son bassin versant présente une superficie d'environ 177 km^2 et un périmètre de presque 70 km. Ce bassin versant est plus de 5 fois plus grand que celui du torrent Arso (Figure 6-39). L'affluent le plus grand du fleuve Nicà mesure environ 32 km de long, et son altitude maximum est de 915 m. Son inclinaison moyenne est de 1,65°, plus faible que celle du torrent Arso (Figure 6-39).

Les précipitations au-dessus de ces deux bassins versants sont sensiblement identiques (Figure 6-39), de l'ordre de 1-1,4 $dm.mois^{-1}$ (100 à 140 $mm.mois^{-1}$) durant les mois hivernaux, et de l'ordre de 20 $mm.mois^{-1}$ durant les mois estivaux (Figure 6-39). Les courbes de débits liquides des deux bassins versant suivent la courbe des précipitations, bien que le débit du fleuve Nicà soit plus élevé que celui du torrent Arso (Figure 6-39).

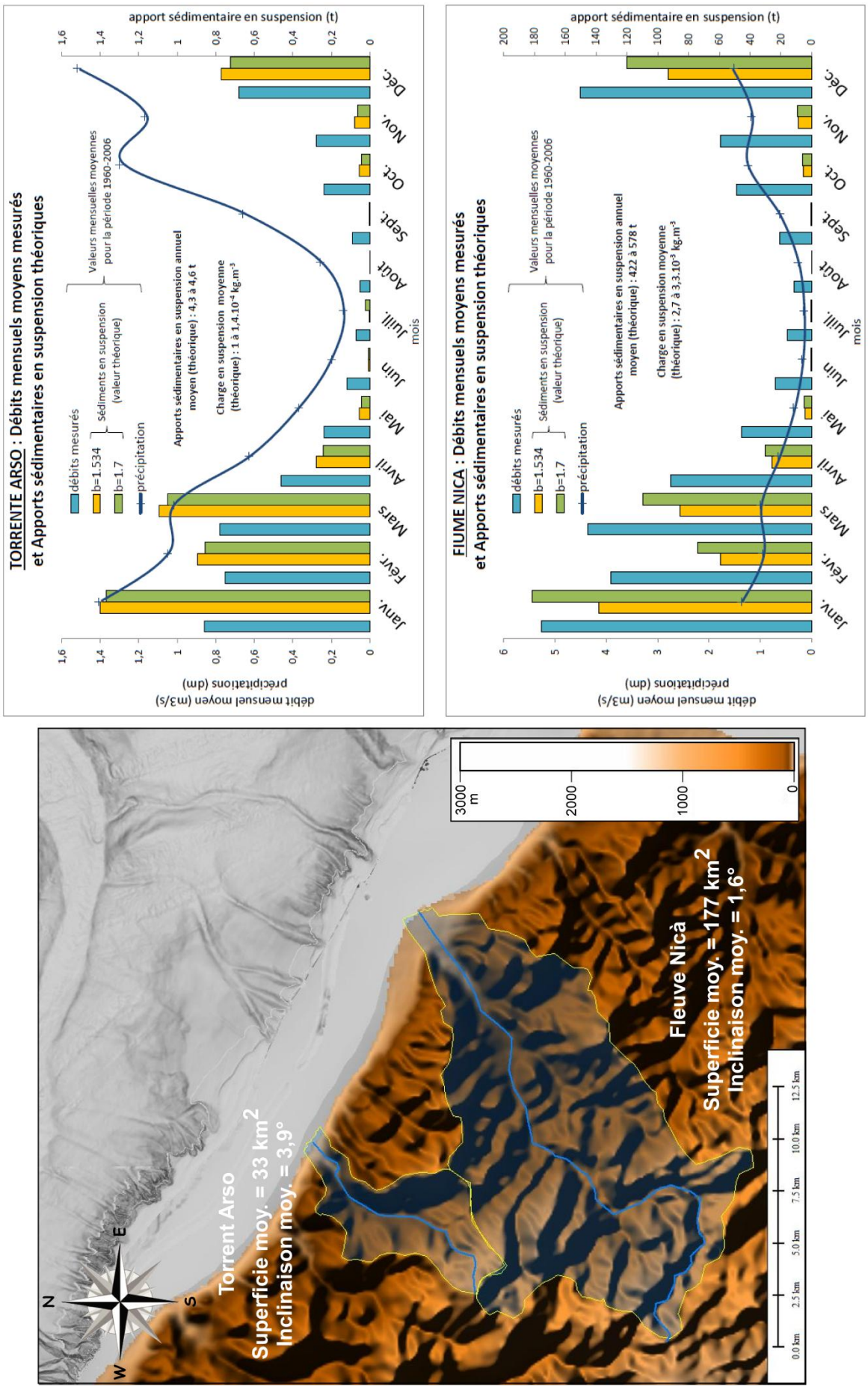


Figure 6-39 : Carte localisant les bassins versants du torrent Arso et du fleuve Nicà, et leurs principales caractéristiques, ainsi que des graphiques présentant leurs précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels.

Alors que le torrent Arso présente des débits liquides d'à peine 0,8 $m^3.s^{-1}$ durant les mois d'hiver et de moins de 0,1 $m^3.s^{-1}$ durant les mois d'été, le fleuve Nicà présente de débits liquides de plus de 5 $m^3.s^{-1}$ en hiver et d'environ 0,5 $m^3.s^{-1}$ en été (Figure 6-39). Autrement dit, le fleuve Nicà présente des débits d'eau 5 à 6 fois plus élevés que le torrent Arso. Le torrent Arso et le fleuve Nicà se comportent tous les deux suivant un régime torrentiel, avec une courbe monomodale et un pic durant les mois hivernaux (Figure 6-39).

Les apports sédimentaires en suspension annuels moyens (théoriques), calculés à partir des courbes de débits liquides, permettent d'estimer des valeurs de 4,3 à 4,6 t pour le torrent Arso, et à 422 à 578 t pour le fleuve Nicà (Figure 6-39). Ces apports annuels sont 100 fois plus grands pour le fleuve Nicà que pour le torrent Arso. Ces apports sédimentaires théoriques suivent la tendance des courbes de précipitations et de débits liquides (Figure 6-39). La charge en suspension moyenne, estimée à 1-1,4.10^{-4} kg.m^{-3} pour le torrent Arso et à 2,7-3,3.10^{-3} kg.m^{-3} pour le fleuve Nicà, reste plus élevée (24 à 27 fois supérieur) pour le fleuve Nicà (Figure 6-39 et Annexe débits solides théoriques).

6.2. Les autres systèmes de canyons du type R1 et conclusion

Les deux autres systèmes de canyons du type R1, le système Punta di Alice (3-Figure 6-1) et le système Esaro di Crotone (5-Figure 6-1) sont décrits dans le détail dans les Annexes 1 et 2. Cette partie se concentrera sur une comparaison succincte de ces deux systèmes avec le système de canyons typique du type R1, décrit précédemment.

6.2.1. Situation géographique et aspect physiographique général

Les systèmes Punta di Alice et Esaro de Crotone se situent respectivement dans le segment Nord au large du delta Cirò et dans le segment Sud de la Marge Calabro-Ionienne, au large de Crotone (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). Alors que les systèmes Corigliano et Punta di Alice se situent dans le segment Nord de la Marge Calabro-Ionienne (fold-and-thrust belt) et se ramifient tous deux à la Vallée de Tarente, le système Esaro di Crotone se situe sur le haut structural Rizzuto dans le segment Sud et se termine sur la pente inférieure du bassin d'avant-arc de Crotone-Spartivento (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). Ce dernier se situe donc dans un contexte tectonique régional différent des deux systèmes du segment Nord. Cette différence s'observe également dans la direction générale des systèmes de canyons, puisque les systèmes Corigliano et Punta di Alice ont une direction générale évoluant de S/N à SW/NE, et que le système Esaro di Crotone prend une direction opposée générale N/S (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40).

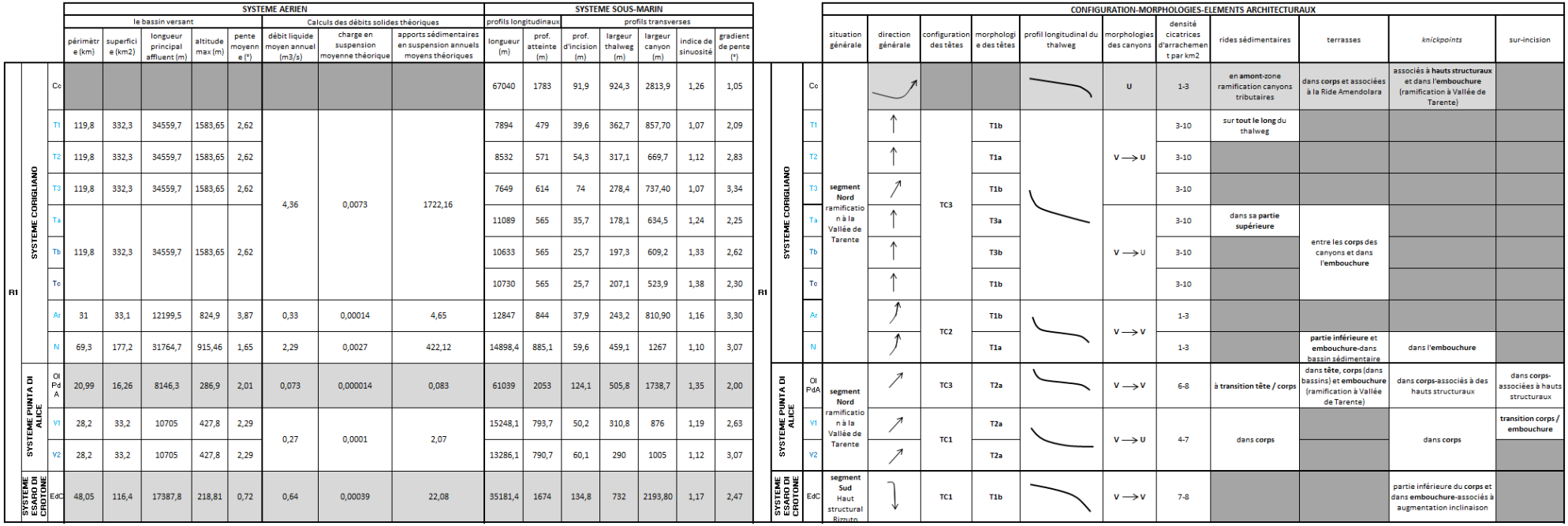
De plus, les systèmes de canyons du type R1 présentent des tributaires diverses, bien que ne se ramifiant latéralement que sur un seul flanc du canyon principal. L'aspect physiographique

majeur qui différencie les systèmes Punta di Alice et Esaro di Crotone du système Corigliano, est le fait que le corps principal de leur système joue également le rôle de canyon tributaire (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). En effet, les canyons tributaires du système Corigliano se ramifient au corps principal (le Chenal Corigliano) qui évolue à des profondeurs d'eau de 480 m à 1800 m environ, tandis que les corps principaux des deux autres systèmes du type R1 remontent plus haut sur la pente continentale et peuvent même éroder le plateau continental (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). Les systèmes Punta di Alice et Esaro di Crotone présentent donc un corps principal avec une tête, alors que le canyon principal du système Corigliano, en revanche, n'en possède aucune. Dans le cas des systèmes Punta di Alice et Esaro di Crotone, le corps principal peut alors être considéré comme un canyon tributaire du système.

6.2.2. Configuration et morphologie des têtes de canyons

Contrairement au système de canyons Corigliano, dont les configurations des têtes de canyons tributaires érodent le rebord du plateau continental (TC2) ou peuvent être en connexion directe avec leur système subaérien (TC3), la configuration observée majoritairement pour les autres systèmes de canyons est TC1 (confinée à la pente continentale) (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). En effet, mise à part la tête de canyon Punta di Alice de configuration TC3, toutes les autres têtes des systèmes Punta di Alice et Esaro di Crotone restent confinées sur la pente continentale (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). Il semblerait donc que plus on va vers le Sud de la Marge Calabro-Ionienne, plus les systèmes de canyons du type R1 évoluent vers des configurations de têtes confinées à la pente continentale.

Le système Corigliano se caractérise également par diverses morphologies de têtes associées, pouvant être complexes ou relativement simples. Les systèmes Punta di Alice et Esaro di Crotone se caractérisent, en revanche, par une unique morphologie de têtes, respectivement T2a et T1b (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). Ces systèmes possèdent donc des morphologies de têtes de canyons plus cohérentes entre-elles. On observe toutefois, une grande différence dans le nombre de canyons tributaires, qui peut être responsable de la non-cohérence des morphologies de têtes du système Corigliano (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). En effet, le système Corigliano possède 8 canyons tributaires évoluant dans différents domaines physiographiques (bassin sédimentaires et pente continentale supérieure). Le système Punta di Alice en possède 3 se situant sur la pente continentale, dont un est le corps principal, tandis que le système Esaro di Crotone en possède un principal (qui est également le corps principal) et de très nombreux *gullies* secondaires alimentant le système (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). Ainsi, moins un système de canyon possède de canyons tributaires, plus la possibilité d'être cohérent dans la morphologie des têtes de canyons tributaires sera élevée. On n'observe toutefois aucune relation évidente entre la morphologie des têtes de canyons du type R1 et les domaines physiographiques dans lesquels elles se localisent (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40).



			SYSTEME AERIEN								SYSTEME SOUS-MARIN								CONFIGURATION-MORPHOLOGIES-ELEMENTS ARCHITECTURAUX													
			le bassin versant					Calculs des débits solides théoriques			profils longitudinaux	profils transverses							situation générale	direction générale	configuration des têtes	morphologie des têtes	profil longitudinal du thalweg	morphologies des canyons	densité cicatrices d'arrachement par km2	rides sédimentaires	terrasses	*knickpoints*	sur-incision			
			périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	débit liquide moyen annuel (m3/s)	charge en suspension moyenne théorique	apports sédimentaires en suspension annuels moyens théoriques	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)															
R1	SYSTEME CORIGLIANO	Co									67040	1783	91,9	924,3	2813,9	1,26	1,05	R1	SYSTEME CORIGLIANO	Co	segment Nord ramification à la Vallée de Tarente				U	1-3	en amont-zone ramification canyons tributaires	dans corps et associées à la Ride Amendolara	associés à hauts structuraux et dans l'embouchure (ramification à Vallée de Tarente)	
		T1	119,8	332,3	34559,7	1583,65	2,62	4,36	0,0073	1722,16	7894	479	39,6	362,7	857,70	1,07	2,09			T1		TC3	T1b			3-10	sur tout le long du thalweg			
		T2	119,8	332,3	34559,7	1583,65	2,62				8532	571	54,3	317,1	669,7	1,12	2,83			T2			T1a		V ⟶ U	3-10				
		T3	119,8	332,3	34559,7	1583,65	2,62				7649	614	74	278,4	737,40	1,07	3,34			T3			T1b			3-10				
		Ta									11089	565	35,7	178,1	634,5	1,24	2,25			Ta			T3a			3-10	dans sa partie supérieure	entre les corps des canyons et dans l'embouchure		
		Tb	119,8	332,3	34559,7	1583,65	2,62				10633	565	25,7	197,3	609,2	1,33	2,62			Tb			T3b		V ⟶ U	3-10				
		To									10730	565	25,7	207,1	523,9	1,38	2,30			To			T1b			3-10				
		Ar	31	33,1	12199,5	824,9	3,87	0,33	0,00014	4,65	12847	844	37,9	243,2	810,90	1,16	3,30			Ar		TC2	T1b		V ⟶ V	1-3				
		N	69,3	177,2	31764,7	915,46	1,65	2,29	0,0027	422,12	14898,4	885,1	59,6	459,1	1267	1,10	3,07			N			T1a			1-3		partie inférieure et embouchure-dans bassin sédimentaire	dans l'embouchure	
	SYSTEME PUNTA DI ALICE	Ol PdA	20,99	16,26	8146,3	286,9	2,01	0,073	0,000014	0,083	61039	2053	124,1	505,8	1738,7	1,35	2,00		SYSTEME PUNTA DI ALICE	Ol PdA	segment Nord ramification à la Vallée de Tarente		TC3	T2a		V ⟶ V	6-8	à transition tête / corps	dans tête, corps (dans bassins) et embouchure (ramification à Vallée de Tarente)	dans corps-associés à des hauts structuraux	dans corps-associées à hauts structuraux
		V1	28,2	33,2	10705	427,8	2,29	0,27	0,0001	2,07	15248,1	793,7	50,2	310,8	876	1,19	2,63			V1		TC1	T2a		V ⟶ U	4-7	dans corps		dans corps	transition corps / embouchure
		V2	28,2	33,2	10705	427,8	2,29				13286,1	790,7	60,1	290	1005	1,12	3,07			V2			T2a							
	SYSTEME ESARO DI CROTONE	EdC	48,05	116,4	17387,8	218,81	0,72	0,64	0,00039	22,08	35181,4	1674	134,8	732	2193,80	1,17	2,47		SYSTEME ESARO DI CROTONE	EdC	segment Sud Haut structural Rizzuto		TC1	T1b		V ⟶ V	7-8			partie inférieure du corps et dans embouchure-associés à augmentation inclinaison	

Figure 6-40 : Tableau récapitulatif et comparatif des différents paramètres morphologiques, morphométriques des canyons et bassins versants associés, et des éléments architecturaux des trois systèmes de canyons du type R1 : le système Corigliano, le système Punta di Alice et le système Esaro di Crotone.

6.2.3. Caractéristiques morphométriques

En termes de paramètres morphométriques, les systèmes Punta di Alice et Esaro di Crotone semblent être globalement plus petits que le système Corigliano (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40).

Leurs corps principaux sont, en effet, plus courts et moins larges, bien qu'ils incisent plus en profondeur (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). L'inclinaison moyenne des corps principaux est, en revanche, plus élevée pour les systèmes Punta di Alice et Esaro di Crotone (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). Ceci du fait que ces derniers évoluent plus haut sur la pente continentale, puisqu'ils possèdent une tête de canyon (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). De plus, alors que le corps principal des systèmes Corigliano et Esaro di Crotone ont un indice de sinuosité inférieur à 1,3 et sont donc considérés comme rectilignes, celui du système Punta di Alice est considéré comme sinueux (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). Les canyons tributaires majeurs du système Punta di Alice (les canyons Votagrande (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40)) ont des caractéristiques morphométriques semblables aux deux canyons tributaires du système Corigliano situés le plus au Sud (les canyons Arso et Nicà). Le système Esaro di Crotone ne possédant pas d'autres canyons tributaires majeurs mise à part son corps principal, il ne rentre alors pas dans cette comparaison (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40).

Il semble cependant qu'il y ait une évolution des dimensions morphométriques des canyons tributaires vers le Sud des systèmes du segment Nord. Les canyons tributaires sont plus grands en allant vers le Sud du segment Nord de la Marge Calabro-Ionienne et sont absents ou trop petits (*gullies*) dans le système du segment Sud pour être considérés comme principaux (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40).

On observe également une différence dans le profil longitudinal topographique des canyons entre segment Nord et segment Sud (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). Les canyons tributaires des systèmes Corigliano et Punta di Alice se caractérisent par un profil longitudinal à tendance générale concave, bien que certains peuvent exhiber une convexité à leur embouchure, au niveau de leur ramification avec le corps principal (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). Leur corps principal se caractérise, quant à lui, par une tendance linéaire supérieure et convexe au niveau de leur ramification avec la Vallée de Tarente, bien que Punta di Alice exhibe une concavité dans la zone de sa tête (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). En revanche, le système Esaro di Crotone exhibe sur tout le long de son profil une tendance convexe, tout comme la tendance de la marge localement, du fait du haut structural Rizzuto (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40).

De plus, alors que le système Corigliano se caractérise par une morphologie évoluant de « V » en amont à « U » en aval, le système Esaro di Crotone se caractérise par une morphologie en « V » tout le long de son profil, caractéristique d'un caractère d'érosion en profondeur général (Annexes 1

et 2 et Figure 6-40). Le système Punta di Alice, en revanche, se caractérise par des canyons tributaires dont la morphologie évolue de « V » à « U » en aval, alors que son corps principal se caractérise entièrement par une morphologie en « V » (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). Ainsi, de manière générale, on observe une évolution de la morphologie des systèmes vers le Sud, avec la perte du caractère d'élargissement des canyons vers l'aval, caractérisé par une morphologie en « U ».

Les canyons principaux des systèmes de type R1 sont généralement associés à un profil topographique linéaires à convexe d'amont en aval. Leur morphologies en V, incisives, sont généralement plus typiques d'une zone à haut structural ou d'une forte inclinaison de la pente locale, et leurs morphologies en U, d'élargissement, sont plus typiques des bassins sédimentaires ou de pente à faible inclinaison. Leurs tributaires présentent, en revanche, généralement des profils à tendance concave à linéaire. La zone de leurs têtes, présentant la plus forte inclinaison locale du thalweg, sont généralement associées à une morphologie en V. Leurs parties aval présentent une morphologie plutôt en U, relative à un élargissement du thalweg et à une baisse de l'inclinaison.

6.2.4. Bassins versants et caractéristiques hydrologiques

Les dimensions morphométriques des bassins versants associés aux canyons des systèmes R1 semblent de manière générale diminuer vers le Sud de la Marge Calabro-Ionienne (Figure 6-40). En effet, le bassin versant le plus grand est celui du fleuve Trionto associé aux tributaires du système Corigliano situés les plus au Nord (Figure 6-40). Et plus on se déplace vers le Sud du système Corigliano, plus le périmètre et la surface des bassins versants, ainsi que la longueur du plus grand affluent seront petits (Figure 6-40). De la même manière les bassins versants des systèmes Punta di Alice et Esaro di Crotone sont encore plus petits, bien que ce soient ceux du système Punta di Alice qui présentent les paramètres les plus petits (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). L'altitude maximal des bassins versants et leur pente moyenne diminue également fortement vers le Sud, jusqu'à des valeurs respectives de 220 m environ et inférieure à 1°, pour le bassin versant Esaro di Crotone situé le plus au Sud (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40).

Les débits liquides mesurés sont également plus élevés pour le fleuve Trionto, et ont tendance à diminuer vers les bassins versants situés plus au Sud (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). On observe, cependant, que c'est les bassins versants associés au système de canyons Punta di Alice qui présentent les débits les plus faibles (Annexe 1 et Figure 6-40). De ce fait, les débits solides théoriques et charges sédimentaires calculés suivent la même tendance, avec un minimum pour les bassins versant du système Punta di Alice, mais une tendance générale à la baisse en allant vers le Sud de la Marge Calabro-Ionienne (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40).

6.2.5. Eléments architecturaux

Enfin, en termes d'éléments architecturaux, on observe également quelques similitudes / différences entre systèmes.

Le type R1 présente des systèmes de canyons incisant des hauts structuraux et / ou des bassins sédimentaires sur tout le long de leur thalweg. Ces systèmes peuvent être associés à la présence de terrasses. Dans les têtes de canyons, seul le système Punta di Alice possède la présence de terrasses (Annexe 1 et Figure 6-40). Dans les corps des canyons, elles se localisent autant dans une zone d'incision d'un haut structural et ne sont pas associées à la formation de méandres (système Corigliano), que dans une zone de bassins sédimentaires et associées à la formation de méandres (système Punta di Alice). Les terrasses associées à des méandres sont à l'origine d'une augmentation de la sinuosité locale du thalweg, ce qui n'est pas forcément le cas pour des terrasses non associées à des méandres. De plus, le système de canyons Punta di Alice, se ramifiant à la Vallée de Tarente et présentant localement un profil longitudinal à tendance convexe, présente également des terrasses à son embouchure (Annexe 1 et Figure 6-40). En revanche, le système Corigliano qui lui aussi se ramifie à la Vallée de Tarente et présente localement un profil longitudinal à tendance convexe ne présente aucune terrasses à son embouchure. En revanche, le système Esaro di Crotone ne présente tout simplement pas de terrasses (Annexes 2 et Figure 6-40).

Les systèmes R1 présentent de nombreux *knickpoints* tout le long des thalwegs. Ils sont généralement associés à la présence d'un haut structural local (systèmes Corigliano et Punta di Alice) ou peuvent être associés à une augmentation brusque de l'inclinaison du thalweg comme à l'embouchure d'un système (systèmes Corigliano) ou une augmentation locale de la pente continentale (système Esaro di Crotone) (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). On observe, en effet, très peu de *knickpoints* dans des zones de bassin sédimentaires ou le long d'un thalweg dont l'inclinaison est localement constante. Certains *knickpoints* se situent en amont de sur-incisions laissant suggérer une relation possible de cause à effet. Cependant, les systèmes de canyons R1 sont relativement peu associés à la présence de sur-incisions, bien qu'ils soient le type de système de canyons le plus associés à des tendances de profils topographiques convexes.

Certains canyons ou tributaires peuvent présenter de nombreuses rides sédimentaires sur une partie (systèmes Corigliano et Punta di Alice) ou sur tout le long de leur thalweg (système Corigliano) (Annexe 1 et Figure 6-40). Tandis que le système Esaro di Crotone n'en présente aucune (Annexe 2 et Figure 6-40). Leur présence ne semble pas être en relation avec la morphologie de la tête, puisque pour une même morphologie, un canyon peut ou peut ne pas présenter de rides sédimentaires (Figure 6-40). Il semble, cependant, qu'il y ait une relation entre configuration du canyon et caractéristiques hydrologiques du système. En effet, les configurations de têtes de canyon incisant le plateau continental (systèmes Corigliano et corps principal du système Punta di Alice) sont généralement celles associées à la présence de nombreuses rides, alors que les

canyons confinés à la pente continentale (canyons tributaires du système Punta di Alice et système Esaro di Crotone) n'en présentent généralement que très peu ou pas (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). De plus, les bassins versants dont les débits liquides et solides théoriques sont les plus élevés sont ceux associés à la présence du plus grand nombre de rides sédimentaires dans le thalweg des canyons (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40). On a cependant observé que pour un même bassin versant, les canyons tributaires peuvent présenter ou ne pas présenter de rides sédimentaires (canyons tributaires Trionto du système Corigliano) (Annexes 1 et 2 et Figure 6-40).

6.2.6. Contexte de mise en place

La grande majorité des canyons tributaires des systèmes de canyons du type R1 semblent se mettre en place sur des paléo-incisions de l'Unité Chirp 1 et remarquable par la surface de discordance U (Chapitre 6-1 et Annexes 1 et 2). Ceux-ci sont donc relativement récent, puisque compris dans l'Unité sismique la plus récente PQ3.

Le corps principal des systèmes de canyons du type R1 semblent tous se mettre en place au-dessus d'un système de failles (Chenal Corigliano et Punta di Alice) ou d'une zone de chevauchement (Esaro di Crotone) prenant racine dans le Miocène mais n'affectant pas ou très peu l'Unité sédimentaire PQ3, scellant le tout (Chapitre 6-1 et Annexes 1 et 2). De plus, ces systèmes de canyons semblent se mettre en place de manière contemporaine à l'incision de l'Unité sismique PQ2 et / ou au dépôt de l'Unité sismique PQ3 (Chapitre 6-1 et Annexes 1 et 2). Aucune trace de paléo-canyons messiniens n'a été observée (Chapitre 6-1 et Annexes 1 et 2).

7. LE TYPE R2

7.1. Le système Squillace

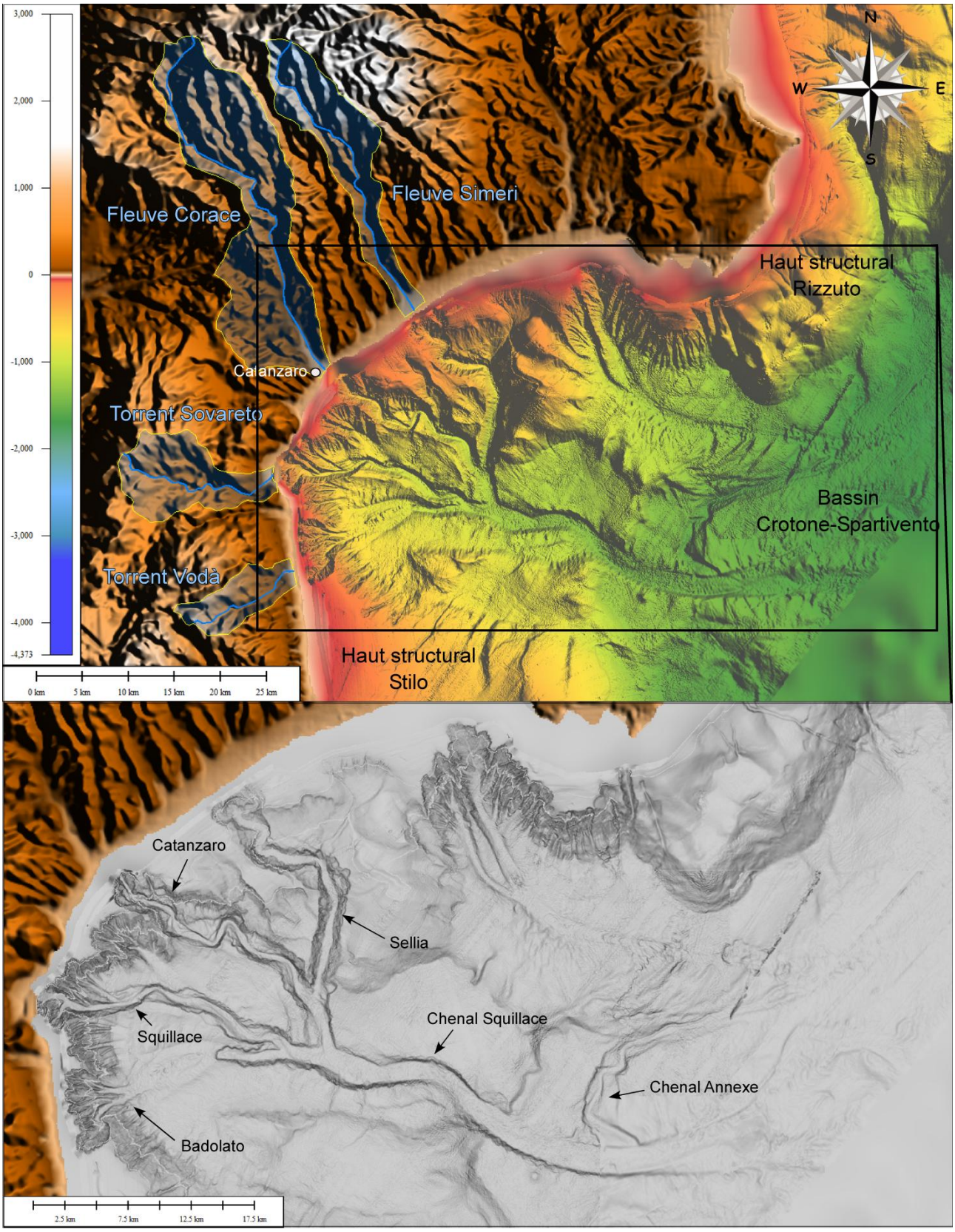


Figure 6-41 : Carte bathymétrique et situation du système Squillace.

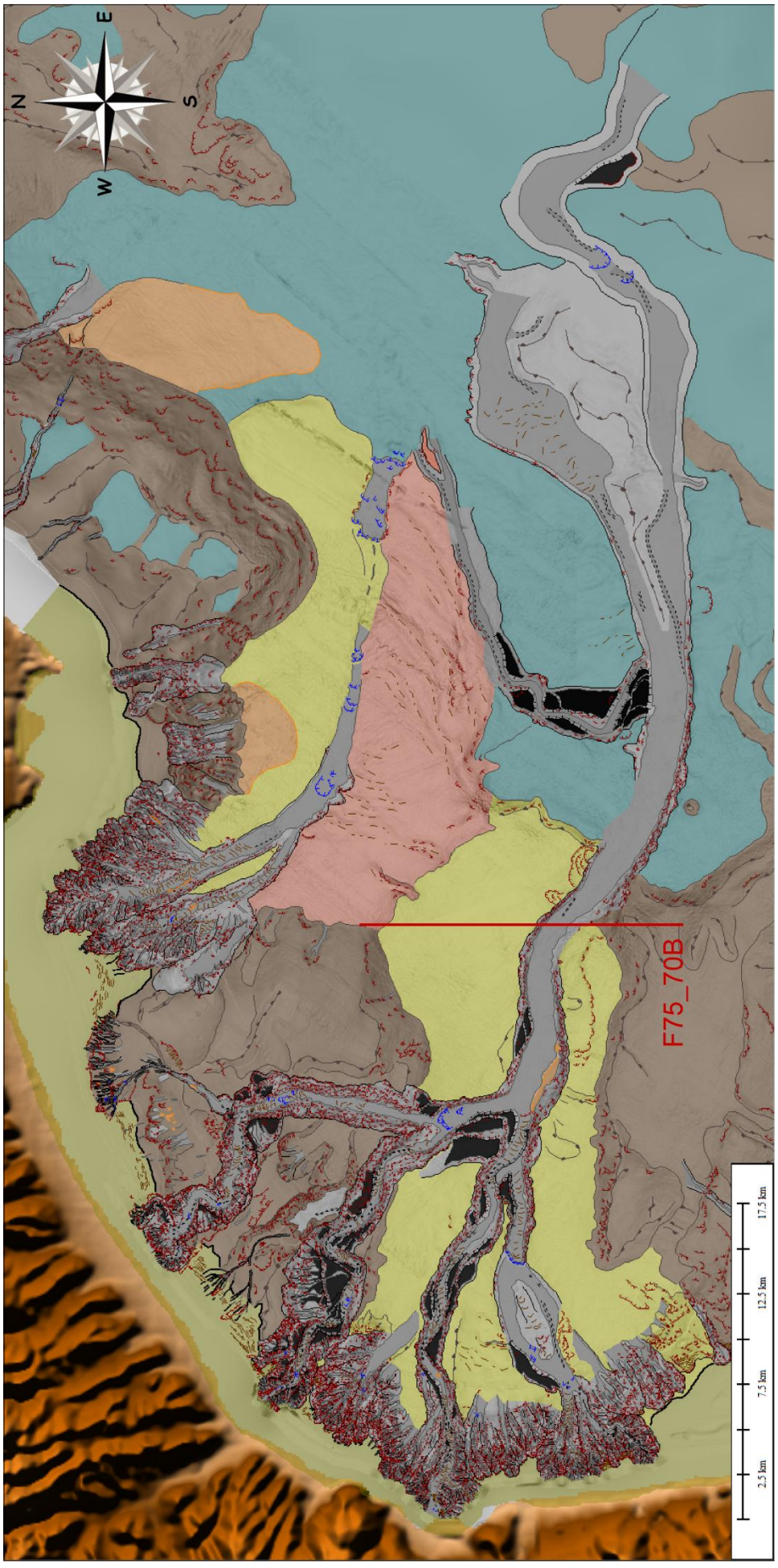


Figure 6-42 : Interprétation physiographique et morphologique du système Squillace (Voir légende dans la partie précédente).

Le système Squillace est le système typique du type de ramification R2, en arborescence (6-Figure 6-7) et sera donc celui à partir duquel seront confrontés les autres systèmes de ce même type de ramification. Le système Squillace se situe dans le Golfe de Squillace dans le segment Sud de la Marge Calabro-Ionienne et s'étend latéralement sur presque 40 km (Figure 6-41). Il s'étend sur plus de 75 km vers le large, du plateau continental à des profondeurs d'eau minimum de 60 m et jusque dans le bassin d'avant-arc de Crotone –Spartivento à des profondeurs d'eau d'environ 1700-1800 m (Figure 6-41). La direction générale du système Squillace WNW/ESE (Figure 6-41). Il se compose d'un corps principal ; le **Chenal Squillace** ; sur lequel se ramifient à son extrémité amont, et en éventail, quatre canyons tributaires principaux lui conférant un aspect en arborescence : le canyon **Sellia**, le canyon **Catanzaro**, le canyon **Squillace** et le canyon **Badolato** (Figure 6-41). On observe, cependant, que ces tributaires se divisent en deux groupes. En effet, les deux canyons tributaires situés les plus au Nord se mettent en place suivant une direction générale NW/SE, au niveau d'un haut structural, qui est sans doute la continuité Sud du haut structural Rizzuto (Figures 6-41 et 6-42). En revanche, les deux autres canyons tributaires situés au Sud, prennent une direction générale W/E, et se mettent en place dans une « dépression » sur la pente continentale entre deux hauts structuraux (Rizzuto et Stilo ; Figures 6-41 et 6-42). De plus, les deux canyons tributaires du Nord s'unifient vers 1070 m de profondeur, en un thalweg unique de quelques 4,5 km de long. De la même manière, les deux canyons du Sud s'unifient vers 1070 m de profondeur, en un unique thalweg d'environ 3,6 km de long (Figure 6-41). Et c'est par le biais de ces deux petits thalwegs que se ramifient les quatre canyons tributaires du système Squillace au Chenal Squillace (Figure 6-41). De plus, alors que les deux canyons du Nord sont associés à un système subaérien, type fleuve, les deux autres canyons sous-marins du système situés plus au Sud sont associés à des torrents. Enfin, aucun de ces quatre canyons tributaires ne possèdent des interfluves communs, mise à part dans les thalwegs communs qui les unifient deux par deux (Figure 6-42). Ces canyons sont complètement séparés les uns des autres et possèdent leur propre association à un système subaérien bien distinct (Figure 6-41).

7.1.1. Le Chenal Squillace

a. Caractéristiques morphométriques

Le Chenal Squillace s'étend suivant des profondeurs d'eau allant de 1060 m à 1700-1800 m, sur une longueur totale d'environ 68 km (Cahier Annexe-Chenal Squillace). Sa partie supérieure, longue de plus de 16 km, se situe sur la pente continentale inférieure, dans un « replat » situé entre les deux hauts structuraux Rizzuto au Nord et Stilo au Sud, et prend une direction WNW/ESE (Figure 6-42 et Cahier Annexe-Chenal Squillace). Sa partie inférieure, en revanche, longue de plus de 51 km, prend une direction plutôt W/E et se met en place dans le bassin d'avant-arc de Crotone-Spartivento (Figure 6-42 et Cahier Annexe-Chenal Squillace). Le profil topographique longitudinal

du Chenal Squillace suit une tendance linéaire sur tout le long de son parcours et évolue vers l'aval suivant une inclinaison de 0,7° à 0,3 ° (Cahier Annexe-Chenal Squillace). Son inclinaison moyenne est de 0,5° (Cahier Annexe-Chenal Squillace). A son entrée dans le bassin d'avant-arc de Crotone – Spartivento, le Chenal Squillace ne présente aucun changement particulier dans l'aspect du profil topographique ou de son inclinaison (Cahier Annexe-Chenal Squillace). Pourtant, cette transition pente continentale inférieure / bassin d'avant-arc est caractérisée au niveau du flanc Sud du chenal par la présence d'un haut structural de presque 200 m de haut (Figure 6-43). Au niveau de flanc Nord, en revanche, on note un changement brusque dans le profil de pente, associée à une morphologie en marche d'escalier de presque 200 m de hauteur (Figure 6-43). Il semble que le Chenal Squillace ne soit plus affectée par ce changement de pente et qu'il se soit remis à son état d'équilibre, puisque son profil de pente est actuellement linéaire à cette même transition (kilomètre 15-16- Cahier Annexe-Chenal Squillace). On observe toutefois la présence d'une petite sur-incision à un peu plus de 2 km en amont de la transition avec le bassin d'avant-arc (Figure 6-43). On la suit relativement bien sur 1,2 km, et se caractérise par une largeur de 150-200 m et une profondeur de 9-10 m. Elle se positionne plus exactement dans la continuité latérale du flanc NW du haut structural observé au niveau du flanc Sud du chenal (Figure 6-43).

Ses interfluves exhibent de la même manière un profil longitudinal à tendance linéaire, et de son thalweg (Cahier Annexe-Chenal Squillace)

Il est considéré comme étant un thalweg relativement rectiligne, puisque son indice de sinuosité moyen est seulement de 1,17 et n'est pas plus élevé de manière plus locale (Cahier Annexe-Chenal Squillace).

Le Chenal Squillace se caractérise par une profondeur d'incision moyenne de plus de 120 m (Cahier Annexe-Chenal Squillace). En observant la comparaison entre les profils topographiques de ses interfluves, on se rend compte que l'incision du Chenal Squillace diminue vers l'aval (Cahier Annexe-Chenal Squillace). En effet, la profondeur d'incision évolue d'environ 150-250 m à 40-70 m, jusqu'à ce que le profil topographique des interfluves se confonde avec celui du thalweg (Cahier Annexe-Chenal Squillace). Le Chenal Squillace présente une largeur moyenne de plus de 2,8 km, et s'élargit fortement vers l'aval (Cahier Annexe-Chenal Squillace). En effet, sur la majeure partie de son parcours, le Chenal présente une largeur de 2-3 km, puis s'élargit au niveau de son embouchure jusqu'à des valeurs de 5 km à plus d'une dizaine de kilomètres (Figure 6-42 et Cahier Annexe-Chenal Squillace). La largeur moyenne de son thalweg, en revanche, est de presque 1,6 km, bien qu'il semble s'élargir avec le Chenal vers l'aval.

Le Chenal Squillace se caractérise par une morphologie en « u » tout le long de son parcours, suggérant un élargissement latéral plutôt qu'une incision en profondeur (Cahier Annexe-Chenal Squillace).

b. Eléments architecturaux

Le Chenal Squillace est relativement simple en termes de structure morphologique. Dans sa partie extrême amont, plaqués sur son flanc Sud, on observe la présence de dépôts sédimentaires dans la continuité du thalweg commun des canyons tributaires Squillace et Badolato (Figure 6-43). Ces dépôts se localisent également de manière oblique à l'embouchure du thalweg commun des canyons tributaires Sellia et Catanzaro, si bien que l'origine de ces dépôts pourrait être multiple (Figure 6-43). Ces dépôts s'étendent sur 4 km le long du flanc du Chenal Squillace et sont larges de quelques centaines de mètres. Ces dépôts sédimentaires sont hauts de 10-15 m, ce qui leur confère un volume moyen de 15.10^6 m^3.

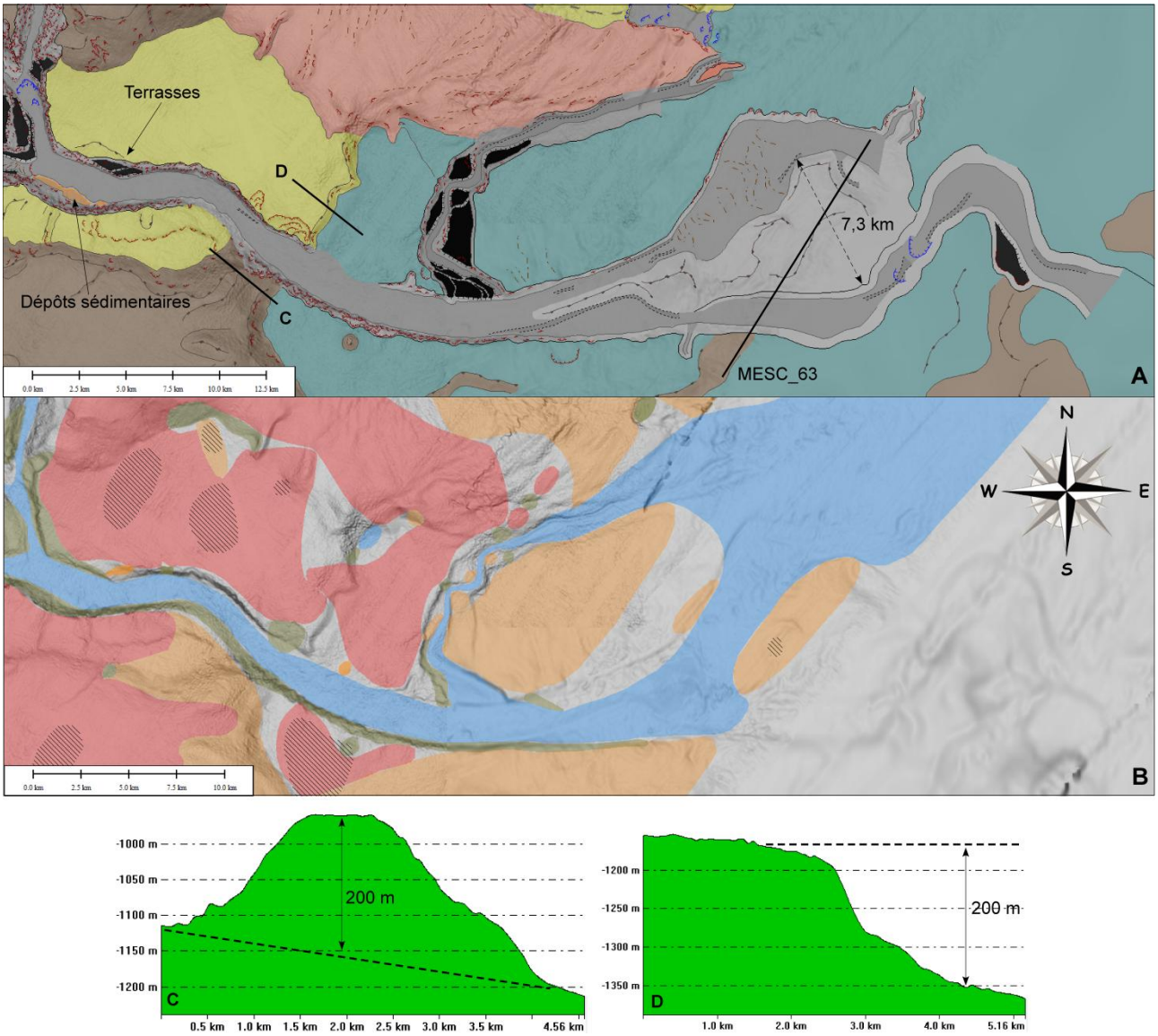


Figure 6-43 : A) Interprétation morphologique du Chenal Squillace. B) Carte des échofaciès associée au Chenal Squillace. C et D) Profils topographiques à la transition avec le bassin d'avant-arc de Crotone-Spartivento.

A 4 km de l'extrême amont du Chenal Squillace, deux générations de terrasses se mettent en place sur son flanc Nord (Figure 6-43). A cette position, le flanc Nord constitue le flanc interne d'une courbe du chenal, suggérant que ces terrasses sont associées à la formation d'un méandre (Figure 6-43). Elles sont longues de plus d'1km et large de quelques centaines de mètres. (Figure 6-43). Leur géométrie est bien marquée, et leur confère un aspect triangulaire à parallélépipède et leurs flancs amonts sont parfaitement alignés (Figure 6-43). La première génération de terrasses se situe à 60-70 m du fond du thalweg, tandis que la seconde à 100-110 m du fond.

Les flancs du Chenal Squillace sont fortement affectés par des instabilités, et se caractérisent pas une densité de cicatrices d'arrachement de l'ordre de 8-10 par km^2 (Figure 6-43). Elles sont présentent sur les deux flancs. Cependant, dès que le Chenal Squillace prend place dans le bassin Crotone-Spartivento, le flanc Nord, perdant énormément en hauteur (150-200 m à 40-50 m), ne se caractérise presque plus par la présence de cicatrice d'arrachement (Figure 6-43). En revanche, le flanc Sud du Chenal Squillace, dans la partie amont du bassin sédimentaire, présente encore beaucoup de cicatrices d'arrachement (Figure 6-43). Le flanc Sud, étant le flanc externe du chenal (courbe de changement de direction générale) et se caractérisant encore par des hauteurs 100-150m, est encore le lieu de nombreuses instabilités (Figure 6-43).

L'embouchure du système, caractérisée par un élargissement du canyon et du thalweg, présente de nombreuses sur-incisions, des structures morphologiques rehaussées au milieu du chenal, divisant le thalweg en deux, et la présence de *knickpoints* (Figure 6-43). Les structures rehaussées au centre du thalweg se caractérisent par des hauteurs de plusieurs dizaines de mètres. Leur surface est chaotique, et elles s'allongent dans le sens du thalweg (Figure 6-43). Ces structures sont caractérisées par un échofaciès plutôt de type II (discontinu) et VI (sourd) (Figure 6-43). L'échofaciès II est également celui qui caractérise les abords du Chenal, laissant suggérant qu'elle pourrait correspondre au fond marin, et incisé par le Chenal Squillace en deux endroits, de part et d'autre (Figure 6-43).

En effet, on observant un profil Chirp, on se rend compte que ces structures rehaussée à l'interne de l'embouchure du thalweg du Chenal Squillace, présente la même structure interne, caractérisée par un échofaciès II, que les alentours régionaux de part et d'autre du Chenal (Figures 6-43 et 6-44). De plus, on observe bien que le Chenal incise à travers l'unité sédimentaire d'échofaciès II, qui semble être caractérisée par des troncatures d'érosion (Figure 6-44). De ce fait, les structures morphologiques au centre du thalweg, ne semblent pas faire partie intégrante du Chenal Squillace. Ce dernier présente vraisemblablement deux thalwegs à son embouchure (Figures 6-43 et 6-44). On suppose donc qu'ils fonctionnent en même temps, ou qu'un changement relativement brusque du thalweg de plus de 7 km s'est produit (Figures 6-43 et 6-44). Les deux thalwegs de l'embouchure sont caractérisés par un échofaciès IV à VI, et ne semblent pas être recouverts par un drapage hémipélagique (Figure 6-44). Ces deux thalwegs semblent donc actifs ou présentent une activité récente.

Ces deux thalwegs présentent des sur-incisions, bien que le thalweg Sud semble être plus marqué par ce type de structure (Figure 6-43). En effet, le thalweg Nord, de direction générale SW/NE, présente des sur-incisions éparses, de quelques kilomètres de long (Figure 6-43). Elles présentent des profondeurs de 5 à 10 m et des largeurs de quelques centaines de mètres. En revanche, le thalweg Sud présente des sur-incisions plus longues, de l'ordre de la dizaine de kilomètres (Figure 6-43). Celles-ci se caractérisent par des profondeurs de 10-15 m et des largeurs de plusieurs centaines de mètres, et sont donc légèrement plus grandes que celles présentent dans le thalweg Nord (Figure 6-43).

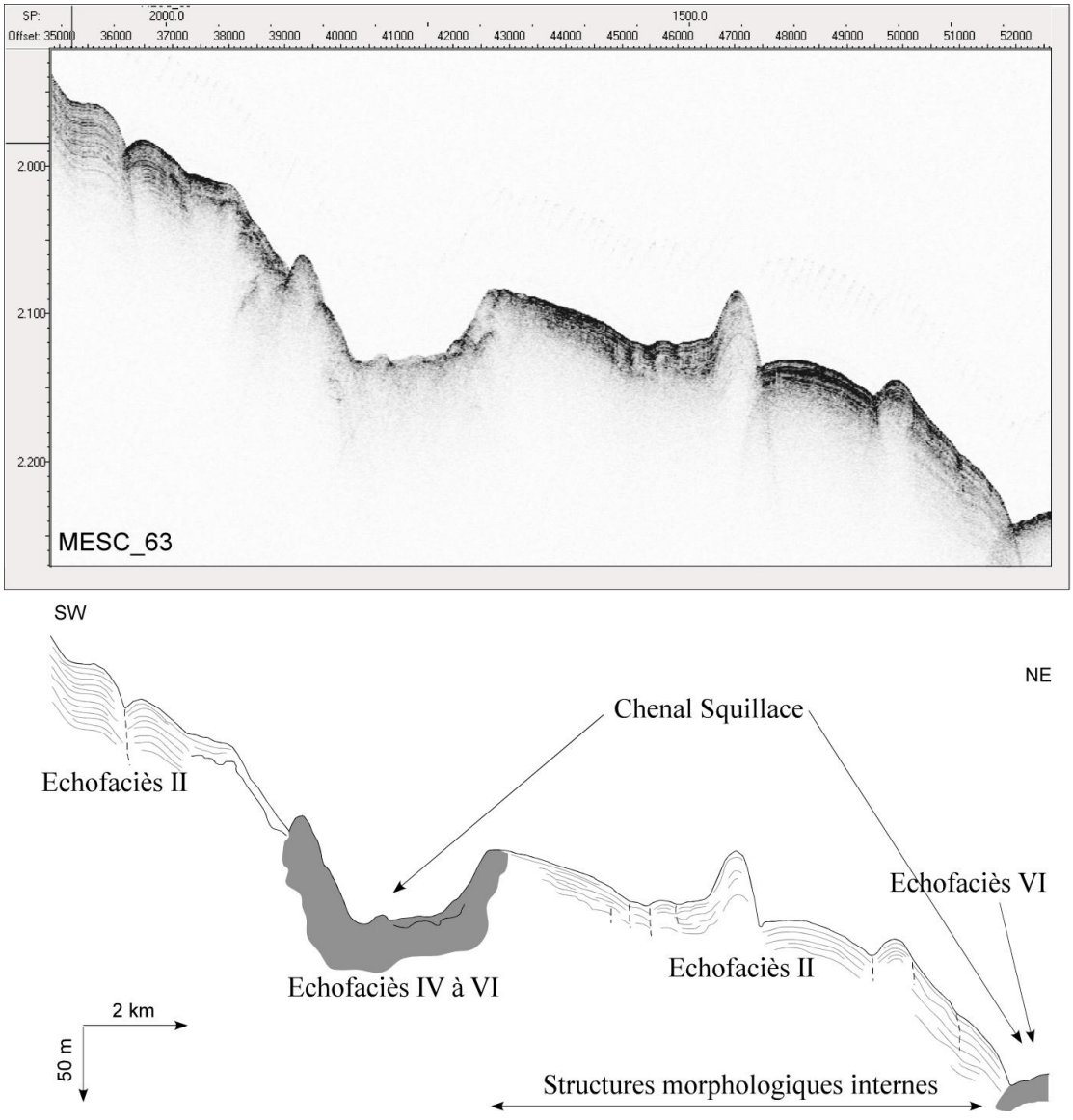


Figure 6-44 : Interprétation d'un profil Chirp à travers l'embouchure du Chenal Squillace (Voir localisation sur la Figure 6-42).

De plus, la sur-incision aval du thalweg Sud sont associées à la présence de deux larges *knickpoints* (Figure 6-43). Ils présentent des hauteurs de 20 à 50 m et des largeurs de l'ordre du kilomètre (Figure 6-43).

En revanche, le thalweg Nord, lui, est associé à la présence de formes de fond alors que celui-ci semble localement s'élargir (Figure 6-43). Les amplitudes de ces formes de fond sont de la dizaine de mètre, tandis que leur longueur d'onde est de 300 à 500 m. Ces formes de fond sont, comme le thalweg Sud, caractérisées par un échofaciès VI (sourd). Au vue de la présence de ces formes de fond, semblables à des rides sédimentaires, l'élargissement du thalweg Nord dans l'embouchure, cette zone pourrait être associée à un lobe sédimentaire, tandis que le thalweg Sud de l'embouchure du Chenal pourrait correspondre à un chenaux-levée (Figure 6-43). La zone dite de lobe à l'embouchure du Chenal Squillace s'étend suivant une direction SW/NE, au sortir du thalweg Nord, sur une longueur de 20-30 km, jusqu'à la base du haut structural Rizzuto (Figure 5-9).

c. Contexte de mise en place

Le Chenal Squillace se met en place au-dessus d'une profonde dépression Messinienne, remarquable par un décalage de la surface d'érosion Messinienne de 1,4 à 1,8 s (Figure 6-45). Les Unités sismiques PQ1 et PQ2 présentent une forte augmentation de leur épaisseur sédimentaire dans la dépression. Ainsi PQ1 présente une épaisseur de 0,2 s de part et d'autre de la dépression et de plus d'1 s au centre de la dépression. PQ2 augmente en épaisseur de 0,2 s à 1 s vers le centre de la dépression (Figure 6-45). Il semble donc que ces deux unités sédimentaires soient syn-tectonique. Elles sont de plus affectées par de nombreuses failles et présentent de nombreuses terminaisons de réflecteurs en *onlap* (Figure 6-45). La formation de ce creusement Messinien semble affectée par une forte tectonique et est délimitée par un large système de failles (Figure 6-45). L'Unité sismique PQ3, en revanche, présente la même épaisseur tout au long du profil (Figure 6-45). En effet, cette unité semble draper la dépression Messinienne et se caractérise par une épaisseur moyenne de 0,15 s, soit un peu plus de 150 m (Figure 6-45). Elle ne semble pas affectée par la présence de failles, et semble s'être déposée de mettre post-tectonique (Figure 6-45).

On n'observe pas la présence de paléo-incisions dans l'Unités sismique PQ1 (Figure 6-45). En effet, celle-ci se caractérise par un large éventail sédimentaire, avec des réflecteurs sismiques lités continus et subparallèles. On n'observe pas de troncatures d'érosion associées à l'incision d'un canyon (Figure 6-45). En revanche, à l'aplomb du Chenal Squillace actuel, on observe quelques troncatures d'érosion dans la partie supérieure de l'Unité sismique PQ2 (Figure 6-45). Ces troncatures d'érosion sont remarquables par la surface de discordance entre PQ2 et PQ3 (Figure 6-45). On observe l'érosion du Chenal Squillace jusque dans l'Unité PQ3 et jusqu'à l'actuel (Figure 6-45).

Il semble donc que le Chenal Squillace se soit mise en place dès la fin de l'Unité sismique PQ2, dans un contexte d'un large système de failles ayant provoqué un affaissement d'une zone large de 12 km environ (Figure 6-45). Le Chenal Squillace se positionne sur le flanc droit Sud de cette dépression tectonique (Figure 6-45).

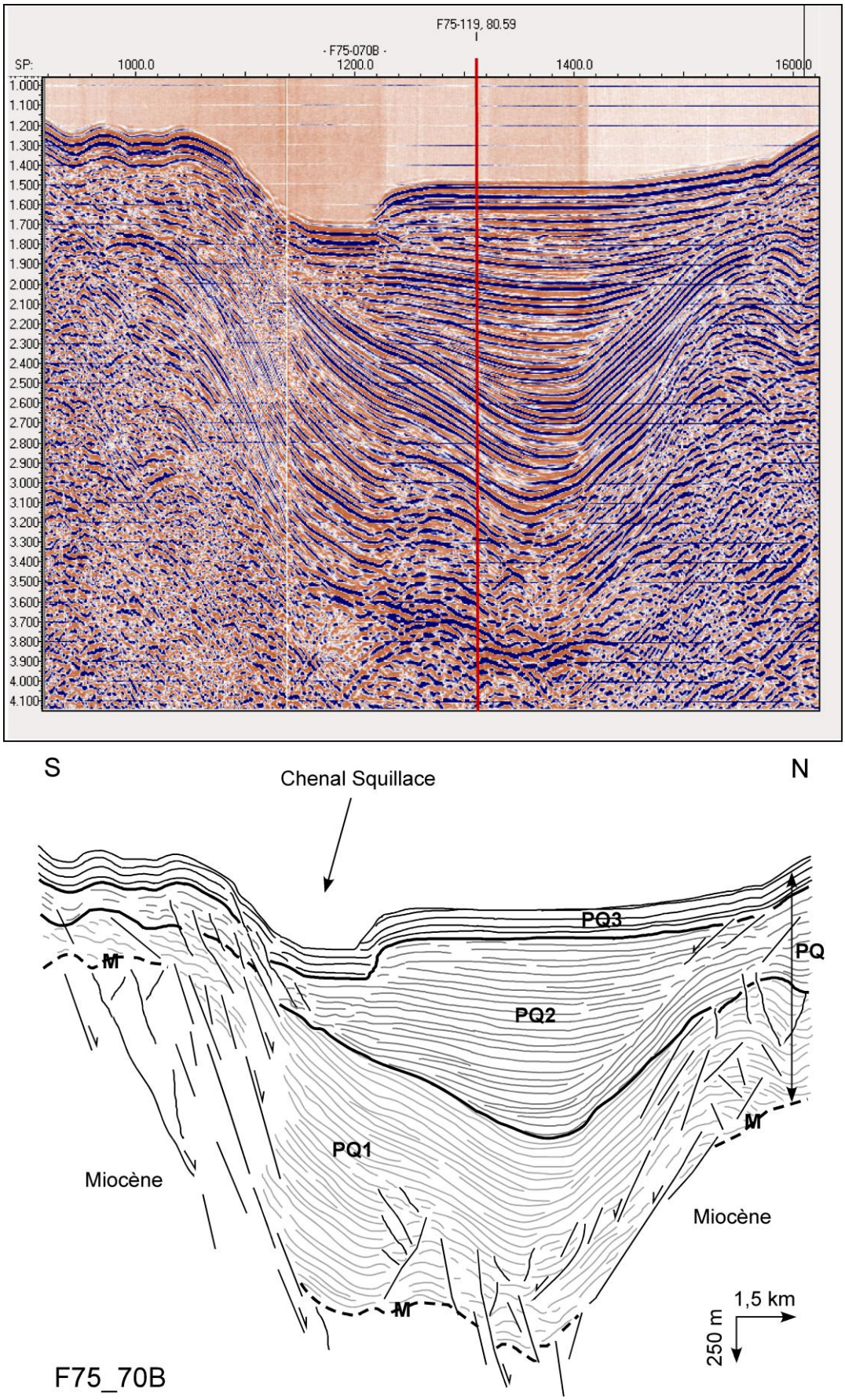


Figure 6-45 : Interprétation d'un profil sismique à travers le Chenal Squillace (Voir localisation du profil sur la Figure 6-42).

d. Cas particulier du Chenal Annexe

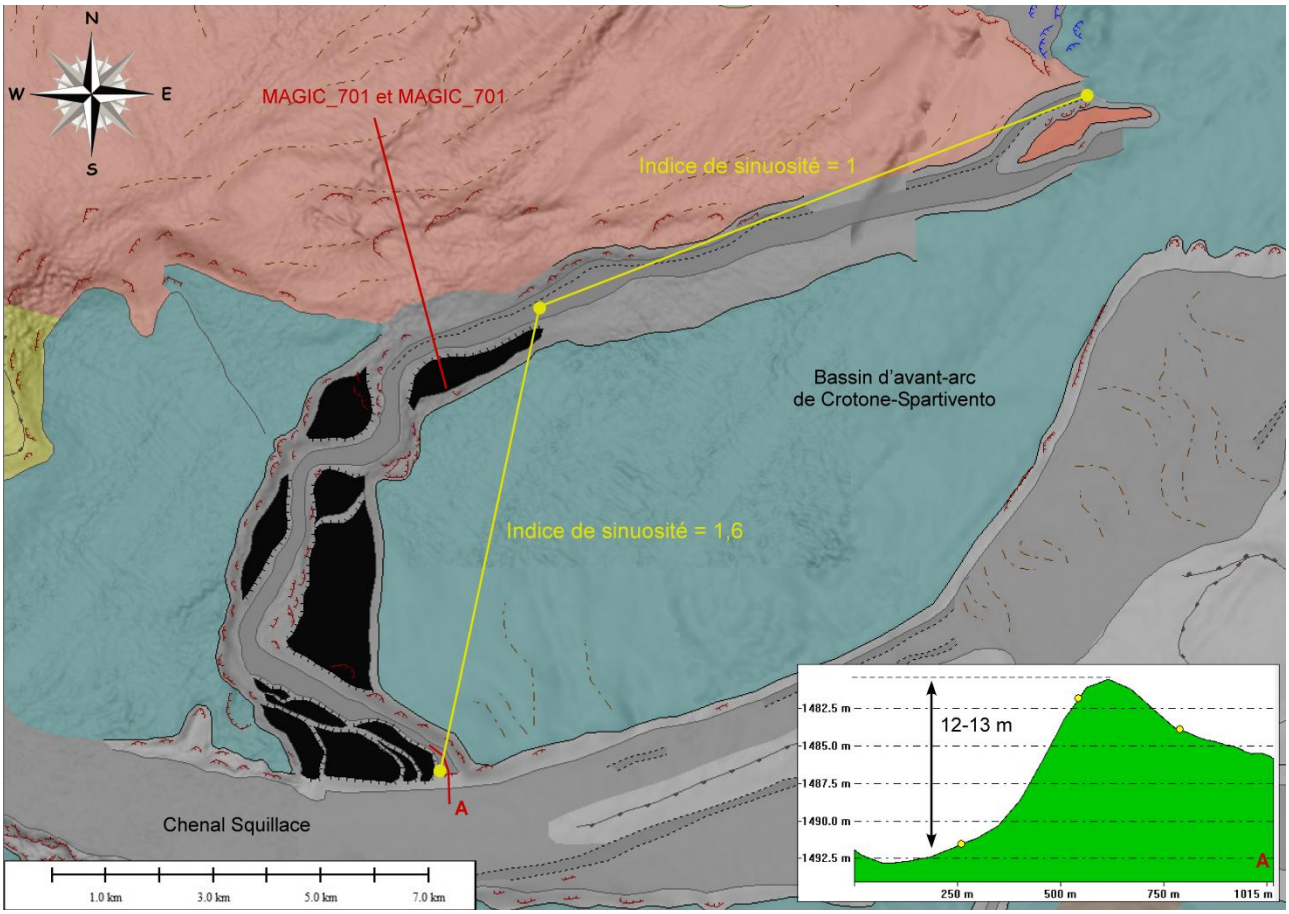


Figure 6-46 : Interprétation morphologique du Chenal Annexe se ramifiant sur le Chenal Squillace.

Le Chenal Squillace présente, au milieu de son thalweg, un Chenal Annexe qui se ramifie sur son flanc Nord de manière quasi-orthogonale (Figures 6-41 et 6-46). Ce Chenal Annexe particulier présente une direction d'abord SE/NW et semble remonter la pente continentale (Figures 6-41 et 6-46). Il prend ensuite une direction plutôt SSW/NNE pour finalement prendre une direction WSW/ENE (Figures 6-41 et 6-46). On observe une différence de hauteur entre les thalwegs du Chenal Squillace et du Chenal Annexe (A-Figure 6-45). En effet, le thalweg du Chenal Annexe se trouve à une dizaine de mètres au-dessus du Squillace au niveau de leur transition (Figure 6-46). En observant son profil topographique longitudinal, du Chenal Squillace vers le Nord-Est, on se rend compte que malgré l'impression que donne le Chenal Annexe de remonter la pente, sont profil est plutôt linéaire et croît toujours en profondeur d'eau (Cahier Annexe-Chenal Annexe).

Il évolue ainsi de profondeurs d'eau allant de 1480 m à 1650 m (Annexe Chenal Annexe). Son profil de pente, long de 28,5 km, présente toutefois 3 « étages » de longueur similaire et marqués par un changement de pente, qui ne correspondent pas aux changements de direction du thalweg (Cahier Annexe-Chenal Annexe). Chaque segment ou « étages » du thalweg se caractérise par une partie supérieure linéaire inclinée vers l'aval et une partie inférieure linéaire subhorizontale

(Cahier Annexe-Chenal Annexe). L'inclinaison moyenne du Chenal Annexe et de presque 0,4°, mais présente une diminution d'amont en aval, de 0,5° à 0,3° (Cahier Annexe-Chenal Annexe).

L'indice de sinuosité de ce thalweg est de 1,4, le caractérisant ainsi de thalweg sinueux (Cahier Annexe-Chenal Annexe). Elle est, cependant, relativement plus élevée dans sa partie supérieure, avec une valeur de 1,6, que dans sa partie inférieure caractérisée par une valeur locale de 1,03. La partie supérieure caractérisant l'aspect sinueux du chenal est associé à la présence de nombreuses terrasses, alors que sa partie inférieure rectiligne n'en présente aucune (Figure 6-46).

Ce chenal se caractérise par une profondeur d'incision moyenne de 76 m, diminuant fortement vers l'aval (Cahier Annexe-Chenal Annexe). La comparaison des profils topographiques longitudinaux des interfluves (à tendance convexe) et du thalweg nous permet, en effet, d'observer que la profondeur d'incision du Chenal Annexe est de l'ordre de 100-120 dans sa partie inférieure (Cahier Annexe-Chenal Annexe). En revanche, à partir de 17 km, le chenal présente une profondeur d'incision qui diminue fortement, jusqu'à quelques dizaines de mètres (Cahier Annexe-Chenal Annexe). La largeur moyenne du Chenal Annexe est de presque 2 km et diminue vers l'aval, suivant des largeurs de plus de 3 km à 1 km (Cahier Annexe-Chenal Annexe). La largeur de son thalweg est de 310 m en moyenne, et semble légèrement s'élargir vers l'aval (Cahier Annexe-Chenal Annexe).

Le Chenal Annexe présente dans sa partie amont jusqu'à 4 générations de terrasses, juste à la transition avec le Chenal Squillace (Figure 6-46). Plus en aval, le chenal présente 2 générations de terrasses, puis seulement une (Figure 6-46). Le nombre de génération de terrasses semble donc diminuer vers l'aval. L'ensemble de terrasses le plus en amont, présente une première génération se situant à environ 50 m du fond, une deuxième à 30-35 m, une troisième à 15 m et un quatrième à 5-7 m du fond du thalweg. En revanche, l'autre ensemble de terrasses de deux générations présentent une première à 80 m du fond et une seconde à 25-30 m. En revanche, les terrasses d'une seule génération en aval, se situent à environ 30-40 du fond du thalweg. Toutes ces terrasses se situent sur le flanc interne de chaque courbe que subit le thalweg du Chenal Annexe (Figure 6-46). Il apparait alors que ces terrasses sont associées à la formation de méandres.

Alors que les terrasses disparaissent, une sur-incision apparait dans la partie inférieure du Chenal Annexe, plaquée contre le flanc Nord (Figure 6-46). Cette sur-incision longue de 14 km et disparaissant avec le thalweg en aval, se caractérise par une profondeur d'une vingtaine de mètres et une largeur de 100-200 m (Figure 6-46).

De plus, la partie inférieure du Chenal Annexe est bordée au Nord par une structure morphologique présentant une surface ondulée et rugueuse (couleur saumon-Figures 6-42 et 6-47). Cette structure se met en place à la base du haut structural, en amont de la pente continentale (Figure 6-42) et s'étend vers le large sur une longueur de d'environ 27 km et une largeur de 7-8 km (Figure 6-42). Cette structure et le Chenal Annexe se réunissent dans la partie inférieure du chenal

et prennent une direction commune WSW/ENE (Figures 6-42 et 6-47). Cette structure se caractérise principalement par un échofaciès I (continu) et II (discontinu) (Figure 5-9). Elle peut être relativement plate en certaines zones, et montrer des formes de fond en d'autres (Figure 6-42). Celles-ci présentent un alignement général N/S, des amplitudes de 10-15 m et des longueurs d'onde de 200-300 dans sa partie amont. Aux abords du Chenal Annexe, plus en aval de la structure, ces formes de fond se caractérisent par une direction générale plutôt SW/NE, des amplitudes de 40-50 m et des longueurs d'onde pouvant être supérieure au kilomètre. Aucun profil Chirp ne permet d'observer la transition entre le haut structural et cette zone morphologiquement ondulée. En revanche, on a pu observer la structure interne de ces formes ondulées qui s'apparente à des rides sédimentaires (Figure 6-47).

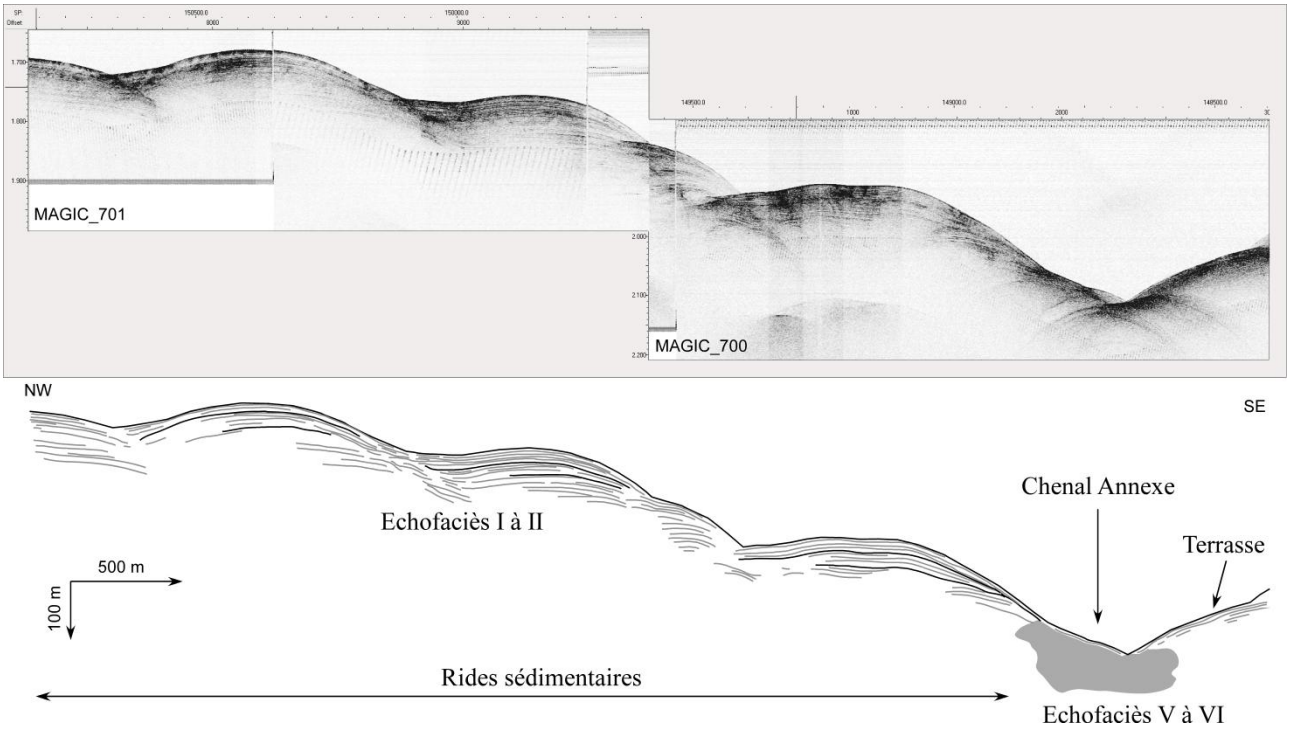


Figure 6-47 : Interprétation de deux profils Chirp traversant les rides sédimentaires et le Chenal Annexe (Voir localisation Figure 6-44).

Le Chenal Annexe semble inciser à travers l'extrémité de la zone comportant les rides sédimentaires, bien que les troncatures d'érosion soient difficile à observer (Figure 6-47). Le thalweg du Chenal Annexe se caractérise par un échofaciès V (hyperbolique) à VI (sourd), bien qu'étant majoritairement sourd (Figures 5-9 et 6-47). Le Chenal Annexe semble donc potentiellement actif ou présentant une activité récente, avec des dépôts grossiers en au fond du thalweg (Figure 6-47). La formation du Chenal semble syn ou post-mise en place des rides sédimentaires.

La mise en place de ce Chenal Annexe, de manière orthogonale au Chenal Squillace et semblant localement remonter la pente continentale, reste relativement énigmatique. En regardant de manière plus régionale, on se rend compte que la partie amont du Chenal Annexe, prenant une direction plutôt vers le Nord, se trouve dans la lignée du Système de canyon Botricello (Figure 6-42). Sa partie inférieure, en revanche, de direction plutôt W/E semble influencée par la présence de la zone à rides sédimentaires (Figure 6-42). De la même manière, comme nous le verrons plus en détails plus tard, le chenal unifiant les deux canyons tributaires du système Botricello suit lui-aussi une direction qui s'appuie sur le flanc NE de la zone à rides sédimentaires (Figure 6-42). Les deux thalwegs cités se rejoignent de manière plus ou moins évidente vers 1650 m de profondeur d'eau. Chacun de ces deux thalwegs perdent de plus de manière très prononcée leur empreinte dans la morphologie du fond océanique lorsque rentrant en contact avec cette zone de rides sédimentaires (Figures 6-41 et 6-42).

7.1.2. Le canyon Sellia

a. Configuration du canyon tributaire

Le canyon Sellia est le tributaire du système Squillace situé le plus au Nord-Nord/Est (Figures 6-41 et 6-42). Il se positionne suivant une direction générale NNW/SSE, bien qu'il présente une partie supérieure plutôt NW/SE et une partie inférieure N/S (Figures 6-41 et 6-42). Le thalweg du canyon Sellia se caractérise par un échofaciès IV (chaotique) dans sa partie amont et VI (sourd) dans sa partie aval, et un échofaciès V (hyperbolique) sur ses flancs (Figure 5-9).

Le canyon tributaire Sellia se positionne dans sa totalité sur un haut structural et incise le plateau continental sur environ 2 km (Figures 6-41 et 6-48). Le plateau étant relativement étroit dans le Golfe de Squillace (environ 3 km de large au maximum), la tête du canyon Sellia se situe à un maximum de 700-800 m de la ligne de côte (Figure 6-48). Les données bathymétriques ne permettent pas d'observer la limite amont de la tête mais nous pouvons estimer que le canyon Sellia est en connexion directe avec son système subaérien, car incisant profondément le plateau continental (Figure 6-48). Le canyon Sellia présente donc une configuration de tête de canyon de type TC3.

b. Caractéristiques morphométriques

Le canyon Sellia présente une longueur totale de plus de 28 km, et s'étend du plateau continental jusqu'à la base du haut structural, suivant des profondeurs d'eau allant de 60 m à 1060 m, et finit son parcours sur la pente continentale inférieure, vers 1160 m de profondeur d'eau, dans le thalweg commun unifiant l'unifiant avec le canyon Catanzaro (Cahier Annexe-canyon Sellia).

Son profil topographique longitudinal est légèrement concave. Son inclinaison moyenne est de 2,2°, mais diminue vers l'aval (Cahier Annexe-canyon Sellia). En effet, la tête du canyon se caractérise par une inclinaison de plus de 3,8°, et diminue dans le corps du canyon suivant une valeur de 1,9° pour finalement atteindre presque 1,3° dans le thalweg commun (Cahier Annexe-canyon Sellia). Ses interfluves exhibent un profil topographique longitudinal à tendance plutôt convexe, rendant compte de la morphologie déformée de la Marge Calabro-Ionienne par la présence du haut structural (Cahier Annexe-canyon Sellia).

Sa sinuosité moyenne est de 1,3, et est donc considéré comme un canyon sinueux (Cahier Annexe-canyon Sellia). Cependant, sa sinuosité est plus marquée dans sa partie supérieure, puisque sa partie inférieure présente un indice de sinuosité de 1-1,1, relativement rectiligne.

Le canyon Sellia se caractérise par une profondeur d'incision moyenne de l'ordre de 230 m. En faisant la comparaison entre ces profils topographiques et celui du thalweg du canyon, on observe que l'incision du canyon est d'autant plus importante sur le haut structural que sur le plateau continental ou la pente continentale inférieure non-déformée (Cahier Annexe-canyon Sellia). En effet, au niveau du plateau continental, dans la zone de la tête du canyon, la profondeur d'incision est d'environ 150-200 m. La profondeur d'incision moyenne au niveau du thalweg commun est de l'ordre 100-150 m. En revanche, dans son corps situé sur le haut structural, le canyon Sellia se caractérise par une profondeur moyenne de 250 m (Cahier Annexe-canyon Sellia). La largeur moyenne du canyon est de 2,5 km et semble relativement constante sur tout le long du canyon (Cahier Annexe-canyon Sellia). La largeur de son thalweg est de presque 600 m de moyenne mais présente, cependant, un élargissement dans le thalweg commun des canyons Sellia et Catazanro (Cahier Annexe-canyon Sellia).

La morphologie du canyon Sellia évolue d'une morphologie en « V » à « U » d'amont vers l'aval, caractérisant une incision en profondeur dans sa partie supérieure et un élargissement latéral dans sa partie inférieure (Cahier Annexe-canyon Sellia).

c. Morphologie de la tête du canyon

La tête du canyon Sellia se caractérise par une morphologie de tête type T2b, en grappe complexe. En effet, elle ne se caractérise par aucun élargissement du thalweg vers la côte, et son thalweg est bien marqué dans le fond marin et ne s'assimile en aucun cas à un *gully* ou sillon (Figure 6-48). Sa morphologie est davantage celle d'une grappe (Figure 6-48). Elle est large de 4 km et s'étend vers le large sur 2 km (Figure 6-48).

Sa morphologie présente, cependant, quelques particularités. La tête semble tout d'abord être confinée et limitée à la zone du plateau continental. En effet, elle fait transition avec un unique thalweg correspondant au corps du canyon en bordure du plateau continental, à la transition avec un haut structural (Figure 6-48). D'ailleurs, on observe que les deux principaux tributaires au NE et au

SW de la tête semblent se courber vers l'interne, au niveau de la bordure du plateau continental ; leurs interfluves externes marquant ainsi la limite amont du haut structural (Figure 6-48). Les deux principaux tributaires se rattachent frontalement l'un à l'autre, et de manière orthogonale à l'extrémité amont du corps (Figure 6-48).

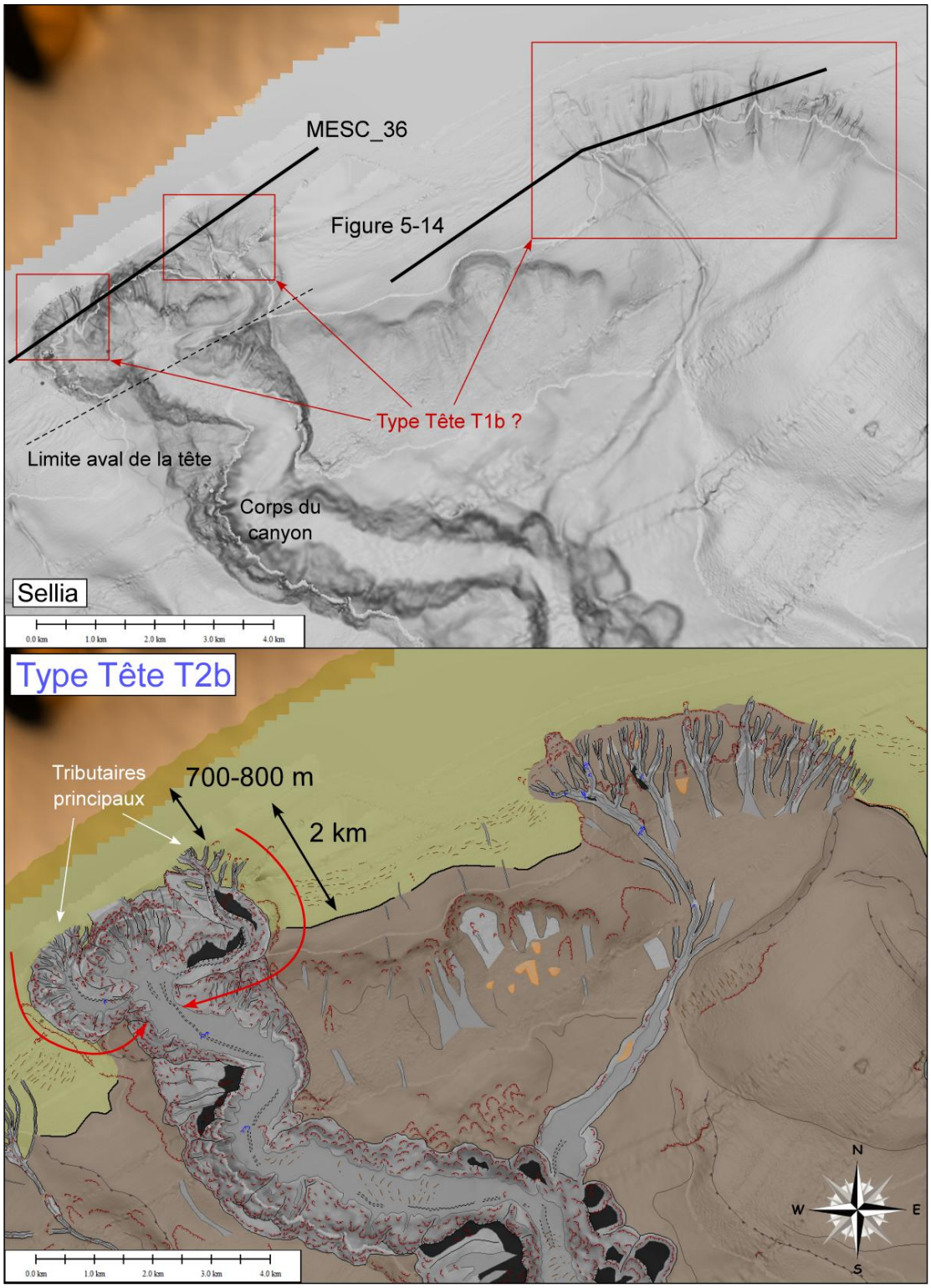


Figure 6-48 : Interprétation morphologique de la tête du canyon Sellia (Voir la position des canyons sur les Figures 6-41 et 6-42).

Au Nord-Est du canyon Sellia, on retrouve des sillons associés à des conduits verticaux d'échappements de fluides (décrit dans le Chapitre 5-Figure 5-14). Ce regroupement de sillons semble constituer une zone de tributaires du canyon Sellia, puisque l'on peut observer l'unification de ces sillons en un thalweg unique se ramifiant sur le flanc Nord du corps du canyon Sellia vers 600 m de profondeur (Figure 6-48). Cette zone de tributaires pourrait être associée à une morphologie de tête type T1b, en sillons ramifiés. Il semble donc que cette zone puisse être sujette à de nombreuses zones de sorties de fluides, et telle pourrait le cas pour la tête du canyon Sellia, se situant à quelques kilomètres de la zone des sillons, et suivant le même ordre de profondeur (Figure 6-48).

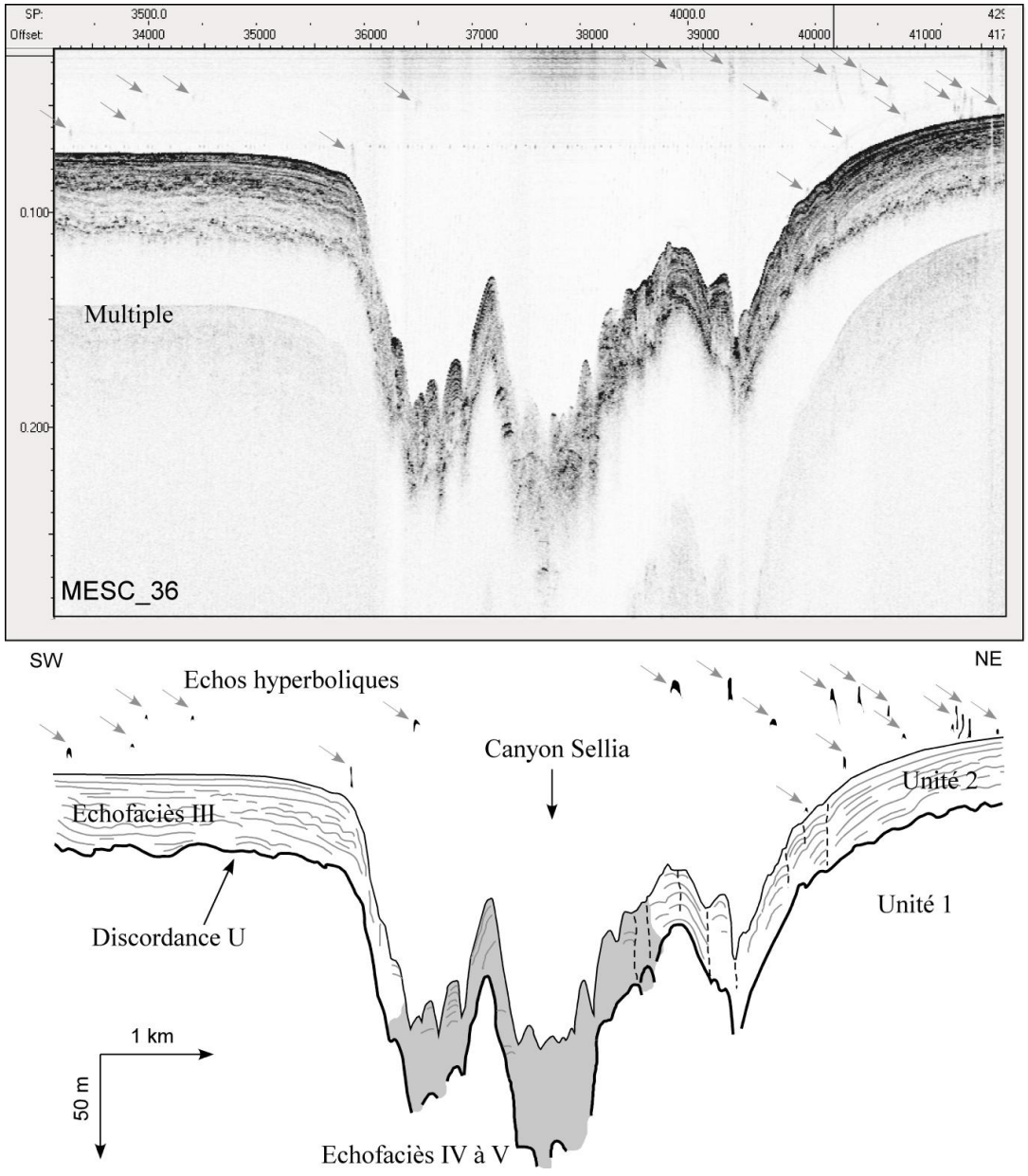


Figure 6-49 : Interprétation d'un profil Chirp à travers la tête du canyon Sellia montrant une zone potentiellement affectée par des sorties de fluides (Voir la localisation du profil sur la Figure 6-48).

La zone de la tête du canyon Sellia est une zone trop chaotique pour observer convenablement la présence de conduit verticaux (Figure 6-49). Le plateau continental est caractérisé par un échofaciès III (perturbé), car semble être affecté par des sorties de fluides, correspondant à la zone de la tête Sellia (Figure 6-49). En effet, on observe des échos hyperboliques dans la colonne d'eau probablement associé à des échappements de fluides, et au vue de la présence de nombreux conduits verticaux visibles autant sur les données bathymétriques que Chirp, on pourrait supposer que ces conduits puissent se trouver dans la tête du canyon Sellia (Figure 6-49). Le canyon Sellia semble se mettre en place sur la discordance U, qui met en évidence une incision précédente dans l'Unité 1, surement associée au canyon (Figure 6-49). L'unité 2 sus-jacente présente lorsque cela est remarquable des réflecteurs qui s'incurvent vers le bas, semblant mimer ainsi des conduits verticaux, notamment sur le flanc Nord-Est du canyon (Figure 6-49). Et certains de ces conduits potentiels sont associés à des échos hyperboliques dans la colonne d'eau, laissant suggérer que la tête du canyon ait pu se mettre en place sur une incision préexistante de l'Unité 1, et associée à la présence de sortie de fluides (Figure 6-49).

d. Eléments architecturaux

Le corps du canyon Sellia et son embouchure se caractérise par la présence de nombreuses cicatrices d'arrachements sur les flancs, par la formation de terrasses en plusieurs emplacements, de sur-incision, de *knickpoints* et de quelques formes de fond (Figure 6-50). C'est, cependant, sa partie supérieure qui présente le plus grands nombres d'objets morphologiques (Figure 6-50).

La partie supérieure présente une densité de cicatrices d'arrachement de 10-15 par km^2 et localement la mise en place de *gullies* sur les flancs du canyon (Figure 6-49). La partie inférieure présente une densité d'une dizaine de cicatrices d'arrachement par km^2.

De plus, on observe sur presque tout le long de son thalweg supérieur une sur-incision, évoluant un thalweg sinueux, et généralement se situant vers le flanc interne des courbes du thalweg (Figure 6-50). Elle débute dès la transition avec la tête en amont, et se perd relativement lorsque le thalweg devient plus rectiligne (Figure 6-50). Cette sur-incision présente des profondeurs de 4-5 m et des largeurs d'une centaine de mètres.

Dans la partie amont de la partie supérieure du canyon, cette sur-incision peut être associée à la présence de petits *knickpoints* d'une hauteur de 5-10 m et une largeur de 100 m. Dans la partie avale, en revanche, on dénote la présence de plusieurs *knickpoints* alors que la sur-incision n'est plus visible, à l'entrée dans la partie inférieure du canyon (Figure 6-50). Ils présentent une hauteur de 10-15 m et une largeur moyenne d'une centaine de mètres.

De plus, dans la partie médiane et inférieure du canyon, on observe la présence de rides sédimentaires associées à la présence de la sur-incision et des *knickpoints* (Figure 6-50). Elles présentent des dimensions de 2-3 m d'amplitude et de d'une centaine de mètres de longueur d'onde.

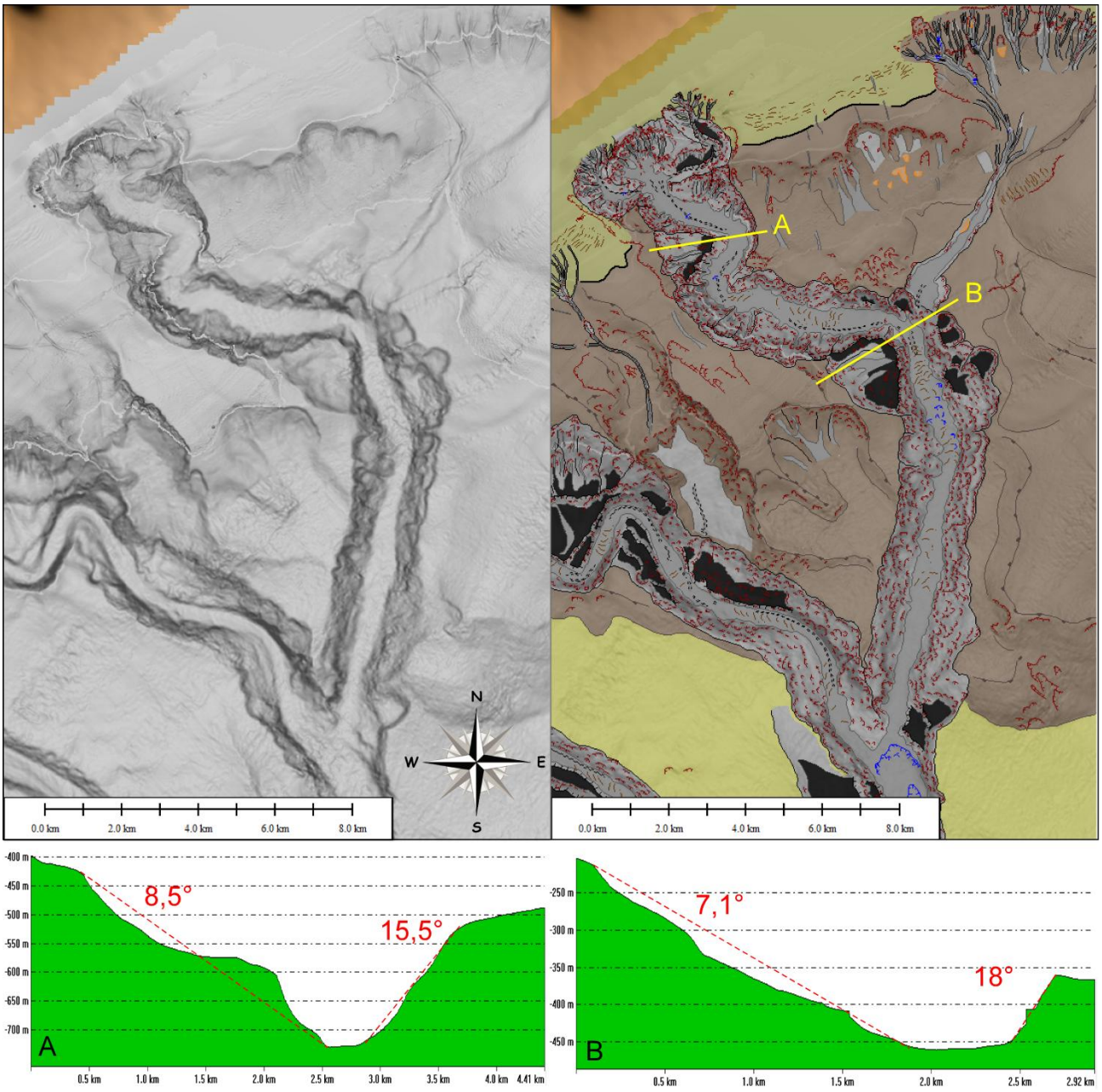


Figure 6-50 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique du canyon Sellia.

Enfin, on observe en aval, au niveau de sa ramification avec le Chenal Squillace, la présence de deux générations de terrasse (Figure 6-50). La première se situe à 110-120 m du fond et la seconde à 50 m. Elles se localisent là où le thalweg est linéaire, et ne sont donc pas associées à la formation de méandres (Figure 6-50). En revanche, d'autres sont présentent dans la zone du changement de direction du thalweg Sellia, ainsi que plus en amont (Figure 6-50). Elles sont globalement toutes d'une seule génération (mise à part l'ensemble aval du flanc gauche Est de la zone de changement de direction ; Figure 6-50). Elles se situent entre 100 et 200 m de hauteur par rapport au fond du thalweg et présentent des dimensions longitudinales et latérales de plusieurs centaines de mètres. Les terrasses du flanc droit Ouest se mettent en place alors que le thalweg du

canyon exhibe un angle local d'environ 90°, et un changement de direction général de W/E à N/S (Figure 6-50). Le flanc Ouest y présente une inclinaison beaucoup plus faible et une extension latérale plus grande que le flanc Est (Figure 6-50). Ces terrasses pourraient être associées à la formation du méandre. Les terrasses situées sur le flanc Est sont associées à des cicatrices d'arrachement qui leur confère une morphologie plutôt circulaire et qui semblent affecter l'interfluve du canyon. Elles se positionnent sur le flanc externe du méandre sujet à une forte érosion. Ces terrasses pourraient donc être la conséquence d'une érosion intense déstabilisant le flanc externe du canyon (Figure 6-50).

e. Bassin versant et caractéristiques hydrologiques

Le bassin versant du fleuve Simeri se caractérise par une superficie de 138 km^2 et un périmètre de 78 km (Figure 6-51 et Cahier Annexe-canyon Sellia). La longueur de son plus grand affluent atteint presque 37 km, et présente une altitude maximum de presque 1600 m (Figure 6-51 et Cahier Annexe-canyon Sellia). Son inclinaison moyenne est de 2,5° et présente un profil topographique plutôt concave, bien que présentant un replat vers 1200 m d'altitude (Figure 6-51 et Cahier Annexe-canyon Sellia).

Le débit du fleuve Simeri est monomodal, et son régime hydrologique est celui d'un torrent, avec un seul maximum durant les mois hivernaux (Figure 6-51). En effet, durant cette période, le débit liquide du fleuve Simeri est de 3-3,5 $m^3.s^{-1}$, et diminue jusqu'à des valeurs inférieure à 1 $m^3.s^{-1}$ durant les mois estivaux. Son débit liquide suit la tendance de la courbe des précipitations, tel le fait un régime torrentiel (Figure 6-51).

Les débits solides théoriques calculés suivant les données liquides nous a permis d'estimer des valeurs de l'ordre de 30-65 $t.mois^{-1}$ durant les mois de décembre à avril, et des valeurs de 0,5 à 3 $t.mois^{-1}$ de juin à novembre (Figure 6-51). De la même manière, les débits solides théoriques suivent la tendance des débits liquides et donc des précipitations (Figure 6-51). Les apports sédimentaires en suspension annuels moyens calculés varient de 196 à 247 t, suivant la valeur de b (Figure 6-51). La charge en suspension moyenne calculée est de 1,9 à $2{,}2.10^{-3}$ $kg.m^{-3}$ (Figure 6-51).

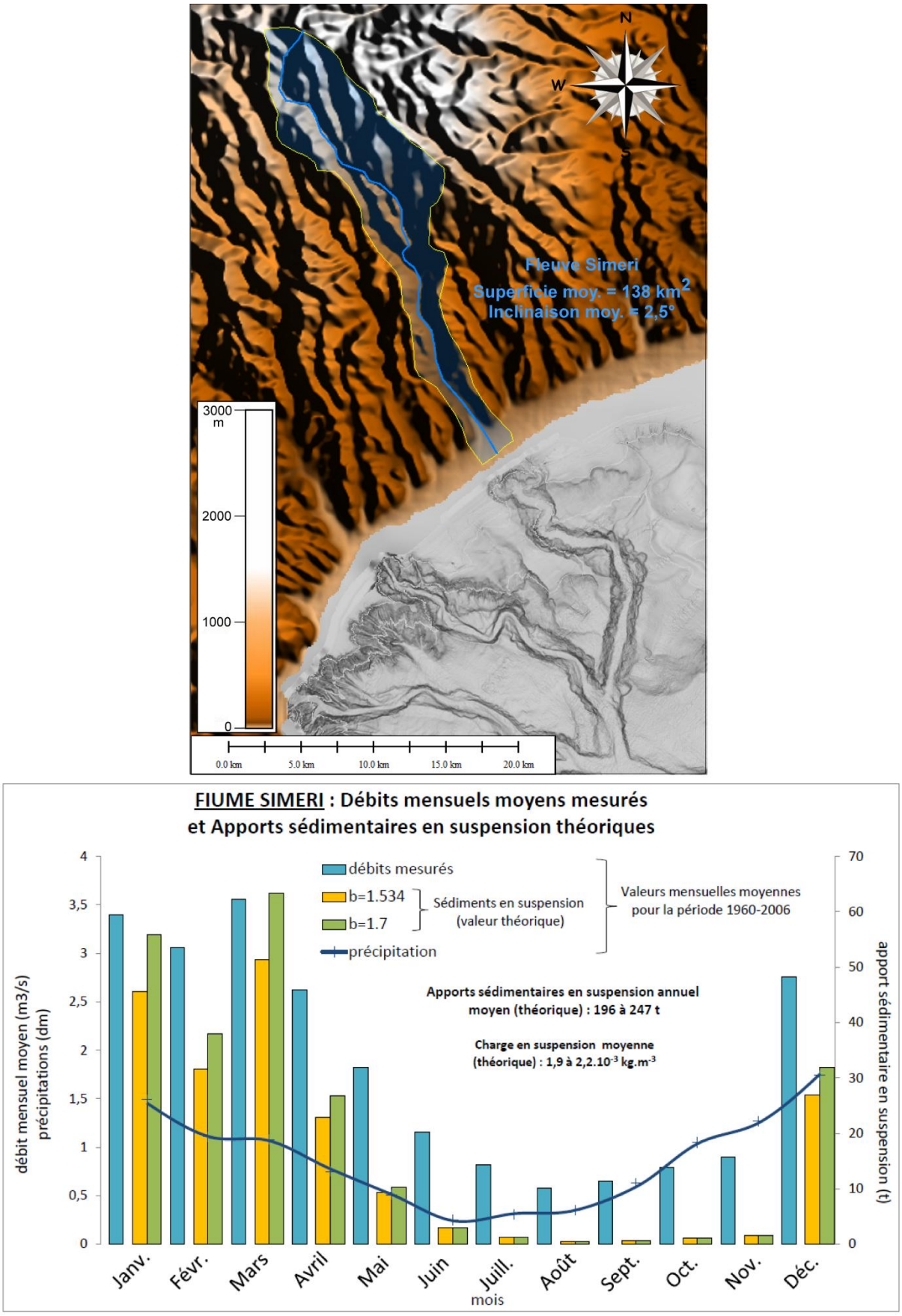


Figure 6-51 : Carte localisant le bassin versant du fleuve Simeri, et ses principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant ses précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels.

7.1.3. Le canyon Catanzaro

a. Configuration du canyon tributaire

Le canyon Catanzaro est le deuxième tributaire du système Squillace situé sur le haut structural, sur son flanc Sud-Ouest (Figures 6-41 et 6-42). Il se positionne suivant une direction générale NW/SE. Ces premiers 22 km présentent une direction semblable à la direction générale, tandis que les derniers 5 km du canyon, correspondant au thalweg commun unifiant les canyons Catanzaro et Sellia, le canyon présente un changement de direction local de manière NNW/SSE (Figure 6-41). Il se ramifie au canyon tributaire Sellia vers 1070 m de profondeur d'eau (Figures 6-41 et 6-42). Le thalweg du canyon se caractérise par un échofaciès VI (sourd) tandis que ses flanc par un échofaciès V (hyperbolique) (Figure 5-9).

Il incise le plateau continental sur environ 2 km et se positionne à un maximum d'1 km de la ligne de côte (Figures 6-41 et 6-52). Le canyon Catanzaro incise profondément le plateau continental et est donc considéré comme ayant une configuration de type TC3, en connexion directe avec son système subaérien, bien que les données bathymétriques ne nous permettent pas de voir cette connexion (Figure 6-52).

b. Caractéristiques morphométriques

Le canyon Catanzaro présente une longueur totale de 27,5 km (Cahier Annexe-canyon Catanzaro). Le canyon Catanzaro s'étend du plateau continental à des profondeurs d'eau de 70 m environ jusqu'à la base du haut structural à des profondeurs d'eau de 1070 m environ, via le thalweg commun (Cahier Annexe-canyon Catanzaro). Le profil topographique longitudinal du canyon Catazanro suit une tendance plutôt concave, avec une baisse de l'inclinaison du thalweg vers l'aval (Cahier Annexe-canyon Catanzaro). En effet, le thalweg du canyon dans la zone de la tête présente une inclinaison moyenne de 3°, puis diminue du double dans le corps du canyon suivant des valeurs de 1,5°, pour atteindre des valeurs d'à peine 1° dans le thalweg commun (Cahier Annexe-canyon Catanzaro). Son inclinaison moyenne est de presque 1,8° (Cahier Annexe-canyon Catanzaro). Les profils topographiques longitudinaux des interfluves du canyon Catanzaro se caractérise par une tendance plutôt concave dans leur partie supérieure associée à la présence du haut structural et plutôt linéaire dans leur partie inférieure associée à la zone non-déformée de la pente continentale, en base du haut structural, et localisant le thalweg commun (Cahier Annexe-canyon Catanzaro).

Le thalweg total du canyon Catanzaro se caractérise par un indice de sinuosité de 1,23° et est donc globalement rectiligne (Cahier Annexe-canyon Catanzaro). Son thalweg, même de manière plus locale, ne présente pas un indice de sinuosité supérieur à 1,3°.

Le canyon Catanzaro se caractérise par une profondeur d'incision moyenne de l'ordre de 260 m (Cahier Annexe-canyon Catanzaro). En observant la comparaison des profils longitudinaux des interfluves et du thalweg du canyon, on se rend compte que la profondeur d'incision diminue fortement vers l'aval (Cahier Annexe-canyon Catanzaro). En effet, en amont, elle est de 200-350 m et diminue vers l'aval suivant des valeurs de 100-150 m. L'incision du canyon semble être davantage importante lorsque son thalweg se situe sur le haut structural, qu'au niveau d'une zone de pente continentale non affectée relativement non-déformée (Cahier Annexe-canyon Catanzaro). Le canyon Catanzaro se caractérise par une largeur moyenne de plus de 2,6 km mais emble être légèrement plus large dans sa partie supérieure et jusqu'à des profondeurs d'eau de 850 m (Cahier Annexe-canyon Catanzaro). La largeur du thalweg est, quant à elle, d'un peu plus de 1,1 km et s'élargit vers l'aval du canyon (Cahier Annexe-canyon Catanzaro). En effet, elle évolue de 100-200 m de largeur dans la zone de la tête, puis s'élargit suivant des valeurs de 200 à 400 m environ dans le corps du canyon, pour finalement atteindre des valeurs de plus de 500 m dans le thalweg commun (Cahier Annexe-canyon Catanzaro).

Le canyon Catanzaro exhibe des morphologies en « V » évoluant en « U » vers l'aval du thalweg, lui conférant un aspect incisif en profondeur dans sa partie supérieure, et d'élargissement latéral dans sa partie inférieure (Cahier Annexe-canyon Catanzaro).

c. Morphologie de la tête de canyon

La tête du canyon Catanzaro s'étend sur presque 5 km de long vers le large et sur 3,6 de large. Elle se compose d'un tributaire principal, ainsi que d'un tributaire secondaire, placé sur son flanc gauche Ouest (Figure 6-52). Ce dernier se ramifie sur le kilomètre 3,6 du thalweg principal alors que celui change de direction de NNW/SSE à WNW/ESE (Figure 6-52). Cette ramification signe la limite aval de la zone de la tête du canyon. Cette tête de canyon présente une morphologie de type T2b, en grappe et complexe (Figure 6-52).

La tête du canyon Catanzaro se caractérise par de nombreuses cicatrices d'arrachements, dont la densité moyenne est de 40 à 70 cicatrices par km^2, et de nombreux *gullies* associés jouant un rôle de tributaires (Figure 6-52). Les cicatrices présentent des dimensions de 30-50 m de hauteurs et de plusieurs dizaines de mètres de larges en général (Figure 6-52).

Trois zones de knickpoints sont observables dans la tête. Une se situe dans la partie amont de la tête et présente une hauteur de plusieurs mètres de hauteur. Une deuxième se situe dans la zone de changement de direction du thalweg (Figure 6-52) et présente une hauteur de presque 50 m. Enfin, la troisième se situe dans la partie aval du thalweg tributaire de la tête et se caractérise par une hauteur de quelques dizaines de mètres.

On observe la présence d'une sur-incision dans la première partie NNW/SSE de la tête, puis qui semble disparaitre et réapparaitre au niveau de la zone de ramification du tributaire secondaire

sur le thalweg principal (Figure 6-52). Cette sur-incision est large de plusieurs dizaines de mètres et profonde de quelques mètres.

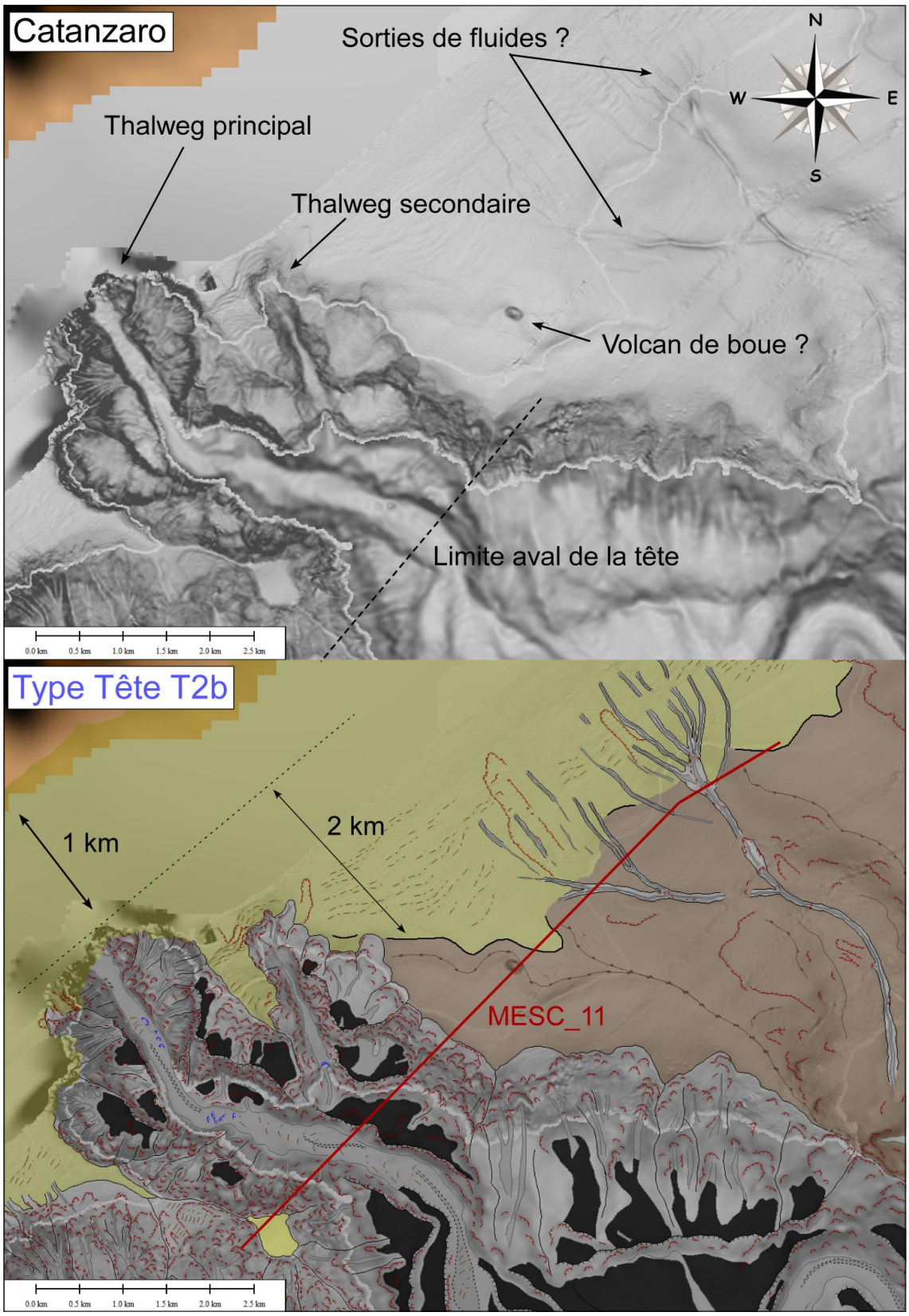


Figure 6-52 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique de la tête du canyon tributaire Catanzaro.

Des rides sédimentaires sont apparentes lorsque la sur-incision ne l'est plus (Figure 6-52). Sur les données bathymétriques, elles présentent une concavité vers l'amont, suggérant leur évolution vers l'aval (Figure 6-52). Leur amplitude est d'environ 2-3 m et leur longueur d'onde de 50 à 100 m dans la partie aval du thalweg. Plus en amont, ces rides présentent une amplitude de 1-2 m et une longueur d'onde de plus de 100 m.

Enfin, la tête du canyon Catanzaro se caractérise par la présence de nombreuses terrasses (figure 6-52). Elle est la tête du système de canyons Squillace présentant le plus de terrasses (Figure 6-42). Les terrasses se caractérisent par un maximum de trois générations. Elles sont toutes associées à la présence de nombreuses cicatrices d'arrachement et ne sont pas associées à la formation d'un méandre (Figure 6-52). On observe davantage de terrasses sur le flanc gauche Est de la tête, et notamment associées au tributaire secondaire (Figure 6-52). Dans le cas d'ensembles de terrasses à deux générations, se trouvant principalement associées au thalweg principal, la première génération de terrasse se situe à environ 150 m du thalweg et la seconde à environ 50-70 m du fond du thalweg. L'ensemble de terrasses à trois générations, associées au thalweg tributaire, se caractérise par une première génération dont la hauteur est de 300 m par rapport au thalweg. La deuxième génération se situe à environ 200 m de hauteur, tandis que la troisième à 100 m environ. C'est donc le tributaire secondaire qui semble être affecté par le plus grand nombre de génération de terrasses (Figure 6-52). On observe d'ailleurs que le thalweg tributaire de la tête Catanzaro se termine sur la terrasse de troisième génération, et non directement dans le thalweg principal (Figure 6-52).

La tête du canyon Catanzaro incise profondément l'Unité 1 et semble se mettre en place sur une paléo-incision reconnaissable par une déviation vers le bas de la surface de discordance U au niveau des flancs actuels du canyon, bien que celle-ci soit complètement érodée vers le centre du thalweg (Figure 6-53). On n'observe aucun dépôt aggradant ou remplissage du canyon, suggérant un fort caractère érosif dominant dans la tête du canyon (Figure 6-53). En effet, le fond du thalweg qui se distingue par un échofaciès VI (sourd) associé aux dépôts de matériaux grossiers, et des flancs sujets à de nombreuses instabilités car présentant un échofaciès V (hyperbolique) (Figure 6-53).

On observe la présence d'une structure en cône à un peu plus d'1 km de l'interfluve gauche de la tête Catanzaro (Figures 6-52 et 6-53). Cette structure est haute de 10-20 m et large de 150-200 m. Elle semble prendre racine dans l'Unité 1 et traverse l'Unité 2 jusqu'à arriver en surface (Figure 6-53). Elle se caractérise par un échofaciès sourd et génère des troncatures d'érosion à sa jonction avec les réflecteurs de l'Unité 2 (Figure 6-53). Cette structure est interprétée comme un volcan de boue potentiel. Il semblerait donc que la zone de la tête Catanzaro soit affectée par la présence de sorties de fluides. Sur les données bathymétriques, au Nord-Est de la tête Catanzaro, on observe de la même manière que pour le canyon Sellia, des sillons associés à des conduits verticaux d'échappements de fluides (Figure 6-52).

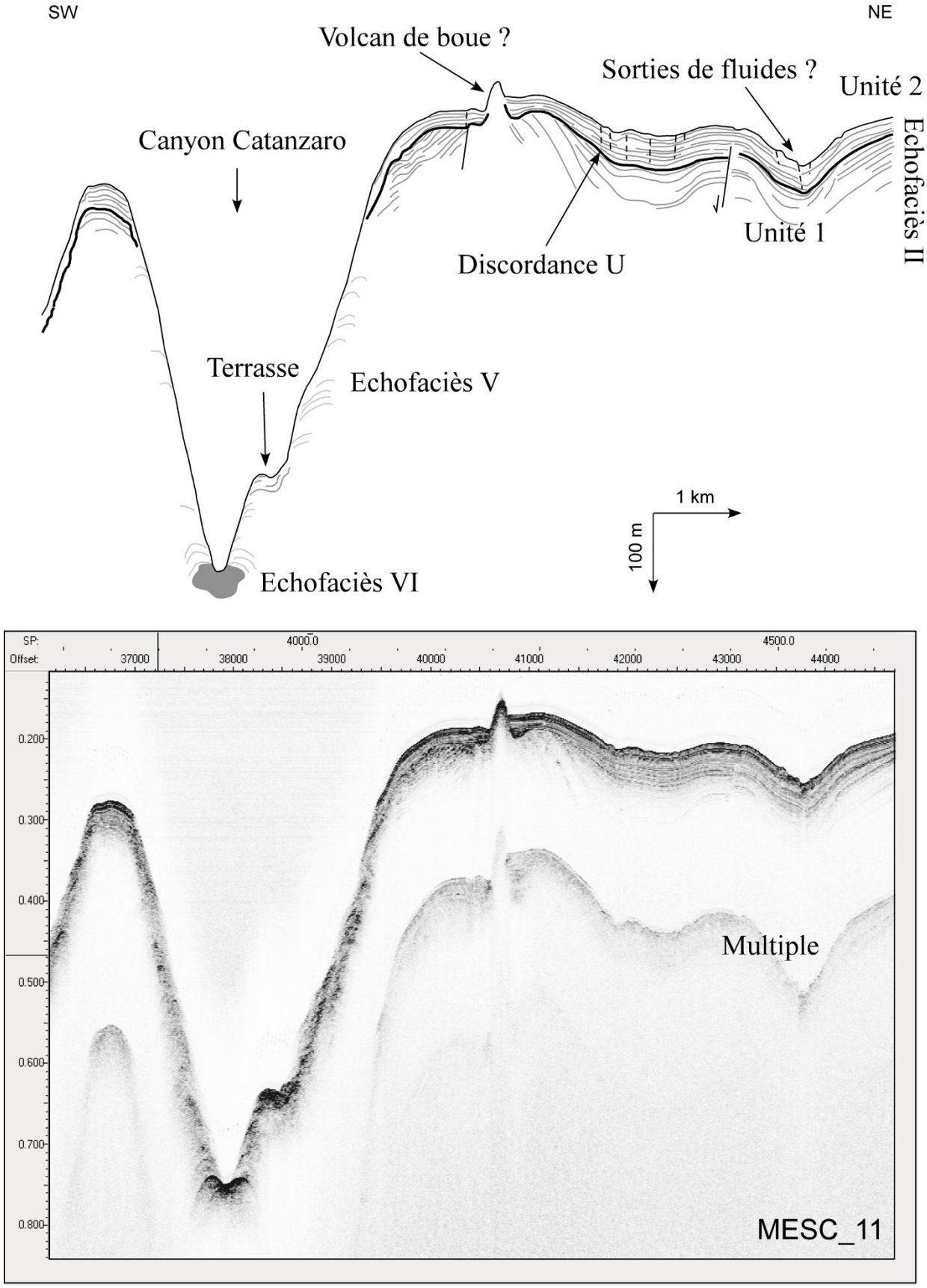


Figure 6-53 : Interprétation d'un profil Chirp à travers la tête du canyon tributaire Catanzaro, montrant la présence de sorties de fluides régionales et des failles potentielles. (Voir localisation du profil sur la Figure 6-52).

Ce regroupement de sillons semble également constituer une zone de tributaires du canyon Catanzaro, tout comme pour le canyon Sellia (Figure 6-52). On peut observer l'unification de ces sillons en un thalweg unique, se dirigeant dans une dépression qui prend la direction du corps du canyon Catanzaro (Figures 6-42 et 6-52) et se ramifiant sur le flanc gauche Nord du corps du canyon Catanzaro vers 760 m de profondeur (Figure 6-52). Sur les données Chirp, on observe la présence de conduits verticaux à l'Est du volcan de boue (Figure 6-53). Ils ne sont cependant pas associés à la présence d'échos hyperboliques dans la colonne d'eau, et semblent donc inactifs (Figure 6-53).

d. Eléments architecturaux

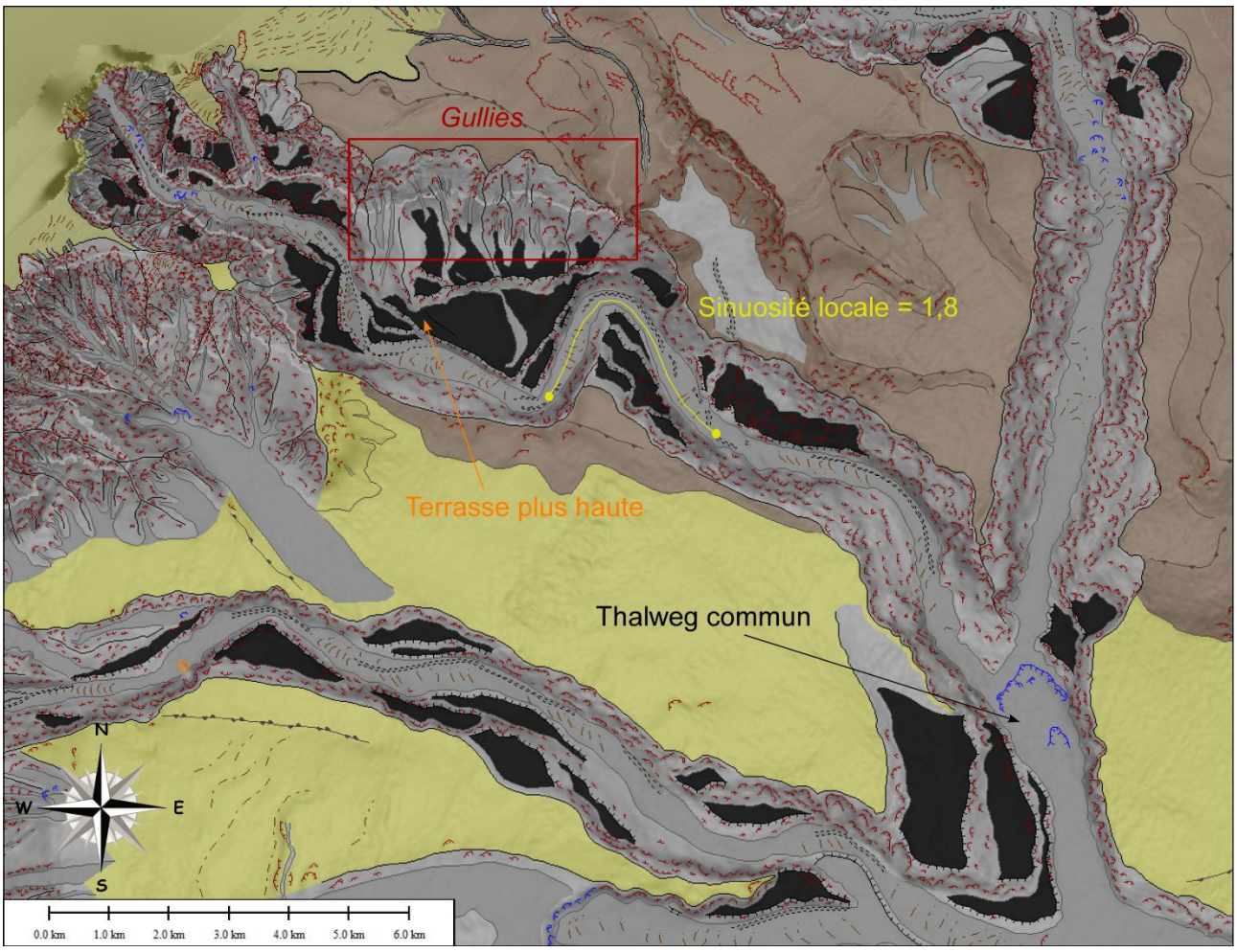


Figure 6-54 : Interprétation morphologique du canyon tributaire Catanzaro.

Le corps du canyon Catanzaro présente de nombreuses cicatrices d'arrachement sur ses flancs, avec une densité moyenne de 15-20 par km^2 (Figure 6-54). Elles présentent des dimensions de 30-50 m et jusqu'à 100 m de hauteur et des largeurs de plusieurs dizaines de mètres à plus de

150 m. Elles peuvent être associées à la présence de *gullies*, notamment dans la partie amont, au niveau du flanc gauche Nord (Figure 6-54).

On observe la continuité de la sur-incision déjà observée dans la zone de la tête. Elle est présente sur la presque totalité du thalweg, bien qu'elle soit interrompue en quelques zones associées généralement à un thalweg localement rectiligne (Figure 6-54). Elle semble donc être davantage associée à un thalweg sinueux localement On perd la trace de cette sur-incision à quelques 2 km avant le thalweg commun aux canyons Sellia et Catanzaro (Figure 6-54). Elle se caractérise par une profondeur d'une dizaine de mètres et une largeur d'une centaine de mètres.

Des rides sédimentaires sont visibles sur le fond du thalweg et sur un peu tout le long du canyon (Figure 6-54). En amont, elles semblent se mettre en place dans les thalwegs localement rectiligne, là où la sur-incision disparait, bien que l'on observe plus en aval que ces deux éléments peuvent se mélanger (Figure 6-54). Elles se caractérisent par des amplitudes de quelques mètres et des longueurs d'onde de la centaine de mètres.

On observe la présence d'une zone de *knickpoints* en amont du thalweg commun, au niveau de l'unification des deux thalwegs des canyons Sellia et Catanzaro (Figure 6-54). Ce *knickpoint* est plus accentué en aval du thalweg Sellia que du thalweg Catanzaro. Il présente des hauteurs de 50 m à l'Est et d'un peu plus de la dizaine de mètre à l'Ouest du thalweg. Il semble donc que le canyon Catanzaro soit moins affecté par un changement dans le profil de pente. Il peut également suggérer que le canyon Catanzaro sur-incise le thalweg du canyon Sellia.

On observe en fin la présence de nombreuses terrasses, positionnées dans la partie amont et médiane du canyon (Figure 6-54). Elles se positionnent toutes sur le flanc interne du canyon. Mise à part les terrasses situées en aval des *gullies* observés sur le flanc gauche Nord du canyon et qui semblent être associées à une zone de grande déstabilisation et d'élargissement du flanc, les autres terrasses semblent être associées à la formation de méandres. Elles se caractérisent par des géométries généralement triangulaires et bien définies et sont imbriquées entres-elles (Figure 6-54). On observe jusqu'à trois générations de terrasses. Les deux petits ensembles de terrasses situés les plus en amont se caractérisent par deux générations, dont la première se situe à 40 m et la seconde à environ 10 m du fond du thalweg. Elles présentent des longueurs de plusieurs centaines de mètres à plus d'1 km et des largeurs de quelques centaines de mètres. Le troisième ensemble de terrasses, plus en aval du thalweg et en contrebas de la zone des *gullies*, semble plus ancien que les deux précédentes (Figure 6-54). Elle présente en effet une première génération plus haute que celle des deux premiers ensembles, avec une hauteur de presque 100 m (Figure 6-54). Sa seconde génération se situe à plus de 40 m de hauteur, ce qui est également plus haut que la seconde génération des ensembles précédents. La terrasse de première génération de cet ensemble présente des dimensions de plus de 2 km de long et de plus de 1 km de large (Figure 6-54). Plus en aval encore, dans un méandre présentant une sinuosité locale de 1.8, l'ensemble de terrasses associé présente trois générations de terrasses ; une première à 110 m, une deuxième à 70 m et une troisième à 30 m. Cet

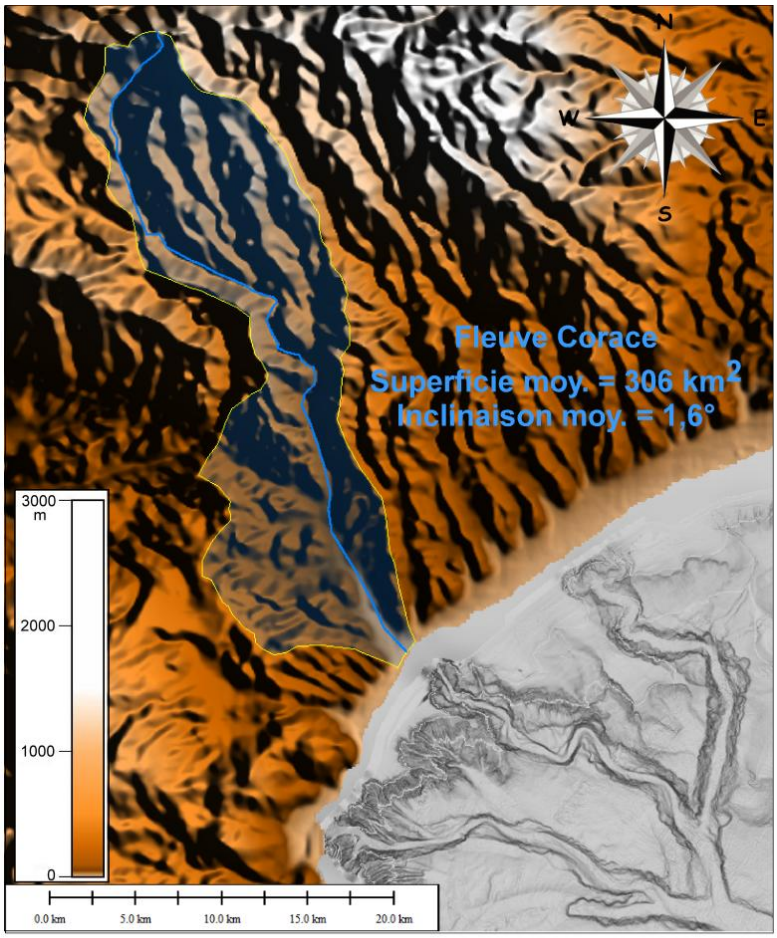
ensemble fait front à une autre terrasse sur le flanc externe. Celle-ci, se situe à plus de 100 m de hauteur et semble s'être formée sous l'impact d'une forte érosion et d'instabilités (Figure 6-54). Enfin, toujours plus en aval, on retrouve une terrasse d'une seule génération se situant sur le flanc interne du canyon (Figure 6-54). Elle se situe à plus de 50 m de haut et semble être associée à la formation du méandre (Figure 6-54). Enfin, au niveau du thalweg commun des canyons Sellia et Catanzaro, on observe un ensemble de trois terrasses sur le flanc droit Ouest et qui s'organisent de manière parallèle au thalweg (Figure 6-54). Le thalweg commun étant linéaire, la formation de ces terrasses semblent associées à un déplacement progressif du thalweg vers l'Est (Figure 6-54). Cet ensemble se caractérise par une première génération à 170 m de hauteur, une deuxième à 80 m et une troisième à 20 m par rapport au fond du thalweg (figure 6-54).

e. Bassin versant et caractéristiques hydrologiques

Le bassin versant du fleuve Corace se caractérise par une superficie de 306 km^2 et un périmètre de 100 km (Figure 6-55 et Cahier Annexe-canyon Catanzaro). La longueur de son plus grand affluent est de plus de 46,5 km et se caractérise par une altitude maximum de 1312 m (Figure 6-55 et Cahier Annexe-canyon Catanzaro). L'inclinaison moyenne du fleuve Corace est de 1,6° et présente un profil de pente semblable à celui du fleuve Simeri, avec un replat mais vers 800 m d'altitude (Figure 6-55 et Cahier Annexe-canyon Catanzaro).

Le fleuve Corace, bien qu'étant un fleuve, se caractérise par un régime hydrologique monomodal torrentiel, avec un débit liquide suivant la tendance de la courbe des précipitations (Figure 6-55). Le débit liquide atteint de valeurs maximales 8-10 $m^3.s^{-1}$ durant la période hivernale. En revanche, durant la période estivale, le débit liquide diminue jusqu'à des valeurs pouvant être inférieure à 1 $m^3.s^{-1}$ (Figure 6-55).

Les débits solides théoriques suivent également une tendance monomodale, avec des maximums de l'ordre de 500 à 1200 $t.mois^{-1}$ durant les mois d'hiver et des minimums de l'ordre de 0,1 à 3 $t.mois^{-1}$ durant les mois d'été alors que les précipitations et les débits liquides sont presque nuls (Figure 6-55). Les apports sédimentaires en suspension annuels moyens calculés atteignent des valeurs de 2,6 à $4{,}2.10^3$ t ; 1000 à 2000 fois supérieur au fleuve Simeri alors qu'ils ne sont distants que de quelques kilomètres (Figure 6-55). La charge en suspension moyenne est de ce fait également plus grande que celle du fleuve Simeri, et se caractérise par une valeur de $7{,}5.10^{-3}$ à 1.10^{-2} $kg.m^{-3}$ (Figure 6-55).



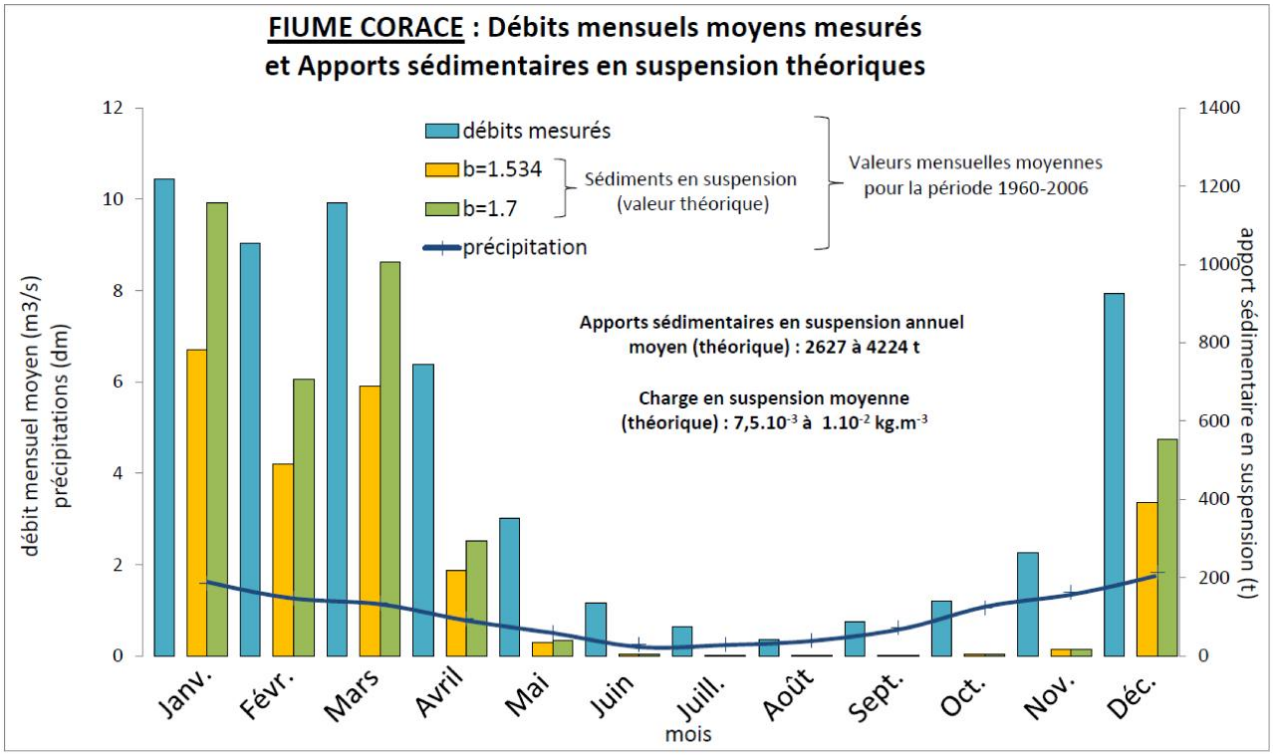


Figure 6-55 : Carte localisant le bassin versant du fleuve Corace, et ses principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant ses précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels.

7.1.4. Le canyon Squillace

a. Configuration du canyon tributaire

Le canyon Squillace est le troisième tributaire du système Squillace et se situe dans le replat non-déformé par la présence de hauts structuraux du Golfe de Squillace (Figures 6-41 et 6-42). Il se caractérise par une direction générale WNW/ESE semblable à celle du Chenal Squillace (Figures 6-41 et 6-42). Il semble être la continuité même du Chenal Squillace sur la pente continentale supérieure. Il se ramifie d'abord au canyon tributaire Badolato suivant un thalweg unique et commun vers 1080 m de profondeur d'eau, puis au corps principal du système suivant la même droite vers 1170 m de profondeur d'eau (Figure 6-42). Le thalweg du canyon se caractérise par un échofaciès VI (sourd) tandis que ses flanc par un échofaciès V (hyperbolique) (Figure 5-9).

Dans cette partie du golfe, il est impossible d'estimer la largeur du plateau continental, qui semble être totalement incisé par la tête du canyon Squillace. De plus, aux alentours, le rebord du plateau continental semble lui-aussi incisé par des *gullies* et autres tête de canyons secondaires (Figure 6-56 et Annexe canyon Squillace). Il incise complètement le plateau continental et se positionne directement à l'embouchure du torrent Sovareto (Figures 6-41 et 6-56). Il possède donc une configuration de type TC3, incisant profondément le plateau continental et en connexion directe avec son système subaérien (Figure 6-56).

b. Caractéristiques morphométriques

La longueur totale du thalweg du canyon Squillace est de 26,8 km et s'étend suivant des profondeurs d'eau allant de 70 m à 1080 m, pour finir son parcours dans le thalweg commun l'unifiant au canyon Badolato jusqu'à des profondeurs d'eau de 1170 m (Cahier Annexe-canyon Squillace). Le thalweg Squillace exhibe un profil topographique longitudinal concave, dont l'inclinaison diminue fortement vers l'aval (Cahier Annexe-canyon Squillace). En effet, dans la zone de la tête du canyon, l'inclinaison du thalweg est de 4,4°. Elle diminue à des valeurs de l'ordre de 1,3° dans le corps du canyon et jusqu'à 0,9° dans le thalweg commun (Cahier Annexe-canyon Squillace). Son inclinaison moyenne est, cependant, de 2° (Cahier Annexe-canyon Squillace). Les interfluves du canyon Squillace exhibent également un profil topographique longitudinal à tendance concave (Cahier Annexe-canyon Squillace).

L'indice de sinuosité moyen du thalweg est relativement faible et reflète un thalweg rectiligne de manière globale et locale, avec une valeur moyenne de 1,1 (Cahier Annexe-canyon Squillace).

Le canyon Squillace se caractérise par une profondeur d'incision d'environ 190 m et semble rester relativement constante sur la majorité de son parcours (Cahier Annexe-canyon Squillace). En effet, en comparant les profils topographiques longitudinaux des interfluves on se rend la différence de hauteur entre eux est globalement la même tout le long du thalweg (Cahier Annexe-canyon

Squillace). On note, toutefois, que la zone de la tête du canyon exhibe des profondeurs d'incision pouvant aller jusqu'à 400 m. Le corps présente quant à lui une profondeur moyenne de 150 m, et diminue et disparaissent au niveau du thalweg commun (Cahier Annexe-canyon Squillace). Le canyon Squillace se caractérise par une largeur moyenne de 2,6 km, bien qu'il puisse présenter des largeurs allant jusqu'à 4 km dans la zone de la tête du canyon. Au sortir de cette zone, la largeur du canyon semble rester relativement constante (Cahier Annexe-canyon Squillace). La largeur du thalweg présente une valeur moyenne de 775 m (Cahier Annexe-canyon Squillace). Cependant, dans la tête, le thalweg mesure 300 à 590 m de large. Elle diminue légèrement dans le corps du canyon suivant des valeurs de 150-400 m, pour finalement se rélargir dans le thalweg commun avec des valeurs moyennes de 500 m à 1 km (Cahier Annexe-canyon Squillace).

Le canyon Squillace exhibe une morphologie légèrement en « V » dans la zone de la tête qui évolue en morphologie « U » vers l'aval. Cependant, le canyon présente majoritairement un thalweg à fond plat et donc en « U » (Cahier Annexe-canyon Squillace).

c. Morphologie de la tête du canyon

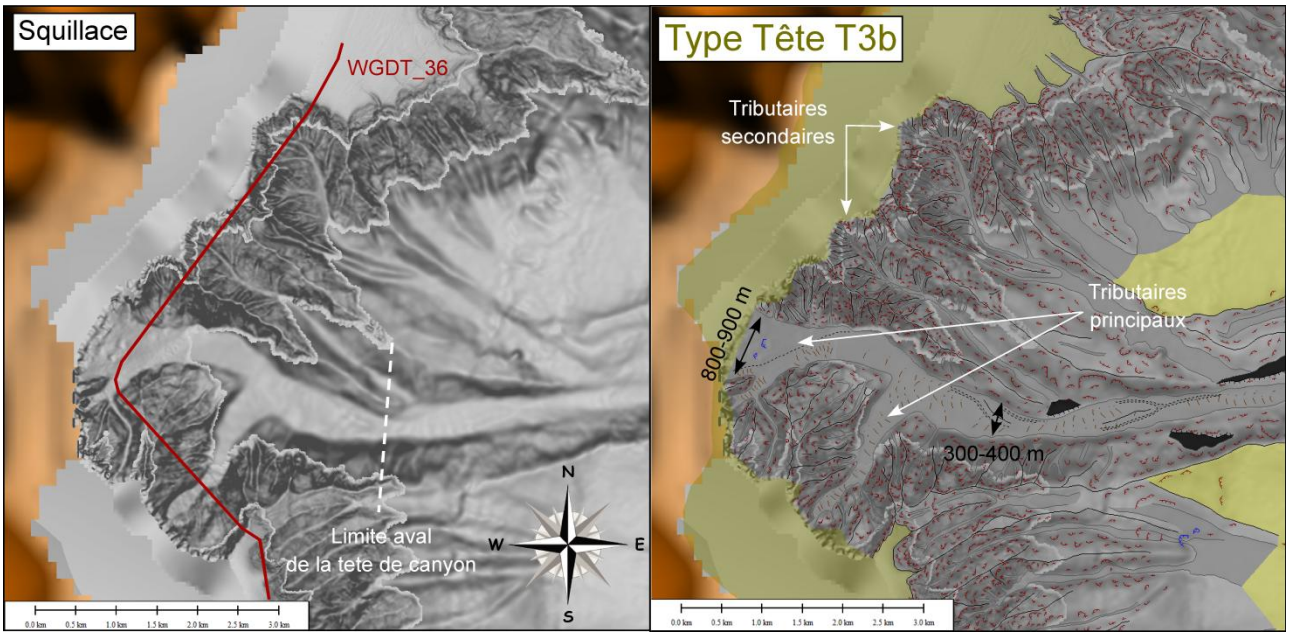


Figure 6-56 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique de la tête du canyon Squillace.

La tête du canyon Squillace exhibe une morphologie en entonnoir ; son thalweg s'élargissant vers la ligne de côte allant jusqu'à doubler (Figure 6-56). Le thalweg en aval de la tête présente des largeurs de l'ordre de 300-400 m et s'élargit jusqu'à 800-900 m en amont (Figure 6-56). De plus, elle présente deux tributaires principaux alimentés par de très nombreux *gullies*. Le premier

tributaire, associé à un élargissement brutal du thalweg vers la côte prend une direction générale W/E, tandis que le second se positionne de manière SSW/NNE (Figure 6-56). Ce dernier ne semble pas présenter un élargissement du thalweg. Au moins deux autre tributaires secondaires, situés plus au Nord-Est se ramifient au thalweg du canyon Squillace, mais au-delà de la zone de la tête du canyon (Figure 6-56). La tête du canyon Squillace exhibe donc typiquement la morphologie de tête du type T3b, en entonnoir et complexe (Figure 6-56).

Les flancs de la tête du canyon Squillace se par la présence de nombreuses instabilités, observables par les cicatrices d'arrachement. Leur densité moyenne est de 50-60 cicatrices par km^2 (Figure 6-56). Elles se caractérisent par des dimensions de 25-30 m de haut et de plusieurs dizaines à quelques centaines de mètres de large.

On observe la présence de rides sédimentaires sur presque tout le long du thalweg des deux tributaires principaux de la tête de canyon (Figure 6-56). Dans la zone entonnoir de la tête, on observe cependant que les rides se localisent seulement du côté du flanc droit Sud du canyon (Figure 6-56). Vers l'aval, elles s'étendent en revanche sur toute la largeur du thalweg (Figure 6-56). Ces rides sédimentaires présentent des amplitudes de quelques mètres et des longueurs d'onde d'une cinquantaine de mètres. Leur longueur d'onde augmente à une centaine de mètres vers l'aval de la tête du canyon, tandis que leur amplitude reste relativement la même.

On observe la présence de petites sur-incisions dans la zone aval de la tête Squillace. Elles se positionnent juste avant rétrécissement de la largeur du thalweg et un léger changement de direction de WNW/ESE à W/E (Figure 6-56). Elles sont séparées latéralement par une petite crête de quelques mètres (Figure 6-56). Elles présentent des dimensions de 5 à 7 m de profondeur et de plusieurs dizaines de mètres de large.

Enfin, à la limite amont de la tête du canyon, dans la zone entonnoir, on observe la présence de knickpoints dont la hauteur est d'environ de la dizaine de mètre. Cette zone de changement brusque du profil de pente se situe à environ 400 m de la ligne de côte (Figure 6-56).

De la même manière que les têtes des canyons tributaires Squillace précédemment décrite, la tête Squillace incise profondément l'Unité 1. L'incision est tellement accentuée que la surface de discordance a été elle-même érodée à l'interne du canyon (Figure 6-57). Bien que l'on observe que la surface de discordance semble s'incurver vers le bas dans la zone des tributaires secondaires (Figure 6-57), il est difficile d'admettre que dans la globalité, la tête du canyon Squillace se soit mise en place sur une incision préexistante de la surface de discordance U. La tête se caractérise par un caractère complètement érosif puisque l'on n'observe aucun remplissage du canyon (Figure 6-57). Le thalweg présente cependant des dépôts grossiers puisqu'il se caractérise par un échofaciès VI (sourd), tandis que les flancs de la tête du canyon se caractérise par de nombreuses instabilités puisque exhibant un échofaciès V (hyperbolique) (Figure 6-57).

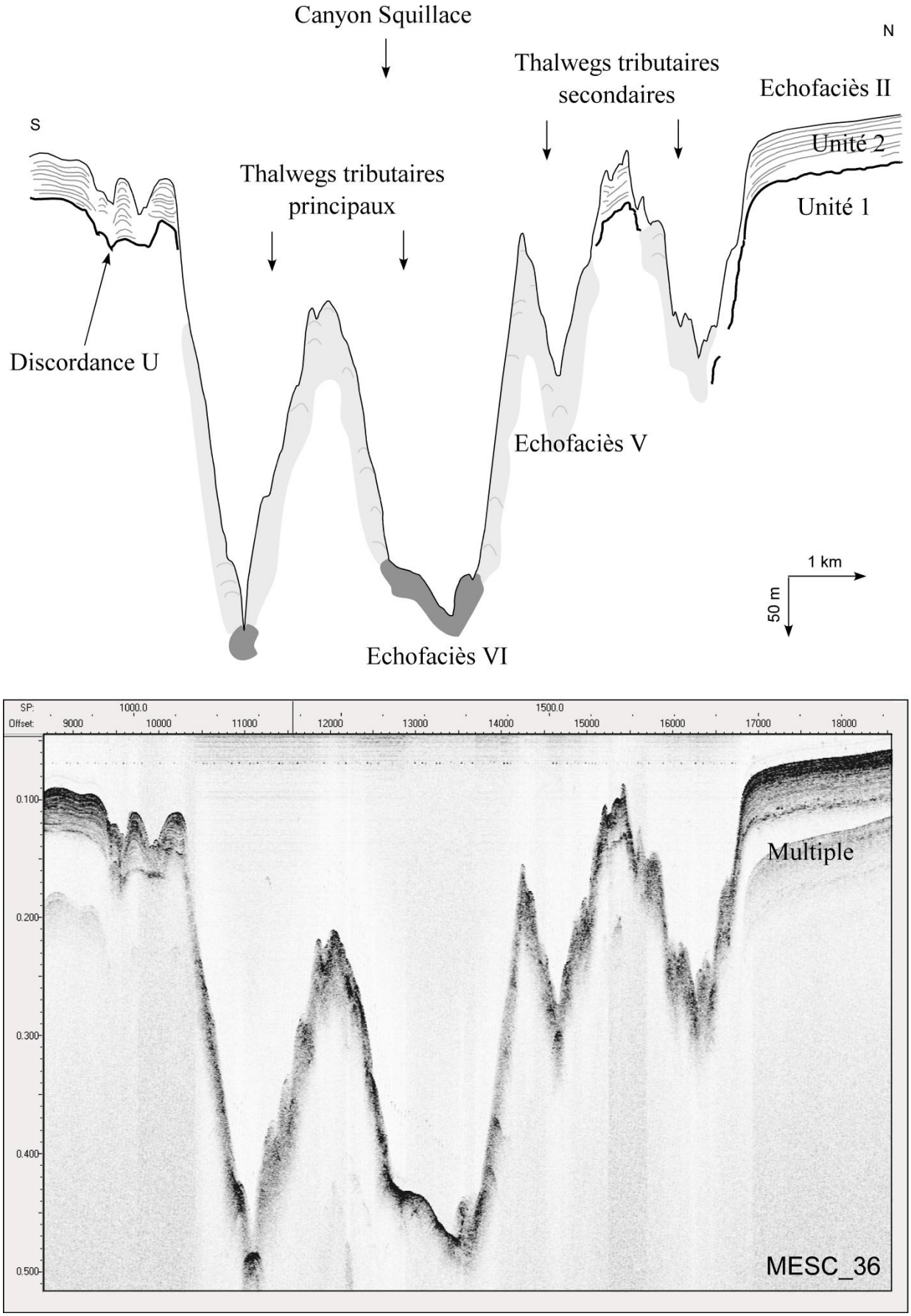


Figure 6-57 : Interprétation d'un profil Chirp à travers la tête du canyon Squillace (Voir localisation du profil sur la Figure 6-56).

d. Eléments architecturaux

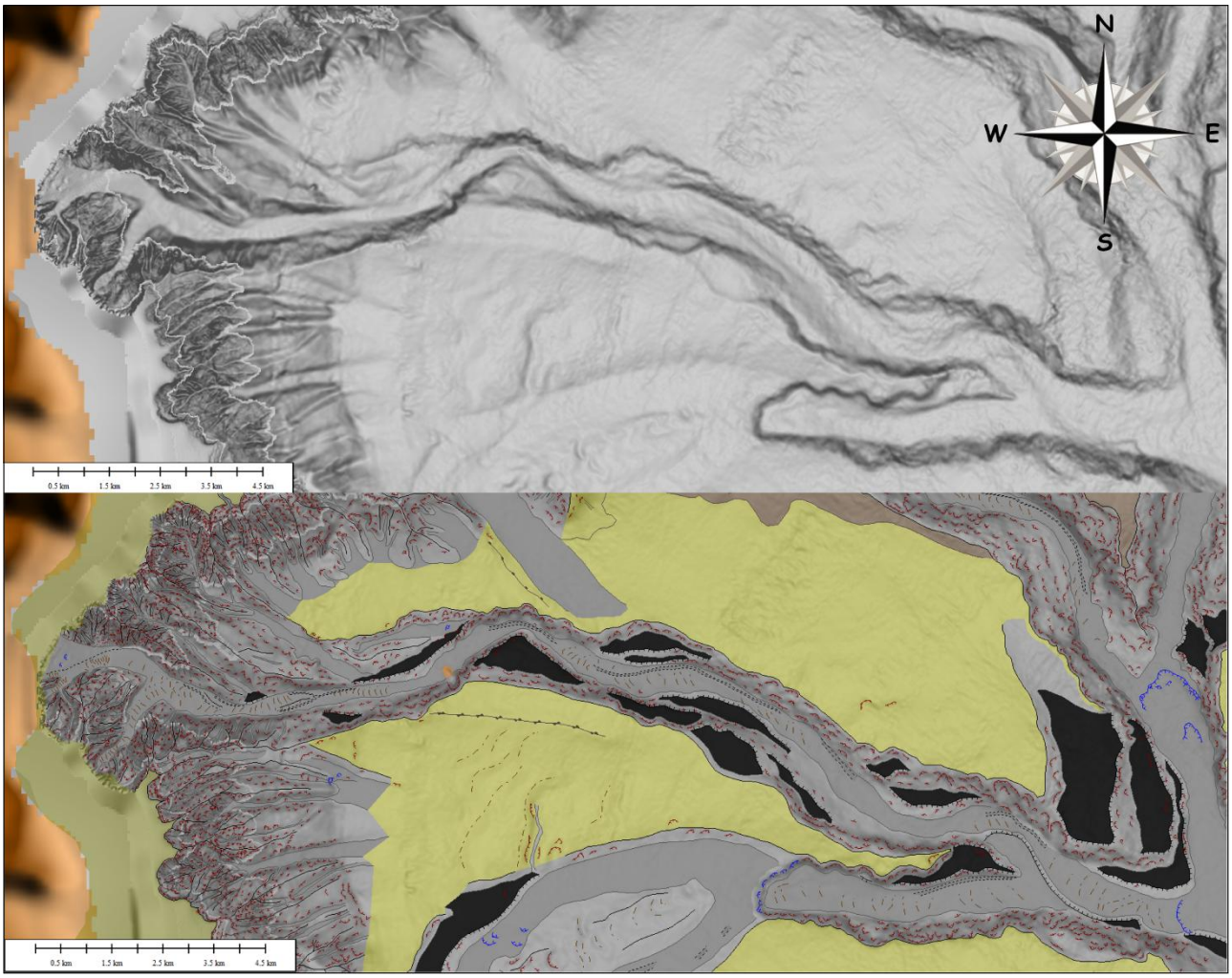


Figure 6-58 : Interprétation morphologique du canyon Squillace.

Les flancs du canyon Squillace présentent de nombreuses cicatrices d'arrachements. Elles se caractérisent par des hauteurs de 60 à 100 m et des largeurs pouvant aller jusqu'à quelques centaines de mètres (Figure 6-58). On observe notamment un dépôt associé à une cicatrice d'arrachement dans la partie amont du thalweg (Figure 6-58).

Le thalweg du canyon Squillace est également associé à la présence de rides sédimentaires qui prennent place sur tout le long du thalweg, autant dans des zones associées à une relativement forte sinuosité et la formation de méandres, que dans des zones plutôt rectiligne (Figure 6-58). Ces rides se caractérisent par des amplitudes de 1-2 m et des longueurs d'onde de 70-80 m. Cette dernière augmente vers l'aval sur un ordre de grandeur de la centaine de mètre, tandis que l'amplitude moyenne reste relativement la-même.

On observe la présence de sur-incisions le long du thalweg (Figure 6-58). Elles sont généralement associées à une sinuosité localement relativement élevée et se positionnent

globalement à l'intérieur de méandres (Figure 6-58). Elles évoluent dans le thalweg se plaquant généralement sur le côté des flancs externes des méandres (Figure 6-58). Elles se caractérisent par des dimensions de 5 à 10 m de profondeur et de 150-200 m de large.

De nombreuses terrasses sont présentent sur tout le long du corps du canyon Squillace (Figure 6-58). Mise à part la terrasse la plus en amont du flanc droit Sud, qui est associée à des instabilités et se situe à 60 m de hauteur du thalweg, toutes les terrasses sont associées à la formation de méandres (Figure 6-58). Elles se positionnent de manière alternée sur les flancs internes du canyon, alors que les flancs externes sont associés à de l'érosion et de nombreuses instabilités (Figure 6-58). Leur nombre de générations augmente globalement vers l'aval. En aval de la tête du canyon, sur le flanc gauche Nord, deux terrasses d'une seule génération se situent au niveau de la ramification des deux tributaires secondaires sur le corps du canyon (Figure 6-58). Elles se situent à 30-40 m du fond du thalweg Squillace. Plus en aval, au niveau du changement de direction du thalweg W/E à WNW/ESE, sur le flanc droit Sud, une autre terrasse d'une génération se situe à environ 70 m de hauteur (Figure 6-58). Dans la seconde partie inférieure du canyon Squillace, on observe des ensembles de terrasses de deux générations sur le flanc gauche Nord, et de trois générations sur le flanc droit Sud (Figure 6-58). Les ensembles de deux générations présente une première génération qui se situe à 50-60 m de hauteur et une seconde génération à 20-30 m du fond du thalweg. L'ensemble de trois terrasses présente une première génération à une hauteur de 120 m, une deuxième à 80 m et une troisième à environ 30 m de hauteur par rapport au fond du thalweg. Enfin, au niveau de la ramification des thalwegs communs Sellia/Catanzaro et Squillace/Badolato, on observe que la troisième génération de terrasses précédemment décrites et associées au déplacement du thalweg commun Sellia/Catanzaro, est également associée au thalweg commun Squillace/Badolato (Figure 6-58). Elle présente en effet une partie dans ce dernier thalweg mais fait cependant front à une autre terrasse située sur le flanc droit Sud (Figure 6-58). Elles présentent toutes deux des hauteurs par rapport au thalweg commun de 10-20 m. La terrasse du flanc droit Sud fait la continuité avec un large *knickpoint* associé au thalweg du canyon Badolato, au niveau de sa ramification avec le thalweg commun et que nous décrirons plus tard (Figure 6-58).

Enfin, à l'embouchure du thalweg commun, au niveau de sa ramification au Chenal Squillace, on observe la présence d'un *knickpoint* d'environ une dizaine de mètres de hauteur (Figure 6-58).

e. Bassin versant et caractéristiques hydrologiques

Le bassin versant du torrent Sovareto est de 104 km^2 et se caractérise par un périmètre de 50 km ; ces valeurs sont à peine plus faible que celles du fleuve Simeri (Figure 6-59 et Cahier Annexe-canyon Squillace). Son plus grand affluent mesure presque 22 km de long et se caractérise par une latitude maximale de 994 m (Figure 6-59 et Cahier Annexe-canyon Squillace). Son inclinaison moyenne est d'environ 2,6° et son profil topographique longitudinal se caractérise par deux

segments linéaires (Cahier Annexe-canyon Squillace). Le segment supérieur se caractérise par une inclinaison moyenne de 5,3° et le segment inférieur par une valeur inférieure à 2° (Cahier Annexe-canyon Squillace).

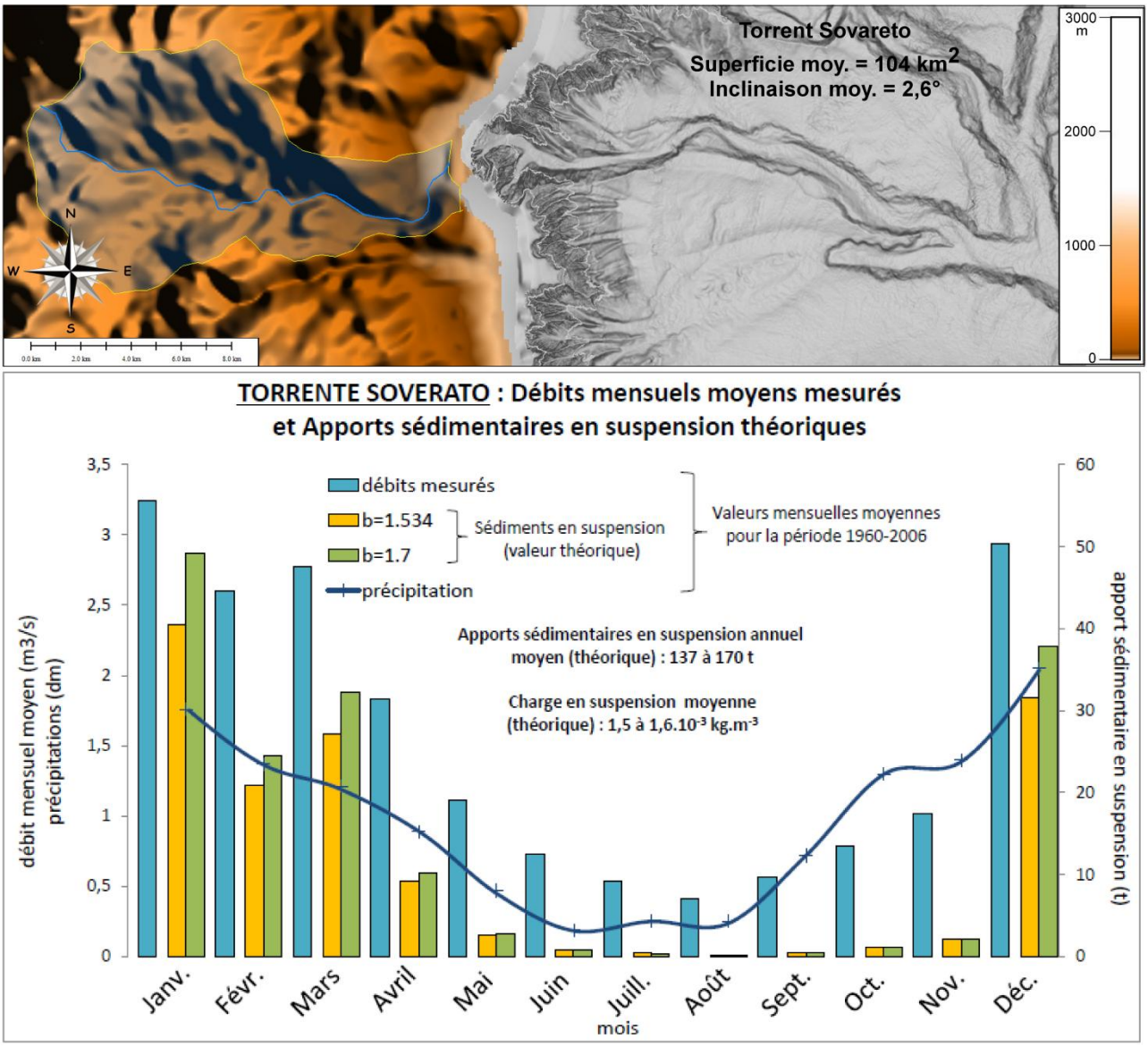


Figure 6-59 : Carte localisant le bassin versant du torrent Sovareto, et ses principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant ses précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels.

Le torrent Sovareto se caractérise par un régime hydrologique monomodal de type torrent et des débits liquides suivant la tendance des précipitations mensuelles (Figure 6-59). Ses débits liquides atteignent des valeurs maximales de 2-3,2 $m^3.s^{-1}$ du mois de décembre au mois d'avril, et diminue à partir du mois de mai jusqu'à des valeurs atteignant 0,5 $m^3.s^{-1}$ au mois d'août (Figure 6-59). Les débits solides théoriques calculés à partir des débits liquides, suivent la même tendance monomodale avec un maximum durant la saison hivernale (Figure 6-59). En effet, durant les mois

hivernaux, les débits solides théoriques sont de l'ordre de 30-50 t.mois^{-1} (Figure 6-59). En revanche, durant les mois plus estivaux, ces débits ne sont que de 0,2 à 3 t.mois^{-1} (Figure 6-59).

Les apports sédimentaires en suspension annuels moyens calculés varient peu suivant b et sont de l'ordre 137 à 170 t (Figure 6-59). La charge en suspension moyenne calculée est de 1,5-1,6.10^{-3} kg.m^{-3}, soit du même ordre de grandeur que le fleuve Simeri, alors que ce dernier est dit de « fleuve » (Figure 6-59).

7.1.5. Le canyon Badolato

a. Configuration du canyon tributaire

Le canyon Badolato est le quatrième tributaire du système Squillace et se situe le plus au Sud, dans le même replat non-déformé que le canyon tributaire Squillace (Figures 6-41 et 6-42). Il se caractérise par une direction générale WSW/ENE, bien que sa partie inférieure change légèrement de direction jusqu'à W/E (Figures 6-41 et 6-42). Il se ramifie au canyon tributaire Squillace vers 1080 m de profondeur d'eau, puis au corps principal du système, le Chenal Squillace, vers 1170 m de profondeur d'eau (Figure 6-42). Le thalweg du canyon se caractérise majoritairement par un échofaciès VI (sourd), bien que l'on puisse observer un échofaciès plutôt IV (chaotique) dans sa partie médiane, tandis que ses flanc par un échofaciès V (hyperbolique) (Figure 5-9).

La largeur du plateau continental au Sud de la zone de la tête du canyon tributaire Badolato, est estimée à 3,5 km (Figure 6-60). La tête du canyon incise profondément le plateau continental sur au moins 2 km et se positionne à un maximum de 600 m à 1 km de la ligne de côte et de l'embouchure du torrent Vodà (Figures 6-41 et 6-60). Il possède donc une configuration de type TC3, incisant profondément le plateau continental et en connexion directe avec son système subaérien (Figure 6-55).

b. Caractéristiques morphométriques

La longueur totale du canyon Badolato est de 24,2 km et s'étend du plateau continental à des profondeurs d'eau de 60 m jusqu'à des profondeurs d'eau de 1070 m sur la pente continentale inférieure, et termine son parcours suivant le thalweg commun qui l'unifie au canyon Squillace jusqu'à l'extrémité amont du Chenal Squillace, à des profondeurs d'eau de 1170 m (Cahier Annexe-canyon Badolato). Son profil topographique longitudinal est à tendance concave, et présente une inclinaison qui diminue vers l'aval (Cahier Annexe-canyon Badolato). En effet, dans la zone de la tête, le thalweg se caractérise par une inclinaison de 4,55°, et diminue dans le corps suivant des valeurs de 1,6° et jusqu'à 1,3° dans sa partie inférieure (Cahier Annexe-canyon Badolato). So inclinaison moyenne est d'environ 2,4°, et son profil longitudinal se caractérise par la présence de deux larges *knickpoints* (Cahier Annexe-canyon Badolato). Le premier se situe à environ au

kilomètre 14,5 km et se caractérise par une hauteur de 70-80 m de hauteur (Cahier Annexe-canyon Badolato). Le second se situe au kilomètre 20 du profil, juste en amont de la ramification du canyon Badolato au thalweg commun, et se caractérise par une hauteur de 35 m environ (Cahier Annexe-canyon Badolato). Les interfluves du canyon Badolato exhibent un profil topographique dont le caractère concave est bien plus marqué que celui du thalweg (Cahier Annexe-canyon Badolato).

Son indice de sinuosité de 1,1 indique que le thalweg du canyon Badolato est globalement rectiligne (Cahier Annexe-canyon Badolato).

Ce canyon se caractérise par une profondeur d'incision d'environ 140 m et semble être plus grande dans la zone de la tête, et en aval du *knickpoint* (Cahier Annexe-canyon Badolato). En effet, la comparaison avec les profils longitudinaux des interfluves nous indique que dans sa partie médiane le canyon incise que très peu (Cahier Annexe-canyon Badolato). Alors que la zone de la tête se caractérise par des profondeurs d'incision allant jusqu'à 350 m, et que la zone en aval du premier *knickpoint* présente des valeurs de 100-200 m de profondeur, la zone principale du corps du canyon se caractérise par des valeurs d'incision de quelques 40-50 m (Cahier Annexe-canyon Badolato). La largeur du canyon est d'environ 4 km et évolue fortement selon le profil (Cahier Annexe-canyon Badolato). En effet, dans la zone de la tête, le canyon atteint des largeurs de 6-7 km. De même, dans la partie médiane, présentant une faible profondeur d'incision, le canyon exhibe une largeur 2,5 à 3,5 km (Cahier Annexe-canyon Badolato). En revanche, dans la zone intermédiaire à celles précédemment décrites et en aval du premier *knickpoint*, la largeur du canyon diminue à des valeurs de 1,2-1,5 km (Cahier Annexe-canyon Badolato). Le thalweg, quant à lui est large de 1,4 km en moyenne. Il semble toutefois être plus étroit dans la zone de la tête et s'élargir dans la zone médiane du corps (Cahier Annexe-canyon Badolato).

Le canyon, enfin, exhibe une morphologie évoluant de « V » à « U » d'amont en aval et cette dernière semble s'accentuer au-delà du premier *knickpoint* (Cahier Annexe-canyon Badolato). Il semble donc se caractériser par un caractère d'érosion en profondeur vers l'amont, et un caractère d'élargissement du thalweg vers l'aval.

c. Morphologie de la tête du canyon

La tête du canyon Badolato se compose de quatre tributaires principaux (A, B, C et D) s'unifiant deux par deux (A avec B, et C avec D) puis en un unique thalweg en aval de la tête (Figure 6-60). Chaque tributaire se caractérise par une ramification élevée du fait de la présence de nombreux *gullies* et de nombreux petits tributaires secondaires (Figure 6-60). La tête est bien développée, large de presque 7 km et s'étend sur une longueur de presque 6 km (Figure 6-60). Le canyon Badolato se caractérise par une morphologie de tête type T2b, en grappe et complexe (Figure 6-60).

Les flancs de la tête du canyon se caractérisent par de nombreuses cicatrices d'arrachement, dont la densité moyenne est de 30-50 par km^2, et sont associées à de nombreux *gullies* jouant un rôle de tributaires secondaires (Figure 6-60). Cette densité semble toutefois être plus élevée en amont qu'en aval de la tête du canyon (Figure 6-60). Elles se caractérisent par des dimensions de 30-50 m de hauteur en moyenne et de quelques dizaines de mètres à plus de 100 m de large.

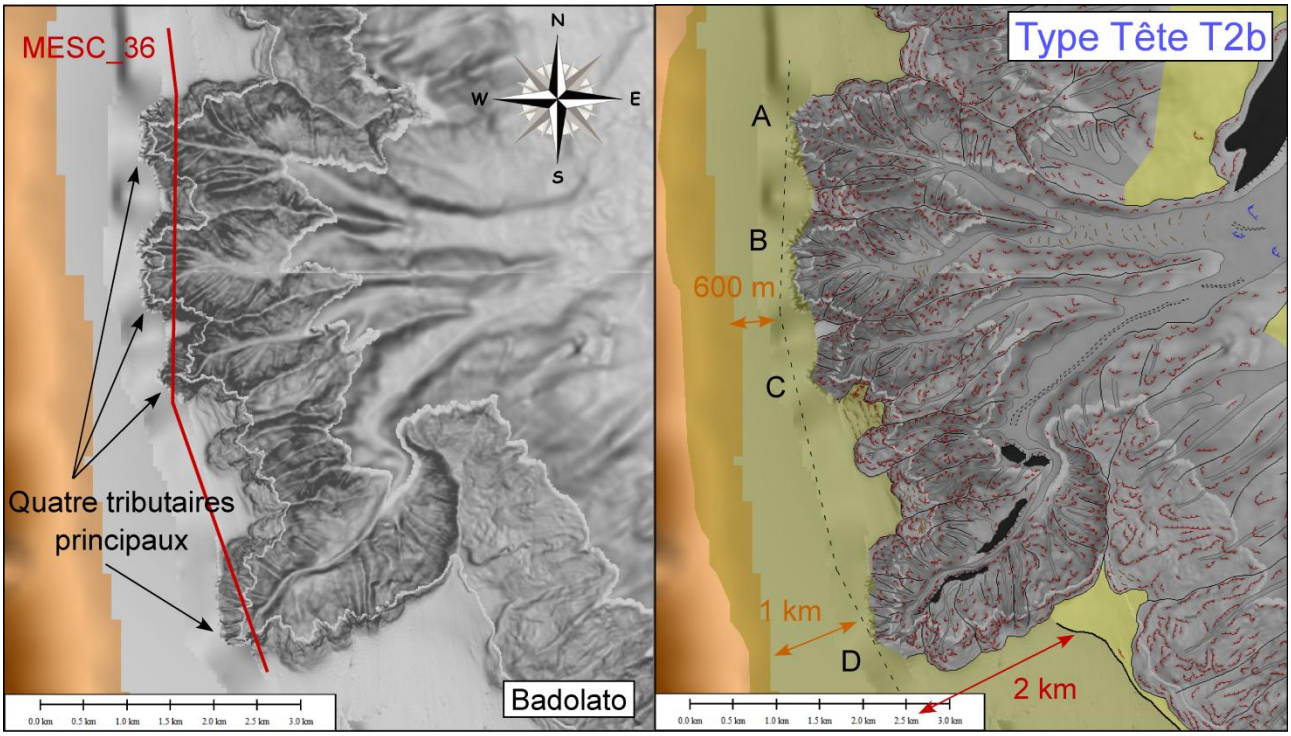


Figure 6-60 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique de la tête du canyon tributaire Badolato.

Le tributaire D principal situé le plus au Sud se caractérise dans sa partie inférieure par une sur-incision de plus de 3 km de long (Figure 6-60). Elle est associée à un thalweg relativement rectiligne et se met en place alors que le thalweg s'élargit de quelques dizaines de mètres à quelques centaines de mètres (Figure 6-60). Cette sur-incision fait environ 150 de large et présente une profondeur de 4 à 6 m. On retrouve également une petite sur-incision en aval des deux tributaires du Nord alors que le thalweg exhibe des largeurs de presque 1 km (Figure 6-60). Elle présente les mêmes caractéristiques dimensionnelles que celle associée au tributaire du Sud.

Ce même tributaire D se caractérise en revanche, dans sa partie supérieure, par la présence de terrasse d'une seule génération (Figure 6-60). Alors que celle en amont se situe sur le flanc droit Sud de la tête du canyon, les trois plus en aval se situent sur le flanc gauche Nord (Figure 6-60). Cependant, les deux premières terrasses s'inscrivent dans un thalweg relativement rectiligne et ne semblent donc pas être associées à la formation d'un méandre (Figure 6-60). Les deux dernières se

localisent au niveau d'un changement de direction du thalweg, passant ainsi de SW/NE à NW/SE suivant un angle de 90° (Figure 6-60). Celles-ci pourraient donc être attribuées à la formation du méandre. Elles se localisent toutes à une trentaine de mètres du fond du thalweg. On ne trouve pas la trace de terrasses dans d'autres parties de la tête du canyon Badolato (Figure 6-60).

Enfin, les deux tributaires situés le plus au Nord, A et B, se caractérisent par la présence de rides sédimentaires (Figure 6-60). On les observe surtout alors que le thalweg s'élargit localement (Figure 6-60). Elles ont des dimensions de l'ordre de 2-3 m d'amplitude et de 100-150 m de longueur d'onde.

La tête du canyon Badolato se caractérise par un échofaciès majoritairement de type V (hyperbolique) que ce soit sur les flancs du canyon ou dans le fond du thalweg (Figure 6-61). Il semble donc que la tête soit sujette à de nombreuses instabilités. Les interfluves des tributaires au niveau de ce qui semble être le plateau continental, peuvent se caractériser par un échofaciès II (discontinu), qui est en effet le même que celui que l'on retrouve plus au Sud de la tête Badolato (Figure 5-9). Bien que parallèles et discontinus, les réflecteurs présentent toutefois un aspect acoustique qui semble être perturbé (Figure 6-61).

La tête Badolato, comme toutes les têtes des canyons tributaires du système Squillace, semble se mettre en place sur un palé-incision dans la surface de discordance U (Figure 6-61). En effet, notamment aux abords des flancs des tributaires A, C et D, on observe que la discordance U s'incurve vers le bas, laissant suggérer une incision de l'Unité 1 préexistante (Figure 6-61). Nous observons de plus que cette surface de discordance n'a pas un aspect lisse et net (Figure 6-61). En effet, il semble que l'érosion de l'Unité 1, dont la surface remarquable est U, adopte une morphologie en « dents de scie » (Figure 6-61). Cette morphologie particulière de la surface U pourrait être associée à une anomalie du signal acoustique. Elle pourrait être due à la présence de fluides dans les Unités sédimentaires. En effet, on observe dans la colonne d'eau des échos hyperboliques au-dessus notamment des interfluves des tributaires associés à des dépôts sédimentaires de l'Unité 2 (Figure 6-61). Ces échos qui sont généralement attribués à des sorties de fluides. Bien que l'on n'observe pas la présence de conduits verticaux, le mauvais signal de la surface U et la présence de ces échos dans la colonne d'eau laisse supposer la présence de fluides (Figure 6-61). Cependant, l'érosion en « dents de scie » de l'Unité 1 pourrait également être associée à la présence d'anciens petits tributaires avec une morphologie en V, et désormais enterrés (Figure 6-61).

Les tributaires incisent fortement dans l'Unité 1, jusqu'à éroder complètement la surface de discordance U, notamment au niveau des thalwegs (Figure 6-61). Ceci laisse entendre un caractère érosif dominant de la tête du canyon Badolato. En effet, on n'observe aucun dépôts sédimentaires associés à l'Unité 2 dans les thalwegs des tributaires et dont l'épaisseur au niveau des interfluves est d'environ d'une cinquantaine de mètres (Figure 6-61). Nous observons de plus que ce sont les tributaires du Nord (A et B) qui semblent éroder le plus les dépôts sédimentaires (Figure 6-61).

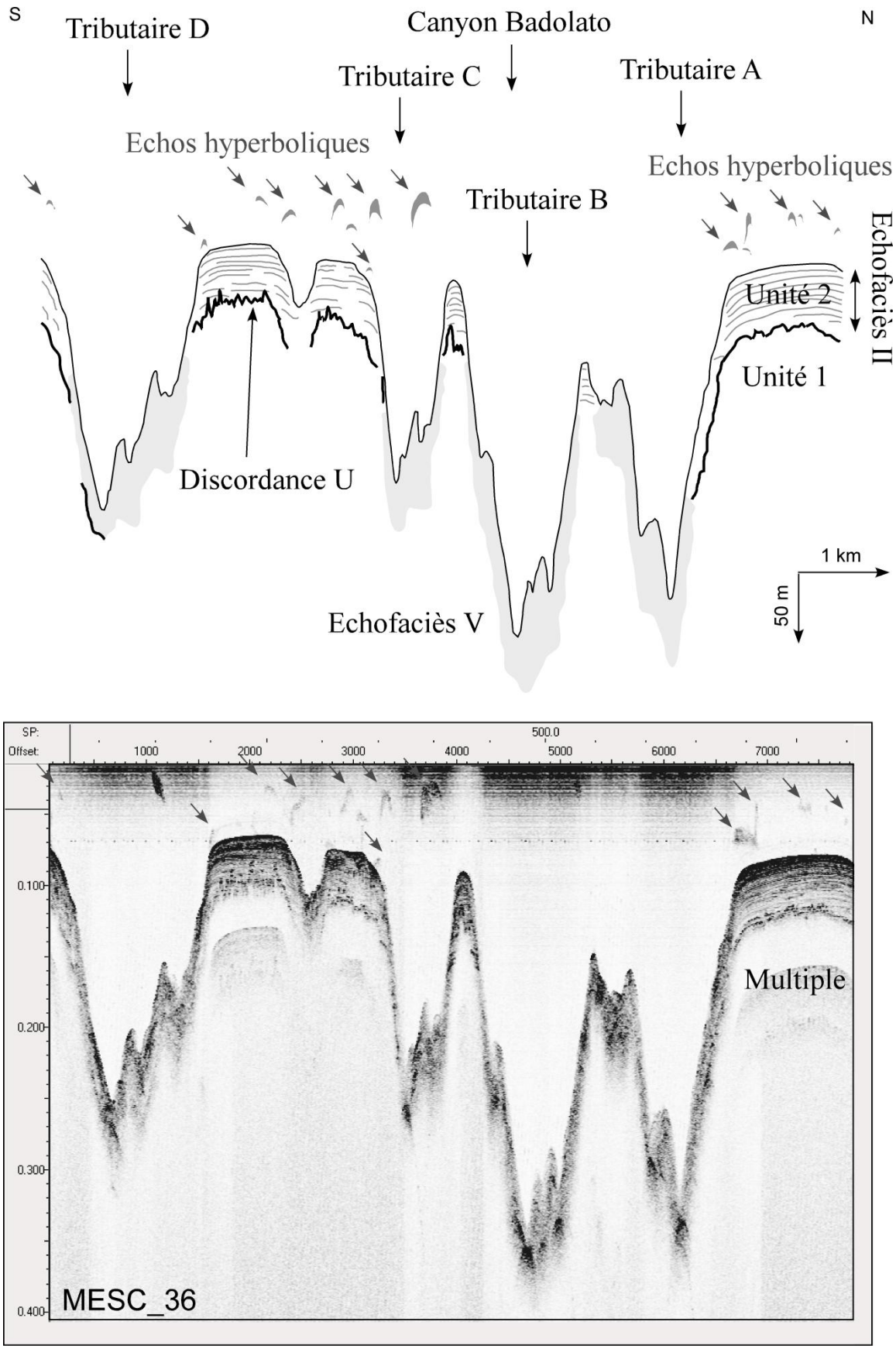


Figure 6-61 : Interprétation d'un profil Chirp à travers la tête du canyon tributaire Badolato (Voir localisation du profil sur la Figure 6-60).

d. Eléments architecturaux

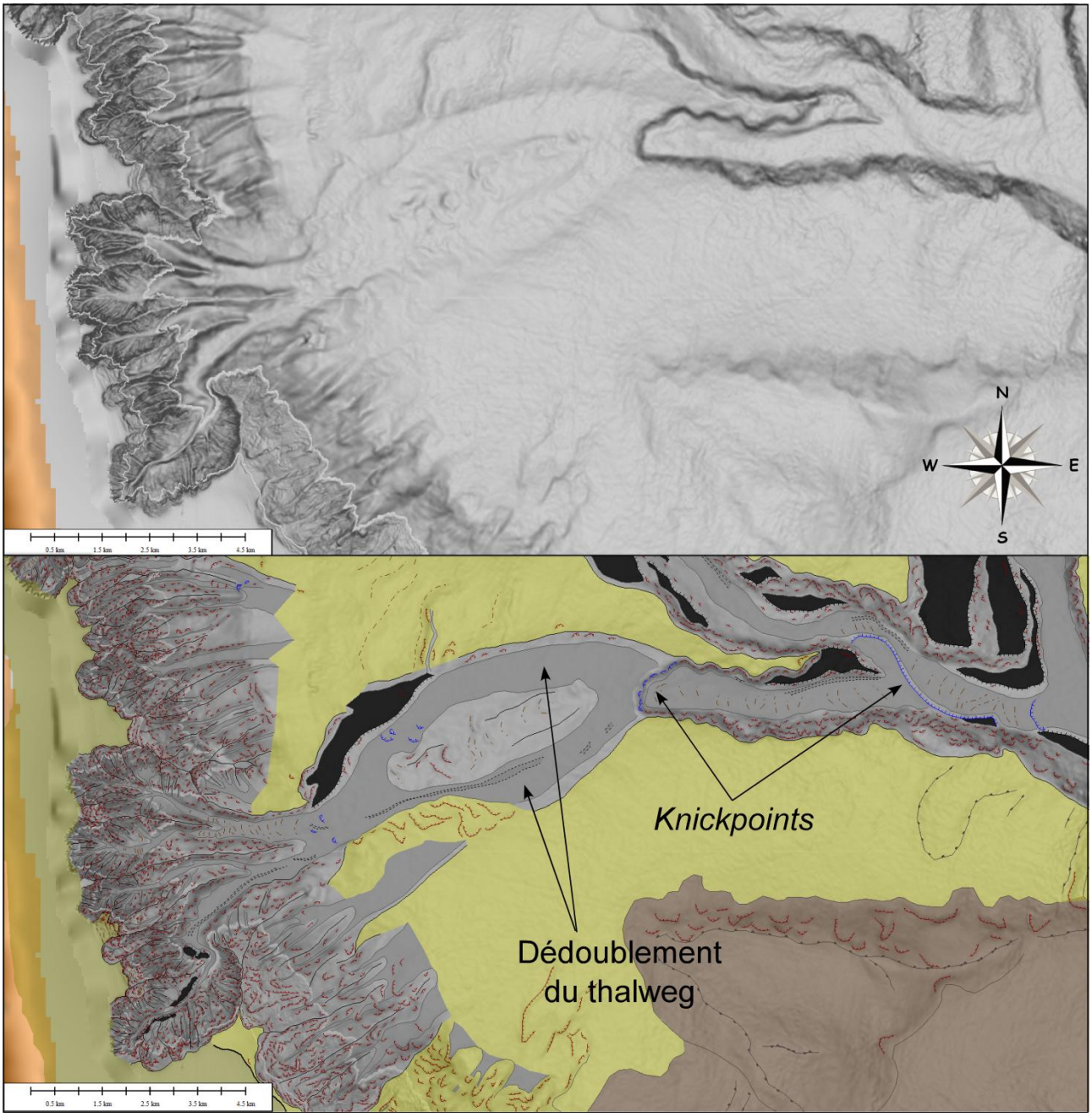


Figure 6-62 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique du canyon tributaire Badolato.

Le corps du canyon tributaire Badolato se caractérise par un thalweg qui se dédouble sur 5-6 km au sortir de la zone de la tête (Figure 6-62). Ces deux thalwegs se réunifient à environ 5.6 km de la ramification avec le thalweg commun (Figure 6-62). La zone supérieure de dédoublement, de direction WSW/ENE est beaucoup moins marquée morphologiquement que la partie inférieure du canyon à un unique thalweg et de direction W/E (Figure 6-62).

On observe plusieurs zones de *knickpoints* dans le corps du canyon Badolato (Figure 6-62). Dans la partie supérieure du canyon, les *knickpoints* présents dans le thalweg situé le plus au Nord, se caractérisent par une hauteur de quelques mètres en moyenne. On ne trouve pas de *knickpoints* associés au thalweg Sud de la partie supérieure du canyon (Figure 6-62). En revanche on observe deux grandes zones à knickpoints dans la partie inférieure du canyon, lui conférant une morphologie en marches d'escalier (Figure 6-62 et Annexe canyon Badolato). Le premier se situe en aval de la réunification des deux thalwegs dédoublés de la partie supérieure. Le second se situe au niveau de la ramification du canyon Badolato sur le thalweg commun (Figure 6-62). Comme déjà décrits, nous ne reviendrons pas sur leur caractéristiques morphométriques. La mise en place du second knickpoints semble toutefois associée à la sur-incision du canyon Squillace sur le canyon Badolato (Figure 6-62). En effet, cette zone de changement de pente dans le profil topographique suit la direction du thalweg Squillace et le délimite (Figure 6-62).

On n'observe que très peu de cicatrices d'arrachement dans la partie supérieure du corps du canyon, avec une densité d'environ 3 cicatrices par km^2 (Figure 6-62). En revanche, dans la partie inférieure, le nombre de cicatrices sur les flancs du canyon augmentent jusqu'à une densité d'une dizaine par km^2 (Figure 6-62). Il semble donc que la partie inférieure soit sujette à davantage d'instabilités.

Le thalweg Sud de la partie supérieure du canyon se caractérise par la présence d'une sur-incision présente sur au moins les trois-quarts de son thalweg (Figure 6-62). Elle se met en place alors que le thalweg se rétrécit localement, contrairement à la zone de la tête (Figure 6-62). Cette sur-incision se caractérise par une largeur moyenne de 200-300 m et une profondeur maximum de 2 m. On ne trouve pas la présence de sur-incision dans le thalweg Nord (Figure 6-62). Une sur-incision est également visible dans le thalweg unique de la partie inférieure (Figure 6-62). Elle se trouve plaquée contre le flanc gauche Nord et possède les mêmes caractéristiques morphométriques que celles décrites précédemment (Figure 6-62).

En revanche, dans la partie inférieure du corps du canyon, on observe la présence de rides sédimentaires, dans un thalweg relativement rectiligne (Figure 6-62). Elles présentent des dimensions de 2-3 m d'amplitude et de 150 m de longueurs d'onde.

Enfin, on observe une structure en replat sur le flanc gauche Nord de la partie supérieure et qui semble s'apparenter à la formation d'une terrasse (Figure 6-62). Elle se situe à une hauteur moyenne de 20 m au-dessus du thalweg. Elle se localise sur le flanc externe du canyon et n'est donc pas associée à la formation d'un méandre (Figure 6-62). Une seconde terrasse sur le flanc gauche Nord de la partie inférieure du canyon est observable (Figure 6-62). Cette terrasse se situe au niveau de l'interfluve entre les canyons Squillace et Badolato (Figure 6-62). Elle se caractérise par une morphologie en pointe à l'image de celle de l'interfluve actuel (Figure 6-62). Elle se situe à une trentaine de mètres au-dessus du thalweg et semble être associée à l'évolution de l'interfluve sous l'impact de nombreuses instabilités (Figure 6-62).

De manière générale, le corps du canyon Badolato se caractérise par une morphologie beaucoup accentuée dans sa partie inférieure que supérieure (Figure 6-62). De plus, en termes d'éléments architecturaux, la partie inférieure du corps du canyon est beaucoup plus riche (Figure 6-62).

e. Bassin versant et caractéristiques hydrologiques

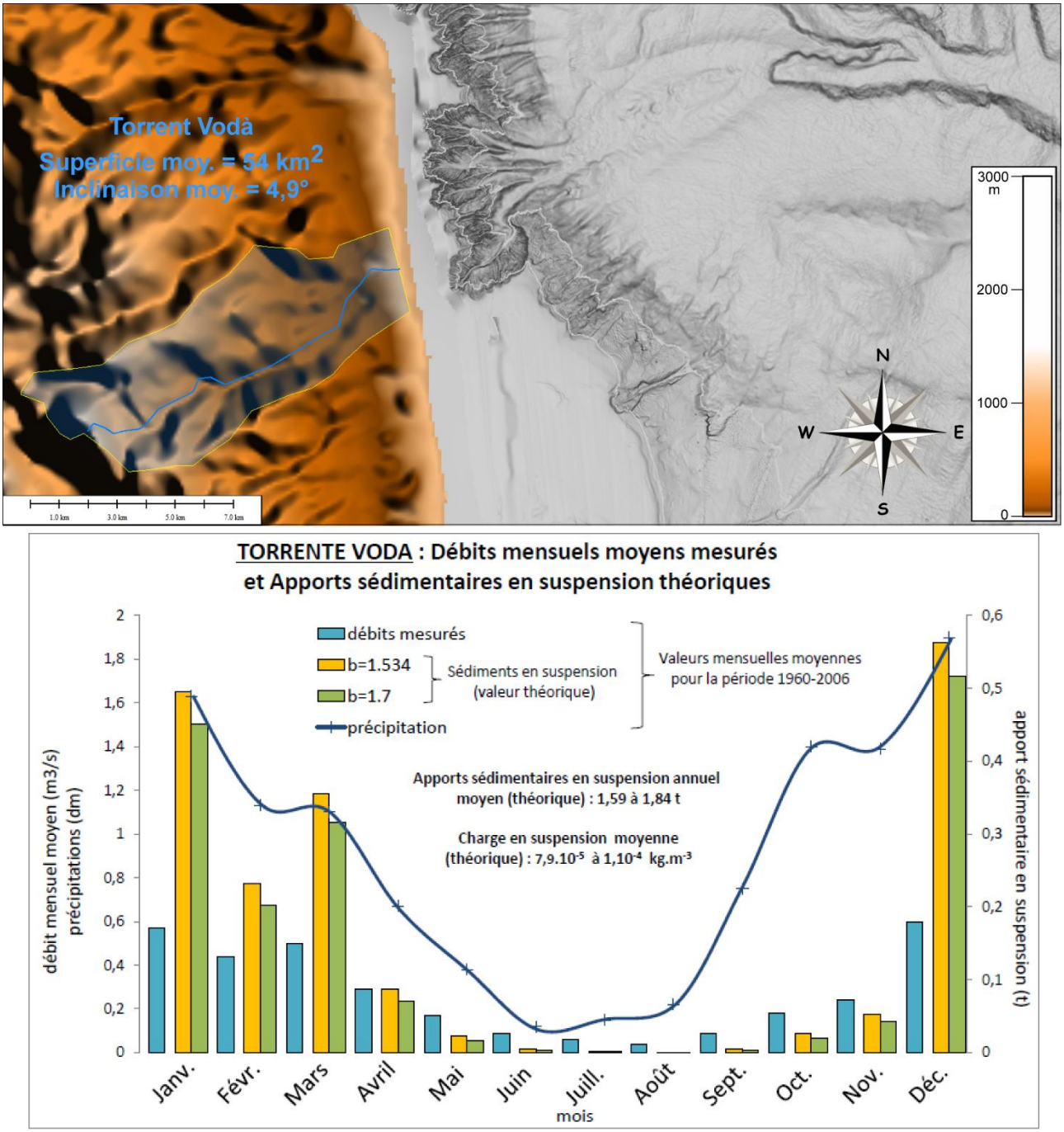


Figure 6-63 : Carte localisant le bassin versant du torrent Vodà, et ses principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant ses précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels.

Le bassin versant du torrent Vodà se caractérise par une superficie de 54 km^2 et un périmètre de 35 km (Figure 6-63 et Cahier Annexe-canyon Badolato). Son plus grand affluent mesure presque 14 km de long et présente une latitude maximum de 1170 m (Figure 6-63 et Cahier Annexe-canyon Badolato). Son inclinaison moyenne est de 4,9° et le profil topographique longitudinal du torrent se caractérise par deux tendances linéaires supérieure et inférieure, respectivement d'inclinaison moyenne de 7,2° et 2,3-0,7° (Figure 6-63 et Cahier Annexe-canyon Badolato). Ce bassin versant présente des caractéristiques morphométriques globalement les plus petites de tous les systèmes subaériens associés au système de canyons Squillace. On observe, cependant, que l'inclinaison est un paramètre qui fait exception, puisque ses valeurs sont les plus fortes dans le bassin versant Vodà.

Le régime hydrologique de ce bassin versant est également monomodal de type torrentiel suivant la courbe des précipitations et présentant un maximum durant les mois hivernaux (Figure 6-63). Ses débits liquides sont relativement faibles puisque leur maximum n'atteint que 0,4-0,6 $m^3.s^{-1}$ et diminuent jusqu'à des valeurs inférieure à 0,1 0,4-0,6 $m^3.s^{-1}$ durant les mois plus estivaux (Figure 6-63). Par conséquent les débits solides théoriques sont les plus faibles du système Squillace. Ils sont estimés à 0,3-0,6 $t.mois^{-1}$ de décembre à mars et diminuent à moins de 0,1 $t.mois^{-1}$ en avril, octobre et novembre, et est quasi nul durant les mois d'été (Figure 6-63).

Les apports sédimentaires en suspension annuels moyens sont estimés à 1,58-1,84 t, alors que la charge en suspension moyenne n'est que de $7{,}9.10^{-5}$ à 1.10^{-4} $kg.m^{-3}$; ces deux valeurs sont également les plus faibles de tous les bassins versants associés au système de canyons Squillace (Figure 6-63).

7.2. Les autres systèmes de canyons de type R2 et conclusion

Les quatre autres systèmes de canyons du type R2, le système Lipuda / Neto (4-Figure 6-1), le système Botricello (6-Figure 6-1), le système Caulonia / Siderno (9-Figure 6-1) et le système Bovalino / La Verde (10-Figure 6-1) sont décrits dans le détail, respectivement, dans les Annexes 3, 4, 5 et 6. Cette partie se concentrera sur une comparaison succincte de ces quatre autres systèmes avec le système de canyons typique du type R2, décrit précédemment. Les systèmes de canyon du type R2 sont généralement le type de système présentant les caractéristiques morphométriques et dimensionnelles faisant parties des plus grandes de la Marge Calabro-Ionienne et se caractérisent par le plus grand nombre d'éléments structuraux.

7.2.1. Situation géographique et aspect physiographique général

Tous les systèmes de canyons du type R2, mise à part le système Lipuda / Neto, se situent dans le segment Sud de la Marge Calabro-Ionienne. Les systèmes Squillace et Botricello se

localisent dans le Golfe de Squillace, tandis que les systèmes Caulonia / Siderno et Bovalino / La Verde se situent dans le Golfe Bovalino-La Verde plus au Sud (Annexes 4 à 6 et Figure 6-64). Ils s'étendent du plateau continental jusque sur la pente inférieure du bassin d'avant-arc de Crotone-Spartivento, en amont du prisme d'accrétion calabrais (Annexes 4 à 6 et Figure 6-64). Ils sont relativement peu affectés par la présence de grands hauts structuraux, déformant fortement la marge. Le système Lipuda / Neto, en revanche, se situe dans le segment Nord entre le Cap Cirò et le Delta du Neto, et se connecte à la Vallée de Tarente (Annexe 3 et Figure 6-64). Ce système est donc l'unique du type R2 à se situer dans un contexte de fold-and-thrust belt (Annexe 3 et Figure 6-64). Bien que sa partie supérieure soit affectée par la présence de hauts structuraux, sa partie inférieure se situe dans un bassin perché de la marge, de manière analogique aux autres systèmes du segment Sud qui se positionnent dans le bassin d'avant-arc. La direction générale des systèmes R2 reflète des contextes tectoniques différents : les systèmes du segment Sud prennent une direction NW/SE tandis que celle du système Lida / Neto est à tendance W/E, comme celle des systèmes de canyons type R1 du segment Nord. (Annexes 3 à 6 et Figure 6-64).

7.2.2. Configuration et morphologie des têtes de canyons

La configuration des têtes de canyons des systèmes de type R2 sont en grande majorité des configurations TC3, avec une tête incisant profondément le plateau continental et ayant une connexion directe avec leur système subaérien (Annexes 3 à 6 et Figure 6-64).

Plus précisément, les deux canyons tributaires majeurs (Lipuda et Neto) du système Lipuda / Neto se situent au large de deux deltas, si bien que le plateau continental est quasi-inexistant et favorise une connexion directe entre canyon et fleuve (Annexe 3). Cependant, entre les deux, de nombreux tributaires secondaires se caractérisent par une configuration de têtes TC2 (Annexes 3). Le système Squillace se situe dans un golfe présentant un étroit plateau continental complètement érodé par les têtes de canyons qui semblent se connecter directement avec leurs systèmes subaériens associés (Chapitre 7-1). Le système Caulonia / Siderno se situe également dans un golfe présentant un plateau continental relativement large mais complètement incisé par les têtes de canyons et entrant en connexion directe avec les torrents en superficie (Annexe 5). Le tributaire Bovalino du système Bovalino / La Verde se situe dans une partie du golfe dont le plateau continental est presque inexistant et érodé par la tête du canyon, connectée directement à son système subaérien (Annexe 6). Seul le système de canyons Botricello (Annexe 4) et le canyon tributaire La Verde du système de canyons Bovalino / La Verde (Annexe 6) se caractérisent par une configuration TC2. Ils se localisent, en effet, dans des zones de golfe du segment Sud présentant un plateau continental relativement large (Annexes 4 et 6). Les têtes de canyons n'incisant pas complètement le plateau continental, ils se retrouvent totalement déconnectés de leurs systèmes subaériens (Annexes 4 et 6 et Figure 6-64).

			SYSTEME AERIEN								SYSTEME SOUS-MARIN							CONFIGURATION-MORPHOLOGIES-ELEMENTS ARCHITECTURAUX													
			le bassin versant					Calculs des débits solides théoriques			profils longitudinaux	profils transverses																			
			périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	débit liquide moyen annuel (m3/s)	charge en suspension moyenne théorique (kg/m3)	apports sédimentaires en suspension annuels moyens théoriques (t/an)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)	situation générale	direction générale	configuration des têtes	morphologie des têtes	profil longitudinal du thalweg	morphologies des canyons	densité cicatrices d'arrachement par km2	rides sédimentaires	terrasses	*knickpoints*	sur-incision
R2	SYSTEME SQUILLACE	CS									68655	1815	123,2	1585,6	2837	1,17	0,54	segment Sud Golfe de Squillace	→				U → U	8-10	dans **embouchure**	**en amont**	dans **embouchure**	dans **embouchure**
		Si Se	77,7	137,7	36866	1598,6	2,48	1,84	0,0019	195,59	28257	1169	229,1	590,0	2560,1	1,27	2,16		↘	TC3	T2b		V → U	10-15	dans **partie médiane** et **inférieure**	dans **tête, corps** (changement de direction générale) et **embouchure**	majoritairement dans sa **partie supérieure** (associés à un haut structural) et à l'**embouchure** (ramification)	dans **partie supérieure**
		Cor Ca	101,1	306	46650,5	1312,05	1,61	4,42	0,0075	2627,44	27477	1169	261,5	1160,7	2658,5	1,23	1,77		↘		T2b		V → U	15-20	sur **presque tout le long** du thalweg	dans **tête** (érosion), **corps** (formation de méandres) et **embouchure**	dans **tête et embouchure** (ramification)	sur **presque tout le long** du thalweg associées à forte sinuosité
		So Sq	50,1	103,9	21670,6	994,1	2,62	1,54	0,0015	137,15	26797	1169	193,2	775,8	2616,6	1,12	2,01		→		T3b		V → U	15-20	sur **tout le long** du thalweg	dans **corps** (formation de méandres) et **embouchure** (ramification)	dans **embouchure** (ramification)	dans **tête et corps** associées à augmentation sinuosité
		Vò Ba	35,4	53,6	13680	1166,5	4,87	0,27	0,0001	1,84	24203	1169	142,6	1384,4	4003,6	1,12	2,42		↗		T2b		V → U	3	dans **tête et embouchure**	relativement peu dans **tête, corps et embouchure**	dans **corps et embouchure** (ramification)	dans **tête et corps** associées à changement largeur thalweg
		ChA									28529	1648	76	309,4	1976,7	1,44	0,37		↗				V → V	1-4		dans **partie supérieure**-associées à formation de méandres		dans **partie inférieure**
	SYSTEME LIPUDA / NETO	DI									52660	2158	233,8	2131,3	3699,6	1,32	0,97	segment Nord ramification à la Vallée de Tarente	↗				V⟷U	4-6		dans **corps** (formation de méandres et déstabilisation) et **embouchure** (ramification)	dans **corps** -associé à changment majeur de direction générale du thalweg	dans **partie amont et aval**-associées à rétrécissement thalweg
		Li	63,9	161,9	24557	657,24	1,53	1,48	0,0014	144,5	20191	1268	273,1	1173,6	4354,0	1,25	2,88		↘	TC3	T2b		V → V	6-10				
		Ne	185	999	68300	1872,11	1,57	15,21	0,05	42454,93	21538	1281	214,9	1127,5	3352,2	1,15	3,20		↗		T2b		V → V		dans **partie amont**			dans **partie inférieure** du thalweg
	SYSTEME BOTRICELLO	DI									25110	1646	47,3	884,1	1930	1,09	1,22		↘				U → U	3-5			dans **partie supérieure et médiane**	dans **partie aval** du thalweg
		Ta Bot 1	110,4	450,7	44215,6	1714,2	2,23	5,21	0,0096	2851,73	16127	1111	143,8	675,2	1953	1,05	3,75	segment Sud Golfe de Squillace	↘	TC2	T2b		V → U	10	sur **presque tout le long** du corps			
		Ta Bot 2	110,4	450,7	44215,6	1714,2	2,23				15561	1111	113,7	524	1473	1,09	3,86		↘		T2b		V → U		sur **presque tout le long** du corps		dans **partie amont du corps**	**transition tête / corps**
	SYSTEME CAULONIA / SIDERNO	DI									12937	1694	70	8167	9242,0	1,01	1,07		↘				U → U	3-4	dans **partie supérieure**			
		Al Cau	74,9	148,2	30413,6	1394,99	2,62	2,79	0,0037	627,43	18900	1390	252,6	1302,60	3190,10	1,2	3,6	segment Sud Golfe de Bovalino-La Verde	↓	TC3	T2b		V → U	3-6				
		Tò Sid	61,9	167,6	18918,4	1167,12	3,54	3,6	0,0055	1137,25	23306	1423	313,6	1730,2	3591,29	1,09	2,6		↘		T2b		V → U		sur **presque tout le long** du corps	dans **partie médiane**-associée au chengment de direction du canyon		dans **partie médiane du corps**-associés à un changement de direction
	SYSTEME BOVALINO / LA VERDE	DI									16410	1689	69,8	3464	4716,3	1,03	1,08		↘				U → U	1-3	sur **presque tout le long** du thalweg		dans **partie amont**-associé à ramification des canyons tributaires	
		Bo Bov	61,5	135,1	26953,1	1858,07	3,94	2,32	0,0028	472,62	27551	1380	181,6	1307,7	2796,3	1,3	2,38		↘	TC3	T2b		V → U	3-4	dans **tête** et dans **embouchure**	dans **corps** (associées à forte sinuosité locale et formation méandres) et dans **embouchure** (ramification)		dans **corps** (associées à forte sinuosité locale) et dans **embouchure**
		LaV	63	130	21629	1289	3,4	1,77	0,0018	238,16	18326	1380	132,5	766,8	2074,4	1,02	4,08		↘	TC2	T2b		V → U		dans **tête**		dans **embouchure** (ramification)	

Figure 6-64 : Tableau récapitulatif et comparatif des différents paramètres morphologiques, morphométriques des canyons et bassins versants associés, et des éléments architecturaux des cinq systèmes de canyons du type R2 : le système Squillace, le système Lipuda / Neto, le système Botricello, le système Caulonia / Siderno et le système Bovalino / La Verde.

Contrairement au système de canyons Squillace, décrit précédemment, qui possède 4 canyons tributaires principaux se connectant à l'extrémité amont du corps principal ou degré 1 du système, les autres systèmes de canyons du type R2 ne possèdent que deux canyons tributaires principaux (Annexes 3 à 6 et Figure 6-64). Cependant, la morphologie de tête des canyons prédominante est du type T2b, complexe en grappe (Annexes 3 à 6 et Figure 6-64). Seule la tête du canyon tributaire Squillace du système Squillace se caractérise par une morphologie T3b, complexe en entonnoir (Chapitre 7-1 et Figure 6-64).

Il semble donc que dans le cas des systèmes de canyons du type R2, la configuration de canyons majoritaire TC3 soit fortement associée à des morphologies de têtes complexes en général mais surtout du type T2b (Figure 6-64).

7.2.3. Caractéristiques morphométriques

Le système de canyons Squillace, système typique du type R2, est également le système qui est globalement le plus grand et le plus étendu, mais il n'est pas forcément celui qui présente les caractéristiques et les paramètres dimensionnels les plus grands (Chapitre 7-1 et Figure 6-64). Les 4 autres systèmes de ce type, bien que plus petits dans leur ensemble peuvent donc être plus larges, plus profonds plus pentus ou plus sinueux (Annexes 3 à 6 et Figure 6-64).

Les systèmes Squillace et Lipuda / Neto sont les deux systèmes présentant les plus longs corps principaux, avec une longueur respective de presque 70 km et plus de 52 km (Chapitre 7-1, Annexe 3 et Figure 6-64). Les autres systèmes présentent un corps principal dont la longueur varie de 13 à 25 km (Annexes 4 à 6 et Figure 6-64). La profondeur atteinte sur la pente inférieure du bassin d'avant-arc Crotone-Spartivento par les systèmes R2 du segment Sud est d'environ 1600-1800 m (Annexes 4 à 6, Chapitre 7-1 et Figure 6-64). Le système Lipuda / Neto, unique système R2 du segment Nord, en revanche, atteint plus de 2100 m de profondeur au niveau de la Vallée de Tarente (Annexe 3 et Figure 6-64). Les systèmes du segment Sud s'étendent donc sur de plus petites profondeurs d'eau. De la même manière, le corps principal du système Lipuda / Neto est celui qui présente les plus grandes profondeurs d'incision (plus de 230 m ; Annexe 3 et Figure 6-64), alors que les autres corps des systèmes du segment Sud sont profonds de 50 à 70 m avec un maximum de 120 m pour celui du système Squillace (Chapitre 7-1, Annexes 4 à 6 et Figure 6-64). Les corps principaux du segment Sud semblent donc être moins érosifs. En revanche, les corps principaux présentant les plus grandes largeurs de canyon et de thalweg sont les deux systèmes Caulonia / Siderno et Bovalino / La Verde, situés les plus au Sud de la Marge Calabro-Ionienne (Annexes 5 et 6 et Figure 6-64). De plus, parmi tous les systèmes R2, seul le corps principal du système Lipuda / Neto présente un indice de sinuosité supérieur à 1,3 et donc considéré comme un canyon sinueux (Annexe 3 et Figure 6-64). Il semble de manière générale que plus on va vers le Sud de la marge, moins les corps principaux seront sinueux (Figure 6-64). L'inclinaison moyenne

des corps de canyons est environ de 1° (Annexes 3 à 6 et Figure 6-64), bien que celle du Chenal Squillace soit la plus faible, avec une valeur deux fois plus petite que la moyenne (Chapitre 7-1 et Figure 6-64). Pour résumé, le Chenal Squillace est le corps principal le plus long et le moins pentu. Le corps principal du système Lipuda / Neto est celui qui atteint les plus grandes profondeurs d'eau, celui dont la profondeur d'incision et l'indice de sinuosité les plus grands. Le corps Botricello est le plus étroit, tandis que ceux des systèmes Caulonia / Siderno et Bovalino / La Verde sont les plus larges (Figure 6-64).

A l'image des corps principaux, les canyons tributaires des systèmes les plus grands sont majoritairement ceux du système Squillace (Chapitre 7-1 et Figure 6-64).La profondeur d'eau atteinte par tous les canyons tributaires des systèmes de canyons du type R2 soit sensiblement la même pour tous, moyennant à 1100-1200, bien qu'elle semble augmenter vers le Sud de la marge jusqu'à des valeurs de 1300-1400 m de profondeur (Annexes 3 à 4 et Figure 6-64). On n'observe pas de grandes différences de profondeur d'incision entre les différents tributaires. Elle oscille généralement entre 100 et 300 m, avec un maximum pour les tributaires des systèmes Lipuda / Neto et Caulonia / Siderno, et un minimum pour Botricello et Bovalino / La Verde (Figure 6-64). Les canyons tributaires les plus larges (canyon et thalweg) sont globalement ceux associés aux systèmes Lipuda / Neto, Caulonia / Siderno et le canyon tributaire Badolato du système Squillace (Annexes 3 à 6 et Figure 6-64). Le seul canyon tributaire considéré comme sinueux est le canyon Bovalino du système Bovalino / La Verde (Annexe 6e t Figure 6-64). Les autres tributaires présente un indice de sinuosité moyen de 1,1-1,2, bien que ceux du système Botricello et le canyon tributaire La Verde soient les plus rectilignes avec une sinuosité inférieure à 1,1 (Annexes 3 à 6 et Figure 6-64). Enfin pour finir, ce sont les canyons tributaires du système Squillace qui présentent l'inclinaison la plus faible, inférieure à 2,5°, alors que l'inclinaison moyenne des canyons tributaires des autres systèmes est de 3-4° (Annexes 3 à 6, Chapitre 7-1 et Figure 6-64). Pour résumé, les canyons tributaires du système Squillace sont les plus longs et les moins pentus, comme leur corps principal. Les tributaires Lipuda / Neto font partis des plus larges et des plus profonds. Les tributaires Botricello sont les moins sinueux et font partis des plus profonds. Les tributaires Caulonia / Siderno atteignent les plus grandes profondeurs d'eau, avec les tributaires Bovalino / La Verde, et font partis des plus larges et plus profonds (Figure 6-64).

On n'observe donc pas de distinctions majeures entre les systèmes de canyons du segment Sud avec celui du segment Nord (Lipuda / Neto) (Figure 6-64).

Le profil longitudinal des thalwegs des systèmes de canyons de type R2 se caractérisent généralement par une tendance concave à linéaire, tout comme la tendance générale de leurs interfluves (Annexes 3 à 6, Chapitre 7-1 et Figure 6-64). Les corps principaux des systèmes suivent, en effet, une tendance linéaire, tandis que les canyons tributaires ont un profil longitudinal topographique concave (Annexes 3 à 6, Chapitre 7-1 et Figure 6-64). Le système Lipuda / Neto fait

cependant encore exception. Le corps principal du système est l'unique à présenter un profil topographique à tendance linéaire supérieure et convexe inférieure, à son embouchure, au niveau de sa ramification avec la Vallée de Tarente (Annexe 3 et Figure 6-64). C'est le genre de caractéristiques que l'on retrouve pour les systèmes de canyons du type R1 du segment Nord. Ses canyons tributaires sont toutefois à tendance concave, comme les autres canyons tributaires des systèmes R2 (Figure 6-64).

De la même façon, le système Lipuda / Neto fait exception en termes de morphologies de canyons (Annexes 3 à 6 et Figure 6-64). En effet, les systèmes de canyons R2 du segment Sud présentent des morphologies en « U » tout le long de leur corps principaux, et des morphologies évoluant de « V » à « U » de la tête vers l'aval le long des canyons tributaires (Annexes 4 à 6, Chapitre 7-1 et Figure 6-64). En revanche, le corps principal du système Lipuda / Neto présente des morphologies en « V » et en « U », tandis que ses canyons tributaires ne se caractérisent que par une morphologie en « V » (Annexe 3 et Figure 6-64). Il semble donc que le seul système R2 du segment Nord ait un caractère érosif en profondeur plus dominant et plus fort que les systèmes du segment Sud (Figure 6-64). Les systèmes R2 du segment Sud érodent quant à eux dans la zone de leur tête et s'élargissent vers l'aval (Figure 6-64).

7.2.4. Bassins versants et caractéristiques hydrologiques

On retrouve autant de fleuves que de torrents ou de rivières torrentielles associés aux canyons tributaires des systèmes de canyons du type R2, sans distinction majeure entre le segment Nord et le segment Sud et aucune évolution le long de la marge semble apparaitre (Chapitre 7-1, Annexes 3 à 6 et Figure 6-64). La seule observation est que les systèmes de canyons du Golfe Squillace (Squillace et Botricello) sont en majorité associés à des fleuves, tandis que ceux situés dans le Golfe de Bovalino / La Verde (Caulonia / Siderno et Bovalino / La Verde) sont majoritairement associés à des rivières torrentielles (Chapitre 7-1, Annexes 3 à 6 et Figure 6-64). Les canyons tributaires Sellia et Catanzaro du système Squillace, Neto du système Lipuda / Neto, les canyons tributaires Botricello du système Botricello et le canyon tributaire Siderno du système Caulonia / Siderno sont ceux associés aux fleuves et donc généralement aux plus grands bassins versants ; exception faite pour le fleuve Tòrbido, situé le plus au Sud de la marge et associé au canyon Siderno (Figure 6-64). Le plus grand est toutefois celui du Neto (Annexe 3 et Figure 6-64). Les bassins versants associés aux fleuves présentent donc généralement des périmètres de 70 à 185 m et des superficies de 140 à 1000 km^2 (Annexes 3 à 6, Chapitre 7-1 et Figure 6-64). Les bassins versants associés aux torrents et rivières torrentielles présentent un périmètre de 35 à 75 km pour une superficie de 53 à 160 km^2 (Figure 6-64). La longueur des fleuves varie de généralement de 36 à 63 km, tandis que celles des torrents et rivières torrentielles varie de 13 à 30 km (Figure 6-64). En revanche, l'altitude maximum des bassins versants ne dépend pas de leur qualité. En effet, les bassins versants associés aux

torrents ou rivières torrentielles peuvent présenter des altitudes semblables ou supérieures à celles des bassins associés aux fleuves, telles les rivières torrentielles Allaro (1400 m) associée au canyon Caulonia et Bonamico (1860 m) associée au canyon Bovalino (Figure 6-64). Toutefois, l'inclinaison moyenne est généralement plus élevée pour les torrents et rivières torrentielles (2,6 à 4,9° ; exception faite pour le torrent Lipuda avec 1,5°) que pour les fleuves (1,6 à 2,5°, exception faite pour le fleuve Tòrbido avec 3,5°) (Figure 6-64).

Les débits liquides sont également généralement les plus élevés dans les fleuves (> 3,6 $m^3.s^{-1}$en général, avec un maximum de 15,2 $m^3.s^{-1}$ pour le fleuve Neto) que dans les rivières torrentielles et torrents (< 2,8 $m^3.s^{-1}$) (Figure 6-64). De ce fait, la charge en suspension et les apports annuels moyens seront plus élevés pour les fleuves (Figure 6-64). Le maximum atteint, par le fleuve Neto, est de 0,05 $kg.m^{-3}$ de charge en suspension et plus de 42 000 $t.an^{-1}$ d'apports sédimentaires en suspension annuels (Annexe 3 et Figure 6-64).

7.2.5. Eléments architecturaux

De tous les systèmes de canyons du type R2, le système Squillace est celui qui présente le plus grands nombre d'éléments architecturaux et le seul à tous les posséder (Figure 6-64).

Le système Lipuda / Neto est le système de canyons qui présente le moins de rides sédimentaires (Annexe 3 et Figure 6-64). Son canyon principal et le canyon tributaire Lipuda semblent en être dépourvus, tandis que le canyon Neto n'en présente que dans sa partie amont (Annexe 3 et Figure 6-64). Le canyon principal du système Botricello et le canyon tributaire Caulonia semblent également en être dépourvus (Annexe 4 et 5 et Figure 6-64). Les autres systèmes de canyons présentent des rides sédimentaires sur une partie ou sur la totalité des thalwegs (Figure 6-64).

De plus, mise à part dans le système Squillace, on retrouve très peu de systèmes R2 présentant la formation de terrasses sur les flancs (Figure 6-64). Seuls le canyon principal Lipuda / Neto et les tributaires Siderno et Bovalino des deux systèmes situés le plus au Sud en présentent (Annexes 3, 5 et 6 et Figure 6-64). De manière générale, on retrouve la formation de terrasses autant dans la tête, que dans le corps ou encore au niveau des embouchures (Figure 6-64). Elles peuvent être associées à la formation de méandres là où la sinuosité est localement plus élevée, ou être associées à la présence d'un haut structural et un thalweg localement rectiligne, et pouvant alors être associé à un changement brusque du cours du thalweg (Figure 6-64). Le nombre de terrasses par système semble tout de même fortement diminuer vers le Sud de la Marge Calabro-Ionienne (Figure 6-64).

Tous les canyons principaux des systèmes R2 présentent des *knickpoints*, mise à part celui du système Caulonia / Siderno (Annexes 3 à 6, Chapitre 7-1 et Figure 6-64). De plus, tous comme tous les tributaires du système Squillace, les canyons tributaires Botricello 2 et La Verde, dont la configuration des têtes de canyons est TC2, présentent des zones de *knickpoints* (Annexes 4 et 6 et

Figure 6-64). Tous les autres canyons tributaires, ayant une configuration TC3 comme ceux du système Squillace, ne présentent aucune zone de *knickpoints* (Figure 6-64). Ces knickpoints sont généralement associés à des zones de ramification de thalwegs ou à la présence d'un haut structural (Figure 6-64).

Enfin, on retrouve quelques sur-incisions dans les thalwegs des canyons tributaires et corps principaux des différents systèmes de canyons, bien que l'on en retrouve en grande majorité dans le système Squillace (Annexes 3 à 6, Chapitre 7-1 et Figure 6-64). Ces sur-incisions sont généralement associées à une augmentation locale de la sinuosité, à un changement de direction brusque du thalweg ou encore à un rétrécissement du thalweg (Figure 6-64).

7.2.6. Contexte de mise en place

Tous comme les canyons tributaires des systèmes du type R1, les canyons tributaires des systèmes R2 se mettent en place, dans leur grande majorité, dans des paléo-incisions creusées dans l'Unité 1 Chirp, et qui sont reconnaissables par la surface de discordance U (Annexes 3 à 6 et Chapitre 7-1). Les canyons tributaires des systèmes R2 sont datent donc de l'Unité sismique PQ3 et sont donc relativement très récent (Annexes 3 à 6 et Chapitre 7-1). Seul le canyon tributaire La Verde du système de canyons situé le plus au Sud de la Marge Calabro-Ionienne ne semble pas se mettre en place dans un paléo-incision (Annexe 6).

Les systèmes Lipuda / Neto et Squillace semblent dans leur globalité se mettre en place dans des dépressions ou gouttières tectoniques post-Messiniennes (syn-sédimentaire PQ1 et PQ2) formées et limitées par de larges systèmes de failles (Chapitre 7-1 et Annexe 3). Ces dépressions sont remarquables par un décalage de la surface Messinienne, et elles sont scellées par l'Unité sédimentaire PQ3, post-tectonique (Chapitre 7-1 et Annexe 3). Le système Botricello ne semble pas, quant à lui, être contrôlé par une dépression tectonique puisqu'il se met en place dans un replat du bassin sédimentaire Crotone-Spartivento (Annexe 4). Le contexte de mise en place des deux autres systèmes situés dans le Golfe Bovalino / La Verde n'a pas pu être déterminé. Les corps principaux actuels des systèmes semblent dater généralement de la fin de l'Unité PQ2 ou dès la discordance entre PQ2 et PQ3 (Chapitre 7-1 et Annexe 3). Le système Lipuda / Neto pourrait faire exception et dater de l'Unité sédimentaire PQ1 (Annexe 3).

8. LE TYPE R3

8.1. Le système Crati

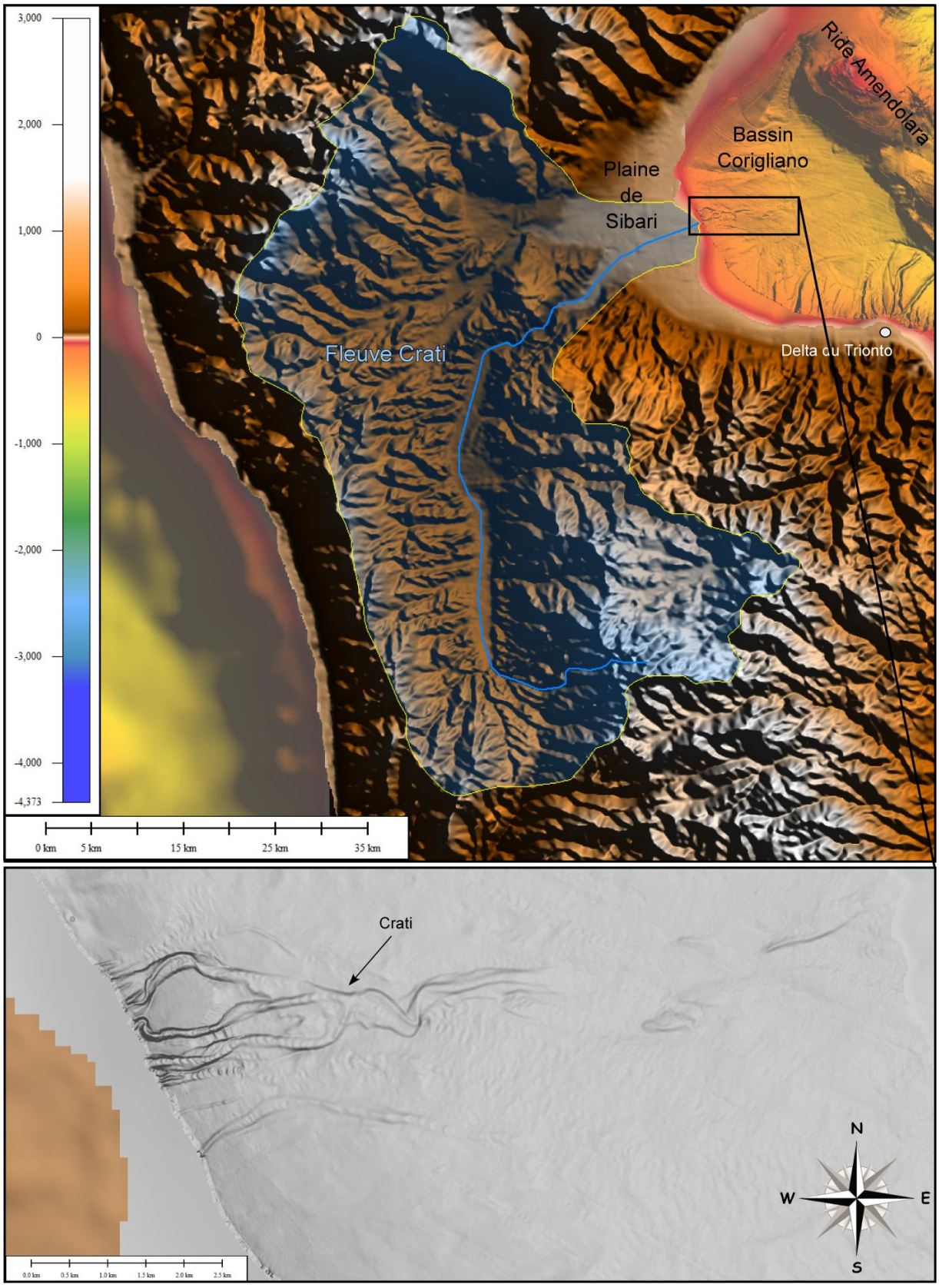


Figure 6-65 : Carte bathymétrique et situation du système Crati.

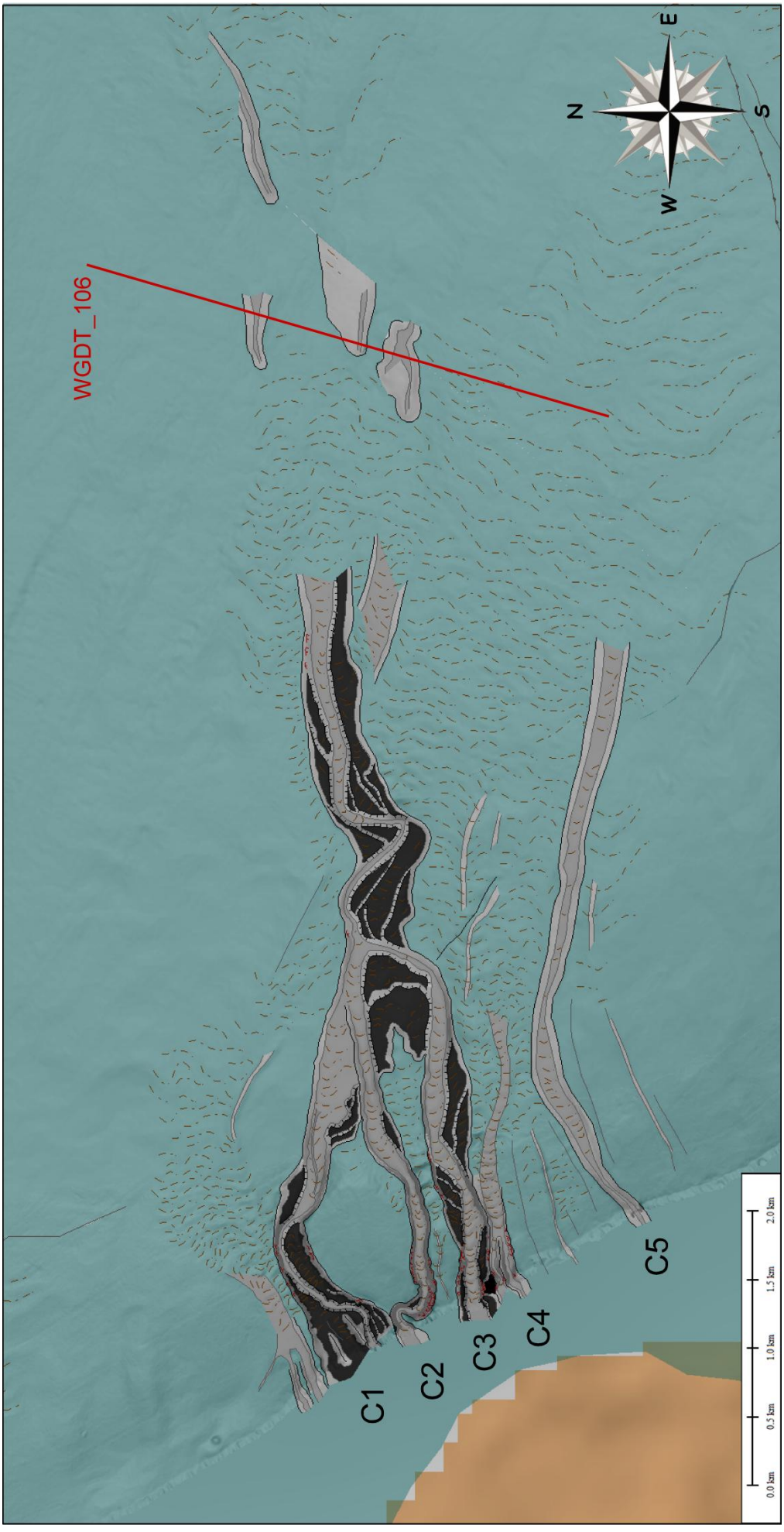


Figure 6-66 : Interprétation morphologique du système Crati.

8.1.1. Configuration du canyon

Le système Crati est le plus petit système de la Marge Calabro-Ionienne et se localise au Nord du segment Nord. Il se situe à l'embouchure du fleuve Crati, au niveau de son delta dans le Bassin Corigliano (Figure 6-65). Il s'étend suivant des profondeurs d'eau allant de 75 à 370 m sur une distance d'environ 10 km vers le large et suivant une direction générale W/E (Figure 6-65). Il prend une position plutôt centrale dans le Bassin sédimentaires Corigliano.

Ce système Crati est un canyon isolé, et ne se ramifiant à aucun thalweg principal et ne se rattache donc pas à un grand système de canyons. On n'observe, en effet, aucune relation marquée entre l'embouchure du canyon Crati et le système Corigliano à quelques 10 km au Sud-Est (Figure 6-65). Le canyon Crati fait donc partie de la catégorie à part des systèmes de canyon, qui regroupe les petits canyons isolés sur la Marge Calabro-Ionienne, autrement dit dans le type de systèmes R3 (1-Figure 6-8). En plus d'être le plus canyon, isolé, de la marge, le système Crati se localise au large du plus grand fleuve de la Marge Calabro-Ionienne (Figure 6-65).

Comme nous l'avons déjà vu précédemment, le Bassin Corigliano est dépourvu de plateau continental. En effet, ce grand bassin sédimentaire s'étend de la ligne de côte jusqu'à la Ride Amendolara (Figure 6-65). Cependant, le canyon Crati se situe à quelques 500-900 m de la ligne de côte. Bien que l'on puisse considérer que le système Crati soit confiné à la pente continentale car n'érodant pas le plateau continental du fait de son absence, le système Crati est classifié dans la catégorie TC3, pouvant avoir une connexion directe avec un système subaérien. En effet, considérant le fait qu'il se situe directement à l'embouchure du fleuve le plus grand de la Marge Calabro-Ionienne, et que les données bathymétriques nous permettent d'observer qu'il se positionne relativement prés de la ligne de côte, nous estimons qu'il puisse exister un lien direct en le fleuve et le système Crati.

Le système Crati se compose de 5 tributaires (Figures 6-66 et 6-67). Les tributaires C1, C2 et C3 sont considérés comme étant principaux, tandis que les C4 et C5 comme mineurs (Figures 6-66 et 6-67).

Les tributaires C4 et C5 présentent des profondeurs d'incision de 8 à 10 m et des largeurs de 120 à 150 m. Ces deux tributaires sont ceux associés au lobe Sud du système Crati et supposés alimenté par un bras du fleuve Crati, qui est désormais abandonné, et situé au Sud de l'actuel (Colella et Geronimo, 1987). En effet, ces deux tributaires sont associés à un échofaciès lité et continu, avec des réflecteurs de moyenne à faible amplitude (Figure 6-67). Aucune trace d'érosion, visible par des troncatures des réflecteurs, n'est percevable, et ce sur tout le long de la partie supérieure de leur thalweg. De même, il semble que ces thalwegs ne déposent aucun matériel grossier du fait de l'absence d'échofaciès VI (Figure 6-67). Il ne semble donc pas que ces tributaires soient encore actifs. Cependant, le tributaire C5 en particulier, semble se mettre en place suivant un échofaciès plus typique III (Figure 6-67). Son thalweg se positionne suivant une zone présentant des

réflecteurs se biseautant vers le bas, qui a été précédemment décrit comme pouvant être associé à des zones de sorties de fluides. Ces structures semblent s'atténuer vers le Nord, n'affectant que très peu les dépôts sédimentaires (Figure 6-67).

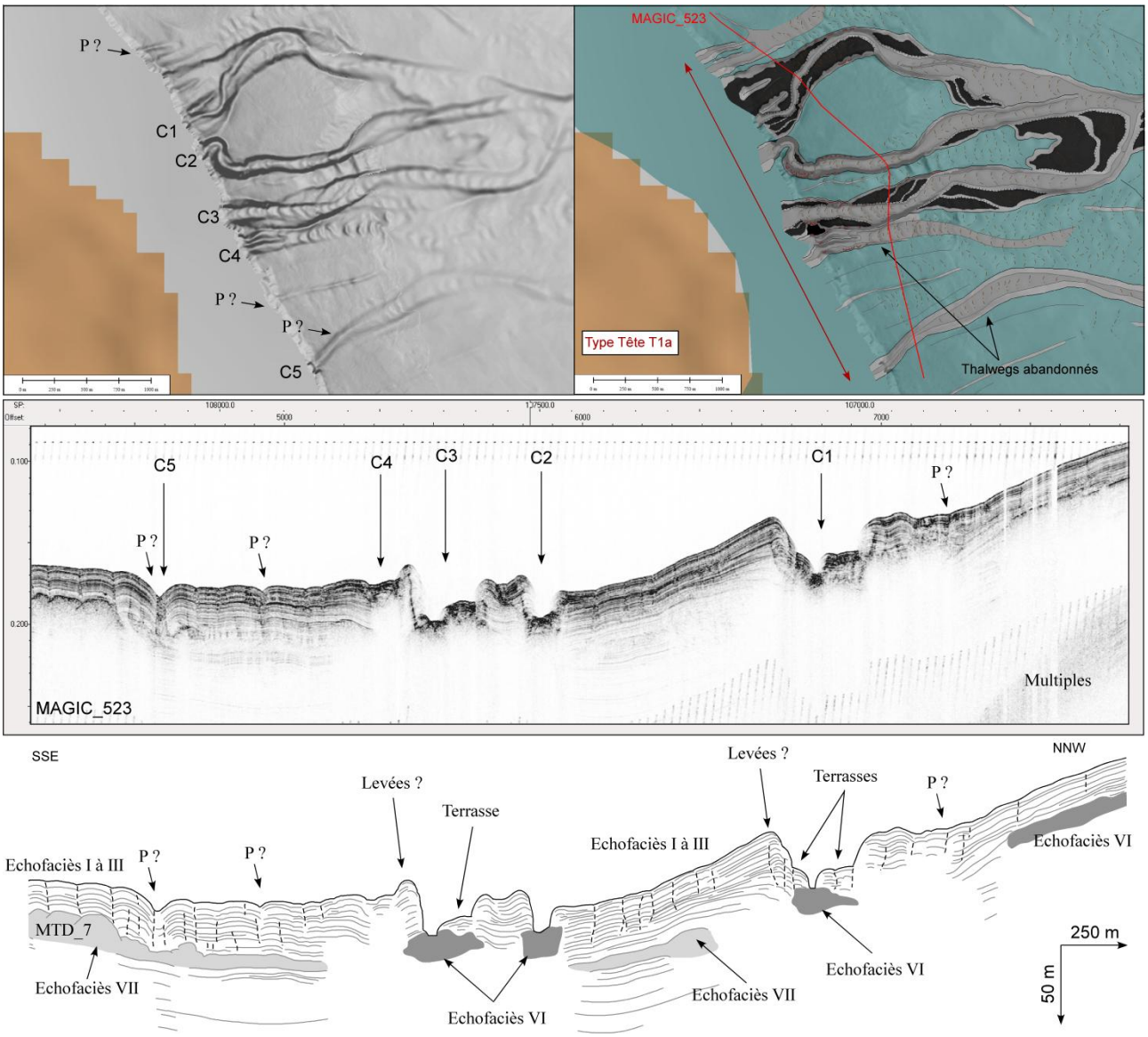


Figure 6-67 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique de la zone des têtes du Système Crati, et interprétation d'un profil Chirp à travers celles-ci.

En revanche, les thalwegs tributaires principaux C1, C2 et C3 incisent les dépôts sédimentaires du Bassin Corigliano. En effet, les dépôts affectés par la présence des thalwegs présentent des troncatures d'érosion là où commencent les thalwegs du système Crati (Figure 6-67). On peut observer une surélévation générale d'un flanc par rapport l'autre des canyons tributaires (Figure 6-67). Cette surélévation pourrait correspondre à la formation de levées, qui présentent d'ailleurs des terminaisons des réflecteurs on *onlap* sur le matériel sous-jacent, et peuvent présenter un biseautage des réflecteurs entres-eux vers le large des flancs (C1-Figure 6-67). Nous observons

généralement que c'est le flanc externe d'une courbe du thalweg qui présente la hauteur de flanc la plus haute et est généralement sur le flanc opposé présentant la formation d'une terrasse (Figure 6-67).

Ils présentent de plus dans leur partie supérieure, sur leur fond, un échofaciès VI, pouvant correspondre aux dépôts de matériels grossiers empêchant la pénétration du signal acoustiques (Figure 6-66). Ils incisent clairement les dépôts sédimentaires superficiels sur une vingtaine de mètres et sur 150 à 300 m de large en moyenne (Figure 6-66). Ces tributaires présentent donc des dimensions plus grandes que ceux situés plus au Sud. Ils semblent de plus être actifs, puisque leurs thalwegs ne présentent aucun réflecteur transparent drapant l'échofaciès VI, et caractéristiques de dépôts hémipélagiques. Ce système de trois tributaires principaux formant le système Crati actuel est légèrement plus complexe. L'étude de se système de canyon se concentrera donc principalement sur ces trois derniers tributaires.

8.1.2. Morphologie de la zone de la tête

Le canyon Crati se compose de trois principaux thalwegs C1, C2 et C3, s'unissant entre 210 et 224 m de profondeur d'eau pour ne former qu'un unique thalweg, dont la trace sur les données bathymétriques tend à disparaitre dès 283 m de profondeur d'eau (Figures 6-65 et 6-66). Les tributaires C1, C2 et C3, du fait de leur unification, donne au système Crati une morphologie de tête type T1b, en ruban et avec plusieurs tributaires (Figure 6-66).

Cependant, les données bathymétriques ne permettent pas d'observer la limite amont de la zone des têtes du système (Figure 6-66). On n'observe ni structure en arborescence ni d'élargissement majeur du thalweg vers l'amont mais seulement des thalwegs simples interrompus (Figure 6-66). De plus, la délimitation vers l'aval de la zone des têtes de ces tributaires n'est également pas claire. La ramification de ces thalwegs entres-eux ne représente pas de manière évidente cette délimitation. On ne peut donc pas considérer que les segments des trois thalwegs, de l'amont vers le point d'unification, correspondent dans toute leur longueur à la zone de la tête. Pris séparément, ces tributaires pourraient alors présenter des têtes de morphologie T1a, en ruban, simple et sans ramification. De plus, on observe deux autres tributaires, C4 et C5, qui semblent être en relation avec le système Crati (Figure 6-66). Ces tributaires, semblent en revanche beaucoup plus isolés et aucune ramification n'est visible, leur conférant ainsi une tête de type T1a.

Les thalwegs présentent des dimensions qui ne semblent pas beaucoup évoluer d'amont en aval et semblent davantage assimilables à des sillons dont la profondeur d'incision n'excède pas les 20 m et la largeur les 150-300 m (Figure 6-66). Nous considérons alors que le système Crati présente diverses têtes de morphologie T1a (Figure 6-66). Nous ne décrirons cependant pas la zone des têtes en particulier car sa délimitation n'est pas claire avec précision, la description morphologique et morphométrique ne sera pas détaillée ici, mais associé à la description générale

du système Crati. La zone non couverte par ces données pourrait alors comprendre les têtes du canyon dans leur ensemble.

8.1.3. Caractéristiques morphométriques

Les tributaires du système Crati sont long de 6,3 km à presque 6,7 km, avec le tributaire C1 le plus long et le C3 le plus petit, et s'étendent jusqu'à des profondeurs d'eau de 280 m environ (Cahier Annexe-canyon Crati). Le canyon Crati présente un profil de pente à tendance concave, dont l'inclinaison de la partie supérieure est de 3° et diminue dans la partie inférieure à moins d'1° (Cahier Annexe-canyon Crati). L'inclinaison moyenne du système est de 1,6-1,7° (Cahier Annexe-canyon Crati). Les interfluves du système exhibent également un profil topographique à tendance concave (Cahier Annexe-canyon Crati).

L'indice de sinuosité des thalwegs du système Crati est de 1,19 via le tributaire C1, de 1,15 via le tributaires C2 et de 1,18 via C3 (Cahier Annexe-canyon Crati). La sinuosité augmente vers les extrêmes du système.

La profondeur d'incision moyenne du système Crati est d'environ 11-12 m, et est plus accentuée dans sa partie supérieure. En effet, alors qu'en amont les interfluves se situent à environ 30 m du fond du thalweg, vers l'aval, le profil de pente des interfluves tend à se confondre avec celui des thalwegs (Cahier Annexe-canyon Crati).

La largeur du système varie de 350 m environ en prenant en compte le thalweg C2, jusqu'à presque 450 m pour le tributaire C1 (Cahier Annexe-canyon Crati). Le thalweg est large de 106 m pour C2 jusqu'à 135 m pour C3 (Cahier Annexe-canyon Crati). Alors que le tributaire C2 semble présenter les plus petites dimensions générales, C1 présente la largeur de canyon la plus grande, et C3, la largeur de thalweg la plus grande (Cahier Annexe-canyon Crati). Le thalweg commun aux trois tributaires s'élargit avant de disparaitre complètement. En effet, le thalweg large de quelques dizaines de mètres au niveau des méandres s'élargit jusqu'à 180 m en aval avant de s'effacer (Cahier Annexe-canyon Crati et Figure 6-66). De plus, au Sud de l'embouchure une dépression apparait suivant une direction NW/SE (Figure 6-66). Elle est large de 220 m et profonde de 5 à 8 m. Elle pourrait être associée à un thalweg abandonné du système Crati (Figure 6-66).

La morphologie dominante du système Crati est une morphologie en « V » (Cahier Annexe-canyon Crati). On n'observe en effet, très peu de thalweg plat, notamment dans la partie amont du tributaire C3 et dans la partie aval du système (Cahier Annexe-canyon Crati). Il semble donc que le système Crati érode principalement en profondeur.

Le tributaires C2 présente de manière globale des caractéristiques morphométriques de plus petites dimensions que les tributaires C1 ou C3, alors que le tributaire C1 présente globalement les plus grandes (Cahier Annexe-canyon Crati).

8.1.4. Eléments architecturaux

a. Cicatrices d'arrachements

Le système Crati ne présente que très peu de cicatrices d'arrachements avec une densité d'environ 5-7 par km^2 (Figure 6-66). Elles présentent des dimensions très faibles, avec une hauteur de 10 à 13 m et des largeurs de 10 à 80 m. Le Crati ne semble donc pas subir de grandes instabilités.

b. Sur-incision

L'unique sur-incision du système Crati est observable dans le tributaire C1 (Figure 6-68). Elle se situe en aval d'une zone associée à la présence de terrasse et d'un thalweg très étroit (Figure 6-68). Elle présente des dimensions au moins 3 fois plus petites que le thalweg situé en amont. Elle présente une profondeur d'incision de 1 à 3 m mais une largeur semblable au thalweg associé aux terrasses. La sur-incision commence à s'estomper à quelques centaines de mètres de l'unification avec le tributaire C2 (figure 6-68).

c. Les terrasses

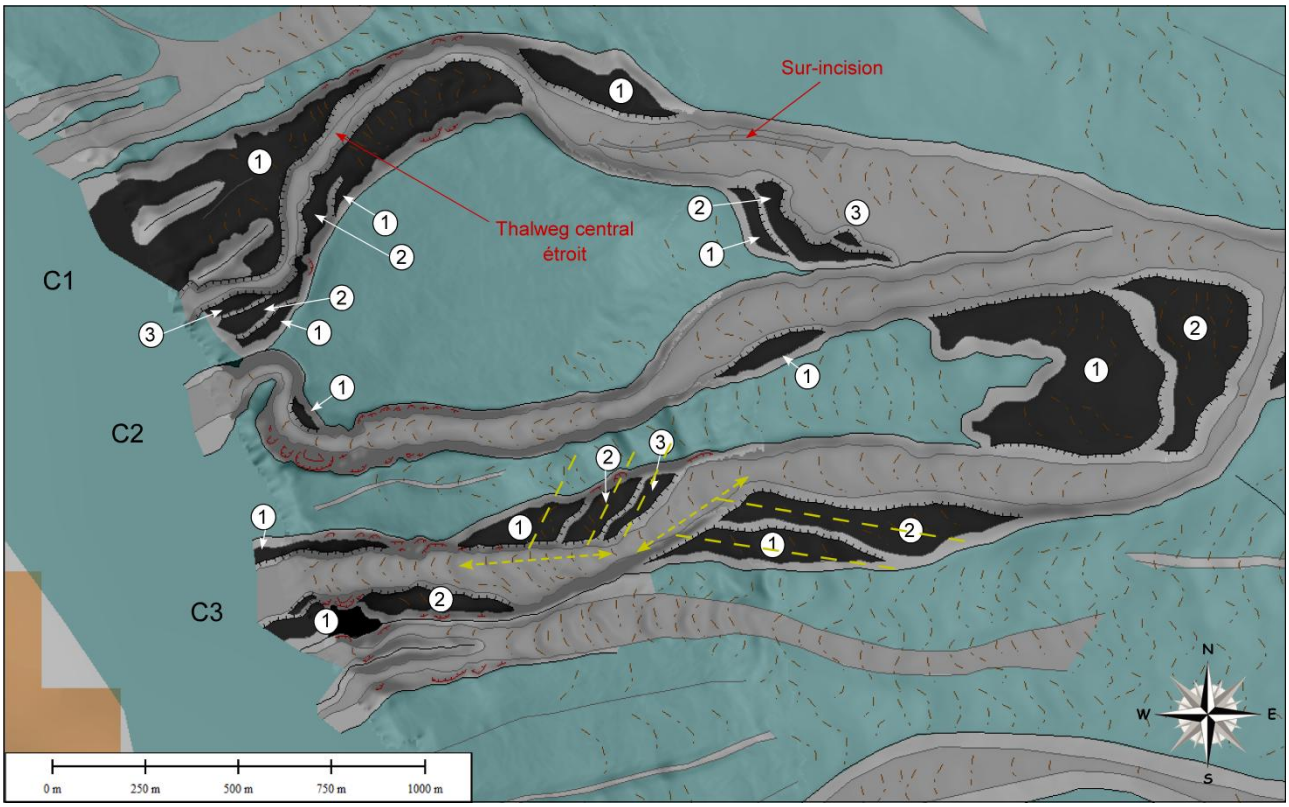


Figure 6-68 : Interprétation morphologique de la partie supérieure du système Crati présentant la formation des terrasses sur les flancs des tributaires C1, C2 et C3.

Le système Crati présente de nombreuses terrasses et ensembles de terrasses sur tout le long de ces trois thalwegs, et jusqu'à l'embouchure du système (Figure 6-66).

- **<u>Les terrasses de la partie supérieure du système Crati</u>**

Les terrasses se présentent sous forme différente, en termes de nombre, de dimensions, de générations et de positionnement, suivant les tributaires C1, C2 et C3 et avant leur point de ramification (Figure 6-68). En revanche, elles présentent tout le même faciès lité et continu, avec des réflecteurs subparallèles de moyenne à faible amplitude (Figure 6-57). Elles se caractérisent donc par un faciès type I à III (Figure 6-67).

Le tributaire C1, situé le plus au Nord, présente en deux endroits une génération de terrasses sur son flanc Nord, et en plusieurs endroits, deux à trois générations de terrasses sur le flanc Sud (Figure 6-68). Ainsi le C1 présente une asymétrie dans la formation des terrasses entre flanc Nord et flanc Sud. Les terrasses du C1 présentent des longueurs de la centaine de mètres à presque 800 m, des largeurs de la cinquantaine à quelques centaines de mètres (Figure 6-68). Quelles soient d'une seule ou plusieurs générations, les terrasses de première génération (1) se localisent à environ 10-12 m du fond. La génération 2, en revanche se situe à environ 7-8 m et la troisième génération à environ 5 m du fond du thalweg. Les terrasses dans C1 ne se positionnent pas de manière évidente de façon alternée sur chaque flanc (Figure 6-68). En effet, on peut observer que certaines terrasses du flanc Nord et du flanc Sud se font front sur plusieurs centaines de mètres, mise à par le dernier ensemble de terrasses aval du flanc Sud (Figure 6-68). Ces terrasses ne présentent pas de géométrie particulière et présentent des côtés plutôt arrondis, et mal définis (Figure 6-68). Ainsi la mise en place des terrasses ne semble pas se rattacher à la présence d'un méandre mais délimite un thalweg central étroit (60-70 m de large) qui s'élargit au sortir de la présence des terrasses majeures (Figure 6-68). Bien que l'alternance des terrasses ne soit pas évidente, on observe toutefois qu'elles se forment sur le flanc interne du thalweg central (Figure 6-68).

Le tributaire C2, en revanche est beaucoup plus dépourvu de terrasses ; il n'en présente que deux, d'une génération, en amont et en aval (Figure 6-68). Elles présentent des dimensions relativement petites en comparaison de celles du tributaire C1. En effet, elles sont longues de 80 à 250 m et large de quelques dizaines de mètres. Elles se positionnent 5-7 m du fond du thalweg.

Le tributaire C3, quant à lui présente une plus grande ordination des terrasses et leur alternance d'un flanc à l'autre apparait plus évidente. En effet, mise à part la première terrasse sur le flanc Nord dans la partie amont du thalweg, la mise en place des ensembles de terrasses de C3 s'intercale entre flanc Nord et flanc Sud sans se faire front sur de grandes distances et inscrivant leur formation dans un méandre. Les terrasses, ainsi se mettent en place sur le flanc interne des méandres, et leur flanc externe ne présente pas de replats (Figure 6-68). Alors que la terrasse amont sur le flanc Nord ne présente qu'une génération, celles associées de manière plus évidente aux

méandres se composent de deux générations sur le flanc Sud et de trois générations sur le flanc Nord. Le tributaire C3 présente lui aussi une symétrie dans la formation de ses terrasses entre flanc Nord et flanc Sud. La hauteur des terrasses varie selon les ensembles. Ainsi la terrasse amont sur le flanc Nord se localise à 12-15 m du fond. L'ensemble aval du flanc Nord présente une première génération à 20-25 m, une deuxième à 10-15 m et une troisième à 5-7 m du fond. Les deux ensembles du flanc Sud présentent, en revanche, une première génération de terrasses à 25-30 m du fond et une seconde à 10-15 m. De plus, la forme de ces terrasses, contrairement à celles du tributaires C1, est plus linéaires et leurs géométries plus triangulaires et parallélépipédiques. De plus, le côté commun à plusieurs générations de terrasses d'un même ensemble suit généralement une droite (en jaune-Figure 6-68) et les terrasses se positionnent de manière oblique à celle-ci, notamment dans les deux derniers ensembles aval du tributaires (Figure 6-68). Ces terrasses sont longues de la centaine à quelques centaines de mètres et larges de plusieurs dizaines de mètres (Figure 6-68).

Enfin, entre les tributaires C2 et C3, et en amont de leur point de ramification, on retrouve un autre ensemble de terrasses à deux générations (Figure 6-68). Elles se positionnent de manière perpendiculaire au sens de la pente et du cours des thalwegs et sont pas associées à la présence d'un méandre. Elles présentent des longueurs d'environ 300-400 m et des largeurs de 200 à 450 m et ne présentent pas de géométrie particulière et bien définie (Figure 6-68). Ces terrasses présentent en revanche un échofaciès plutôt du type IV ou VI.

- **<u>Les terrasses de la partie inférieure du système Crati</u>**

La partie inférieure du système représenté par un unique thalweg unifiant les trois tributaires C1, C2 et C3, présente également de nombreuses terrasses (Figure 6-69).

La partie inférieure du système Crati présente une asymétrie dans la formation des terrasses. Sur son flanc Nord, on observe deux ensembles de terrasses de deux générations, tandis que sur le flanc Sud du système, on observe quatre générations de terrasses (Figure 6-69). Toutes ces terrasses semblent être associées avec des méandres et se placent sur leur flanc interne (Figure 6-69). Les terrasses du flanc Nord présentent une première génération à une hauteur de 5-7 m du fond et une seconde à 10-15 m. Les terrasses du flancs Sud, en revanche, présentent une première génération à 2-3 m, une deuxième génération à 4-6 m, une troisième génération à 7-9 m et une quatrième à 10-12 m du fond du thalweg. La terrasse de deuxième génération de l'ensemble aval du flanc Sud disparait brusquement avec le thalweg à environ 280 m de profondeur (Figure 6-69).

La géométrie de ces terrasses est bien définie, en forme de triangle ou parallélépipèdes et leur flanc commun est bien découpé de manière linéaire par le thalweg actuel (Figure 6-69). Ces terrasses sont associées à un thalweg dont la sinuosité locale est relativement élevée puisque atteint

des valeurs de 1,4 (Figure 6-69). Ceci confirme que ces terrasses soient associées à la formation d'un méandre dans la parie inférieure du système Crati.

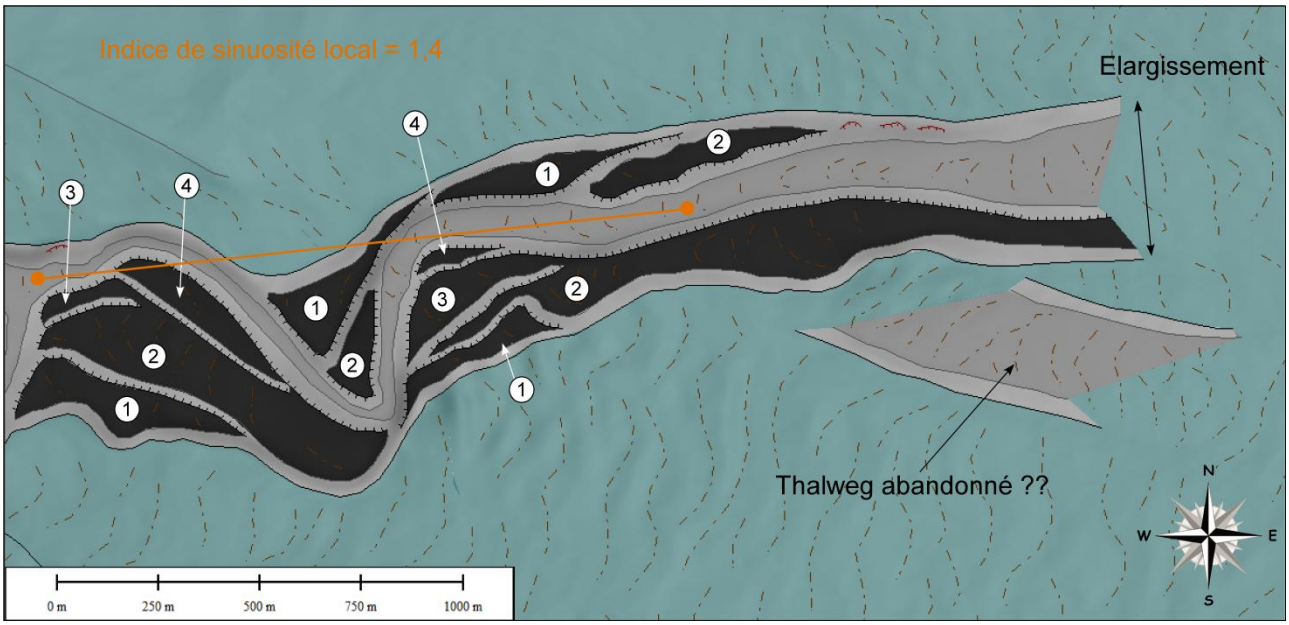


Figure 6-69 : Interprétation morphologique de la partie inférieure du système Crati présentant la formation des terrasses sur les flancs du thalweg commun des tributaires amonts C1, C2 et C3.

d. Les formes de fond dans la zone du système Crati

Tout le système Crati, ainsi que ses alentours, sont associés à la présence de nombreuses formes de fond (Figure 6-66). Sur les données bathymétriques, au niveau des thalwegs et des terrasses, les formes de fond présentent une concavité vers l'amont et leur trace tendent à disparaitre vers l'aval du système. En coupes transversales, elles présentent un flanc amont moins raide que le flanc aval, caractéristique de rides sédimentaires évoluant vers l'aval du système. Dans la partie supérieure du système Crati ces rides sédimentaires présentent des amplitudes de 3-4 m et des longueurs d'onde de 70-80 m, qui évoluent dans la zone médiane suivant des dimensions de l'ordre de 2 m d'amplitude et 80-100 m et jusqu'à 1 m d'amplitude et avec des longueurs d'ondes de 150 à plus de 200 m au niveau de l'embouchure (Figure 6-70). Cette évolution vers l'aval pourrait être caractéristique d'une atténuation du processus à l'origine de la formation de ces terrasses vers le bas de la pente, ou pourrait être lié au changement de résolution des données bathymétriques aux alentours de 150 m (de 5 à 10 m).

Cependant, d'autres formes de fond sont observables aux alentours du système, et ne prenant pas forcément la même direction générale que le système Crati (Figures 6-66 et 6-70). En effet, au Nord du tributaires C1, certaines de ces formes prennent une direction vers le NW. Au niveau du Sud de l'embouchure du système, d'autres semblent émerger aux abords des flancs du canyon, et

prendre une direction vers le SE, tandis que d'autres longeant le flanc Nord, semblent prendre la même direction que le thalweg (Figure 6-66 et 6-70). Ces formes de fond, présentent des dimensions du même ordre que celles associées au thalweg du système Crati et une évolution vers l'aval similaire. Elles sont également interprétées comme des rides sédimentaires évoluant sur le fond du Bassin Corigliano.

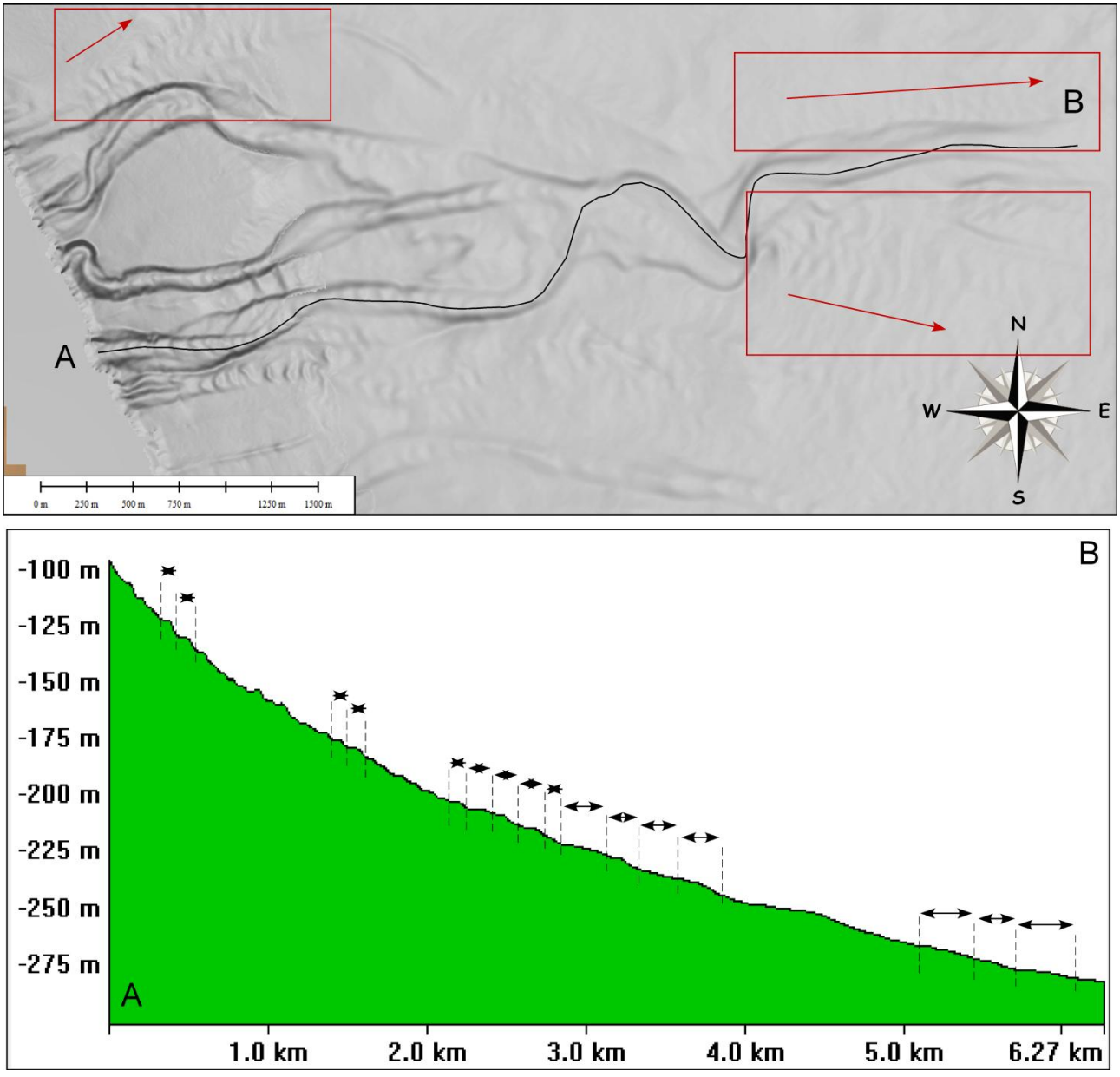


Figure 6-70 : Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente et profil longitudinal à travers le système Crati montrant l'évolution des rides sédimentaires vers l'aval.

e. Lobe

Alors que nous avons abordé l'effacement du système Crati dans le Bassin Corigliano aux alentours de 280 m, à un peu plus d'un kilomètre, et sur plus de 3 km, on observe quatre dépressions ponctuelles mais allongées (Figure 6-71).

Elles se positionnent dans le sens de la pente et sont de même direction générale que le système Crati. Ces dépressions sont larges de 150 à 450 m, longues de quelques 500-900 m, et profondes de 3 à 5 m. Elles se caractérisent à leur amont par une extrémité arrondie, et peuvent s'évaser vers l'aval et disparaissent elles-aussi de la topographie du Bassin Corigliano (Figure 6-71). Alors que le thalweg Crati ne semble pas associé à un changement majeur dans son profil longitudinal associé à son point de disparition, ces dépressions s'inscrivent dans le Bassin Corigliano par un changement brusque et local du profil de pente (Figure 6-71). En effet, à leur point d'apparition, ces dépressions sont associées à une dépression concave (1, 2 et 3-Figure 6-71). Ces concavités sont semblables à celles associées à la présence de knickpoints. Mais alors que généralement un knickpoints est associé à un thalweg et à une géométrie circulaire ou semi-circulaire (Mitchell, 2006) sur les données bathymétriques, ces dépressions-là se situent en aval du système Crati et arborent des géométries plus linéaires et allongées (Figure 6-71). Toutefois, elles présentent des hauteurs de 10 à 20 m environ et pourraient être associées directement au système Crati.

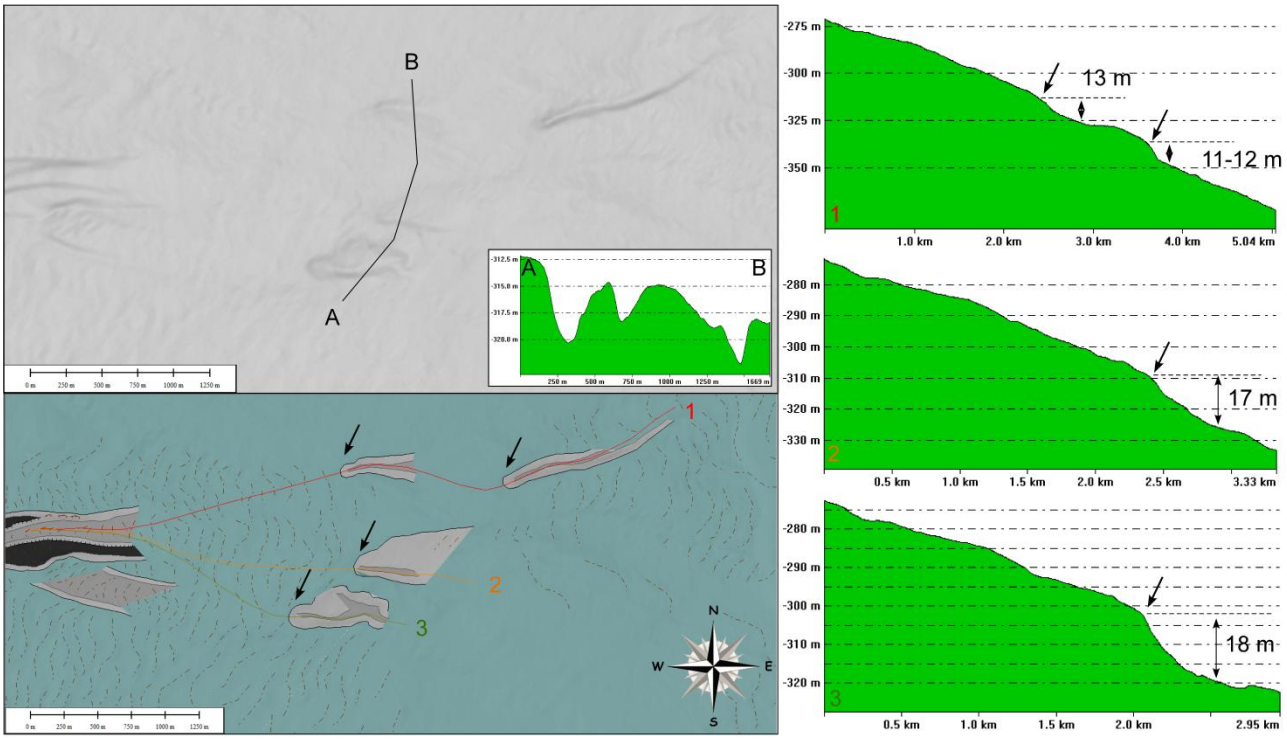


Figure 6-71 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique des dépressions en aval du système Crati, et profils transverse et longitudinaux.

De plus, on observant des profils sismiques à travers cette zone, on s'aperçoit que ces dépressions se mettant en place à quelques kilomètres de l'embouchure du système Crati, et également une zone caractérisée par un échofaciès type VI (Figure 6-72).

Cette zone caractérisée par un échofaciès de type VI commence dès l'embouchure du système Crati lorsque celui-ci commence à disparaitre des données bathymétriques. En aval du système, cette zone s'étend dans la même direction que le système Crati, sur presque 7 km de long et environ 2 km de large. Sa hauteur est difficile à estimer puisque le signal acoustiques ne traverse pas, mais sur son bord NNW (Figure 6-72), on peut observer une délimitation en profondeur de cette couche à échofaciès sourd, d'un minimum de 6 m sur les bords, et sans doute plus épaisse au centre. La zone aval du système Crati est donc associée à une zone lenticulaire superficielle, composée de matériels grossiers (Figure 6-72). Cette zone est interprétée comme étant le lobe sédimentaire du système Crati.

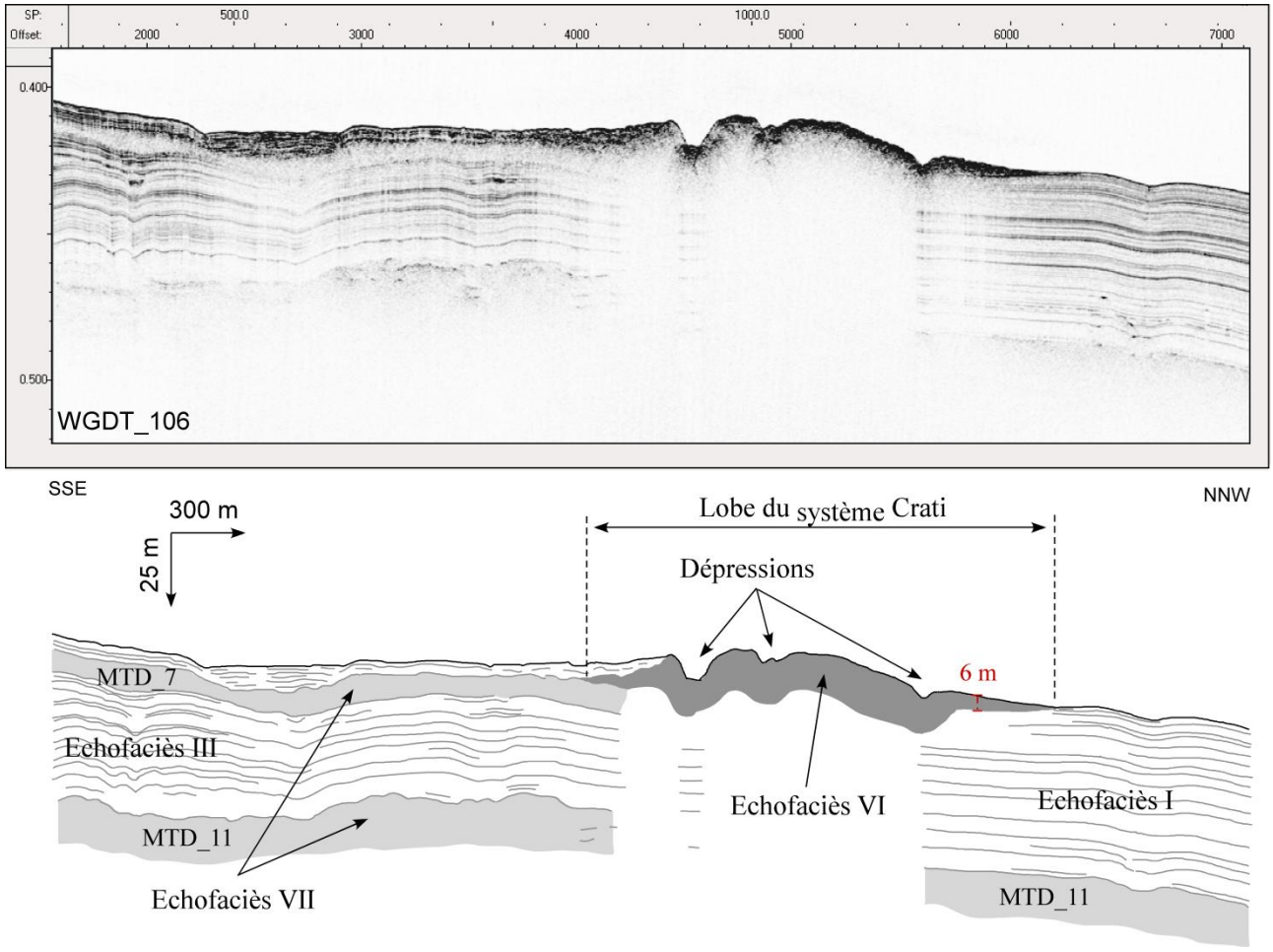


Figure 6-72 : Interprétation d'un profil Chirp à travers les dépressions en aval du système Crati (Voir la localisation sur la Figure 6-56).

Celui-ci est incisé par les quatre dépressions décrites précédemment qui se forment à quelques kilomètres de l'embouchure du système Crati et du début de la zone du lobe. Les données Chirp ne nous permettent pas de dire si le thalweg du système et ces dépressions ont une connexion directe désormais enfouie. Cependant la différence de largeur entre le thalweg Crati à son embouchure et

celle de ces dépressions laisse supposer qu'ils n'ont jamais été réellement connectés directement. Le profil concave de ces dépressions pourrait laisser supposer l'action érosive d'un écoulement gravitaire provenant du système Crati, du fait qu'elles se situent à l'endroit de son lobe.

8.1.5. Contexte de mise en place

Le système Crati est le système le plus petit de la Marge Calabro-Ionienne et se localise au centre du Bassin Corigliano (Figure 6-66). Nous avons vu précédemment (Chapitre 5) que le Bassin Corigliano est le siège de nombreux dépôts de MTDs.

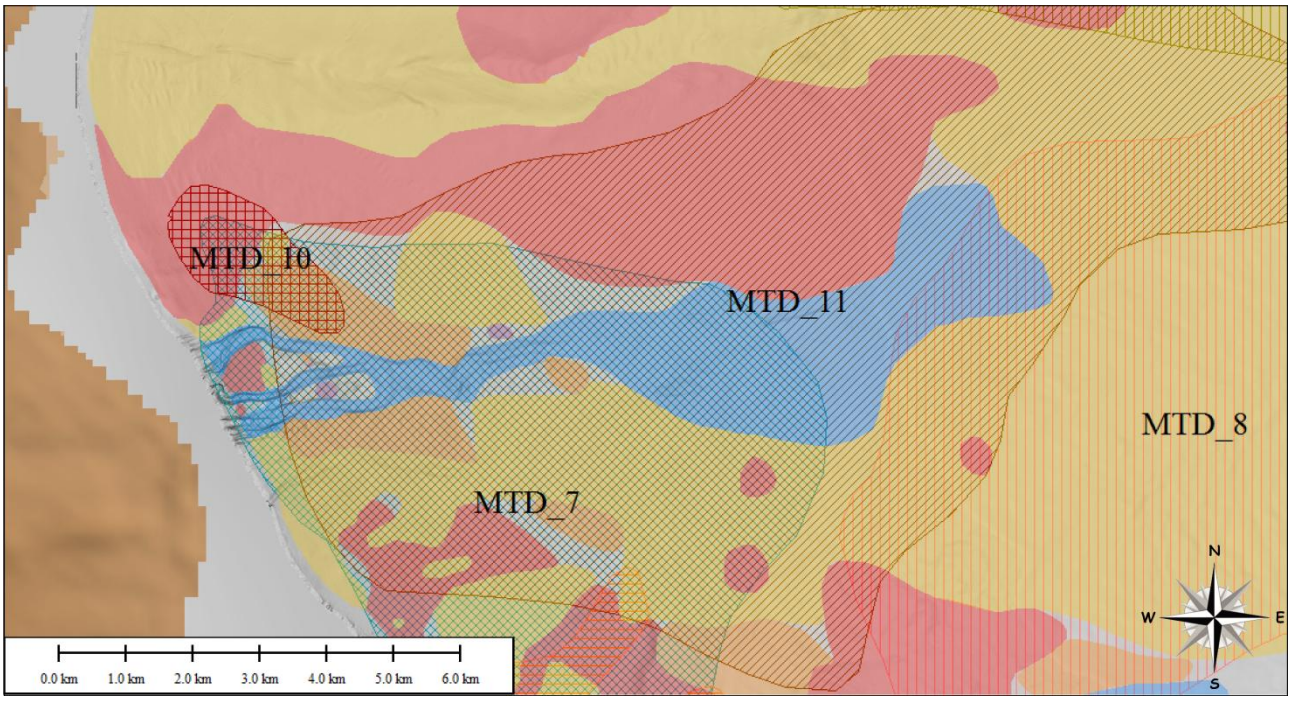


Figure 6-73 : Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente localisation des différents MTDs enfouis régionalement aux alentours du système Crati, superposée à la carte des échofaciès.

Sur les profils Chirp, on observe d'un ou plusieurs paquets d'échofaciès transparents, correspondant aux dépôts de transports en masse enfouis au niveau du système Crati et de son lobe (Figures 6-67 et 6-73), et que nous avons précédemment décrits (Chapitre 5). Ils se positionnent au-dessus de deux des plus grands MTDs (MTD_7 et MTD_11), et est bordé à son NE par le petit MTD_10 (Figure 6-73).

L'échofaciès sourd (VI) caractérisant le thalweg et le lobe du système Crati ne nous permettent pas d'observer des paléo-incisions sous-jacentes (Figure 6-73). Nous pouvons seulement estimer que le système Crati est relativement récent et superficiel. On observe, cependant, à l'aplomb de la zone du lobe, des réflecteurs sous-jacents interrompus qui semblent avec une continuité latérale avec ceux de l'unité sédimentaire d'échofaciès III (Figure 6-73). Le lobe semble

donc être lui aussi relativement récent puisqu'on observe plus le dépôt de matériaux grossiers dès 20 m de profondeur (Figure 6-73).

8.1.6. Bassin versant et caractéristiques hydrologiques

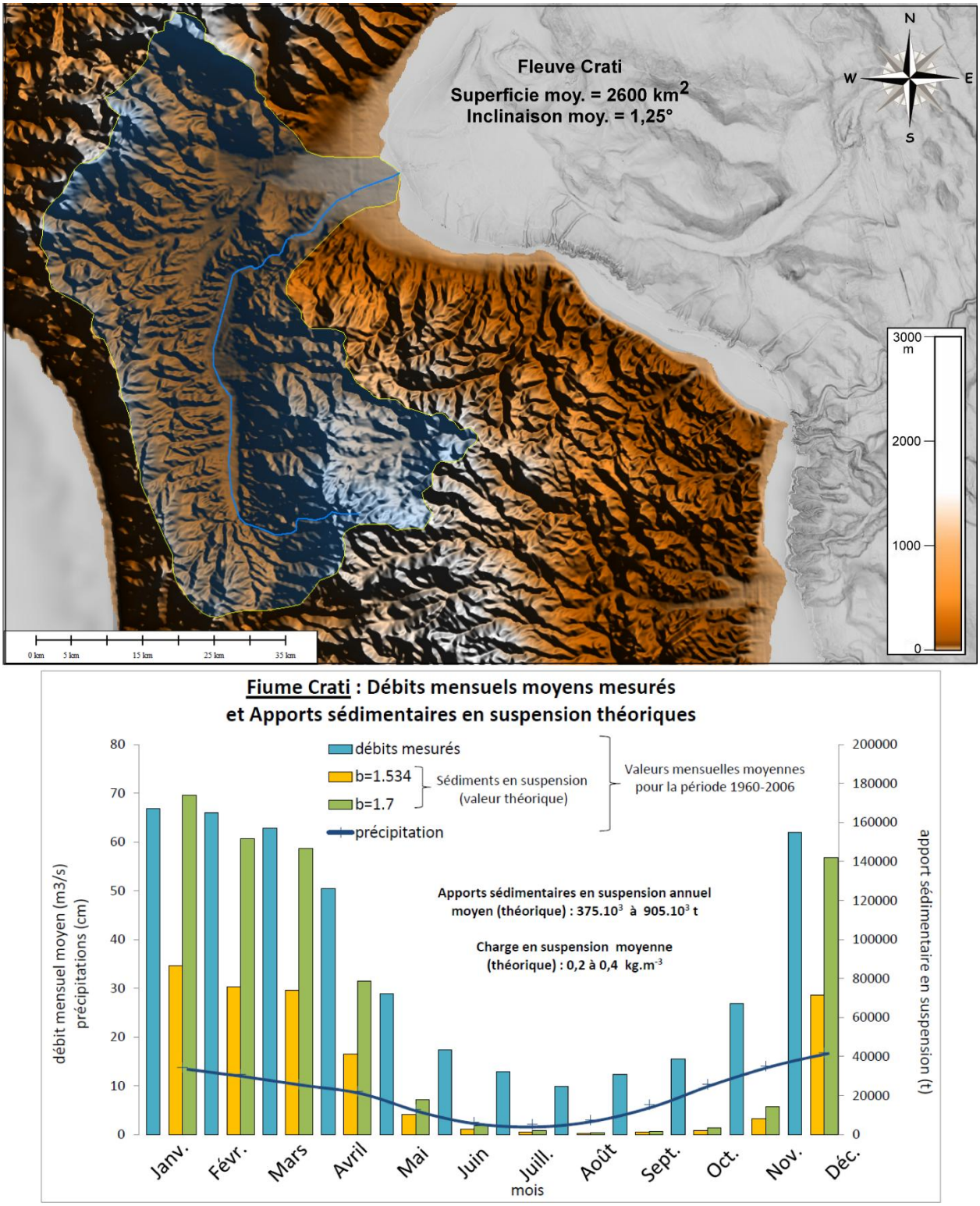


Figure 6-74 : Carte localisant le bassin versant du fleuve Crati, et ses principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant ses précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels.

Comme précédemment énoncé, bien qu'étant le plus petit système de canyons de la Marge Calabro-Ionienne, le système Crati se situe directement en aval de l'embouchure du fleuve Crati, le plus grand fleuve de la Marge Calabro-Ionienne (Figure 6-74). Sa superficie est, en effet, de plus de 2600 km^2 et son périmètre de plus de 260 km (Figure 6-74 et Cahier Annexe-canyon Crati).

La longueur de son plus grand affluent est de plus de 83,5 km, et présente une altitude maximum de 2127 m, et son inclinaison moyenne est de 1.25°. En effet, le profil de pente du fleuve Crati est typique de celui des fleuves à l'équilibre. Son profil topographique est typiquement concave. Sa partie amont, sur 8 km, présente une inclinaison moyenne est de 6,5°, puis évolue sur un peu plus de 14 km suivant une inclinaison moyenne de 1,4° (Cahier Annexe-canyon Crati). Finalement, le reste de son parcours vers l'aval, d'environ 57 km, équivalent à presque 70% de sa longueur totale, présente une inclinaison moyenne très faible de 0,2° (Cahier Annexe-canyon Crati).

Comme tous les bassins versants, les débits liquides mesurés suivent la tendance des précipitations (Figure 6-74). Ainsi, le fleuve Crati ne fait pas exception. Cependant, bien qu'étant un fleuve présentant un profil de pente typique à l'équilibre, le Crati présente un régime torrentiel, avec de forts débits durant le période hivernale et de relativement plus faibles débits durant les périodes estivales (Figure 6-74).

Durant les mois de décembre à mars-avril, le débit du fleuve atteint 50 à presque 70 $m^3.s^{-1}$, tandis que durant les mois d'été, le débit liquide s'abaisse à des valeurs de l'ordre de 10-15 $m^3.s^{-1}$ (Figure 6-74). Les valeurs de débits solides théoriques calculés sur la base des débits liquides mesurés changent très fortement suivant la valeur de b, et peut ainsi doubler entre b = 1,534 et b = 1,7/1,75 (Figure 6-74). Toutefois, nous observons que durant les mois d'hiver, le débit solide théorique peut atteindre des valeurs de 70000-80000 à 140000-170000 $t.mois^{-1}$, alors que durant les mois de juin à octobre, le débit solide théorique est très faible, avec des valeurs de quelques milliers de tonnes par mois (Figure 6-74). En revanche, l'apport sédimentaire en suspension annuel moyen calculé est de 375.10^3 (pour b = 1,534) à 905.10^3 (b = 1,75), en passant par 738.10^3 (pour b = 1,7). La charge en suspension moyenne calculée, varie quant à elle de 0,2 à 0,4 $kg.m^{-3}.s^{-1}$ (Figure 6-74).

Le versant du Crati et son fleuve sont certainement ceux qui se caractérisent par des paramètres morphométriques, et des valeurs hydrologiques de plus grandes dimensions.

8.2. Le système Assi

8.2.1. Configuration du canyon

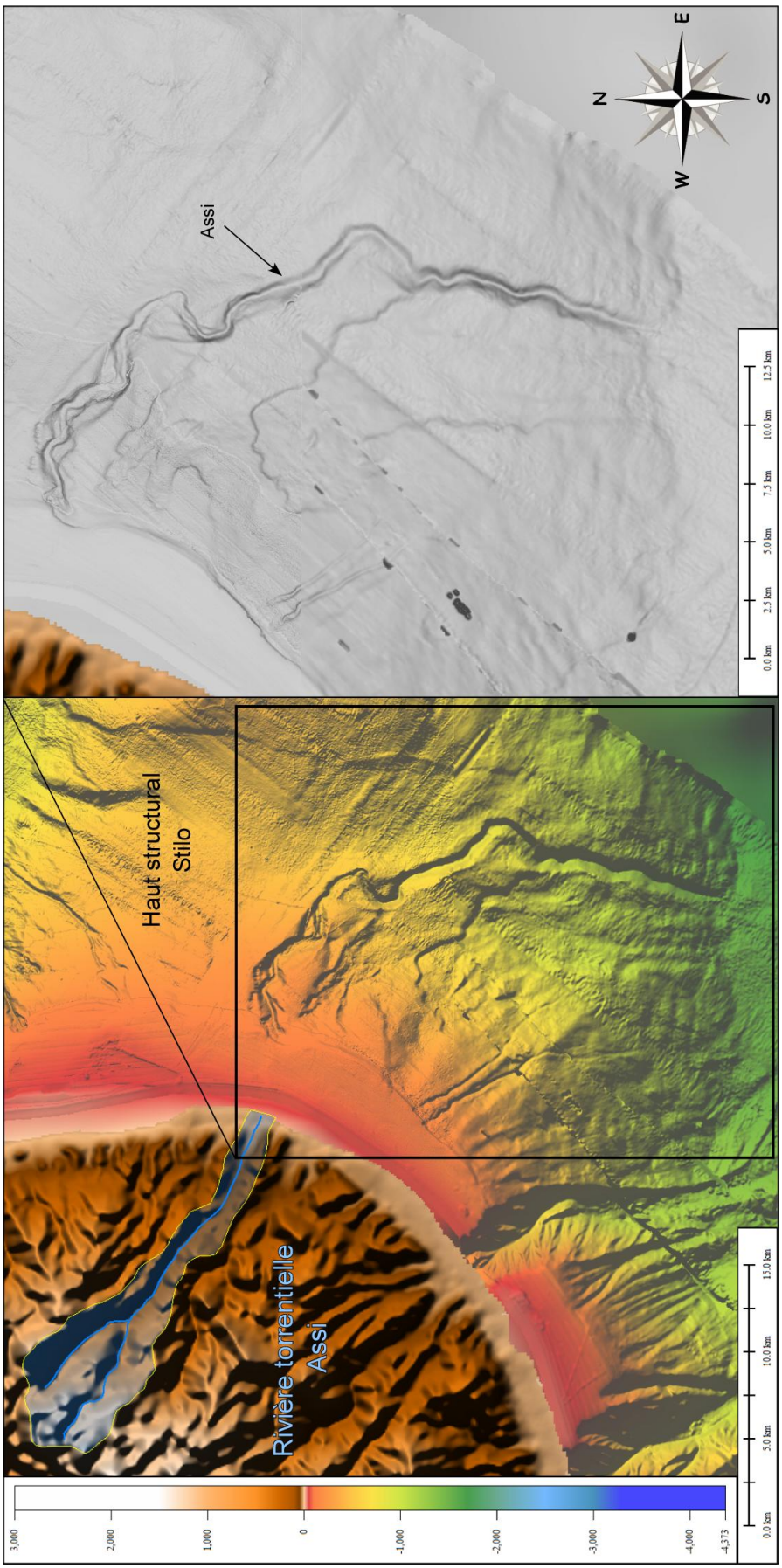


Figure 6-75 : Carte bathymétrique et situation du système Assi.

Le système Assi fait parti des plus petits systèmes rencontrés sur la Marge Calabro-Ionienne et se localise dans la partie médiane du segment Sud de la marge (Figure 6-75). Il se situe sur le flanc Sud du haut structural Stilo et s'allonge suivant une direction générale N/S (Figure 6-75). Il s'étend sur plus de 30 km, de la bordure du plateau continental à des profondeurs d'eau d'environ 130 m, et jusqu'à à la base du haut structural à des profondeurs d'eau de plus de 1500 m (Figure 6-75).

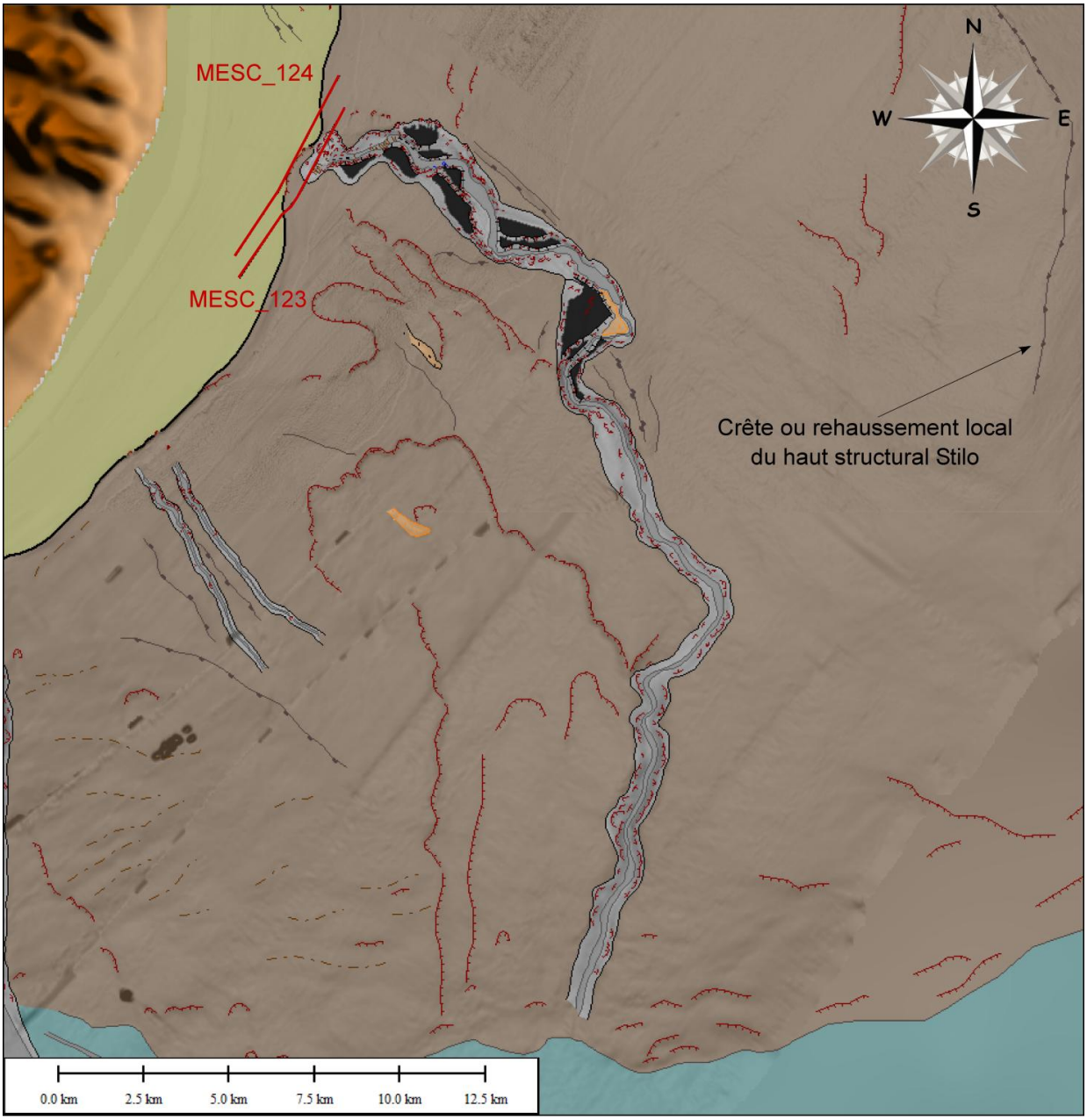


Figure 6-76 : Interprétation morphologique du système Assi.

Le système Assi est un canyon isolé et n'ayant aucune ramification avec un quelconque système de canyons, et est donc un système de type R3 (Figure 6-75). Bien qu'il prenne la direction vers le système de canyons Caulonia-Siderno situé plus au Sud-Ouest, aucune connexion n'est réellement visible entre ces deux systèmes, laissant le canyon Assi de manière singulière (Figure 6-

75). Le système Assi, ou canyon Assi, fait donc partie de la même manière que le canyon Crati décrit précédemment, du type de système isolé R3 (8-Figure 6-8). Ce canyon a ceci de particulier, et qui le diffère du système Esaro di Crotone, est qu'il ne se compose que d'un unique thalweg sur tout son profil (Figures 6-75 et 6-76). En effet, alors qu'ils font globalement la même taille, et se positionnent tous deux sur un haut structural dans le segment Sud de la Marge Calabro-Ionienne, et qu'ils s'étendent suivant une direction générale N/S, le système Esaro di Crotone comporte de nombreux tributaires sur tout le long de son thalweg, et ne se ramifiant que sur un seul flanc du corps principal, à l'image des systèmes de canyons de type R1. En revanche, le système Assi est un thalweg unique, et ne comporte aucune tributaires, lui conférant un type de ramification très simple, et le faisant s'assimiler au système Crati, unique et isolé, et le différenciant du système Esaro di Crotone par l'association de tributaires sur un seul flanc du canyon principal (Figures 6-75 et 6-76).

Le haut structural Stilo est associé à un relativement large plateau continental pour la Marge Calabro-Ionienne. En amont du canyon Assi, il est large d'environ 4,3-4,4 km, et la tête du canyon n'érode pas le rebord du plateau continental (Figure 6-77). Autrement dit le canyon Assi est un système dont la configuration est TC1, confiné à la pente continentale (Figures 6-76 et 6-77). Etant confiné à la pente continentale, et le plateau continental étant localement large, on admet que le canyon Assi ne possède aucune connexion directe avec un système fluviatile subaérien (Figures 6-76 et 6-77).

Enfin, le thalweg du canyon Assi se caractérise dans la grande majorité de son parcours par un échofaciès de type IV, pouvant être associés à des dépôts d'instabilités localisées sur les flancs du canyon, contrairement à la grande majorité des canyons qui présentent un échofaciès plutôt VI.

8.2.2. Morphologie de la tête

Comme nous l'avons dit précédemment, le canyon Assi ne se compose que d'un unique thalweg, et ne possède aucun tributaires. La morphologie de sa tête est de ce fait simple (Figure 6-77). Elle présente des dimensions relativement petites, puisqu'elle est large d'environ 1,5 km et s'étend vers le large sur quelques 850 m (Figure 6-77). La tête ne se compose pas clairement d'un thalweg mais semble plus affectée par une érosion diffuse et s'évasant vers la ligne de côte par le biais de quelques instabilités (Figure 6-77). Les cicatrices d'arrachements associées à ces instabilités, dont la densité est d'environ 20 par km^2, présentent des hauteurs d'une vingtaine de mètres et des largeurs de 60 à 170 m. La tête du canyon Assi adopte une morphologie en ruban type T1a, plutôt comparable à un sillon et composée d'un unique thalweg (Figure 6-77).

De plus, la tête de canyon Assi semble se mettre en place dans une dépression incisée dans l'Unité 1. En effet, l'Unité 1 présente de nombreuses troncatures d'érosion, remarquables par la surface de discordance U, et une dépression en « V » large de 2,8 km, à l'emplacement actuel du canyon Assi (Figure 6-78). Elle atteint 80-90 m de profondeur, puis est comblée par une cinquantaine de mètres de sédiments de l'Unité 2 (MESC_123-Figure 6-78).

Une autre dépression se situe également en amont de la tête du canyon, au niveau du rebord du plateau continental vers 120 m de profondeur d'eau, à quelques 250 m de la limite de la tête (Figures 6-77 et 6-78). Cette dernière est associée à la marque d'une cicatrice d'arrachement sur les données bathymétriques (Figure 6-77), et de 1,5 km de largeur environ, similaire à la largeur de la tête du canyon Assi. Elle incise l'Unité 1 est encore visible et profonde d'un peu moins de 20 m et recouverte par quelques mètres de sédiments de l'Unité 1 (MESC_124-Figure 6-78). On ne retrouve plus aucune incision dans l'Unité au-delà du rebord du plateau continental. Ainsi, cette dépression visible jusque sur le rebord du plateau pourrait être la trace d'une cicatrice d'arrachement dans laquelle se met en place la tête du canyon. Il daterait, comme les paléo-incisions observées dans la zone des têtes des autres systèmes de canyons de la Marge Calabro-Ionienne, du LGM, puisque affecte également l'Unité 1 et rempli par l'Unité 2 (Figure 6-78). Il semble, de plus, que la cicatrice d'arrachement a été ré-incisé par la tête du canyon, conférant à la dépression une morphologie en « V » (MESC_124-Figure 6-78). Or, au niveau du rebord du plateau continental, alors que la tête reste confinée à la pente continentale, on n'observe aucune ré-incision de la cicatrice (MESC_123-Figure 6-78), confirmant la mise en place de la tête dans une cicatrice.

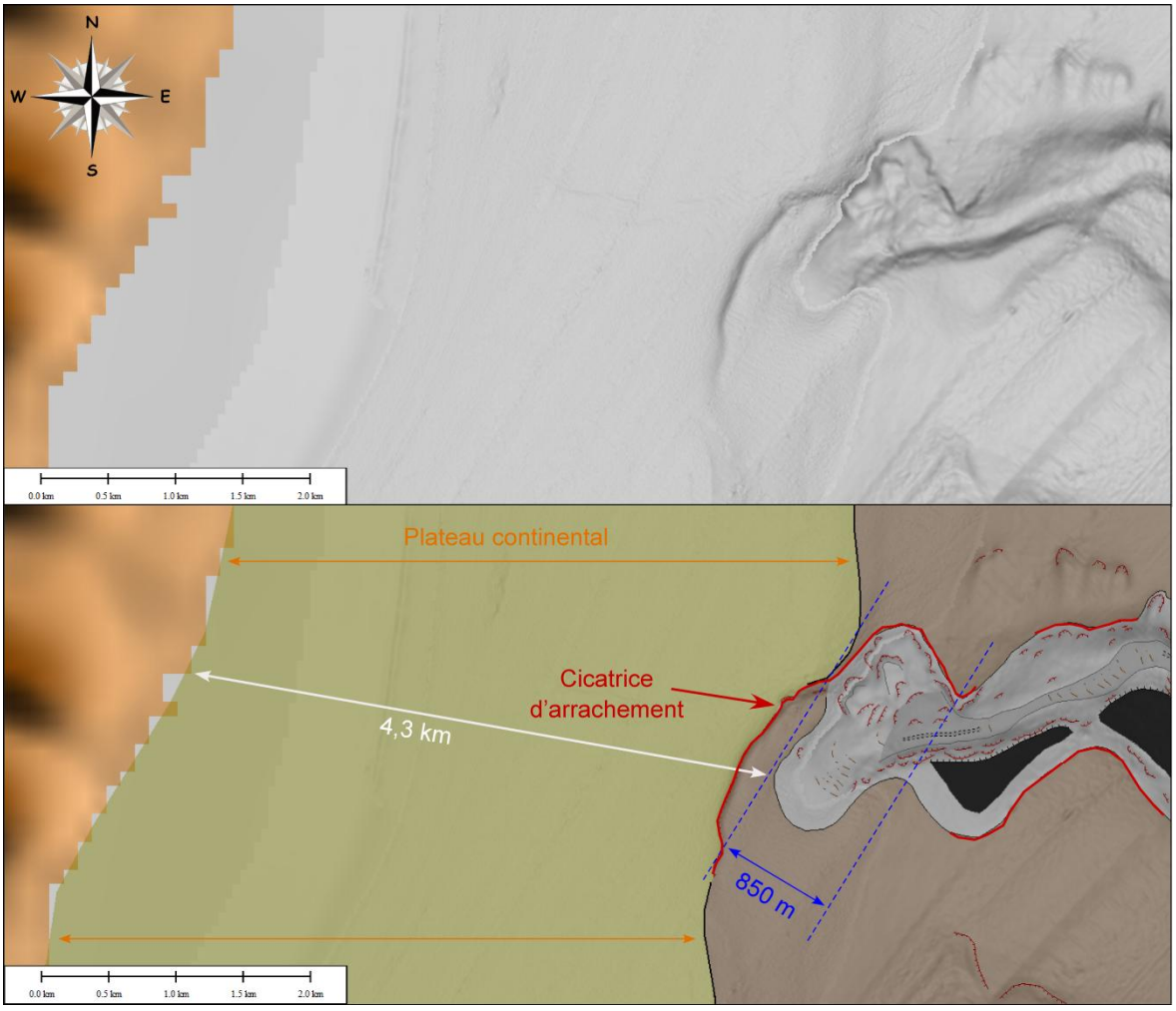


Figure 6-77 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique de la zone de la tête du système Assi.

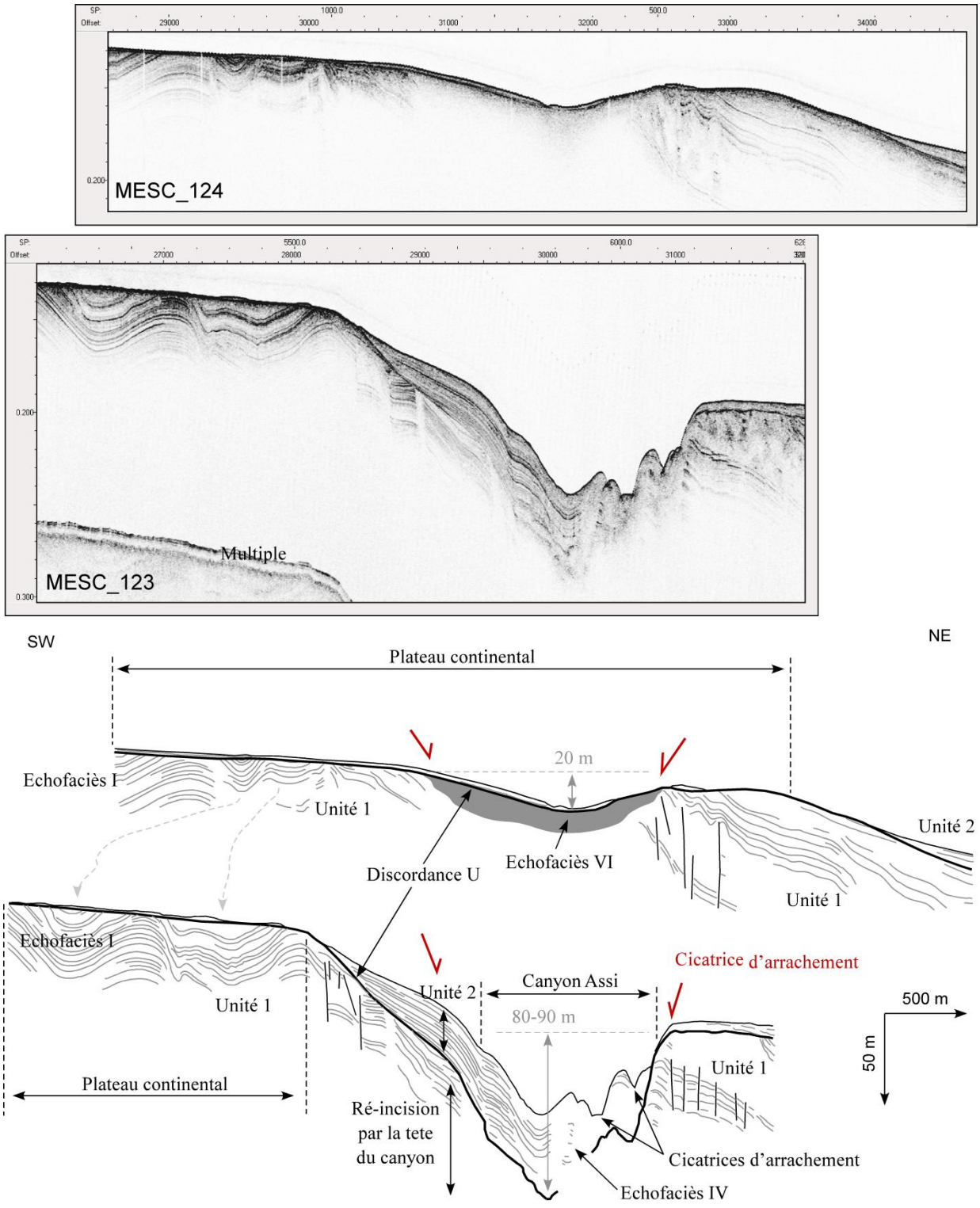


Figure 6-78 : Interprétation de deux profils Chirp en amont et à travers la tête du canyon Assi (Voir localisation sur la Figure 6-76).

Dans la partie plus en amont, la cicatrice est associée à un échofaciès de type VI de l'Unité 1, probablement du à des dépôts sédimentaires grossiers, alors que plus en aval, le remplissage par l'Unité 2 est plutôt I à IV, continu à chaotique, associé à la présence de deux cicatrices d'arrachement (Figure 6-78). La tête du canyon Assi présente un caractère dominant en aggradation, au vue de l'épaisseur de l'Unité 2, et diminuant vers les flancs (Figure 6-78). En effet,

l'épaisseur de l'Unité 2 n'est que de quelques mètres de part et d'autre du canyon Assi et est parfois absente Les dépôts sédimentaires de l'Unité 2 semble s'être déposés en majorité dans l'axe du canyon Assi (Figure 6-78).

8.2.3. Caractéristiques morphométriques

Le canyon Assi se caractérise par une longueur totale de plus de 42 km et s'étend suivant le sens de plus grande pente du haut structural Stilo, de profondeurs d'eau variant de 130 m à plus de 1500 m (Cahier Annexe-canyon Assi). Son profil topographique longitudinal présente une partie supérieure relativement linéaire et une partie inférieure plus convexe, avec des inclinaisons variant de 1,5 à 2° en amont et jusqu'à presque 2,5° en aval de son thalweg (Cahier Annexe-canyon Assi). Sa partie supérieure linéaire est associée à une direction générale du thalweg NNW/SSE, tandis que sa partie supérieure est de direction générale N/S et est associée à augmentation de l'inclinaison du haut structural passant de 1,5-2° à plus de 3° (Cahier Annexe-canyon Assi). L'inclinaison moyenne de tout le thalweg Assi se caractérise par une valeur de 2° (Cahier Annexe-canyon Assi). Les interfluves du canyon Assi présentent également un profil de pente à tendance linéaire dans leur partie supérieure et convexe dans leur partie inférieure (Cahier Annexe-canyon Assi).

Son indice de sinuosité moyen est élevé avec une valeur de 1,45, lui conférant un aspect sinueux à tout le canyon Assi, qui est cependant plus accentué dans sa partie supérieure (Cahier Annexe-canyon Assi). En effet, la partie supérieure à tendance linéaire du canyon Assi est associée à une sinuosité localement plus élevée, atteignant la valeur de 1,57 (Cahier Annexe-canyon Assi et Figure 6-79). Sa partie inférieure convexe, quant à elle, présente un indice de sinuosité relativement faible de 1,2° (Cahier Annexe-canyon Assi).

La profondeur moyenne d'incision du canyon Assi se caractérise par des valeurs de 65 m (Cahier Annexe-canyon Assi). Cependant, la comparaison des profils des interfluves, montre que l'incision du canyon est plus forte en amont. En effet, alors que les interfluves se trouvent à une hauteur de presque 100 m par rapport au thalweg dans la partie supérieure du canyon, ceux-ci tendent à se confondre avec le thalweg en aval, vers la base du haut structural (Cahier Annexe-canyon Assi).

Le canyon Assi se caractérise par une largeur moyenne de 1,1 km mais tend à diminuer vers l'aval, passant ainsi de valeurs d'environ 1,5-2 km à 1 km (Cahier Annexe-canyon Assi). Son thalweg présente une largeur moyenne de 390 m mais semble présenter une diminution légère vers l'aval. Dans la partie supérieure, le thalweg peut devenir très étroit et présenter une largeur d'une centaine de mètres lorsque la sinuosité est localement élevée (Cahier Annexe-canyon Assi et Figure 6-76).

La morphologie du canyon Assi est globalement en « V » sur tout son parcours lui conférant un caractère érosif en profondeur, bien qu'il puisse présenter localement des morphologies en

« U », notamment dans sa partie supérieure dans des zones présentant un thalweg localement linéaire (Cahier Annexe-canyon Assi et Figure 6-76).

8.2.4. Eléments architecturaux

Le canyon Assi est morphologiquement relativement simple. En effet, la partie inférieure de son thalweg est un conduit fin et associée à une faible sinuosité. Il ne comporte aucune structure morphologique particulière ; il n'est affecté que par des instabilités sur ses flancs (Figure 6-76). Ces instabilités, également présentes dans la partie supérieure du canyon, se caractérisent par des hauteurs de 20 à 30 m et des largeurs de 100 à 300 m. Leur densité moyenne est de 4-5 par km^2 dans la partie inférieure et de 7-9 cicatrices d'arrachement par km^2 dans la partie supérieure (Figures 6-76 et 6-79).

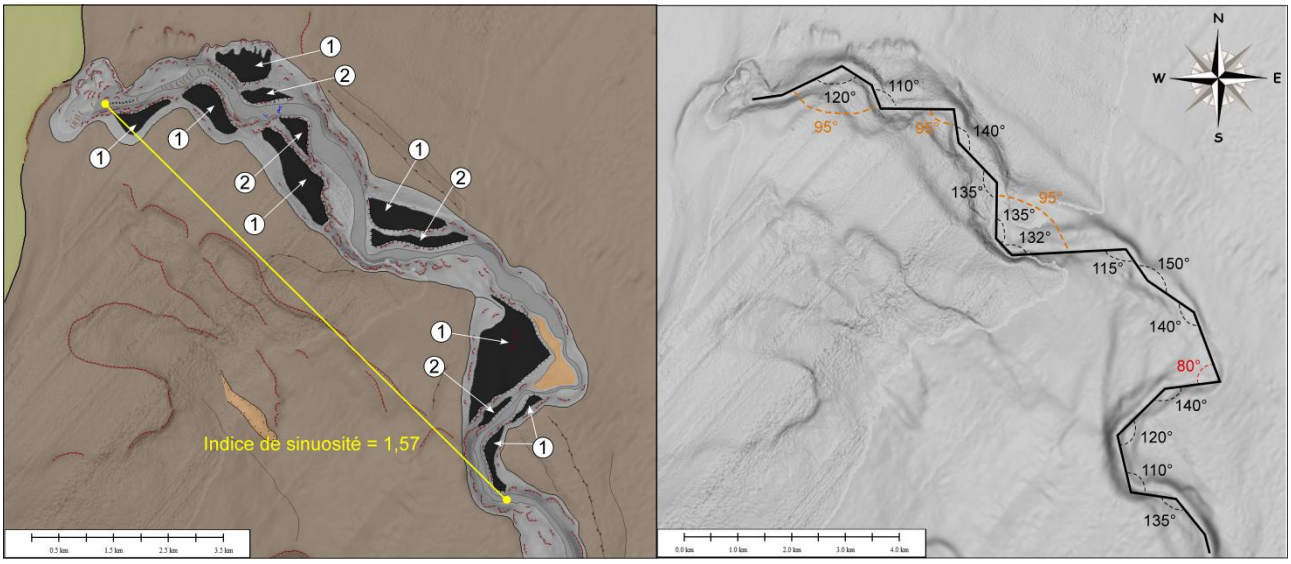


Figure 6-79 : Interprétation morphologique de la partie supérieure du canyon Assi, montrant la formation de terrasses associées à un méandre.

La partie supérieure du canyon, dont l'indice de sinuosité est élevé (Figure 6-79), présente davantage d'éléments architecturaux. Elle présente des terrasses d'une ou plusieurs générations sur plus de 15 km (Figure 6-79). Toutes ces terrasses sont associées à la formation de méandres et se positionnent sur leur flanc interne. Les deux terrasses d'une seule génération, et situées les plus en amont sur le flanc Sud du canyon, se localisent à des hauteurs moyennes de 40 par rapport au fond du thalweg. En revanche, tous les autres ensembles de terrasses constituées de deux générations, présentent une première génération à une hauteur variant de 60 à 65 m et une seconde génération se localisant à 20-25 m du fond du thalweg. Toutes ces terrasses présentent des dimensions de 1 à 2 km de long et de la centaine de mètres à plus d'un kilomètre de large (Figure 6-79). Ces terrasses

sont géométriquement bien définies, avec des formes triangulaires à parallélépipédiques, et généralement bien alignées entres-elles à l'intérieur d'une ensemble de terrasses (Figure 6-79). Elles présentent les mêmes caractéristiques acoustiques que celles décrites précédemment.

On observant cette partie du thalweg, on s'aperçoit que les angles formés par les méandres sont très fort (Figure 6-79). En effet, les angles formés varient de 80° à 150°, bien que si l'on regarde l'angle formant globalement chaque méandre, la valeur des angles augmente à 80-95° pour la grande majorité (Figure 6-79). En plus d'être caractérisé par une forte sinuosité, le canyon Assi présente des changements de direction quasi orthogonaux sur quelques kilomètres (Figure 6-79).

De plus dans sa partie extrême amont, le thalweg présente sur presque 3 km, la présence de formes de fond et de sur-incisions s'intercalant (Figure 6-79). Ces dernières se caractérisent par des largeurs de 50 à 90 m et une profondeur de quelques mètres. Les formes de fond ont une amplitude maximum d'1 m et des longueurs d'onde de la centaine de mètres environ. Elles présentent un flanc aval moins raide que le flanc amont et sont interprétées comme des rides sédimentaires évoluant vers l'aval.

De plus, une structure venant obstruer légèrement le thalweg en aval de la partie supérieure du canyon (couleur orange-Figure 6-79), ne présente pas une forme en replat, telle que celle caractérisant les terrasses. Sa surface est beaucoup moins lisse, et sa géométrie n'est pas claire. Cette structure rugueuse est interprétée comme étant une zone de dépôts interne au canyon. Au vue de la sinuosité locale de plus de 1,6, formant un « S » à l'envers du thalweg, et caractérisé par l'angle le plus petit de la zone à méandre (80°-Figure 6-79), cette partie du thalweg pourrait être un piège à sédiments et les déposeraient localement sur le flanc interne, en pied de terrasse (Figure 6-79).

8.2.5. Contexte de mise en place

Le canyon Assi se situe sur le haut structural Stilo dans le Sud de la Marge Calabro-Ionienne est associé à une zone de grande instabilité, avec la présence de trois grands glissements (MTD_A1-a et MTD_A2-a et MTD_A2-b ; Figure 6-80), reconnaissables par des cicatrices d'arrachement sur les données bathymétriques, au Sud/Sud-Ouest du canyon (Figure 6-80). Leur la direction générale est semblable à celle du canyon Assi (Figure 6-80).

Alors que dans la partie supérieure de la pente continentale, l'instabilité MTD_A1-a se caractérise par une superficie de plus de 13 km^2 et se situe à plus d'1 km au Sud-Ouest des flancs du canyon, la partie inférieure du haut structural Stilo se caractérise par les instabilités MTD_A2 (a et b) d'une superficie de plus de 48 km^2, et dont les derniers 10 km sont associés et limités par le thalweg du canyon Assi (Figure 6-80). En faisant un profil transverse à travers le MTD_A2-a (E/F-Figure 6-80), on observe la profondeur d'eau du flanc Ouest de la cicatrice se situe dans le même ordre de grandeur que le flanc Est du canyon Assi (Figure 6-80). Le thalweg du canyon Assi semble

délimité et prendre place sur le flanc Est de la zone de glissement. La profondeur de cette zone de glissement varie de 75-80 m à 50-60 m, et s'approfondie sur 150 m dans le thalweg du canyon (Figure 6-80). En observant un profil transverse plus en amont à travers le MTD_A2-b (C/D-Figure 6-80), et dont la limite Est de la cicatrice est bien remarquable et à environ 2,8 km du thalweg Assi, on se rend compte que les profondeurs associées à la zone de glissement sont relativement les mêmes, variant ainsi de 75-80 m à 50-60m vers l'Est (Figure 6-80). Ceci pourrait confirmer que la limite Est du glissement MTD_A2-a, invisible sur les données bathymétriques pourrait en fait avoir était le lieu d'une érosion plus intense sur laquelle s'est superposé le canyon Assi, effaçant ainsi sa limite (Figure 6-80).

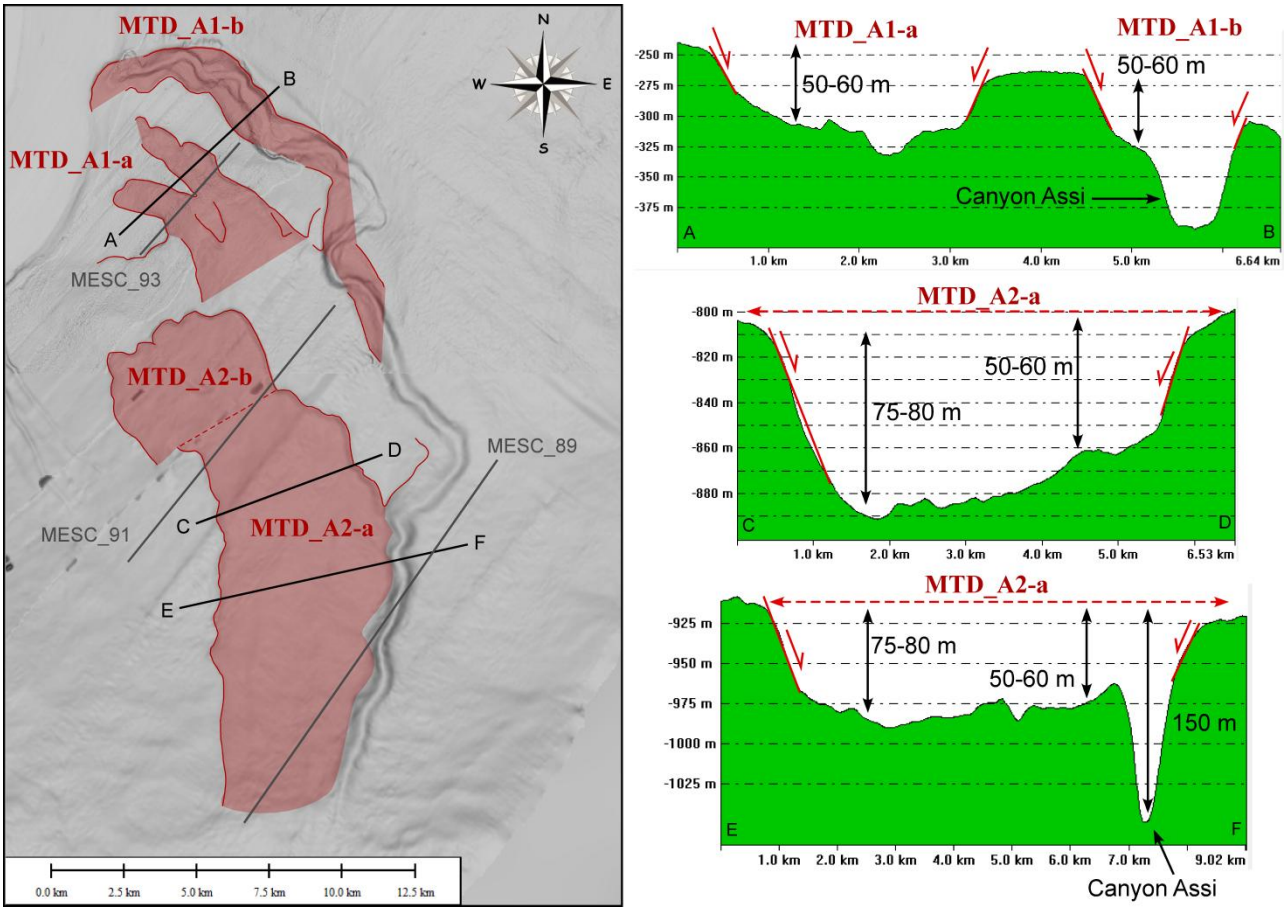


Figure 6-80 : Carte bathymétriques en nuances de gradient de pente illustrant les deux grandes zones de glissements à l'Ouest du canyon Assi, et trois profils transverses à travers les zones d'instabilités.

Sur les profils Chirp (Figure 6-81), on aperçoit des dépôts à l'intérieur des zones de stabilités MTD_A1-a et MTD_A2-a et b, pouvant présenter des réflecteurs internes encore bien lités et subparallèles et de moyenne à faible amplitude, ainsi que des paquets localement plus chaotique (Figure 6-81). Ces dépôts sont épais de 20-30 m et sont en discordance avec l'unité sous-jacente et affectée par les instabilités, puisque l'on observe des troncatures d'érosion, à la base des dépôts et au niveau des zones de rupture (Figure 6-81). Toute la zone est ensuite scellée par un drapage

transparent et d'une épaisseur d'une dizaine de mètres (Figure 6-81). De plus, l'évolution amont-aval des dépôts associés à ces MTDs semble évoluer de la même manière. En effet, dans leur zone amont, l'unité associée aux glissements présente encore de nombreux réflecteurs internes lités continus et subparallèles, de moyenne à faible amplitude (MESC_93 et MESC_91-Figure 6-81). En revanche, plus on se déplace vers l'aval des zones de ruptures, et plus l'échofaciès associés à l'unité des MTDs devient chaotique voire transparent (MESC_91 et MESC_89-Figure 6-81). On en déduit donc que les dépôts internes à chaque zone de rupture sont en fait les glissements, et que la rupture de ces masses glissées s'est faite de manière translationnelle, et que les dépôts subissent un remaniement plus important vers l'aval des MTD.

Plus particulièrement, au Nord-Est du MTD_A2-b, on retrouve une unité sédimentaire présentant un échofaciès plus chaotique et transparent (MESC_91-Figure 6-81). Cette zone, alignée suivant la direction du MTD_A1-a (Figure 6-80), a pu être affectée par les dépôts de ce dernier, lui conférant ainsi un échofaciès plus chaotique (MESC_91-Figure 6-81). En revanche, le MTD_A2-a est associée à la présence du thalweg du canyon Assi (MESC_89-Figure 6-81). Alors que l'on peut suivre encore les dépôts associés au glissement au Sud-Ouest du thalweg Assi, ceux-ci sont interrompus et montrent des troncatures d'érosion au niveau du flanc Ouest du canyon Assi (Figure 6-81). En revanche, à l'Est du thalweg Assi, on n'observe aucun dépôt chaotique voire transparent associés au MTD_A2-a (MESC_89-Figure 6-81). Cette zone est associée à des dépôts sédimentaires présentant un échofaciès II. Il semble donc que le canyon soit postérieur à l'instabilité et qu'il s'est mise en place et ait entaillé le flanc Est de la cicatrice d'arrachement du MTD_A2-a (Figures 6-80 et 6-81).

De plus, ces MTDs présente une chronologie d'évènements gravitaires (Planinšek, 2011). Le MTD_A1-a (Figure 6-80) est considéré comme le plus ancien, au vue de l'absence de dépôt associé dans la partie supérieure de la cicatrice d'arrachement MTD_A2-b se trouvant plus en aval dans sa lignée (Figure 6-80). En revanche, au Nord-Est de la cicatrice du MTD_A2-b, on retrouve des dépôts chaotiques associés au MTD_A1-a (Planinšek, 2011). Le MTD_A2 semble quant à lui plus récent, et divisé en deux évènements ; MTD_A2-a et MTD_A2-b (Planinšek, 2011). Le MTD_A2-b est identifié comme un glissement plus récent au MTD_A2-a et d'origine régressive (Planinšek, 2011), et recouvrant de matériaux remaniés la zone supérieure de la cicatrice d'arrachement du MTD_A2-a (Figure 6-81 ; Planinšek, 2011).

Enfin, comme nous l'avons vu, la tête du canyon Assi se met en place dans une cicatrice d'arrachement (Figures 6-77 et 6-78) dont la limite amont se situe en rebord du plateau continental à 120 m de profondeur d'eau, correspondant à de la baisse du niveau marin relatif du dernier épisode glaciaire (Figure 6-78). Le canyon Assi est associé à la formation de terrasses dans sa partie supérieure (Figure 6-79). La hauteur des interfluves du canyon par rapport à la première génération de terrasses formée dans le thalweg du canyon Assi est du même ordre de grandeur que la hauteur des cicatrices observées plus au Sud-Ouest, de l'ordre de 50-60 m (Chapitre 6).

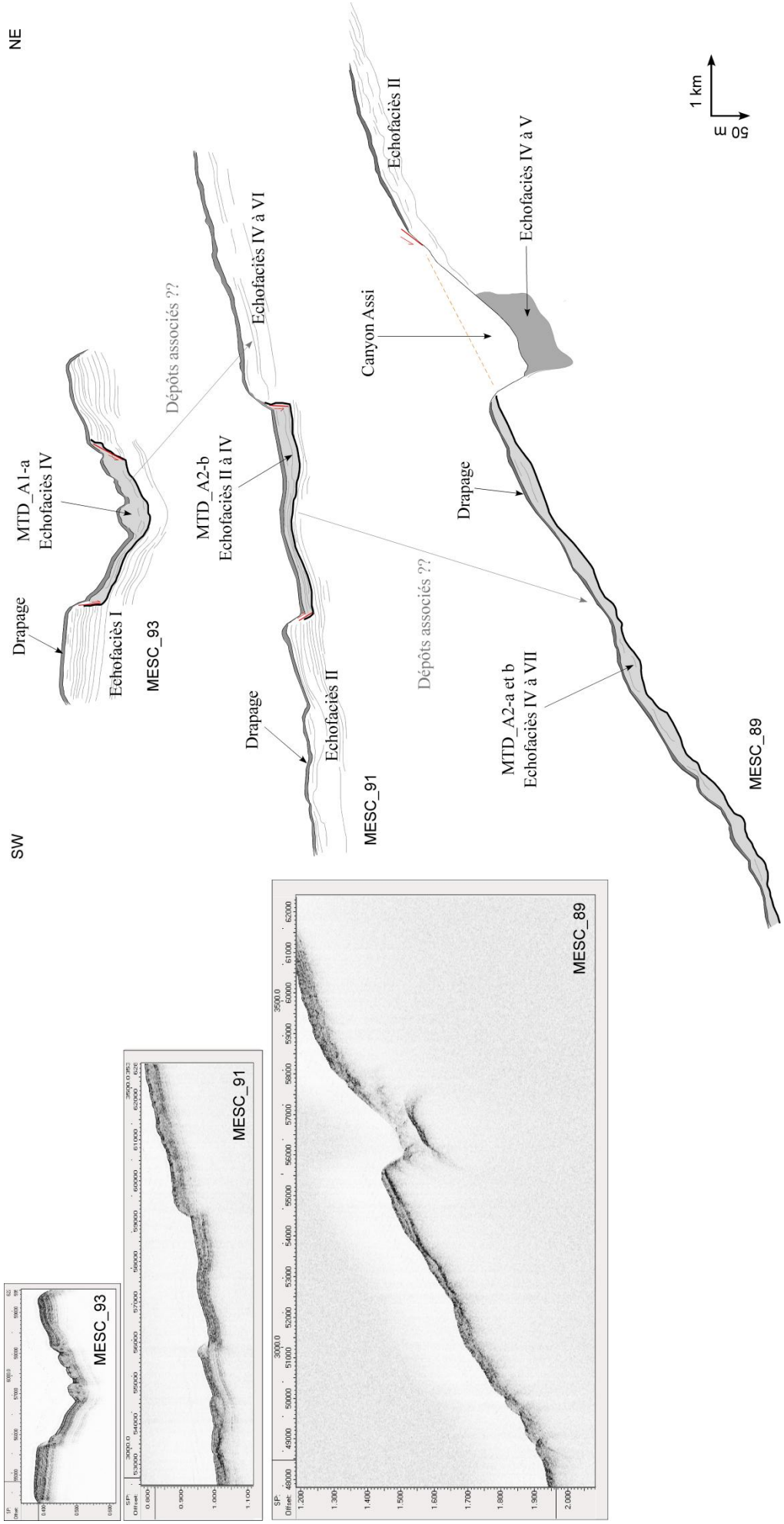


Figure 6-81 : Interprétation de profils Chirp à travers les MTD_A1-a et MTD_A2-a et b, et le thalweg du canyon Assi (voir localisation des profils sur la Figure 6-70).

La trace de ces terrasses est interprétée comme étant les limites superficielles de la cicatrice d'arrachement, MTD_A1-b (Figure 6-80), dans laquelle se met en place le canyon Assi. Les générations suivantes de terrasses sont interprétées comme associées à l'évolution des méandres du canyon Assi (Figure 6-79). Cette cicatrice est contemporaine à la baisse du niveau marin relatif du dernier bas niveau marin (Figure 6-78) et on en déduit donc que le canyon Assi daterait également du LGM. Et comme cette cicatrice recoupe les dépôts aval associés au MTD_A1-a, on en déduit qu'elle est plus fraiche et est donc plus récente (Figures 6-80 et 6-81). Le MTD_A1-b associé au canyon Assi se serait donc mis en place après le MTD_A1-a, qui tous deux sont donc antérieurs aux MTD_A1-a et b, plus au Sud du canyon et plus bas sur la pente continentale (Figure 6-80).

Le canyon Assi à un caractère fortement érosif puisqu'il entaille le MTD_A2-a et les unités sous-jacentes (Figure 6-80). Il présente cependant un caractère en déposition puisque qu'il est associé à des dépôts internes chaotiques à hyperboliques (MESC_89-Figure 6-81) et fortement aggradant dans la zone de sa tête (Figure 6-78).

8.2.6. Bassin versant et caractéristiques hydrologiques

Le canyon Assi est dans la lignée de la rivière torrentielle Assi (Fiumara), cours d'eau typique de la Marge Calabro-Ionienne, mais présente comme tous les cours d'eau de la Marge Calabro-Ionienne un régime hydrologique torrentiel (Figure 6-82). La superficie du bassin versant Assi est de 73 km^2 et son périmètre est de 53 km (Figure 6-82 et Annexe Assi). Son altitude maximum est de 1319 m. Son plus grand affluent mesure plus de 25 km de long et présente une inclinaison moyenne de 3 ° typique des rivières torrentielles (Figure 6-82 et Cahier Annexe-canyon Assi).

Le débit liquide de la rivière torrentielle Assi atteint ses maximums durant les mois d'hiver, de décembre à mars-avril, avec des valeurs de 2 à 2,7 $m^3.s^{-1}$ (Figure 6-82). Durant les mois estivaux, le débit liquide mesuré de la rivière est à peine de 0,2-0,3, ce qui reste cependant des valeurs relativement faibles typique des régimes torrentiels.

Les apports sédimentaires théoriques mensuels calculés atteignent un maximum durant les mois de janvier et décembre avec une valeur d'environ 30-32 t et sont divisés par deux et s'abaissent à des valeurs de l'ordre de 15-20 t durant les autres mois hivernaux (Figure 6-82). En revanche, du mois de juin à septembre, les apports sédimentaires calculés sont quasi-nul (Figure 6-82).

Les apports sédimentaires en suspension annuels moyens théoriques calculés présentent des valeurs variant de 89 à 107 t, et la charge en suspension moyenne théorique calculée présente une valeur de 1,1 à $1{,}2.10^{-3}$ $kg.m^{-3}$ (Figure 6-82).

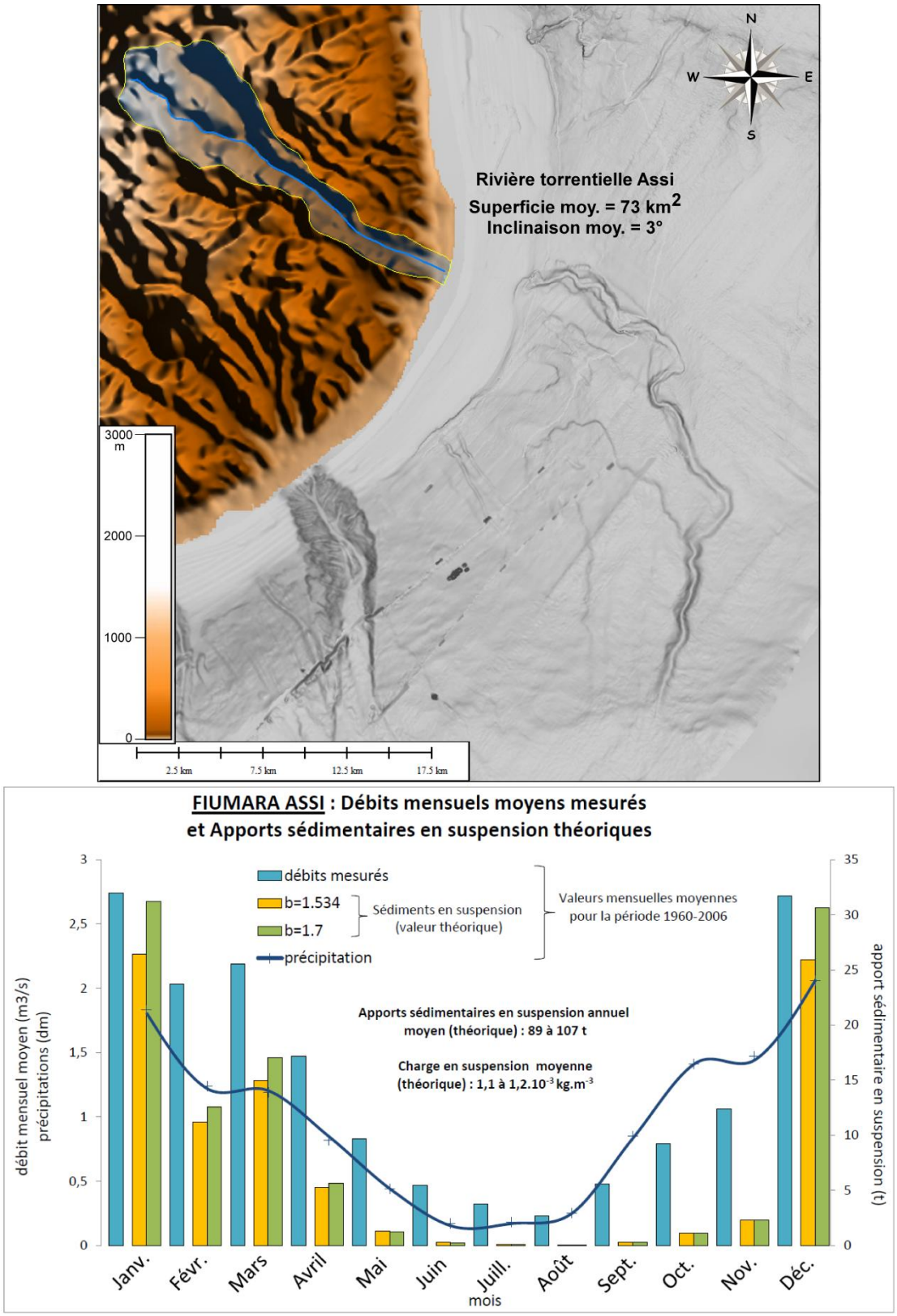
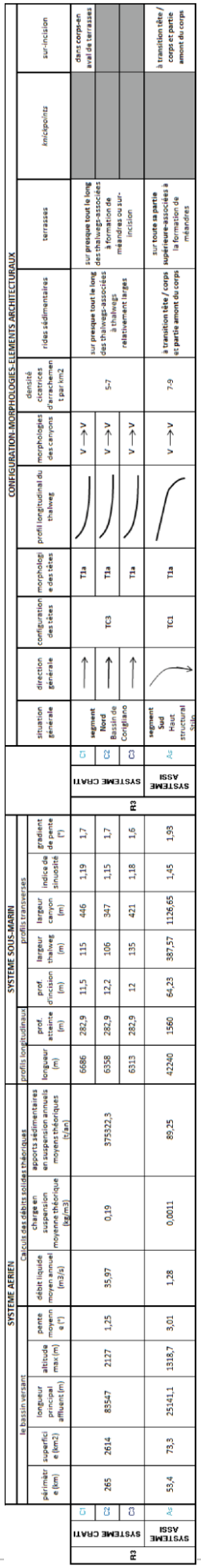


Figure 6-82 : Carte localisant le bassin versant de la rivière torrentielle Assi, ses principales caractéristiques, et graphique des précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels.

8.3. Conclusion sur les systèmes de canyons de type R3



R3			le bassin-versant				SYSTEME AERIEN	SYSTEME SOUS-MARIN														CONFIGURATION-MORPHOLOGIES-ELEMENTS ARCHITECTURAUX							
			périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude maxi (m)	pente moyenne (°)	débit liquide moyen annuel (m3/s)	Calcul des débits solides théoriques charge en suspension moyenne théorique (kg/m3)	apports sédimentaires en suspension annuels moyens théoriques (t/an)	profils longitudinaux longueur (m)	profil longitudinaux prof. atteinte (m)	profils transverses prof. d'incision (m)	profils transverses largeur thalweg (m)	profils transverses largeur canyon (m)	profils transverses indice de sinuosité	profils transverses gradient de pente (°)		situation générale	direction générale	configuration des têtes	morphologie des têtes	profil longitudinal du thalweg	morphologies des canyons	densité cicatrices d'arrachement par km2	rides sédimentaires	terrasses	knickpoints	sur-incision
		C1																										
		C2	265	2614	83547	2127	1,25	35,97	0,19	375322,3	6686	282,9	11,5	115	446	1,19	1,7		segment Nord Bassin de Corigliano			T1a		V —> V	5-7	sur presque tout le long des thalwegs-associées à thalwegs relativement larges	sur presque tout le long des thalwegs-associées à formation de méandres ou sur-incision		dans corps-en aval de terrasses
		C3									6358	282,9	12,2	106	347	1,15	1,7			TC3	T1a		V —> V					
											6313	282,9	12	135	421	1,18	1,6				T1a		V —> V					
	SYSTEME ASSI	As	53,4	73,3	25141,1	1318,7	3,01	1,28	0,0011	89,25	42240	1560	64,23	387,57	1126,65	1,45	1,93		segment Sud Haut structural Sila	TC1	T1a		V —> V	7-9	à transition tête / corps et partie amont du corps	sur toute sa partie supérieure-associées à la formation de méandres	à transition tête / corps et partie amont du corps	à transition tête / corps et partie amont du corps
	SYSTEME CRATI	C1																										
		C2																										
		C3																										

Figure 6-83 : Tableau récapitulatif et comparatif des différents paramètres morphologiques, morphométriques des canyons et bassins versants associés, et des éléments architecturaux des cinq systèmes de canyons du type R3 : le système Crati et le système Assi.

Le système Crati et le système Assi ont ceci de particulier qu'ils sont les uniques systèmes de la Marge Calabro-Ionienne à être isolés et détachés d'autres systèmes plus grands. Alors que le Crati est confiné au centre du Bassin Corigliano et présente une direction générale W/E, le canyon Assi se situe sur un haut structural et présente une direction N/S (Figure 6-83). Ils sont tous les deux associés à des méandres, la formation de nombreuses terrasses, sur une partie ou sur tout le long du thalweg, et présente une sinuosité relativement élevée (Figure 6-83). De plus, ils ne présentent pas la présence de *knickpoints* et très peu de sur-incisions (Figure 6-83).

Ils se différencient sur beaucoup d'aspects, notamment sur le profil topographique (concave pour le Crati et linéaire à convexe pour Assi), l'inclinaison moyenne (bassin sédimentaire versus haut structural) ou sur la longueur (le Crati est plus de 6 fois plus petit que l'Assi) (Figure 6-83). De plus, le Crati est en connexion directe avec le plus grand fleuve de la marge, alors l'Assi est un canyon confiné à la pente continentale et sans connexion directe avec sa rivière torrentielle (Figure 6-83). Les apports sédimentaires en suspension annuels moyens calculés sont 4000 à 9000 fois plus importants pour le fleuve Crati que pour la rivière torrentielle Assi (Figure 6-83). La charge en suspension moyenne est quant à elle 200 fois plus élevée pour le fleuve Crati. De plus, alors que tout le système Crati présente des rides sédimentaires, le canyon Assi n'en présente que très peu dans sa partie amont (Figure 6-83). Dans ce type de système, il semble que la configuration du canyon et les caractéristiques hydrologiques des bassins versants aient un lien direct avec la présence de rides sédimentaires dans le thalweg.

Mise à part de nombreuses différences, ces deux systèmes semblent se réunir sur une particularité : la présence d'une zone à grandes instabilités. En effet, comme nous l'avons vu précédemment, le système Crati se met en place au-dessus de deux des plus grands MTDs associé au Bassin Corigliano. Le système Assi, en revanche, se met dans une zone fortement associée à des instabilités du haut structural Stilo, se mettant en place dans un MTD sur la partie supérieure de la pente continentale et entaillant un autre MTD dans la partie inférieure de la pente continentale. Ce sont des MTDs qui sont généralement bien plus larges que les systèmes, et qui peuvent présenter des extensions longitudinales du même ordre de grandeur que ces systèmes.

CHAPITRE 7

Les Canyons Sous-Marins de la Marge Nord du Bassin Ligure : Analyse Morpho-Bathymétrique

La marge Ouest du bassin Ligure sur laquelle je me suis focalisée se situe le long de la bordure Sud des Alpes et du massif cristallin externe de l'Argentera qui culmine a plus de 3200 m (Figure 7-1). Ce haut relief génère de nombreux bassins versants drainés par des fleuves côtiers, affectés d'un régime torrentiel, qui permettent un transfert sédimentaire jusque sur la marge continentale. La taille des bassins versants diminue fortement vers l'Est, tandis que leur pente moyenne augmente (Figure 7-2). Ainsi, à l'Ouest, la superficie du bassin versant du Var est de 10 à 30 fois plus grande que celle des autres bassins situés plus a l'Est. Leur pente moyenne, quant à elle, augmente d'environ 1° pour le bassin versant du Var à 3-4° pour ceux situés plus à l'Est.

La zone étudiée, localisée le long de la marge entre les villes d'Antibes et d'Imperia, couvre des profondeurs allant de moins de 50 m jusqu'à 2500-2600 m (Figure 7-2). Elle se caractérise par un plateau continental très étroit (2 à 5 km au maximum) ou absent au large de Nice, dans la Baie des Anges. La rupture de pente entre la plateforme continentale et le talus continental est donc très proche de la ligne de côte, à 50-100 m de profondeur en moyenne, et à moins de 20 m au large de l'aéroport de Nice (Dan et al., 2007). La pente continentale s'étend jusqu'à des profondeurs de 2200-2300 m, à environ 25 km de la côte et sa pente moyenne est de 5-6° mais peut atteindre 11-12° (Cochonat et al., 1993). La base de la pente continentale est caractérisée par une décroissance brutale de son inclinaison jusqu'à des valeurs inférieures à 3°. Dans le bassin profond (2600 m), le gradient de pente est souvent inferieur à 1°.

1. INTRODUCTION A L'ANALYSE MORPHO-BATHYMETRIQUE ET SISMIQUE DES CANYONS DE LA MARGE LIGURE

Dans la zone étudiée, la pente continentale est entaillée par six canyons : le Canyon du **Var**, du **Paillon**, de la **Roya**, de la **Taggia**, de la **Nervia** et le Canyon **Verde**. L'orientation générale de ces canyons varie de Nord-Ouest/Sud-Est (Var), à Nord-Nord- Ouest/Sud-Sud-Est mais reste sub-perpendiculaire à la direction générale de la marge. A partir de la Figure 7-2, on peut déjà observer des différences morphologiques entre ces 6 canyons, que ce soit en terme d'incision (érosion), de taille ou de sinuosité. Les Canyons du Var et du Paillon, caractérisés par une large tête en forme d'amphithéâtre et fortement ramifiées et dendritiques, ont entièrement incisé le plateau continental et sont directement connectés aux fleuves Var et Paillon. Ces deux canyons se rejoignent à 1600 m de profondeur pour ne former plus qu'une seule vallée sous-marine de 170 km de long (Migeon et al., 2006). La pente continentale qui les sépare est instable et intensément affectée par des *gullies* et des mouvements en masse de petites et grandes tailles (Klaucke et Cochonat, 1999 ; Migeon et al., 2011). Les canyons de la Roya, de la Nervia et de la Taggia, dont les dimensions des têtes diminuent et sont moins ramifiées, incisent le plateau continental mais ne sont pas en connexion directe avec un système fluviatile. Ils débouchent dans une même vallée sous-marine en base de pente, qui rejoint la partie terminale de la Vallée Moyenne du Var au point

N43°31'/E7°52'. Enfin, le Canyon Verde, au large d'Imperia, n'incise pas le plateau continental et reste confiné sur la pente continentale. Cette partie est une introduction aux deux articles en anglais qui suivent et dans lesquels sont développés les processus de formation et d'évolution des canyons de la Marge ouest Ligure.

On observe également une évolution d'Ouest en Est dans la morpho-structure des canyons. Les canyons du le Var et du Paillon montrent une morphologie plus accentuée que la Taggia ou le Verde. Ces derniers sont en effet moins érodés, de taille plus petite et moins marqués dans la morphologie de la marge continentale. La longueur totale du thalweg des canyons est de plus de 22 km pour les quatre canyons situés le plus à l'Ouest puis de 18 km pour le Canyon Verde (Figure 7-7). L'indice de sinuosité sur la totalité de la longueur des six canyons étudiés tend vers une moyenne de 1,1-1,2 (Figure 7-7). Cependant, on observe globalement que la sinuosité, la profondeur d'incision et le gradient de pente sont généralement plus forts dans les têtes de canyons que dans les corps et que ces paramètres tendent à fortement diminuer au niveau des embouchures, bien que le canyon Verde fasse exception avec une augmentation de son inclinaison vers l'aval (Figure 7-7). Les profils topographiques transverses aux canyons illustrent le changement d'une morphologie en V dans la zone de la tête à une morphologie en U vers l'embouchure : ceci est caractéristique du passage d'un caractère érosif à un élargissement du thalweg vers la base de la pente continentale (Figure 7-7). Le canyon Verde fait encore exception, caractérisé par une morphologie en V sur toute la longueur de son profil et par un caractère érosif dominant (Figure 7-7). Ainsi, on observe aussi un changement de morphologie entre l'Ouest et l'Est avec la diminution du caractère en U en allant vers le Canyon Verde (Figure 7-7). On peut dire qu'en termes de degré de maturité, les caractéristiques morphométriques et la configuration des têtes des canyons du Var et du Paillon sont plus typiques de canyons matures. A l'inverse, celles du canyon du Verde sont plus typiques de canyons dits juvéniles car confinés à la pente continentale et moins marqués dans la morphologie de la marge continentale.

Des profils topographiques longitudinaux suivant le fond de chaque thalweg ont permis d'analyser le comportement actuel des canyons et leur évolution le long de la marge continentale. Des profils ont également été analysés le long des interfluves, considérées comme reflétant le profil initial de la pente continentale, afin d'établir des comparaisons entre la morphologie des thalwegs et celle de la pente continentale (Figure 7-7). D'une manière générale, les profils des canyons et des interfluves suivent une évolution similaire d'Ouest en Est, d'une tendance concave à linéaire d'inclinaison moyenne de 3-5° à une tendance convexe (bombement vers le large) d'inclinaison moyenne de 6-8° (Figure 7-7).

Enfin, l'analyse des profils sismiques a révélé que les canyons de la marge se situaient toujours dans des gouttières préalablement creusées au cours de la phase d'érosion Messinienne (Figures 7-4, 7-5, 7-6 et 7-8). Au-dessus de cette surface Messinienne, les canyons se construisent tous suivant le même mode, avec 4 Unités sédimentaires Plio-Quaternaire principales, séparées par

des surfaces d'érosion majeures (Figures 7-4, 7-5 et 7-6). On a également pu observer le long de la Marge Ligure une évolution dans l'architecture interne des canyons sous-marins en fonction e la topographie pré-existante. Ainsi, les canyons suivant le tracé de failles normales ou de gouttières étroites (Roya, Nervia et Taggia) ont une sur-incision de leur thalweg et des flancs escarpés (plus de 20° en moyenne). Par contre, le Canyon Verde, construit dans une large gouttière, ne présente pas de sur-incision marquée, des flancs peu escarpés (maximum 8°) et des processus de construction au sein de son thalweg. Tous les canyons présentent une augmentation du caractère érosif vers le bas de la pente continentale. Deux évolutions ressortent de cette étude de profils sismiques : une évolution d'Ouest en Est (passage progressif entre un caractère érosif à aggradant) et une évolution du haut vers le bas de la pente continentale (accentuation du caractère érosif).

La première partie suivante corresponde à une étude morphométrique et hydrologique des bassins versants associés aux canyons étudiés sur la Marge Ligure. Puis deux autres parties correspondent à des articles en préparation qui rassemblent les résultats issus de l'analyse morpho-bathymétrique et de celle de l'architecture interne des canyons, et de l'analyse des processus sédimentaire. Pour le premier article, la discussion a pour but d'identifier les facteurs contrôlant la formation et l'évolution des canyons le long de cette marge en réactivation. Elle envisagera également deux origines à la formation des différentes configurations de canyons observés (en connexion directe ou en déconnexion avec le système subaérien associé). Pour le second, la discussion a pour but de contraindre la dynamique sédimentaire actuelle des canyons Roya et Taggia par l'étude de profils SAR et d'établir un modèle de la transformation des écoulements le long des thalwegs et jusqu'au bas de la pente continentale.

2. BASSINS VERSANTS ET CARACTERISTIQUES HYDROLOGIQUES

Grâce aux données hydrologiques de la littérature (Laurent, 1971 ; Syvitski et Schafer, 1996 ; Mulder et al., 1997) pour le fleuve Var, et celles obtenues dans la base de données du Plan des Bassins (Piani di Bacino) de la Province d'Imperia (http://pianidibacino.provincia.imperia.it/site/10853/default.aspx), il a été possible d'établir, comme pour les bassins versants de la Marge Calabro-Ionienne, les apports sédimentaires mensuels et annuels théoriques ainsi que la charge en suspension moyenne. Le bassin versant du fleuve Paillon faisant défaut de toutes données de débits liquides, aucun débit solide théorique n'a pu être établi pour celui-ci. Tous les calculs des charges en suspension et des apports sédimentaires mensuels et annuels sont disponibles pour les autres bassins versants dans les Annexes 7-20, 7-21, 7-22, 7-23 et 7-24. De plus, un récapitulatif de toutes les données morphométriques des canyons de la Marge Ligure et des bassins versants associés, ainsi que les données des débits liquides / solides se trouve en Figure 7-1. L'ensemble des bassins versants de la Marge Nord Ligure présentent des pentes abruptes, augmentant d'Ouest en Est, de l'ordre de 1-2° à 3-4° (Figures 7-1 et 7-8), leurs conférant un régime torrentiel très marqué (Mulder et al., 1996). De plus, leur régime hydrologique est

bimodal de type nivo-fluvial, ponctué par deux maximas associés aux crues brutales d'automne et des crues importantes au printemps dues à la fonte des neiges (Mulder et al., 1996).

	SYSTEME AERIEN							SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant				Calculs des débits solides théoriques			profils longitudinaux		profils transverses				
	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	débit liquide moyen annuel (m3/s)	charge en suspension moyenne théorique (kg/m3)	apports sédimentaires en suspension annuels moyens théoriques (t/an)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	inclinaison moy. (°)
Var	2820	120000	2352	1,12	51	0,32	646072	22000	1700	710	760	4390	1,2	4,3
Paillon	250	36000	1300	2				21800	1700	550	920	4230	1,14	4,3
Roya	662	59000	1850	1,8	12	0,034	15371	24000	2200	480	1020	4190	1,15	4,8
Nervia	185	28300	1875	3,8	3,66	0,005	1374	21500	2080	370	480	2920	1,3	5,2
Taggia	207	39200	2000	2,9	4,74	0,008	2581	20500	2300	480	700	3480	1,06	5,7
Verde	93,5	20000	1260	3,6	1,9	0,002	193	18000	2180	250	490	2860	1,1	6,6

Figure 7-1 : Tableau récapitulatif des données morphométriques des canyons Ligure et de leurs bassins versants associés, et des débits liquides / solides pour chacun d'entres-eux.

2.1. Le fleuve Var

Le canyon Var est directement connecté à l'embouchure du fleuve Var, dont la superficie est de 2820 km^2 et l'inclinaison moyenne de 1,2° (Figures 7-1 et 7-8). Le fleuve Var s'étend sur 120 km de long et prend sa source à plus de 2350 m d'altitude (Figure 7-1).

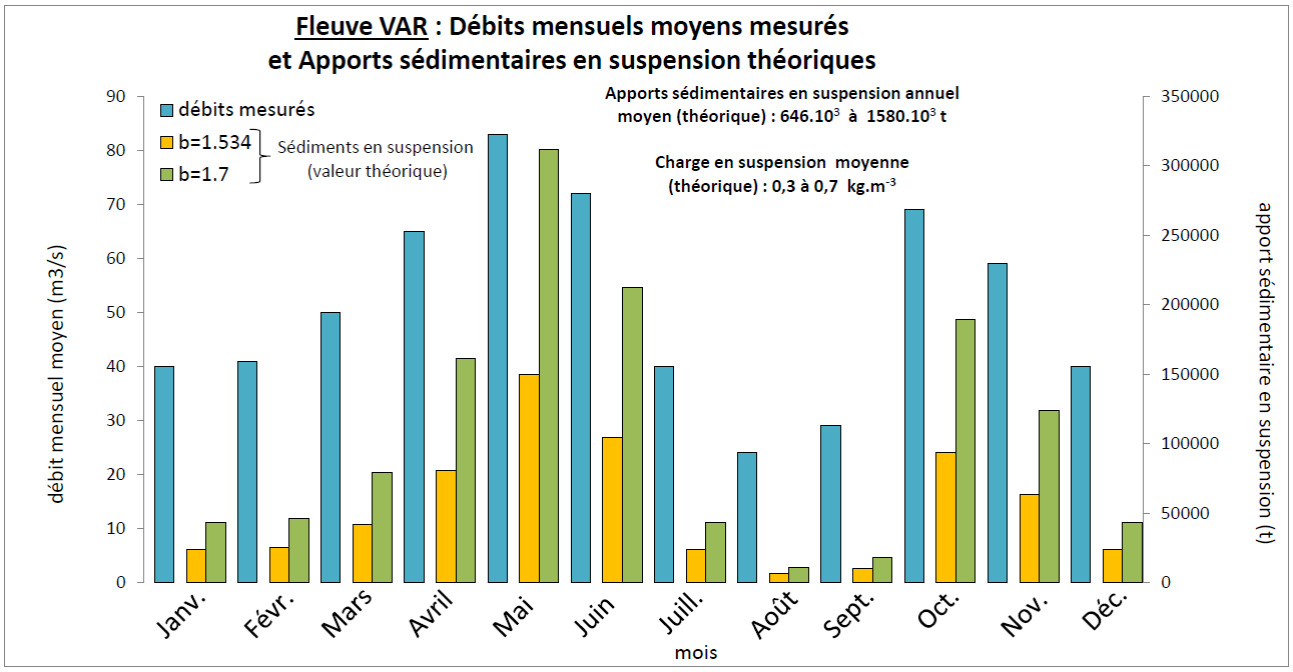


Figure 7-2 : Graphique des débits liquides mesurés et des apports sédimentaires théoriques mensuels du fleuve Var (données récoltées dans l'article de Mulder et al., 1997).

Le débit liquide du fleuve Var atteint ses maximums durant les mois de mai-juin et octobre-novembre avec des valeurs de l'ordre de 70-80 $m^3.s^{-1}$ (Figure 7-2). Durant les mois estivaux (juillet à septembre), le débit liquide diminue jusqu'à des valeurs de 25-40 $m^3.s^{-1}$ (Figure 7-2). Les débits liquides du Var sont semblables à ceux mesurés dans le bassin versant du Crati de la Marge Calabro-Ionienne, de superficie similaire, mais le fleuve Crati est monomodal avec un maximum durant les mois hivernaux, car n'étant pas associé à la fonte des neiges au printemps (Figure 6-74).

Les apports sédimentaires théoriques mensuels calculés (selon les mêmes critères que pour les bassins versants de la Marge Calabro-Ionienne) atteignent un maximum de 100 000 – 300 000 $t.mois^{-1}$ durant les mois de mai-juin et octobre et sont divisés par 5-10 durant les mois estivaux pour atteindre des valeurs de 10 000 – 60 000 $t.mois^{-1}$ (Figure 7-2).

Les apports en suspension annuels moyens théoriques calculés se caractérisent par des valeurs variant de 646.10^3 t à 1580.10^3 t (Figure 7-2 et Annexe 7-20), similaires aux données calculées par Mulder et al. (1997). La charge en suspension moyenne théorique calculée présente des valeurs de 0,3-0,7 $kg.m^{-3}$ (Figure 7-2 et Annexe 7-20).

2.2. Le fleuve Roya

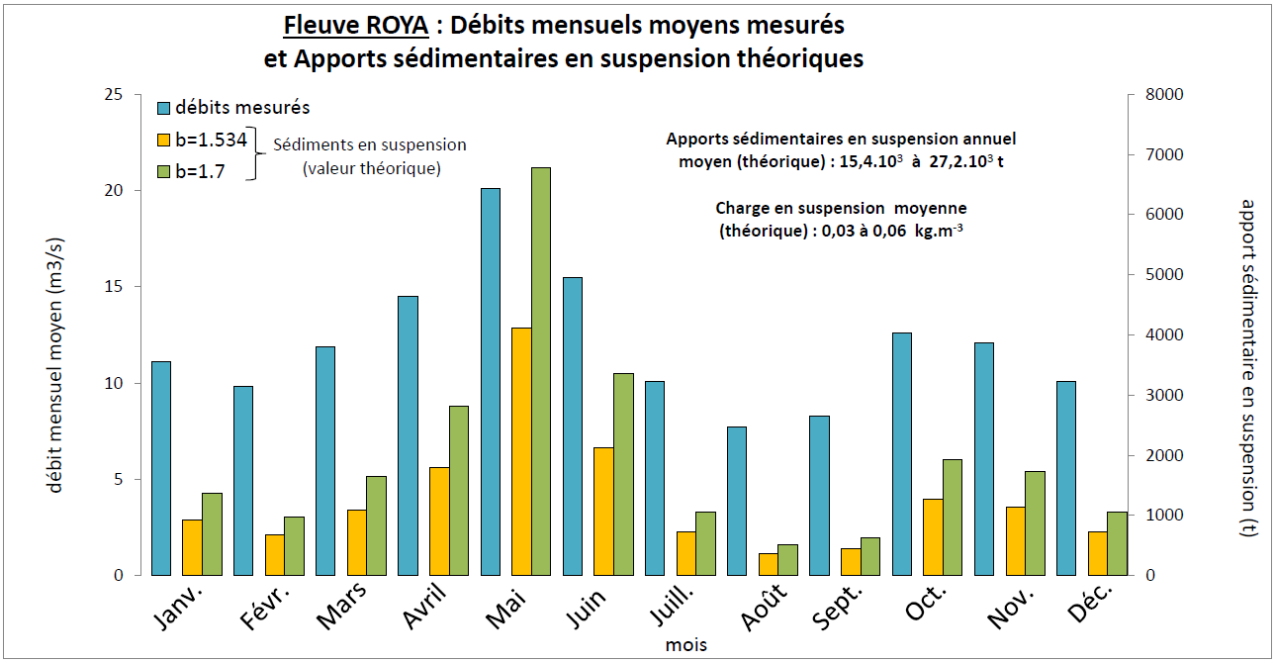


Figure 7-3 : Graphique des débits liquides mesurés et des apports sédimentaires théoriques mensuels du fleuve Roya.

Le canyon Roya se situe dans la lignée du fleuve Roya, mais sa tête n'est pas en connexion directe avec l'embouchure du fleuve (Figure 7-8). La superficie du bassin versant est de 662 km^2 et

son inclinaison moyenne est de 1,8° (Figures 7-1 et 7-8). Le fleuve Roya s'étend sur presque 60 km de long et prend sa source à plus de 1800 m d'altitude (Figure 7-1).

Le débit liquide du fleuve Roya atteint ses maximums durant les mois de mai-juin et octobre-novembre avec des valeurs de l'ordre de 10-20 $m^3.s^{-1}$ (Figure 7-3). Durant les mois estivaux (juillet à septembre), le débit liquide diminue jusqu'à des valeurs de moins de 10 $m^3.s^{-1}$ (Figure 7-3).

Les apports sédimentaires théoriques mensuels calculés atteignent un maximum de 1000-8000 $t.mois^{-1}$ durant les mois de mai-juin et octobre et diminuent fortement jusqu'à des valeurs de 300-1000 $t.mois^{-1}$ durant les mois estivaux (Figure 7-3).

Les apports en suspension annuels moyens théoriques calculés se caractérisent par des valeurs variant de 15.10^3 t à 27.10^3 t, soit 40 à 60 fois moins que pour le fleuve Var (Figure 7-3 et Annexe 7-21). La charge en suspension moyenne théorique calculée du fleuve Roya est dix fois inférieure à celle du fleuve Var, avec des valeurs de 0,03-0,06 $kg.m^{-3}$ (Figure 7-3 et Annexe 7-21).

2.3. Le fleuve Nervia

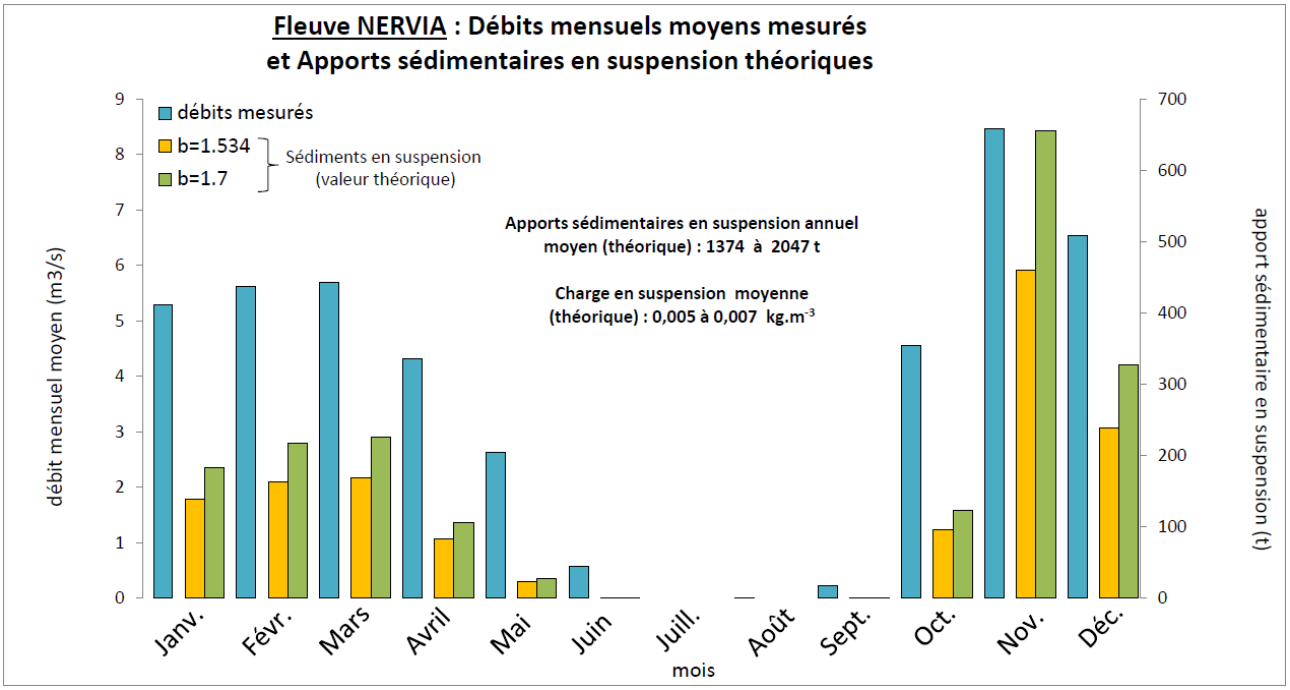


Figure 7-4 : Graphique des débits liquides mesurés et des apports sédimentaires théoriques mensuels du fleuve Nervia.

Le canyon Nervia se situe dans la lignée du fleuve Nervia, mais n'entre pas en connexion directe avec l'embouchure de son système subaérien associé (Figure 7-8). La superficie du bassin versant est de 185 km^2 et son inclinaison moyenne est de 3,8° (Figures 7-1 et 7-8). Le fleuve Nervia s'étend sur plus de 28 km de long et prend sa source à presque 1900 m d'altitude (Figure 7-1). Ce

fleuve est plutôt similaire aux systèmes subaériens de la Marge Calabro-Ionienne monomodal avec des maximas durant la saison hivernale (Figure 7-4).

Le débit liquide fleuve Nervia atteint ses maximums durant les mois de novembre-décembre, avec un pic au mois de novembre avec des valeurs de l'ordre de 6-8 $m^3.s^{-1}$ (Figure 7-4). Durant les mois estivaux (juin à septembre), le débit liquide diminue jusqu'à des valeurs de moins de 0,5 $m^3.s^{-1}$ et est nulle au mois de juillet (Figure 7-4).

Les apports sédimentaires théoriques mensuels calculés atteignent un maximum de 200-700 $t.mois^{-1}$ durant les mois de novembre-décembre, soit dix fois inférieurs à ceux du fleuve Roya, et diminuent fortement jusqu'à des valeurs inférieure à 1 $t.mois^{-1}$ durant les mois estivaux et sont nuls au mois de juillet (Figure 7-4).

Les apports en suspension annuels moyens théoriques calculés se caractérisent par des valeurs variant de 1300 t à 2000 t, soit plus de dix fois moins que pour le fleuve Roya (Figure 7-4 et Annexe 7-22). La charge en suspension moyenne théorique calculée du fleuve Nervia est plus de dix fois inférieure à celle du fleuve Roya, avec des valeurs de 0,005-0,007 $kg.m^{-3}$ (Figure 7-4 et Annexe 7-22).

2.4. Le fleuve Argentina (Taggia)

Le canyon Taggia se situe dans la lignée du fleuve Argentina, mais la tête du canyon ne semble pas entrer en connexion directe avec l'embouchure du fleuve à terre (Figure 7-8). La superficie du bassin versant est de 207 km^2 et son inclinaison moyenne est de 2,9° (Figures 7-1 et 7-8). Le fleuve Argentina s'étend sur presque 40 km de long et prend sa source à 2000 m d'altitude (Figure 7-1). De la même manière que le fleuve Nervia, le fleuve Argentina est monomodal, à l'image des systèmes subaériens de la Marge Calabro-Ionienne (Figure 7-5).

Le débit liquide fleuve Argentina atteint ses maximums durant les mois de novembre-décembre, avec des valeurs de l'ordre de 8-10 $m^3.s^{-1}$ (Figure 7-5). Durant les mois estivaux (juin à septembre), le débit liquide diminue jusqu'à des valeurs de moins de 1 $m^3.s^{-1}$ et est nul au mois de juillet (Figure 7-5).

Les apports sédimentaires théoriques mensuels calculés atteignent un maximum de 200-1500 $t.mois^{-1}$ durant les mois de novembre-décembre, légèrement supérieurs à ceux du fleuve Nervia, et diminuent fortement jusqu'à des valeurs d'environ 1 $t.mois^{-1}$ durant les mois estivaux et sont nuls au mois de juillet (Figure 7-5).

Les apports en suspension annuels moyens théoriques calculés se caractérisent par des valeurs variant de 2580 t à 4000 t, soit deux fois plus que pour le fleuve Nervia (Figure 7-5 et Annexe 7-23). La charge en suspension moyenne théorique calculée du fleuve Argentina est environ dix fois

inférieure à celle du fleuve Roya, avec des valeurs de 0,008-0,010 kg.m^{-3} (Figure 7-5 et Annexe 7-23).

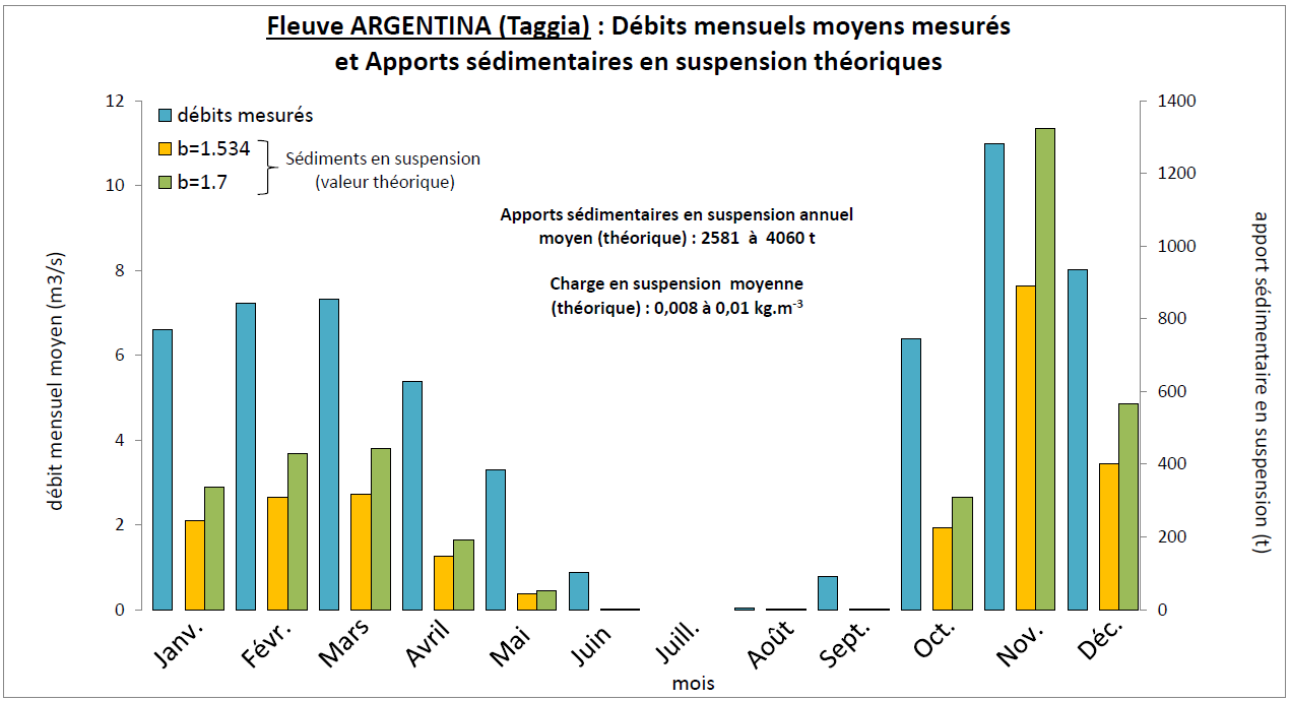


Figure 7-5 : Graphique des débits liquides mesurés et des apports sédimentaires théoriques mensuels du fleuve Argentina (Taggia).

2.5. Le fleuve Impero (Verde)

Le canyon Verde se situe dans la continuité du fleuve Impero, bien qu'il soit confiné à la pente continentale et non déconnecté à son bassin versant (Figure 7-8). La superficie du bassin versant est de 93,5 km^2 et son inclinaison moyenne est de 3,6° (Figures 7-1 et 7-8). Le fleuve Impero s'étend sur seulement 20 km de long et prend sa source à un peu plus de 1200 m d'altitude (Figure 7-1). Le régime hydrologique du fleuve Impero est également monomodal (Figure 7-6).

Le débit liquide fleuve Impero atteint ses maximums durant les mois de décembre à mars, avec des valeurs de l'ordre de 3 m^3.s^{-1} (Figure 7-6). Durant les mois estivaux, le débit liquide diminue jusqu'à des valeurs inférieures à 1 m^3.s^{-1} et mais ne sont pas nulles au mois de juillet (Figure 7-6).

Les apports sédimentaires théoriques mensuels calculés atteignent un maximum de 30-40 t.mois^{-1} durant les mois de décembre-mars, arborant ainsi les valeurs les plus petites de tous les bassins versants de la Marge Nord Ligure, et diminuent fortement jusqu'à des valeurs d'environ 0,2-1 t.mois^{-1} durant les mois estivaux (Figure 7-6).

Les apports en suspension annuels moyens théoriques calculés se caractérisent par des valeurs variant de 190 t à 240 t, soit 10 à 20 fois inférieures à ceux du fleuve Argentina (Figure 7-6 et Annexe 7-24). La charge en suspension moyenne théorique calculée du fleuve Impero est environ quatre fois inférieure à celle du fleuve Argentina, avec des valeurs d'environ 0,002 kg.m^{-3} (Figure 7-6 et Annexe 7-24).

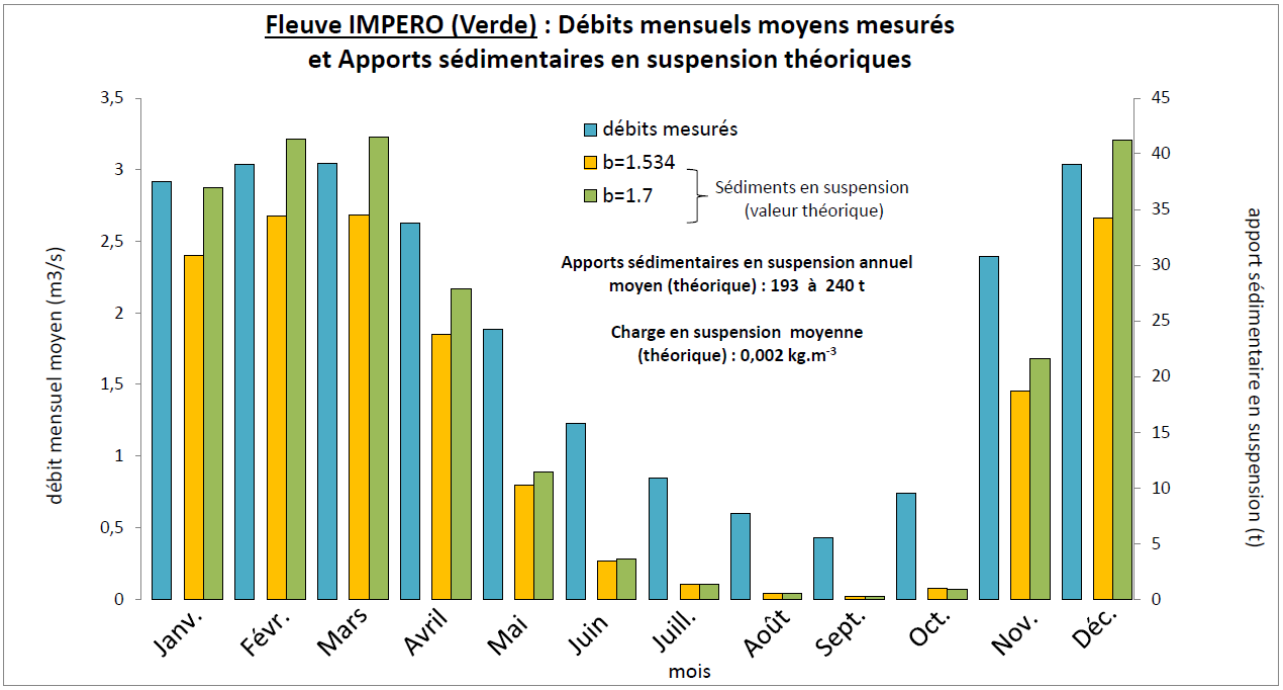


Figure 7-6 : Graphique des débits liquides mesurés et des apports sédimentaires théoriques mensuels du fleuve Impero (Verde).

3. INITIATION AND EVOLUTION OF SUBMARINE CANYONS AND THEIR RELATIONSHIP WITH TECTONIC: THE EXAMPLE OF THE LIGURIAN MARGIN

Marianne Coste[1, 2*], Sébastien Migeon[1], Silvia Ceramicola[2], Antonio Cattaneo[3], Quentin Soulet[4]

(1) UMR GéoAzur, Université de Nice-Sophia Antipolis, CNRS, OCA, Port de la darse, 06235 Villefrance/Mer, France

(2) Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Borgo Grotta Gigante 42/c, 34010 Sgonico (TS), Italia

(3) Ifremer, GM-LES, BP70, 29280 Plouzané, France

(4) UPMC, Université Pierre et Marie Curie Paris 6, 4 Place Jussieu, 75005 Paris, France

*E-mail : mcoste@ogs.trieste.it

3.1. Abstract

This study is focused on six submarine canyons on the North margin of the Ligurian Basin and aims to better understand the processes of formation and evolution of these canyons. From morphometric and structural analyses based on bathymetric, seismic-reflexion (24-channel profiles)

and sub-bottom profiles data, we constrained the main geometric characteristics of canyons (width, depth, incision shape, longitudinal profile); and we analyzed their internal architecture in relation with the regional geological context. These canyons are characterized by a morpho-structural variability along the studied margin-segment, from west to east, and basinward. In the context of moderate tectonics, the construction and evolution of canyons is most likely controlled by: (i) the topography inherited from the Messinian erosion (Savoye and Piper, 1991; Sage et al., 2011), (ii) active faulting that extended during the Plio-Quaternary (Chaumillon et al., 1994; Larroque et al., 2001; Bigot-Cormier et al., 2004; Larroque et al., 2011), (iii) margin deformation influenced by the uplift increasing eastward (Hilgen, 1991; Bethoux et al., 1992; Larroque et al., 2001; Bigot-Cormier et al., 2004; Bethoux et al., 2008), (iv) the slope inclination, and (v) the size of sub-aerial drainage basins. This work also allowed us to propose two hypotheses for the origin of canyons: canyons connected to the sub-aerial river system depend directly to river sedimentary discharge, which strongly adjust to eustatic variations; whereas slope-confined canyons disconnected from the shelf and river systems, result from regressive erosion related to repetitive small-scale failures at their head. We finally demonstrated that submarine canyons adjust to the general evolution of the margin topography. Processes of adjustment include for instance regressive erosion and deviation of the thalweg axis. Canyons can therefore be used as markers of the margin deformation in the Ligurian basin.

Keywords : Submarine canyons, Ligurian margin, regressive erosion, tectonics, morpho-structural analysis, bathymetry, seismic profiles.

3.2. Introduction

Submarine canyons are the preferential pathway for the particles transfer from the continental shelf to the adjacent deep basin via sedimentary processes as landslides, debris flows and turbidity currents (Carson et al., 1986 ; Gardner, 1989 ; Garfield et al., 1994; Lewis and Barnes, 1999; Laursen and Normark, 2002; Babonneau et al., 2002; McHugh et al., 2002). They correspond to a by-pass domain, and present valleys with V-shaped or U-shaped morphologies (Greene et al., 2002; Arzola et al., 2008). They are characterized by steep flanks (10-45°; Shepard and Dill, 1966; Hill et al., 2005). Their depth incision generally varies from hundred to several hundred meters deep (Somme et al., 2009) and can reaching 1000-m deep (Babonneau et al., 2002; Normark and Carlson, 2003), to several kilometers deep (Arzola et al., 2008). Their width generally varies from one to several kilometers (Somme et al., 2009) and can reach 50-km wide (Normark and Carlson, 2003). Finally, canyon length varies from ten to hundred kilometers (Galloway, 1998; Babonneau et al., 2002; Antobreh and Krastel, 2006; Arzola et al., 2008; Somme et al., 2009). Submarine canyons present generally three distinct parts: a head, a body and a mouth (Cronin et al., 2005 ; Gaudin et al., 2006). Three mains types of submarine canyon are distinguished depending on the canyon head configuration on the continental margin and its relationship with its potential sub-aerial river (Harris

and Whiteway, 2011): (1) canyon incising the whole continental shelf and connected with a river mouth (Babonneau et al., 2002; Greene et al., 2002; Michels et al., 2003; Cronin et al., 2005; Antobreh and Krastel., 2006; Harris and Whiteway, 2011); (2) canyon incising the continental shelf but without a direct connection with a river (Twichells and Roberts, 1982; Zaragosi et al., 2001; Berné et al., 2002; Hill et al., 2005; Arzola et al., 2008; Green, 2011; Harris and Whiteway, 2011); and (3) canyon not incising the continental shelf but confined to the continental slope (O'Connell et al., 1987; Bertoni and Cartwright, 2005; Grenn et al., 2007; Green, 2011; Harris and Whiteway, 2011; Jobe et al., 2011).

These mains types of canyon also can be divided following a maturity degree (Twichell and Roberts, 1982 ; Farre et al., 1983 ; Goff, 2001), from "mature" canyons (Ewing et al., 1963 ; Twichell et al., 1977 ; Mitchell, 2005 ; Gaudin et al., 2006) to "juvenile" canyons (Twichell and Roberts, 1982 ; Pratson and Coakley, 1996 ; Goff, 2001 ; Mitchell, 2005). Mature canyons are generally large, isolated (Allen and Durrieu de Madron, 2009), dendritic in their head part and meandering downslope (Farre et al., 1983; Pratson and Coakley, 1996; Popescu et al., 2004; Harris and Whiteway, 2011). They deeply incise the continental shelf and present a direct connection with their sub-aerial system (Babonneau et al., 2002; Greene et al., 2002; Cronin et al., 2005; Gaudin et al., 2006; Antobreh and Krastel, 2006; Harris and Whiteway, 2011).They generally present a concave topographic longitudinal profile with a slope inclination decreasing downslope (Goff, 2001; Mitchell, 2005; Covault et al., 2011). Juvenile canyons are smaller and straighter (Mitchell, 2005) and less dendritic (Bertoni and Cartwright, 2005; Harris and Whiteway, 2011). They correspond to a confined-slope head configuration (O'Connell et al., 1987; Mountain et al., 1996; Orange et al., 1997; Bertoni and Cartwright, 2005; Green et al., 2007 and 2011). They are starved from any sedimentary supply from the continental shelf, involving continental slope erosional processes (Harris and Witheway, 2011). They generally present a convex or sigmoid topographic longitudinal profile (Goff, 2001; Covault et al., 2011).

Furthermore, three main trend of canyon topographic longitudinal profile are distinguished: concave; linear or slightly concave and convex (Covault et al., 2011). Each trend may correspond to a continental margin type (passive or active), because longitudinal profile generally reflects the influence of tectonic factor (uplift / subsidence) and sedimentary processes (deposition / erosion; Covault et al., 2011). So, concave (or exponential; Goff, 2001) trend may be associated to steep immature and active margin, presenting narrow continental shelf and a close hinterland; the margin presents a high erosional rate (Covault et al., 2011). Linear trend usually characterizes mature passive margin, progradating and dominated by fluvial supply, and subject to a thermal subsidence (Covault et al., 2011). Finally, convex trend (or sigmoid; Goff, 2001) may be the result of tectonic uplift and deep-basin deformation. They are generally associated to passive margin resumed by active tectonic (convergence; Covault et al., 2011). Yet, the longitudinal profiles of the Ligurian canyons exhibit as well concave as linear and as convex trend, evolving eastward along the 80 km studied segment margin (Figure 7-8). Thus, through this present study, we'll try to understand why

on few kilometers along the reactivated Ligurian margin we observe longitudinal profiles which are typically of passive and active margin and show how submarine canyon could be used as markers of the margin deformation.

This study focused on six submarine canyons located along the Northern margin of the Ligurian Basin: the Var canyon (Malinverno et al., 1988 ; Savoye et al., 1993 ; Piper and Savoye, 1993 ; Mulder et al., 1997 ; Mulder et al., 1998 ; Migeon, 2000 and 2006), the Paillon canyon, the Roya canyon, the Nervia canyon, the Taggia canyon and the Verde canyon, which present specific morpho-structural characteristics. This work proposes to establish a comparison between these canyons with morphometric and structural analyses. The objectives are (i) to reveal the main characteristics of the canyons such as width, depth, morphology valleys, topographic longitudinal profile or upstream/downstream evolution, (ii) to analyze their internal architecture and to understand mechanisms of construction through time, (iii) to identify features that could reflect their initiation, (iiii) to establish submarine canyons origin and controlling factors, (iiiii) and finally to propose an evolution model of canyons integrating regional tectonic constrains.

3.3. Geological setting

3.3.1. Margin physiography and stratigraphy

The Northern Ligurian Margin is located in north-western Mediterranean Sea (Figure 7-7). The study area extends from the cities of Antibes to Imperia and covers water depth from 50 m to 2500-2600 m. It is characterized by a narrow continental shelf (2-5 km width) that is nearly absent offshore the city of Nice (Figure 7-8). The slope break (continental shelf/continental slope transition) lying at 50-100 m water depth is located close to the coastline. The continental slope extends to 2200-2300 m water depth, about 25 km away from the coastline, with an angle of 5-6° on average and maximum angle of 11-12° (Cochonat et al., 1993). The base of the continental slope is characterized by a sharp decrease of the slope angle, reaching values below 3°. In the deep basin, (2600 m depth), the slope angle is lower 1°. The actual morphologic configuration of the Ligurian margin was initiated during the Messinian Salinity Crisis (Upper Miocene). During this period, the relative sea level was approximately 1200 m (Savoye et Piper, 1991) to less than 1500 m (Réhault, 1981 ; Clauzon et al., 1983) and has strongly influenced the nature and the distribution of sedimentary series. Indeed, differences are observed between deep basin and margin (Savoye et Piper, 1991).

Sismo-stratigraphic studies identified along the Ligurian Margin three mains seismic units on the continental slope (Savoye and Piper, 1991; Sage et al., 2011; Lofi et al., 2011a) They are organized from base to top as follows:

(1) A Pre-Messinian unit characterized by a maximum thickness of 2800 ms (twt) on the seismic profiles along the continental margin (Sage et al., 2011). It presents a chaotic and poorly organized seismic facies interbedded with reflective and well-layered packages (Sage et al., 2011). These facies are interpreted as syn-rift unit. They registered the margin evolution since the Late Miocene, including the first stages of the basin opening and the following potential compression Alpine phases (Sage et al., 2011).

(2) A Messinian Unit characterized by an erosional surface (M) and associated coarse-grained conglomerate deposits and the incision of paleo-canyons on the continental slope, and salt deposits alternating with detritic deposits in the deep basin (Savoye and Piper, 1991; Sage et al., 2011). The Messinian surface is characterized by a strong high-amplitude reflector (Savoye and Piper, 1991) that truncates the underlying pre-Messinian unit on the upper continental slope. The conglomerate unit, interpreted as Messinian fans, is restricted to the lower continental slope (Savoye and Piper, 1991). This unit is characterized by chaotic to discontinuous reflections (Savoye and Piper, 1991). The conglomerate deposits unit exhibits a pinch-out on the Messinian surface, around 2 s (twt) and thickened seaward. At the base of the continental slope, the Messinian fans are affected by normal faults rooted in the upper layer of the Messinian salt deposited in the deep basin (Sage et al., 2011). The Messinian units continuity at margin-basin boundary is still discuss. However, the pre-Pliocene surface connecting the erosional surface upslope to the conglomerate fans downslope and to the upper evaporates in the basin marks Messinian crisis end (Savoye et Piper, 1991 ; Bigot-Cormier et al., 2004).

(3) The Plio-Quaternary unit (PQ) is up to 1500-m thick (Savoye and Piper, 1991; Migeon et al., 2011; Sage et al., 2011). From base to top, two main seismic facies were discriminated (Savoye and Piper, 1991; Migeon et al., 2011; Sage et al., 2011):

- the Pliocene unit (P) exhibits a semi transparent facies, with low-amplitude semi continuous sub-parallel reflectors. This facies mostly draped the pre-existing morphology. It is not continuous at the scale of the whole margin. Locally, the presence of toplap terminations evidences the erosion of the top of the Pliocene unit by the overlying Quaternary unit. The Pliocene unit consists of hemipelagic marl deposits (Savoye and Piper, 1991).

- the Quaternary unit (Q) consists of a well-layered facies, with medium-to-high amplitude continuous reflectors corresponding to be an alternation between turbidites and hemipelagites. This unit exhibits vertical alternations between higher-amplitude and lower-amplitude reflector packages interpreted to be turbidite-prone and hemipelagic-prone intervals respectively.

3.3.2. Structural framework

The Northern Ligurian Margin is affected by a post-Messinian deformation at the margin-basin boundary. The present-day deformation is low or almost non-existent west of the Var river (Figure 7-7) and it regularly increases eastward to the city of Imperia (Bigot-Cormier et al., 2004). This deformation began during the Pliocene with an uplift phase on-land, registered in the basement of the external crystalline Argentera Massif (France/Italy; Larroque et al., 2001; Bigot-Cormier et al., 2004). It then continues by a thrusts system of the Nice Arc and vertical uplift along the coastline (Hilgen, 1991; Figure 7-1). The deformation evolves basinward and Eastward and is strongly influenced by the crustal thickening of the Alpine foreland (Bigot-Cormier et al., 2004).

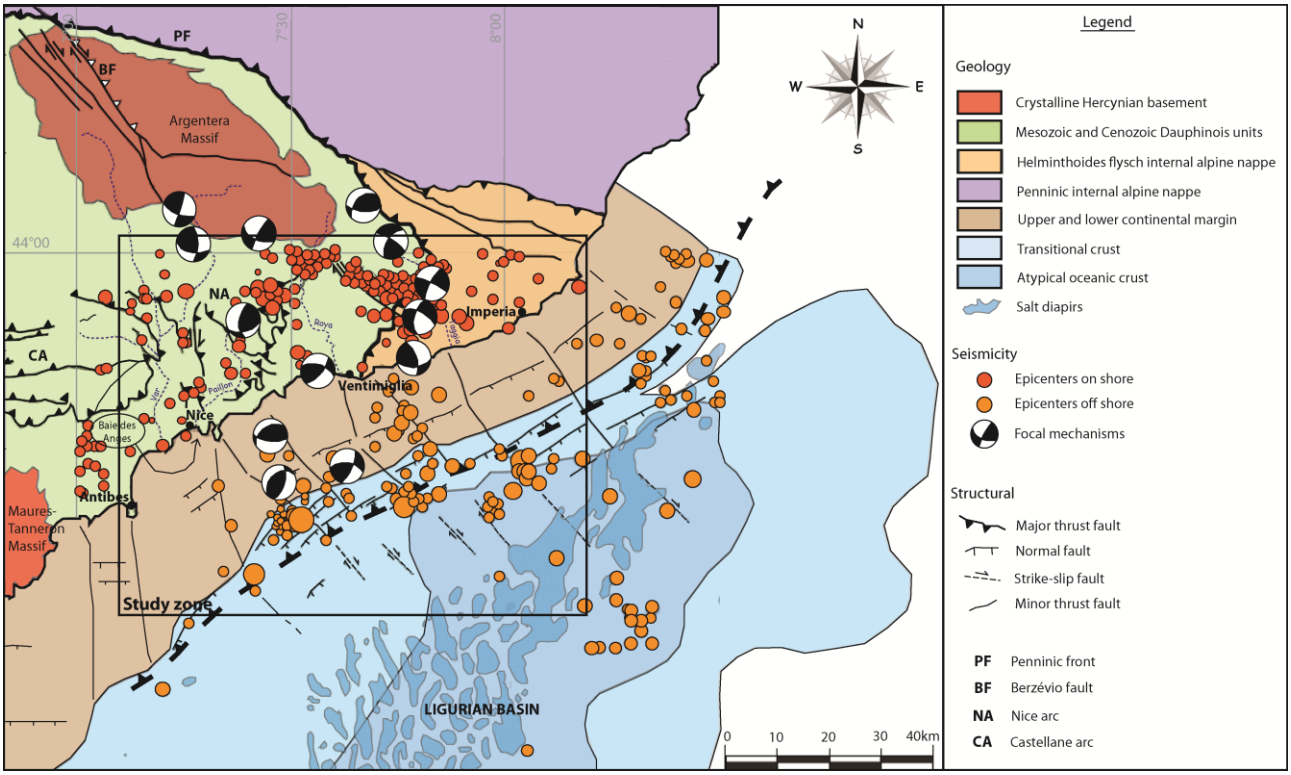


Figure 7-7: Geological and structural setting of the Ligurian Margin. Modified after Courboulex et al., 1998 ; Calais et al., 2000 ; Bigot-Cormier et al., 2004 ; Larroque et al., 2009.

The deformation of the margin would be the result of a "blind" thrust system verging southward under the margin and which would extends into the Messinian salt formations of the basin (Bigot-Cormier et al., 2004). The Ligurian Margin deformation is compressive and is guided during the Pliocene by a tectonic basement which reactivates inherited structures. The present-day reactivation of the Ligurian Margin is confirmed by the recurrent activity of earthquakes (Mw = 2-4) located at the foot of the Ligurian Margin, and by focal mechanisms characterizing reverse and transpressive faults (Bethoux et al., 1992; Bethoux et al., 2008; Figure 7-7).

Finally, seismic profiles revealed that the uplift of the margin during the Plio-Quaternary was accommodated by a normal-faults system located at the margin/basin boundary (Bigot-Cormier et al., 2004; Larroque et al., 2001, 2011). The margin uplift increases eastward, from the Var-river mouth to offshore Imperia where it reaches a maximum rate of 0.3-0.5 mm/yr (Chaumillon et al., 1994; Larroque et al., 2001; Bigot-Cormier et al., 2004). The relative uplift of the Ligurian Margin could also due to a differential subsidence between the margin and the basin (Bigot-Cormier et al., 2004).

3.3.3. Hydrology framework and sediment supply: the example of the Var system

The western part of the North Ligurian margin is located south of the Alps and more the crystalline Argentera Massif (3200 m of elevation; Figure 7-8). This relief is drained by coastal rivers affected by a torrential regime with strong flash floods in autumn and in spring (Mulder et al., 1996).

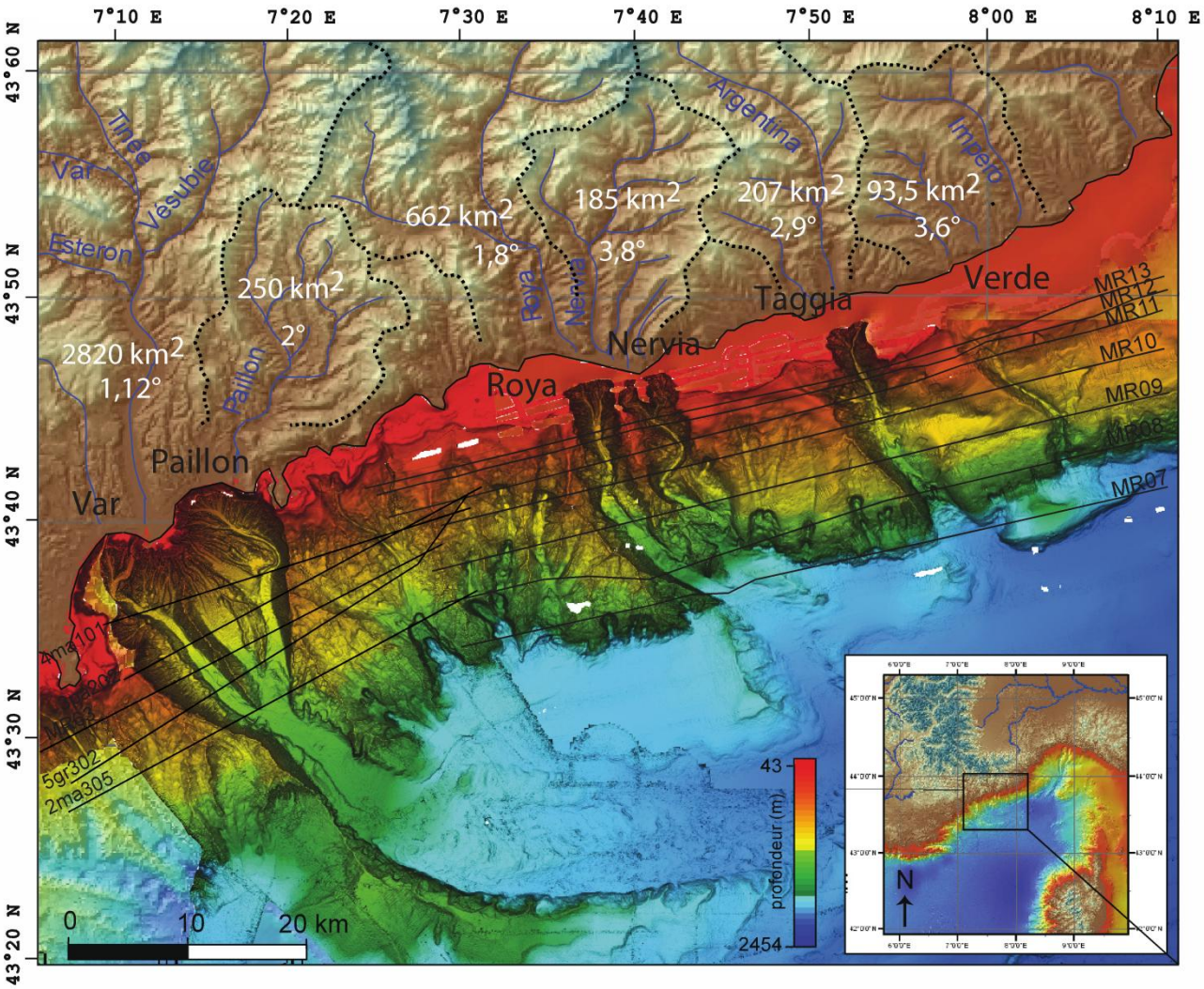


Figure 7-8: Study zone map, presenting bathymetric data, seismic profiles location and drainage basins characteristics (surface and slope angle).

The largest and most studied on-land drainage basin is the 120-km long Var river, heading in the southwestern Alps at 2352 m of altitude and draining a 2820-km^2 (Mulder et al., 1998a). It exhibits slope of 1-2°. It is the main source area of the Plio-Quaternary Var turbidite system. To the east, the size of the Paillon, Roya, Nervia, Argentina (Taggia) and Impero (Verde) drainage basins decreases strongly to 93.5 km^2, while their average slope angle increases to 3-4° eastward (Figures 7-1 and 7-8).

The mean annual Var-river water discharge is about 50-55 $m^3.s^{-1}$ (Mulder et al., 1996; Mulder et al., 1998). During spring or autumn flash floods, this water discharge at the river mouth can reach values about 4000 $m^3.s^{-1}$ – 70-80 times higher than the average value - and suspended sediment concentration can reach tens of $kg.m^{-3}$ (Mulder et al., 1998). During sudden floods, hyperpycnal currents could be generated when the sediment discharge exceeds 42 to 43 $kg.m^{-3}$ and the water discharge reaches range from 620 to 1250 $m^3.s^{-1}$ at the Var-river mouth (Mulder et al., 1996). Hyperpycnal flows have a return frequency of 2-5 years (Mulder et al., 1998) and can generate sedimentation rates of at least 1-2 m / 100 years (Mulder et al., 2001).

3.4. Methods and data

The dataset used for this study were acquired during the Malisar 1 and 2 cruises (2006 – 2007). Swath bathymetry was collected using a Simrad EM300 and GPS-based navigation. The multibeam data were processed and merged using the Caraibes software (Ifremer, France) to obtain DTM with a spatial resolution of 25 m. Bathymetric surveys covered the whole margin between 100 and 2500 m water depth. The seismic-reflection profiles were collected using a 300-m long 24-channels streamer and with two mini-GI air guns (one 104/104 ci and one 75/75 ci). Sub-bottom profiles were collected with a hull-mounted Chirp system working with frequencies of 1.8-3 kHz.

The DTM were imported into GIS softwares to generate longitudinal and cross-section topographic profiles for each canyons allowing a quantified and detailed morphometric analyses with comparison and correlation of data (bathymetric profiles, cross-sections, sinuosity index, slope gradient, canyon and thalweg width, and valley incision depth; Figure 7-9). The sinuosity index is the ratio of the real thalweg length between two points with the shorter line between these two points. The canyon width is measured between the highest points of the canyons flanks, while the thalweg width is measured at the bottom of the canyon flanks. The slope angle is the arctangent between two points of the ratio depth / distance.

Seven seismic-reflection profiles, covering the whole margin with a direction parallel to the margin direction, allowed studying the internal architecture of the canyons. The Messinian erosional surface was first identified in order to provide a reference surface to correlate all the profiles. Then the construction/evolution stages of the canyons were reconstructed by the analysis of their internal architectures and the recognition of seismic units. Potential faults have been also identified by

vertical displacements affecting the Messinian erosional surface. The sub-bottom profiles were used to interpret the nature and depositional processes of the superficial beds.

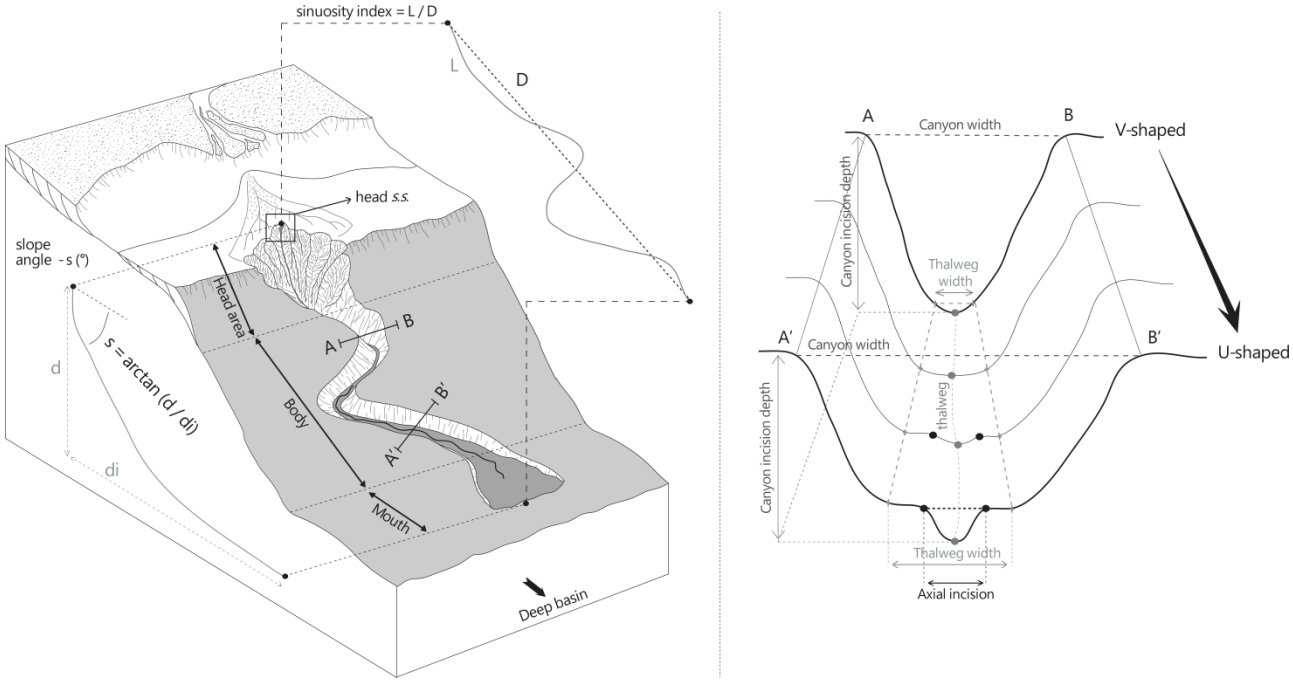


Figure 7-9: Morphometric characteristics methods.

3.5. Results: Planform pattern and internal architecture of canyons

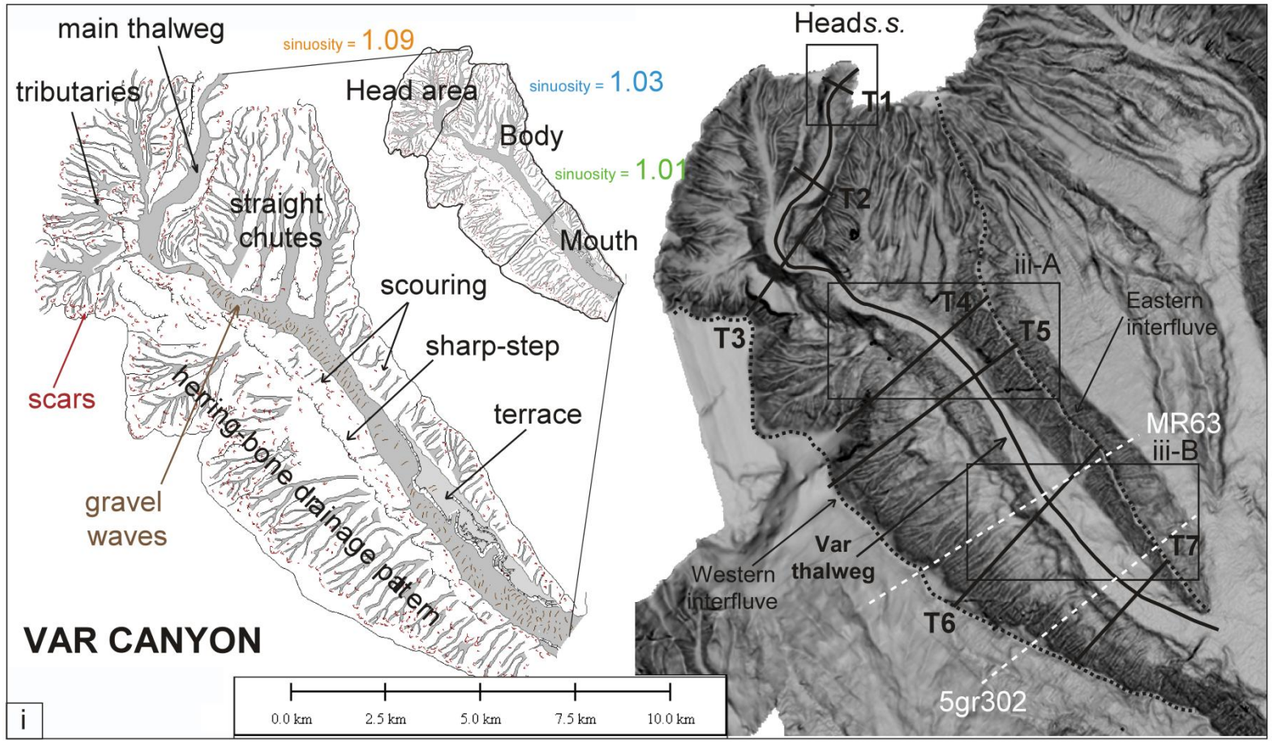
The study area extends along the western Ligurian Margin, between the cities of Nice (France) and Imperia (Italy; Figure 7-8). Here, six canyons incise the continental slope: the Var canyon, the Paillon canyon, the Roya canyon, the Taggia canyon, the Nervia canyon and the Verde canyon. Their general orientation varies between NW/SE (Var) to NNW/SSE and they are sub-perpendicular to the main slope direction. The Var and Paillon canyons incise the continental shelf and are directly connected to the mouth of Var and Paillon rivers (Figure 7-8). They merge at 1600 m water depth to form a 170 m-long unique submarine valley (Migeon et al., 2006). The Roya, Nervia and Taggia canyons incise the continental shelf but do not have a direct connection with a river (Figure 7-8). The Roya and Nervia canyons merge in a single submarine valley at the base of slope that finally joins the Var Valley (Figure 7-8). Finally, the Verde canyon, offshore Imperia, does not incise the continental shelf (Figure 7-8). Because several common similar morphological features between the Var and Paillon canyons, and between the Roya, the Nervia and the Taggia canyons, three mains areas were discriminated along the continental slope (western, central and eastern areas). For each area, only one canyon will be described (Figure 7-8): the Var canyon for the western area, the Roya canyon for the central area and the Verde canyon for the eastern area.

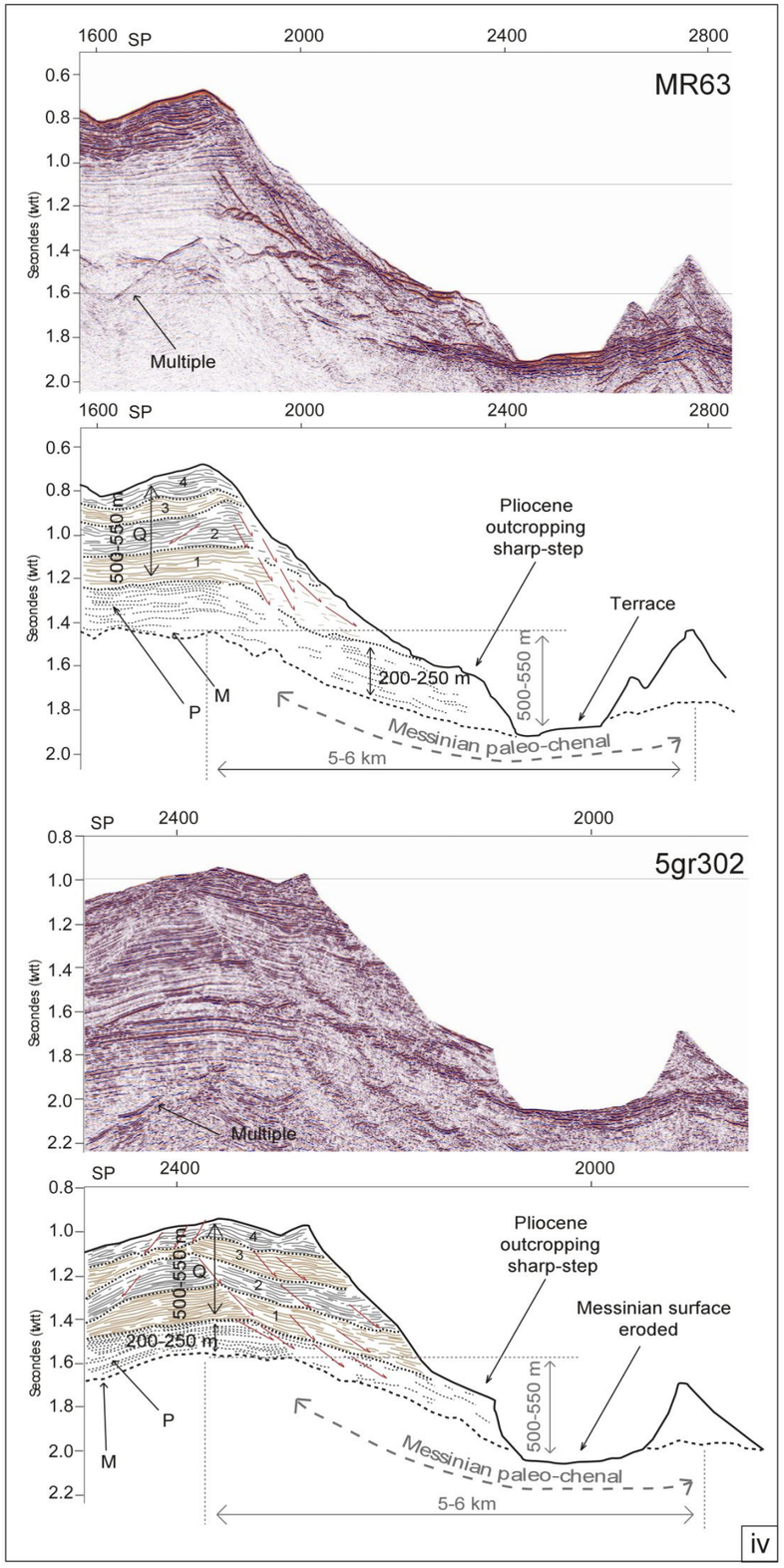
For each studied canyons, we distinguished the head part from the body and from the mouth parts (Figure 7-9). The head part is the most closer area to the coastline and generally presents a

slope angle higher than the total mean slope angle of the thalweg (Babonneau et al., 2002; Popescu et al., 2004; Baztan et al., 2005; Mitchell, 2005; Antobreh and Krastel, 2006). The canyon head could exhibit a amphitheater or ramified or dendritic shape (Kenyon et al., 1978; Cronin et al., 2005). It generally present steep to vertical flanks and a V-shaped morphology Cronin et al., 2005 ; Hill et al., 2005). The dimensions of the head part are hundreds meters to several kilometers width and its length is inferior to 10-km (Cronin et al., 2005). We distinguish three head configuration: close to the present-day coastline, at the slope break between the continental shelf and the continental slope and isolated on the continental slope (slope-confined; Harris and Whiteway, 2011). The body part is the mean part of the canyon, extending from the head part to the base of the continental slope to 3000-5000-m water depth (Antobreh and Krastel, 2006; Arzola et al., 2008). It slope angle is lower than the head part one and it is generally inferior to 2° (Gaudin, 2006; Arzola et al., 2008). The body can exhibit a v-shaped or U-shaped morphologies (Antobreh and Krastel, 2006; Arzola et al., 2008) with some intermediary profiles (Greene et al., 2002). The mouth part is located in base of the continental slope, where canyons develop large thalwegs reaching kilometers wide (Arzola et al., 2008). The flanks height decreases to tens meters (Cronin et al., 2005) and the mouth generally exhibits U-shaped morphology (Arzola et al., 2008).

Western area: the Var canyon

The Var canyon is a large, well-defined and erosive conduit. It incises completely the narrow continental shelf from the Var-river mouth to 12-m water depth (Figures 7-8, 7-10 and 7-13). The longitudinal topographic profile of whole Var canyon (about 22 km-long) exhibits a concave-up shape with a decreasing slope angle (Figures 7-10-ii and 7-13). The western interfluve has a concave to linear-trend longitudinal profile and is affected by numerous failure-related scars generating numerous gullies on the flanks (Figure 7-10-i/ii). The eastern interfluve marks the limit between the Var and the Paillon canyons. It is more affected by erosion processes than the western interfluves. It presents a concave.trend profile in its upper part, and a convex-shape at its termination (Figures 7-10-i/ii and 7-13). The flaks of the Var are steeps, about 13 to 19° and reaching values up to 23° in the head part (Figures 7-10-ii and 7-13). The sinuosity index along the thalweg is about 1.2, which characterized a sinuous conduit (Figures 7-10-I and 7-13). Thalweg width highly increases from 500 m in the head part to 1200 m in the mouth, while the canyon width increases from 3.5-4 km in the head to 5-6 km in the body, and then decreases in the mouth part to 3.5-4.7 km (Figures 7-10-i/ii and 7-13). Its incision depth slightly decreases from the head to the mouth from 500-900 m to 400-800 m (Figures 7-10-ii and 7-13). The Var canyon presents a erosive character all along its profile which seems to increase downslope (Figure 7-10-iv). This erosive character might be the result of the sedimentary flows circulation through the canyon.





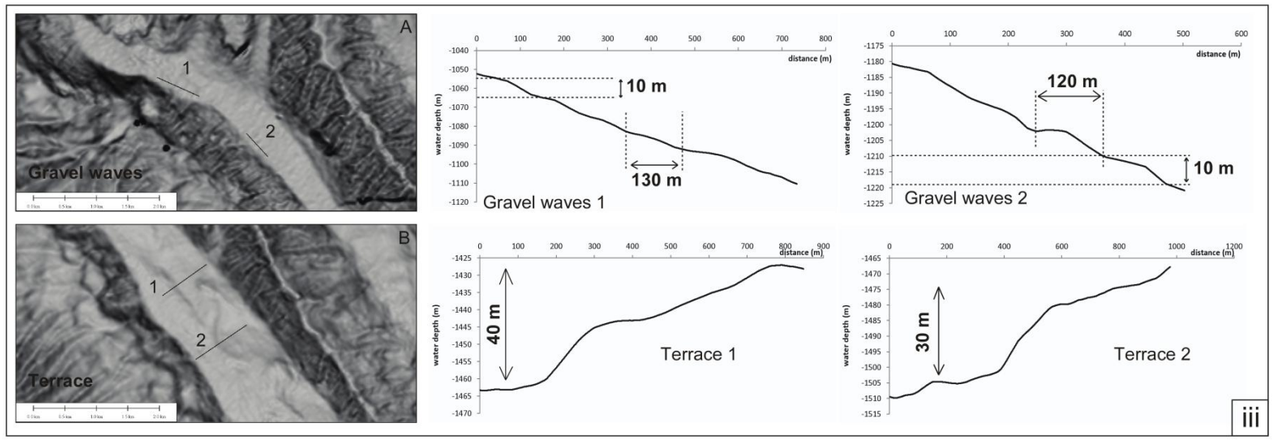


Figure 7-10: Planform pattern and internal architecture of the Var canyon.

Planform pattern and architecture

The head part is characterized by a mean slope angle of 6.7°. It is mostly dendritic with two main thalwegs and numerous small tributaries. The upslope part of the tributaries corresponds with failure-related scars, 100-400-m wide, 30-90-m high and less than 10^8 m^3 in volume (Figure 7-10-i). The head area is thus regularly affected by failures. The head thalweg is floored with coarse-grained braided structures that fade downstream (Mulder et al., 1996). The thalweg has a V-shaped morphology (Figures 7-10-ii and 7-13).

The body part of the canyon is associated with a slope angle of 4.4°. In corss-section, the thalweg exhibits a U-shaped morphology and a dissymmetry with a western flank (600-800 m high) twice higher than the eastern one (300-400 m; Figures 7-10-ii and 7-13). It is floored with sediment waves trending perpendicular to the flow direction (Figure 7-10-iii/A). The waves are 10 m in height and 120-130 m in wavelength. From side-scan backscatter data, Malinverno et al. (1988) described similar features with height of few meters and wavelength of 30 m. These waves consist of sand/gravels to boulders (Malinverno et al., 1988; Mulder et al., 1996). The canyon flanks are steep, up to 14°. They are marked by numerous small-scale scars, straight incisions and herring-bone-like drainage patterns (Figure 7-10-i). The right-hand (western) flank also exhibits a morphological step, 200-300-m high, separating a well-developed converging drainage pattern on the upper flank from straight scours on the lower flank.

The mouth part is associated with a slope angle of 2.4°. The thalweg has a U-shaped morphology and it gradually widens downslope (Figures 7-10-ii and 7-13). It is characterized by the presence of terrace on the eastern flank of the canyon (Figure 7-10i/iii_B/iv) with dimensions about 30 to 40 m-heights. It also presents sedimentary waves consisting in coarse material ranging from gravels to boulders (Mulder et al., 1997) characterized by a wavelength (50-100 m) larger than in the body part (Malinverno et al., 1988). The sharp-step also visible in the mouth area (Figure 7-10-iv_5gr302 profile) seems again to be the transition between the Pliocene and Quaternary series.

On seismic profiles, the internal architecture revealed within the canyon flanks consists of an alternation of two superposed units. The first unit consists of continuous to semi-continuous low to moderate amplitude reflections. The second unit consists of continuous moderate amplitude reflections. Contact between the two units is usually sharp but local erosion can be identified at the base of the second unit. The first lower-amplitude reflections unit deposited on top of the Messinian erosional surface and outcropping at the base of the canyon wall is Pliocene in age and consists of hemiplegic marls (Savoye and Piper, 1991). It corresponds to the step-like morphology previously described. Then, four alternating units built the Quaternary serie (Q; Figure 7-10-iv). All these units exhibit vertical shift of reflectors along oblique surfaces and slight rotation of reflectors suggesting landsliding processes in the direction of the canyon thalweg (Figure 7-10-iv). The thickness of the

Pliocene serie is about 200-250 m while the Quaternary serie is about 500-550-m thick (Figures 7-10-iv and 7-13).

Pre-existing topography

On seismic profiles, the Var canyon emplaces in a pre-existing erosive depression fitting with the erosional Messinian surface (Figure 7-10-iv). This depression can be followed from the upper to the lower part of the slope, so it consists of a more or less straight conduit perpendicular to the margin direction. This Messinian conduit is about 500-550-m deep in the present-day body / mouth parts of the canyon and about 5-6-km wide.

Central area: the Roya canyon

The Roya canyon incises the continental shelf up to 3 km offshore from the coastline, in front of the Roya watersheds (about 662 km^2 and less than 2°-steep ; Figures 7-8 and 7-13). The Roya head lies at 214-m water depth (Figures 7-11 and 7-13). The Roya canyon is characterized by a linear topographic longitudinal profile (about 24 km-long) on the most part of its length (Figures 7-11-ii and 7-13), with decreasing slope angle. The longitudinal profile along the western interfluve presents a linear trend. It is about 500 m-height above the thalweg on the most part of its length (Figures 7-11-ii and 7-13). The western flank is affected by some scars. The eastern interfluve makes the transition between the Roya and Nervia canyons (Figure 7-11-i). It is characterized by a linear to convex-up trend. Its height decreases downslope from 650-750 m in the head part to 250 m in the mouth part (Figures 7-11-i/ii and 7-13). The downstream part of this interfluve exhibits several large-scale scars evidencing strong erosion processes where the Roya and Nervia canyons merged (Figure 7-11-i). The canyon width reaches a maximum value of 5 km in the body part and decreases to values of 3-4 km in the mouth part (Figures 7-11-ii and 7-13). At the opposite, the thalweg widens downslope, from 400-500 m-wide in the head part to 1.3-1.4 km-wide (Figures 7-11-i/ii and 7-13). The sinuosity index along the Roya entire profile is about 1.15 and the thalweg is quite linear in the mouth part (Figures 5-11-i/ii and 7-13). The flanks of the Roya canyon are relatively steeps, ranging from 11° to 23°, with a mean around 20-21° (Figure 5-11-ii).

Planform pattern and architecture

The head of the canyon is about 23 km^2. It exhibits a V-shaped cross-section profile and a slope angle of the canyon floor of 6.9° (Figure 7-13). It is mostly dendritic, with two mains thalweg and numerous tributaries. About 150-200 failures scars with volume ranging from 10^3 to 10^4 km^3

affect the head area, which represents 6-8 scars per km^2. The merging point of two mains thalwegs at 830-m water depth is characterized by the apparition of an axial sur-incision (10-15-m deep and 150-300-m wide; Figure 7-11-i/iv_MR11 profile) and is gradually smoothes at the head-body transition.

The body part is U-shaped in cross section and the slope angle of the canyon floor decreases to 4.4°. It is marked by the vanishing of the branched and dendritic morphology described in the head (Figures 7-11-i/ii and 7-13). The right-hand (eastern) flank of the body is borded by a terrace-like feature (Figure 7-11-i/ii_T4), 30-m height and 4-km long (Figure 7-11-iii-A). On seismic profile (Figure 7-5-iv_MR09 profile), the terrace consists of high-amplitude reflections similar to those observed in the present-day thalweg. It is thus interpreted to be a former position of the thalweg. A similar terrace is also present at the same water depth along the right-hand flank of the Nervia canyon (Figure 7-11). Finally, in the lower part of the Roya body, the thalweg floor exhibits linear features trending to the south (Figure 7-11-i/iii-B). They are located upstream from an abrupt change of the slope angle marking the transition between the body and the mouth parts (Figure 7-11-i/iii).

The mouth part is U-shaped in cross-section and the thalweg slope decreases to 2.9° (Figure 7-13). The thalweg is floored with undulations aligned perpendicular to the slope direction (Figure 7-11-iii-B). They have wavelengths of 100-120 m and heights of 5-8 m (Figure 7-11-iii-B) and are interpreted as coarse-grained waves, similar to those described in the Var canyon (Malinverno et al., 1988). Some steep step-like morphologies, 5-m high, are located downstream from the wave field and are interpreted as knickpoints at the base of the continental slope (Figure 7-11-iii-B).

Seismic profiles collected across the head and the body of the Roya canyon reveal successive steps in construction (Figure 7-11-iv). The first unit lays on top the Messinian erosive surface. It is characterized by semi-continuous low-amplitude reflections interpreted as the hemipelagic-dominated Pliocene serie – P. In the body, the Pliocene serie is usually thicker along the western flank (200-250 m) than along the eastern flank (100-120 m). Downstream, the Pliocene serie thins to 150 m then completely disappears at the base of the continental slope. Along the continental slope, the Pliocene is buried by well-layered medium-to-high-amplitude reflections corresponding to the turbidite-dominated Quaternary – Q – unit. Four main Quaternary stages of construction are discriminated by unconformities. The thickness of the Quaternary serie is homogeneous on both side of the canyon; it increases downslope from about 200-250 to 500 m (Figure 7-13). The inner canyon flanks are characterized by a hyperbolic facies on Chirp profiles (Figure 7-11-iv_MRc12-1 profile), suggesting strong recent triggering of mass-wasting events. The interfluve areas, characterized by well-bedded echofacies, are preserved from erosion (Figure 7-11-iv_MRc12-1 profile).

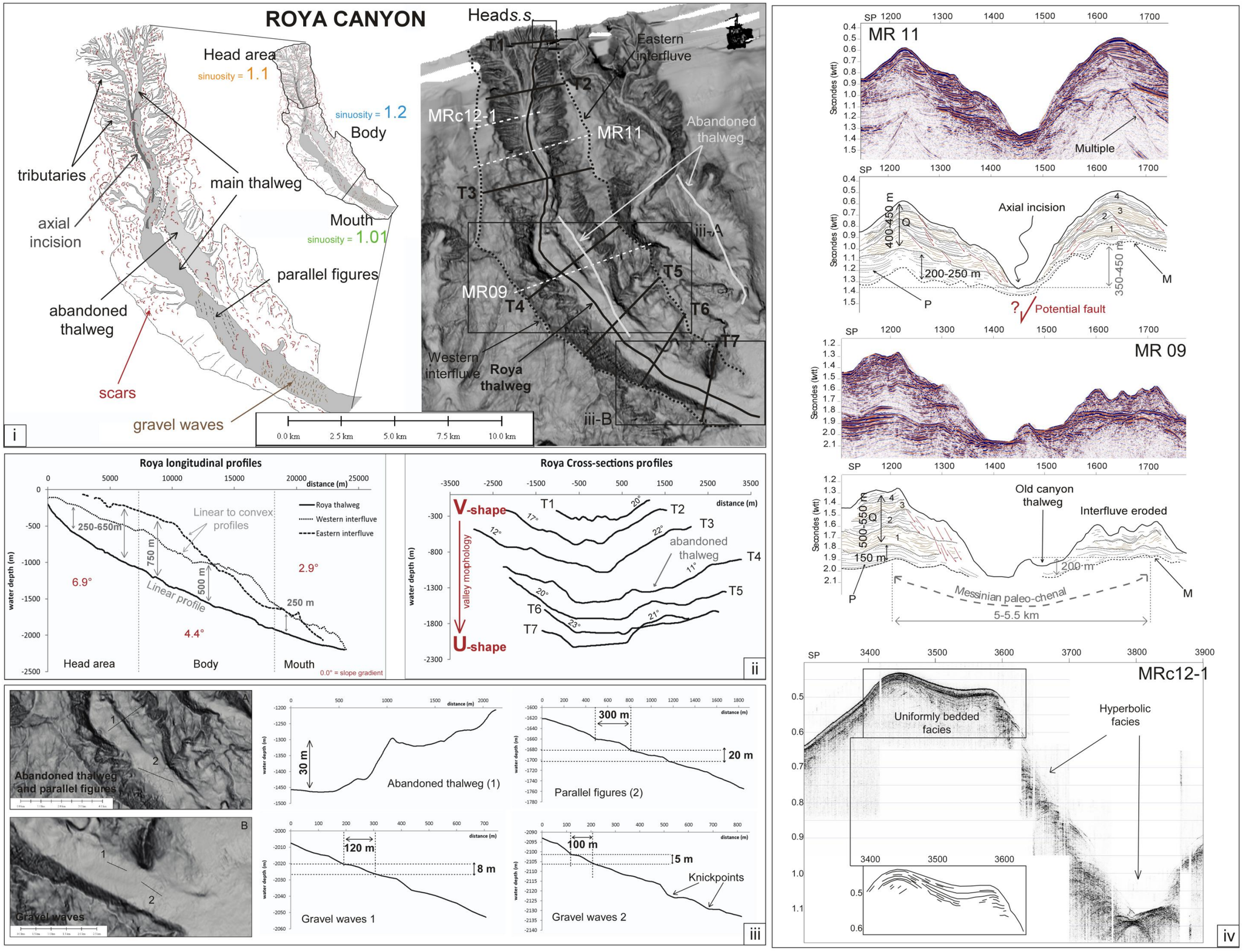


Figure 7-11: Planform pattern and internal architecture of the Roya canyon.

Pre-existing topography

From its head to its mouth, the Roya canyon emplaced in a pre-existing conduit morphology inherited from the Messinian erosion (Figures 7-11-iv_MR11 profile and 7-13). The incision depth of the Messinian conduit decreases downslope from 500 m to 200 m while its width is mostly constant at about 4.5-5.5 km (Figure 7-13). The Messinian conduit itself is now partly eroded by the gravity-flow activity chennalized within the Roya thalweg (Figure 7-11-iv_MR09 profile). The strong difference in the depth of the Messinian erosional surface between both sides of the conduit (about 0.3-0.4 twt or 350-450 m) suggests a vertical shift by a fault (Figures 7-11-iv_MR11 profile and 7-13).

Eastern area: the Verde canyon

The Verde canyon incises the continental slope to the shelf break at 192 m water-depth but does not affect the 5 km-width continental shelf; it is so considered as a slope-confined canyon or "headless canyon" (Orange and Breen, 1992; McAdoo et al., 1997), with no connection with its on-land sub-aerial system (about 93 km^2 and mean slope angle of 3.6°; Figures 7-8 and 7-13). The Verde canyon exhibits a convex-up longitudinal profile. The sinuosity index of the whole canyon is about 1.1, and it locally decreases from the head (1.13) to the body (1.05) and the mouth (1.02; Figures 7-12-i and 7-13). Both interfluves of the Verde canyon also present a convex-up profile (Figures 7-12-ii and 7-13). Although the eastern interfluve is higher than the western-one in the upper part of the canyon, both interfluves highly decrease in height downslope (from 250-400 m to tens meters; Figures 7-12-ii and 7-13). The flanks of the Verde canyon steepen gradually downslope, from 5-15° in the upper section to 12-22° in the lower section (Figure 7-12-ii). The canyon width decreases from the head (4-5-km wide) to the mouth (1.4-1.8-km wide), while the thalweg width is nearly constant (400-500-m wide; Figures 7-12-ii and 7-13).

Planform pattern and architecture

The head part is characterized by a mean slope angle of 6.5°. It does not exhibit a clearly central thalweg (Figures 7-12-I and 7-13) but imbricated large-scale semi-circular morphologies interpreted as failure-related scars (Figure 7-12-i/ii). The scars themselves are poorly expresses at the present-day seafloor, with scar walls less than 4°, suggesting they are old and they have been gradually smoothed through time. Some smaller-scale scars are also present with steep walls (up to 20°), suggesting the recent triggering of failures. This is supported by the association between well-layered echofacies with sharp truncation of reflectors along the inner thalweg walls and bodies with

chaotic to hyperbolic echofacies within the thalweg (Figure 7-12-iv_MRc11-E profile). Where the thalweg exists, it exhibits a V-shaped cross-section (Figures 7-12-ii_T1-T2 and 7-13).

In the body part, the mean slope angle slightly decreases to 5° (Figure 7-13). The thalweg morphology is well-developed on the present-day seafloor (Figure 7-12-ii_T3-T5). It exhibits a V-shaped cross-section (Figures 7-12-ii and 7-13). Two semi-circular scars perpendicular to the canyon axis affect the floor of the thalweg and generate steep step-like features on the longitudinal topographic profile (Figure 7-12-ii/iii-A). These scars are about 50-75-m high and are interpreted as knickpoints.

The mouth part is characterized by a sharp increase of the mean slope angle to 9.4° and a V-shaped cross-section (Figures 7-12-i/ii and 7-13). The canyon flanks and floor are affected by numerous semi-circular scars that are larger than in the body part (up to 180-m high).

Seismic profiles across the head area reveal the presence of high-amplitude packages up to 300-m thick located in the deepest part of the thalweg and surrounded by accumulations with well-layered continuous reflections. The accumulations thin gradually away from the canyon axis, mimicking channel-levees-like features (Figure 7-12-iv_MR11 profile). Five successive stages of construction were discriminated. The unit with semi-continuous low-amplitude reflections interpreted as the Pliocene serie is absent from the thalweg axis. Then, Quaternary serie is much thicker on the right-hand (western) side than on the left-hand side of the thalweg. Quaternary stages 1 and 3 strongly erode the Pliocene series and the Quaternary stage 2 respectively, suggesting alternation between periods of lower and higher energy of deposition. The gradual lateral shift of the high-amplitude packages suggests an eastward migration of the thalweg axis (Figure 7-12-iv_MR11 profile). The body part consists of high-amplitude packages restricted to the very central part of the thalweg and with a poor lateral continuity, surrounded by thick accumulations with well-layered and continuous low-to-medium-amplitude reflections (Figure 7-12-iv_MR10 profile). Five similar stages of construction were discriminated from the Pliocene to the Quaternary serie. The Pliocene serie is thinner than in the head part. The Quaternary series is still thicker on the right-hand than on the left-hand side of the canyon and it thins gradually away from the canyon axis. No evidence of erosion is observed at the base of each Quaternary stage. In the mouth part, the thalweg axis over-incised the pre-existing (Messinian) deposits and thin accumulations characterized by well-layered continuous low-to medium-amplitude reflections deposited on the both sides (Figure 7-12). The Pliocene serie is absent from this area and the Quaternary serie is much thinner. The mouth part thus makes the transition between an infilling regime revealed in the head and body and a by-pass/erosional regime in the mouth part (Figure 7-12).

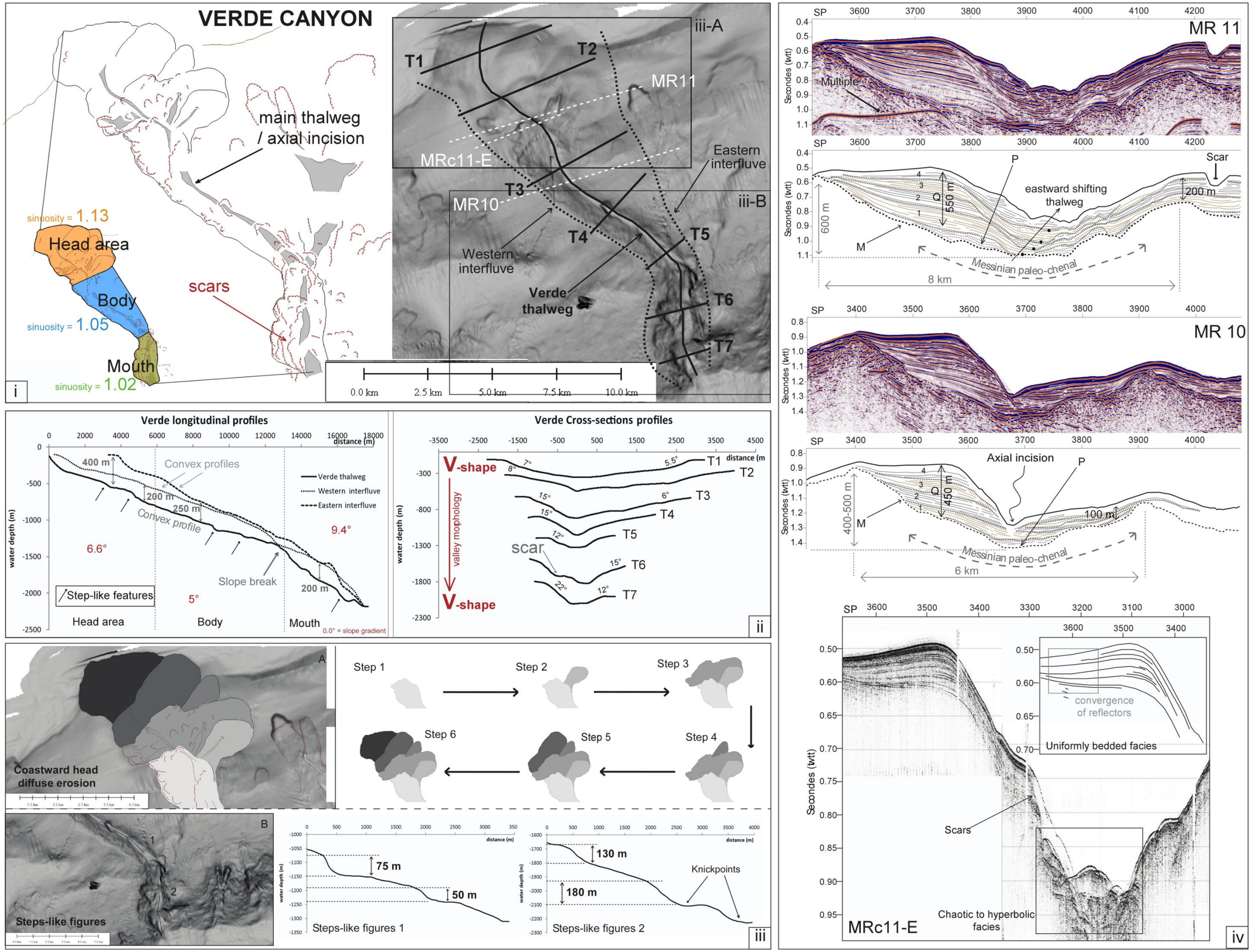
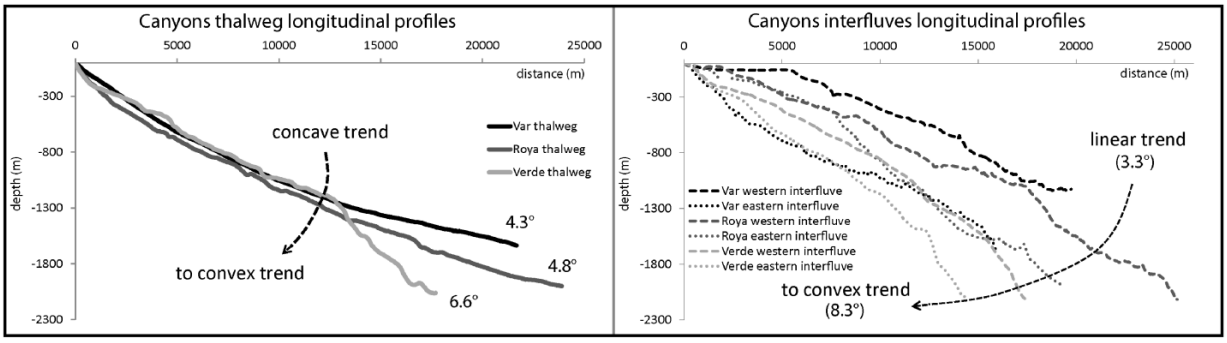


Figure 7-12: Planform pattern and internal architecture of the Verde canyon.

	VAR CANYON - WESTERN AREA	ROYA CANYON - CENTRAL AREA	VERDE CANYON - EASTERN AREA
Watersheds Area (km2) / slope gradient (°)	2820 / 1,12	662 / 1,8	93,5 / 3,6
Head *s.s.* Incision depth / Minor valley width / Major valley width	Really marked in the morphology 150 / 300-500 / 800-1000	marked in the morphology 50-150 / 100-150 / 800-1000	no head *s.s.* - no thalweg really marked in the morphology
Distance relative to the coast (km)	0	3	5
Water-depth reached (m)	12	214	192
Longitudinal profile (km) **Total** - Head / Body / Mouth	**22** - 5 / 9 / 8	**24** - 7 / 11 / 6	**18** - 6 / 7 / 5
Longitudinal profile direction **Total** - Head / Body / Mouth	**NW/SE** - N/S / NW/SE / NW/SE	**NNW/SSE** - N/S / NNW/SSE / NW/SE	**NW/SE** - NW/SE / NW/SE / N/S
Slope gradient (°) **Total** - Head / Body / Mouth	**4.3** - 6.7 / 4.4 / 2.4	**4.8** - 6.9 / 4.4 / 2.9	**6.6** - 6.6 / 5 / 9.4
Longitudinal profile trend	**CONCAVE**	**LINEAR**	**CONVEX**
Sinuosity index **Total** - Head / Body / Mouth	**1.2** - 1.09 / 1.03 / 1.01	**1.15** - 1.1 / 1.2 / 1.01	**1.1** - 1.13 / 1.05 / 1.02
Depth incision (m) Head area / Body / Mouth	500-600 / 900 / 600-800	600 / 500 / 300-400	200-250 / 150-300 / 300
Thalweg width (m) Head area / Body / Mouth	500 / 600 / 1200	400-500 / 1200-1300 / 1300-1400	__ / 400-500 / 500-550
Canyon width (m) Head area / Body / Mouth	3.5-4 / 5-6 / 3.5-4.7	4-4.5 / 4.7-5 / 3-4	4-5 / 3.7-1.3 / 1.4-1.8
Valley morphology Head area ⟶ Mouth	**V ⟶ U**	**V ⟶ U**	**V ⟶ V**
Messinian paleo-chenal dimension	500-550 m-depth 11-12 to 5-6 km-wide	500 to 200 m-depth 4.5 to 5.5 km-wide	800 to 400-500 m-depth 10 to 6 km-wide and trends to disappear in mouth part
Internal architecture	**5 steps** -- **1 Pliocene** serie deposition and **4-steps Quaternary** serie deposition		
	200-250 m Pliocene 500-550 m Quaternary	150-250 m Pliocene 400-550 m Quaternary	50-150 m Pliocene 450-550 m Quaternary
Particularities	. Canyon built **ABOVE** the messinian paleo-chenal . Western flanks most developped, eastern-one intensivly eorded . **Erosive character dominate** - messinan surface eroded on the canyon floor	. Canyon built **ABOVE** the messinian paleo-chenal . Eastern flank intensivly eroded at the base of the continental slope . **Erosive character dominate** - messinian surface eroded downstream	. Canyon built **INSIDE** the paleo-chenal . Western flank most developped than the eastern-one . **Infilling character dominate** on the most part and erosive character dominate in the mouth part
	Head area : mostly dendritic, numerous tributaries, braided pattern **Body** : sedimentary waves, scouring and herring-bone drainage pattern, sharp-step at Pliocene /Quaternary limit **Mouth** : Terrace, sedimentary waves	**Head area** : dendritic, tributaries, **fault control**, axial incision **Body** : abandoned thalweg (westward shifting), parallel figures **Mouth** : sedimentary waves, knickpoints	**Head area** : diffuse erosion, shifting westward of the canyon floor **Body** : step-like features **Mouth** : regressive erosion generating very marked step-like features



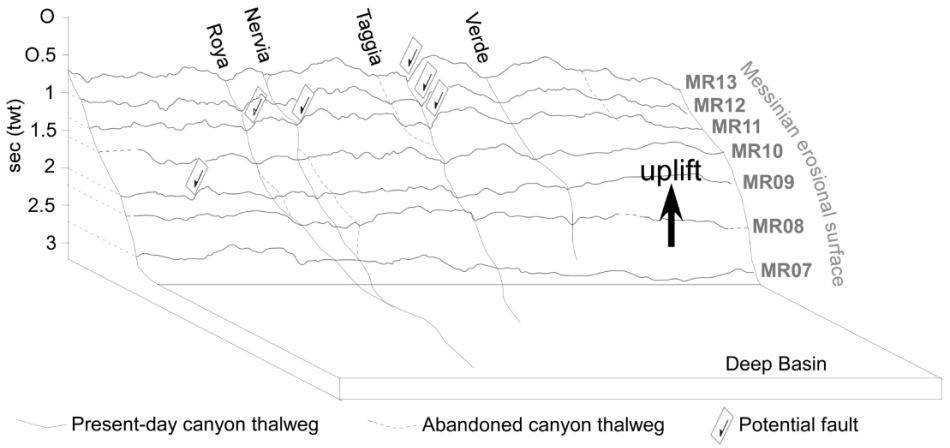


Figure 7-13: Table summarizing the canyons morpho-structural characteristics and 3D diagram of the paleo-messinian surface.

Pre-existing topography

Along its wall pathway, the Verde canyon is constrained within a pre-existing conduit inherited from the Mesinian erosion (Figures 7-12-iv and 7-13). In the upper part of the continental slope, this Messinian conduit is about 10-km large and 800-m deep (Figure 7-13). It then narrows and shallows to 8 km and 600 m respectively (Figures 7-12-iv_MR11 profile and 7-13), and to 6 km and 400-500 m (Figures 7-12-iv_MR10 profile and 7-13) to mostly smooth in the mouth part. The Messinian conduit thus abruptly disappears after the body-mouth transition and the slope break where it is partly directly eroded by the present-day Verde canyon.

3.6. Discussion

In the three studied areas of the western Ligurian margin, the canyons exhibits changes in both their planform pattern and internal architecture from west to east and from the upper to the lower continental slope. Different parameters probably act simultaneously in time and space to control the location of the canyons on the margin and their initiation and evolution but they will be described individually to better understand their role. These different parameters act indirectly on the canyon incision as the main cause of the incision is the activity of gravity processes through time. These parameters should thus modify the gravity-flow dynamic, inducing higher or lower kinetic energy and erosive power.

1. Maturity of the Ligurian canyons

Observing an equilibrium longitudinal profile, we note that the slope angle is first very high in the head part, then strongly decreases in the body zone to finally reaches very low values in the mouth area (Adams and Schlager, 2000; Gaudin et al., 2006). Longitudinal profiles generally traduce the maturity degree of the canyons incising a continental margin (Covault et al., 2011). Mature canyons are thus directly connected to a river mouth on land and are generally characterized by a concave-up longitudinal profile (Goff, 2001; Mitchell, 2005; Covault et al., 2011; Harris and Whiteway, 2011). They are generally associated to a passive margin or a young margin characterized by a high slope angle and a narrow continental shelf favoring erosional processes (Covault et al., 2011). In the contrary, immature or juvenile canyons are completely disconnected to a drainage sub-aerial basin and generally adopt a convex-up longitudinal profile (Goff, 2001; Covault et al., 2011; Harris and Whiteway, 2011). They are generally associated to active margin or passive margin reactivated in compression (Covault et al., 2011). The maturity degree of the canyons could thus be the marker of the margin deformation.

From west to east, two end-members characterizing two extreme stages in the canyon evolution can be discriminated. In the western part of the margin, both thalwegs and interfluves of the Var and Paillon canyons exhibit concave-up longitudinal profiles (Figure 7-13), suggesting they already reached an equilibrium state (Gaudin et al., 2006). Although the deep V-shaped cross-section in the head of the Var canyon suggests erosion could be still active here due to the high slope angle and the direct connection between the Var river and canyon head, the U-shaped cross-section in the body and mouth parts confirms the canyon reached its maximal depth of incision and evolves now by lateral erosion through destabilization of the flanks (Figure 7-10), as already observed by Laursen and Normark (2002) and Greene et al. (2002). The Var and Paillon canyons can be thus interpreted as mature canyons and mark a margin area poorly affected by the deformation/uplift.

In the eastern part of the margin, both thalweg and interfluves of the Verde canyon exhibit a convex-up longitudinal profile (Figure 7-13). The canyon did not reach yet an equilibrium profile and erosive processes should be thus strongly active. In fact, V-shaped cross-sections are poorly developed in the head and the body parts of the thalweg axis and strong depositional processes were rather evidenced from seismic profiles at the scale of the Plio-Quaternary (Figure 7-12). Only the mouth part is affected by a present-day strong erosive regime leading to the incision of a deep V-shaped thalweg (Figure 7-12). The Verde canyon can be thus interpreted as an immature or juvenile canyon and is the marker of an area highly affected by deformation/uplift.

2. Controlling factors

2.1. Influence of the margin deformation

The juxtaposition of the Messinian surface identified on each seismic-reflection profiles reveals a gradual elevation of this surface t the east and the Imperia Promontory (Figure 7-13). This elevation characterized a deformation and uplift of the Ligurian margin mainly located along the Imperia Promontory, as suspected by Bigot-Cormier et al. (2004) and demonstrated by Larroque et al. (2011). The latest and major phase of uplift is dated at the transition between the early and late Pliocene (3.5 Ma; Bigot-Cormier et al., 2004). The margin deformation and uplift strongly decreases to the west but still exists through the Quaternary in the Var area as shown by the elevation of marine terraces along the coastline (long term uplift rate of 0.4-0.53 mm/year for the Imperia Promontory during the Plio-Quaternary, Larroque et al., 2001).

In the eastern part of the Ligurian margin, the present-day convex-up profile of the Verde thalweg and interfluves should be strongly constrained by the margin deformation and uplift. Along the convex-up profile, the slope angles of the head and body parts are similar to those of the Var and Roya areas (6-7° for the head and 4-5° for the body; Figure 7-13) while the mouth part is over

steepened (8-10° for the Verde area against 2-3° for the Var and Roya areas; Figure 7-13). This suggests that the upper margin carrying the head and the body parts of the Verde canyons has been uplifted without too much deformation while the lower margin carrying the mouth part was titled to the south with a strong increase of the slope angle. Any modification of the general topographic profile related to a phase of margin uplift is thought to generate a change of the equilibrium profile of a canyon and a return to the initial equilibrium profile retrogressive processes starting at the base of the continental slope (Pratson and Coakley, 1996). Such processes could explain the strong contrast existing between the head-body part where depositional processes predominate through the Quaternary and the mouth part where erosive processes predominate (Figure 7-12). It is not possible to date with accuracy the latest phase of uplift responsible for the change in the longitudinal profile of the canyon but as the retrogressive erosion poorly affected the body part and the latest stages of Quaternary deposition, it should not be older than the Late Quaternary. This could then reveal than the time laps between the change in the equilibrium profile and the beginning of the retrogressive erosion is short and the intensity of the retrogressive erosion is immediately strong.

In the western part of the margin, present-day concave-ip profile of the Var and Paillon canyons and the U-shaped cross-sections suggest that the sediment supply and gravity-flow activity compensate the uplift of the coastline which is not strong enough during the Quaternary to clearly impact the canyon profile.

In the central part of the Ligurian margin, the Roya, Nervia and Taggia canyons exhibit concave-up profiles that are slightly steeper than those of the Var and Paillon canyons. These canyons reached an equilibrium profile but were impacted by the uplift of the Imperia Promontory which generated a regional slope dipping to the west (Figure 7-13). The gradual oversteepening of the margin to the west should be responsible for the westward shift of the Roya and Nervia canyon axis that left an abandoned thalweg changing into a terrace along their eastern sides (Figure 7-11).

2.2. Glacio-eustatic variations

In the central and eastern part of the Ligurian margin where seismic-reflection profiles were available, four main successive Quaternary stages of construction were recorded in the lateral accumulations adjacent to the canyon thalwegs (Figures 7-11 and 7-12). Some of these stages are erosive at their base and some drape the pre-existing morphology, evidencing cycles of erosion/deposition as observed in the Gulf of Lions canyons (Baztan et al., 2005). Such cyclicity evidences that the Ligurian canyons did not form during a single episode of erosion but through stages that should be correlated with glacio-eustatic cycles. With such hypothesis, the erosion phases should correlates with low sea level.

In the Ligurian tectonic context, the presence of the erosive cycles could also be correlated to episodic margin uplift phases, which modify the slope equilibrium profile, generating the erosion of the Plio-quaternary deposits in the canyons axes. However, we observe some particularity for each studied canyons. Indeed, the Roya canyon presents an axial incision particularly visible in the MR10 seismic profile on the Figure 7-5. This architectural features is clearly evidenced in the western Gulf of Lion (Baztan et al., 2005), in the Danube (Popescu et al., 2004), in the Murray canyon (Hill et al., 2005), in the Gange/Brahmapoutre (Kottke et al., 2003), and is interpreted as a footprint of gravity flows (hyperpycnal flows ; Normark and Piper, 1991 ; Mulder and Syvitsky, 1995 ; Mulder and Alexander, 2001) over-eroding the thalweg during connection phases with a sub-aerial river (low relative sea level). This is confirming that the Roya canyon is in connection with its river during low sea level. The Verde canyon presents architectural features similar to chenaux-levee in the third sedimentary unit in the axe of the canyon thalweg. Such features could also be present in the other deposition cycles but could be erased by the successive erosional cycles. The Verde canyon seems to adopt so a constructive chenal comportment, according with the dominate depositional mode described with the seismic interpretation.

2.3. Influence of the pre-existing Messinian morphology

The seismic-reflection profiles collected parallel to the Ligurian margin (Figures 7-8, 7-10, 7-11 and 7-12) reveal that the present-day canyons always developed in pre-existing conduits (Figure 7-13) incised during the Messinian crisis. Similar pre-Messinian submarine canyons were already identified on the continental slope of the Gulf of Lions (Gorini et al., 2005; Lofi and Berné, 2008; Bache et al., 2012). Along the Ligurian margin, these conduits are thought to have trapped and channelized sediment supplies coming from on-land drainage basins since the post-Messinina reflooding, allowing preferential erosion/deposition processes and the localized development of the Plio-Quaternary canyons.

Depending on the width and incision depth of the Messinian conduit, two main styles of canyon evolution can be discriminated. When Messinian conduits are marrow and deep (example of the Var and Roya canyons), the Plio-Quaternary canyons exhibit either thin particle accumulation within their thalweg axis or particle by-pass and even erosion of the Messinian surface. Sediment deposition is restricted to the sides of the conduits, leading to the construction of narrow accumulations whose inner flanks are affected by erosion (Figures 7-10 and 7-11). When Messinian conduits are large and shallow (example of the Verde canyon), the Plio-Quaternary canyons are mostly aggradational with a thick high-amplitude (probably coarse-grained) package surrounded by well-developed lateral accumulations (Figure 7-12). Such relationship could be explained by the impact of a large or narrow conduit on the velocity, energy and competence of gravity flows confined within the conduit. For a given volume of particles injected within the conduit, narrow conduits should promote higher-

velocity flows, as flow velocity and competence increase in topographic constrictions (Gee et al., 2001), and they should thus experience stronger erosive processes, while large conduits should lead to lateral spreading and loss of competence favoring depositional processes. In addition, along the Ligurian margin, the surface of on-land drainage basins decreases eastward from 2820 km^2 for the Var, to 662 km^2 for the Roya and to 93 km^2 for the Impero (Verde; Figure 7-8), suggesting the sediment discharge should be higher in the western canyons (Var and Roya examples) than in the eastern ones (Verde example). The effect of the pre-existing narrow conduits on the erosive regime of the western canyons should be thus enhanced by the high sediment supply delivered from land while large pre-existing conduits and low sediment supply should promote a depositional/aggradational regime within the eastern canyons.

2.4. The slope angle

In the three studied areas of the Ligurian margin, canyon cross-sections change downslope from V to U-shapes when longitudinal profiles are concave-up (Figure 7-13). Such longitudinal evolution has already been observed on the western Iberic marin (Arzola et al., 2008). Along convex-up longitudinal profiles, canyon cross-sections are V-shaped (Figure 7-13). Comparison between the three areas revealed that V-shape cross-sections are associated with slope angle greater than 5° while U-shape cross-sections appear where slope angle is lower than 5° (Figure 7-13). The formation of V- or U-shape cross-sections could be thus strongly constrained by a critical slope angle of the continental slope of about 5°. This critical angle is thought to act directly on the erosive capacity of the gravity flows, a slope angle higher than 5° giving to the flows kinetic energy high enough to sensibly increase its erosive power.

2.5. Faults

It has been already demonstrated that faults influenced the location of canyons pathways (Antobreh and Krastel, 2006; Mountjoy et al., 2009). On the western Ligurian margin, potentials normal faults have been recognized on seismic profiles located on the upper continental slope, in the axis of Messinian conduits ad Plio-Quaternary canyons (Figures 11 and 13). As the faults affect the Messinian surface, their activity thought to be at least post-Messinian, which could be correlated to “actives” faults on-land (Chaumillon e al., 1994; Larroque et al., 2001). It is thought that the vertical shift of the post-Messinian seafloor caused by normal fault activity partly blocks and traps along-slope sediment transfer along the fault escarpments, leading to the over-incision and preservation of Messinian conduits. As faults are weakness zones, sediment transfers blocked against fault escarpments could be also lead to the formation of new conduits on the continental slope, already described elsewhere (Algan et al., 2002; Mountjoy et al., 2009).

3. Model of canyon construction

We discriminated three type of canyon head configuration on the studied canyons of the Ligurian margin, as already observed by the general study of Harris and Whiteway (2011): slope-confined canyons completely disconnected to a drainage basin on land (Verde canyon example), canyon incising the continental shelf but disconnected to a sub-aerial river (Roya canyon example) and canyons incising completely the continental shelf and directly connected to a river mouth (Var canyon example). Canyons construction being classically associated to emersion/erosion/deposition cycles (Rasmussen, 1994; Fulthrope et al., 2000; Bertoni et Cartwright, 2005; Baztan et al., 2005). During high relative sea level, the canyons would construct by deposition/aggradation because of the disconnection to the river mouth on land and sediment supply (Baztan et al., 2005). During low relative sea level and periods of a direct connection between the river mouth and the canyon head, the canyons would be incised by the recurrent action of gravity flows (turbidity and hyperpycnal currents; Baztan et al., 2005). Different stratigraphic model correlate the erosional power of gravity flows and the canyons formation to the eustatic cycles (Posamentier et Vail, 1988; Posamentier et al., 1988; Rasmussen, 1994; Fulthrope et al., 2000; Bertoni et Cartwright, 2005).

The studied canyons of the Ligurian margin present the same construction mode. These Plio-quaternary canyons take place in pre-existing Messinian paleo-incisions. Then a first Pliocene sedimentary unit – P – of hemipelagic carbonated deposits (marl) is deposing on the Messinian surface and is eroded by a main erosional surface which sometimes erases completely the Pliocene unit. Then four successive quaternary sedimentary units are deposing on the Pliocene-one. The deposition process of these four units is always the same, and is in similar six steps. Each step is composed by :

- a sedimentary deposition cycle and canyon infilling, on a erosive surface observable by top-lap terminations of the seismic reflectors. First, we generally observe, at the base of the unit, an hemipelagic dominate which progressively change to a turbiditic-one. This is show that the first deposits are hemipelagic then that the turbiditic activity increases and become more important in the construction.

- an erosional cycle cutting the downer sedimentary series and canyon incision. Then a new unit with a similar facies of the precedent-one deposes on the erosional surface.

We observe these deposition/erosion cycles all along the Ligurian margin. We suppose thus that they are correlated to glacio-eustatic cycles, with an erosional phase associated to low relative sea level. The aggradational phases are associated to high relative sea level periods, when canyon heads are disconnected to the river mouth.

4. The origin of the canyons

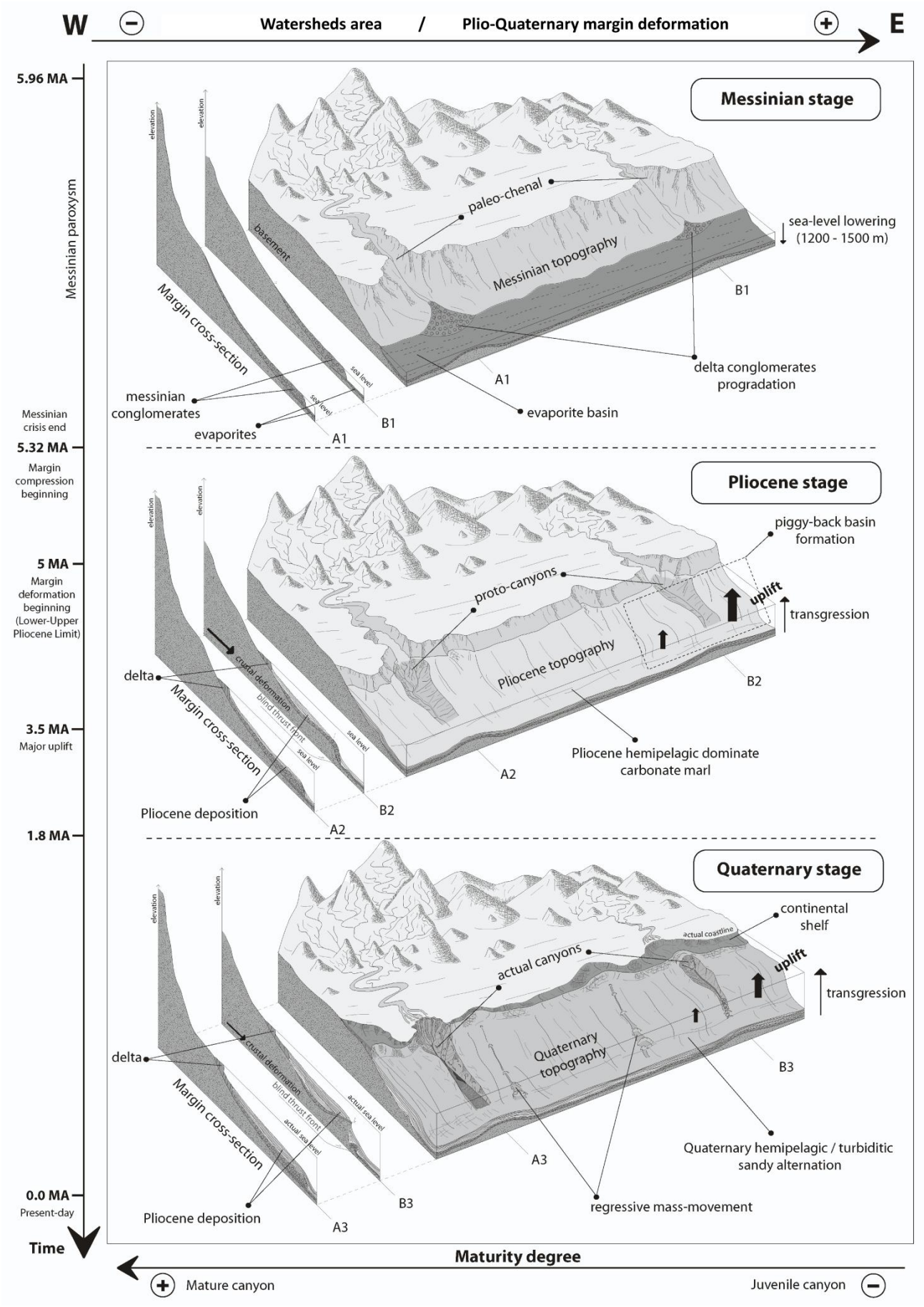


Figure 7-14: Model of the formation and the evolution of canyons in the Ligurian margin context.

From west to east along the Ligurian margin, the Var and Paillon canyons erode the continental shelf and are directly connected to their drainage basins on land, then the Roya, Nervia and Taggia canyons erode the continental shelf but are not directly connected to the drainage-basin river mouths, and then the Verde canyon does not erode the continental shelf and is confined to the continental slope.

Canyons being classically associated to phases of rivers incision during relative sea level lowering (Baztan et al., 2005), while the initiation of slope-confined canyons is generally associated to retrogressive erosion (Orange et al., 1997; Green et al., 2007; Green, 2011). With the bathymetric and seismic analysis on the continental slope, two canyons origins could be exposed according different canyons configurations on the Ligurian margin.

- Plio-Quaternary submarine canyons of the Ligurian margin all built themselves above paleo-incisions inherited of the Messinian Crisis during the Late Miocene (Figure 7-14). The level sea lowering of 1200-1500 m (Gorini et al., 2005) allowed a sub-aerial erosion of the continental shelf and the continental slope by rivers to reach their base level (Figure 7-14), conglomeratic deltas progradation to the base of the continental slope and evaporites deposition in the deep basin (Savoye and Piper, 1991; Sage et al., 2011; Figure 7-14).

- At the end of the Messinian Crisis, the rapid relative sea level rise during Pliocene would take from few months to two years for 90% of the water mass (Garcia-Castellanos et al., 2009). This rapid rise would not allow rivers to readapt to the base level change; rivers continue to erode their drainage basins during Pliocene. Coarse-grains materials transported are rapidly accumulated at the rivers mouth henceforth flooded and forming the Gilbert-Deltas (Clauzon et al., 1995 and 1996; Figure 7-14). The sedimentary transport being stopped upslope, hemipelagic carbonated marls draped more or less uniformly the continental slope (Savoye and Piper, 1991; Figure 7-14) as well as in the Messinian paleo-incisions that on their flanks or in some areas non-affected by the presence of paleo-canyons (Figure 7-14), as observed on seismic profiles. During the Pliocene, paleo-canyons are thus starved of sedimentary input and were relatively inactive during the whole post-messinian sea level rise and the Pliocene high sea level. However, the erosional surface on the top of the P unit illustrates the return of strong particulate flows, probably correlated to a low sea level during which the rivers mouths are connected to the canyon heads. Four sedimentary units were then identified on the top of this erosion surface. In the Lion Gulf, Rabineau (2001) identified five Plio-Quaternary sedimentary sequences and correlated them to the last five glacio-eustatic cycles of 100 000 years (between 540 000 and 18 000 years). Indeed, during the Plio-Quaternary, eustatic variations are mainly correlated to the climate (water mass volume; Shackleton and Opdyke, 1977; Rabineau, 2001), and the influence of the high frequency glaciations/deglaciation cycles would have some effects in the Mediterranean Sea only until 450 000 years (Ruddiman et al., 1989). The Ligurian margin is closed to the Lion Gulf one; it is possible that the five sedimentary units observed would be correlated thus to those last five high frequency cycles. However, this would mean that there weren't any

sedimentary floods between the end of the Pliocene and the last 450 000 years. This hypothesis is unlikely because of the connection between the canyons heads and the rivers mouth. The erosional surfaces and the five sedimentary units identified in the canyons would be more likely associated to lower frequency glacio-eustatic cycles. Whatever the origin, the erosional surface at the top of the Pliocene unit would corresponds to a sea level lowering which caused an increase of sedimentary floods in the canyons because of the progradation of the coast-line et the captation of the river mouths by the paleo-incisions. During this period, canyons and mostly their heads are by-pass and very active erosional processes zones. The Pliocene unit was mainly re-incised within thalwegs canyons, generating some step-like features. This axial incision process was described in the Bourcart canyon where it was associated to the activity of turbidites and hyperpycnal currents during the connection phases between the rivers mouths and the canyon heads during low sea level periods (Baztan et al., 2005). The width et depth incision of the thalweg in the Pliocene unit are much higher in the Western part of the margin, where canyons are associated to the bigger drainage basins.

- During the Quaternary, six glacial periods were identified in the Alps: Biber, Donau, Günz, Mindel, Riss and Würm (from the oldest to the most recent and of frequency of 80-500 Ky) and five glacio-eustatic cycles of higher frequency (100 000 years) for the last 540 000 years (isotopic stages: 2, 6, 8, 10 and 12; Rabineau, 2001). On the Ligurian margin, the four sedimentary units identified in the canyons could not thus be correlated with some particulars cycles. However, the sedimentary units discriminated are characterized by an alternation of turbiditic and hemipelagic deposition. From their seismic facies, these alternations would be hemipelagic dominate at the base of the units and so associated to a sea level rise period and highstand, causing a decrease of the sedimentary floods. In top of the units, the turbiditic dominate character is thus associated to a sea level lowering and an increase of sedimentary floods.

Thereby, for each cycle, during the sea level rise and the retreat of the coast-line, the canyon heads would be disconnected from the rivers mouths and the turbiditic supply decrease, favoring hemipelagic deposition. During highstand, if the canyons heads are slope-confined (e.g. Verde canyon), canyons are starved from any sedimentary supply. If the canyons enough incised the continental shelf, the sedimentary supply may be continuous (e.g. Var and Paillon canyons). During the sea level lowering, the coast-line gets closer to the continental shelf edge and the sedimentary supply increases. The canyons for which the head incises the continental shelf canalize the turbiditic and hyperpycnal flows generated to the river mouths. The canyons for which the head is located to the continental shelf edge are generally associated to turbiditic dominate particulate supply, but would be potentially connected to the rivers mouth only during low sea level periods. The erosional surface truncating each sedimentary unit is correlated to the paroxysm of the lowstand. The sedimentary supplies are the highest and the transport capacity of the gravity flows generated to the river mouths and by-passing through the canyons allow a high erosion of the sedimentary units. However, because of the uplift in the eastern part of the margin, the canyons in the western and the

eastern parts evolve diversely, even if their construction mode is the same. Their evolution is thus described separately.

In the western part of the Ligurian margin, the profile of the continental slope and of the canyons is poorly affected by the deformation/uplift (Figure 7-14). The Quaternary units deposits are only present on the canyons flanks. During periods of sea level rise or high sea level, hemipelagic dominate deposition would potentially depose in the canyons thalwegs and then be eroded by gravity flows generated at the rivers mouths during the successive periods of sea level lowering and low sea level. The western drainage basins being the biggest (Figure 7-14), the particulate load issued in the canyons is high. The narrow and deep incision of the conduits inherited to the Messinian promote the containment of the gravity flows, which only transit through the canyons and preventing any important deposition in the canyons thalwegs and increasing their erosional character until re-incising the Messinian erosional surface. Deposits could however be recognized by the presence of gravels waves. The thickest flows could overflow laterally and depose fine particulate on the canyons flanks, accentuating their morphology (Figure 7-14). During the first stages of formation of the Quaternary canyons, the connection between the rivers mouths and the canyons heads could be interrupted during the high sea level periods if the continental shelf is enough large and if the incision of the continental shelf is poorly pronounced, as observed now in the intermediate zone for the Roya, Nervia and Taggia canyons. Even starved from any sedimentary supply during high sea level periods, those canyons would still active as suggests the absence of any draping hemipelagic deposits above the gravels waves and blocks. This activity during high sea level would be characterized by lower frequency and/or energy flows, as already observed for the Bourcart and Capbreton canyons (Gaudin, 2006). They would be thus the result of the transformation of slides affecting the heads (and/or bodies) flanks. The canyons heads could also constitute a sedimentary reservoir during the sea level lowering periods by the progradation of sand bodies along the edge of the continental shelf, as already observed in other areas (Lion Gulf, Berné et al., 1998; Rabineau et al., 1998; Gaudin, 2006). During the successive high sea level periods, those reservoirs constitute thus a sedimentary source for the release of gravity flows. At term, the successive cycles of incision during the low sea level periods and the erosion resulting from slides during the high sea level periods establish a permanent connection between rivers and canyons, allowing more or less continuous sedimentary supply (Figure 7-14). The gravity flows generated from rivers during sporadic flooding events maintain and/or accentuate the canyons morphology. This connection allows an erosional action of the canyon floor and the deposition of fine particles in suspension on the canyons flanks and the construction of gravels waves in the thalwegs canyons.

In the eastern part of the Ligurian margin, the deformation begins during Pliocene and affects the margin and canyons profile, which gets steeper at the base of the continental slope and a convex-up trend (Figure 7-14). This uplift at the margin/basin boundary causes the formation of a piggy-back basin on the Imperia Promontory (Figure 7-14). The thickness of the Quaternary sedimentary units

decreases downslope (Figure 7-14). This suggests that either the most part of the particles depose in the upper part of the canyon, or the flows velocity is too much high in the downer part of the canyon because of the steepening, and thus limiting the particles deposition which get accumulated in the deep basin. Moreover, the dimensions of the drainage basin decrease eastward and so are the sedimentary supplies. The larger continental shelf contributes to the disconnection of the slope-confined canyon during high sea level periods (e.g. Verde canyon; Figure 7-14). During periods of sea level rise and high sea level, the sedimentary deposits in the canyon are hemipelagic dominate at the base of each sedimentary unit; the canyon is so inactive and gradually fills with hemipelagic deposits draping the whole margin with a relatively constant thickness. During high sea level periods, the aggradation in the upper part of the canyon could continue through a particles supply associated to landslides generated in the canyon head or through some re-suspension processes on the continental shelf and their capitation by the canyon head. During sea level lowering periods, the sedimentary supplies remain too low to generate gravity flows able to erode the canyon floor. The large and shallow dimensions of the conduits inherited to the Messinian Crisis and the formation of the basin in the upper part of the continental slope promote the sedimentary storage in the canyon (Figure 7-12). This allows the construction of some geometry assimilating to chenaux-levee features and that laterally extend over the edge of the paleo-incision (Figure 7-12). Those sedimentary constructions are characterized by a lateral passage from high amplitude in the thalweg canyon to amplitude flanks ward. These structures may have been also present in other Quaternary sedimentary units but have been probably eroded during the successive low sea level periods. The continuous steepening of the base of the continental slope modifies the base level of the canyon. This thus causes the triggering of retrogressive erosional processes marked by the apparition of slides in the thalweg axis and allowing the return to an equilibrated profile with a concave-up trend (Figure 7-14; Pratson et al., 1994 ; Pratson et Cokley, 1996 ; Galloway, 1998 ; Cronin et Kidd, 1998 ; Krastel et al., 2001 ; Cronin et al., 2005 ; Puga-Bernabéu et al., 2011).

3.7. Conclusion

The morpho-structural analyses focused on the continental slope the western margin of the Ligurian Basin allow us to highlight a morphometric and internal architecture evolution of canyons from the west to the east along the Ligurian studied-segment margin, but also from the top to the base of the continental slope. The margin and the canyons in the western part exhibit respectively a linear and concave longitudinal topographic profile. The Var and Paillon canyons incise completely the continental shelf and are in direct connection with the mouth of their sub-aerial river systems. They are characterized by a very marked morphologically head area, highly dendritic and ramified. These canyons are called “mature” as they reach an equilibrium longitudinal profile. In comparison, the margin and the canyons in the eastern part exhibit a convex longitudinal topographic profile. The Verde canyon present a slope-confined and poorly ramified head area, and is disconnected from its

potential sub-aerial river systems. Such canyons, whose typical example is the Verde canyon is infilling upslope and presents intense regressive erosional processes at the base of the continental slope; transition is marked by an abrupt slope break. We also observe the intermediary case, as the Roya, the Nervia and the Taggia canyon, which incised the continental shelf but do not present any direct connection with a sub-aerial river system.

Even if the canyons of the Ligurian margin seem all to be constructed by emersion/erosion/deposition cycles associated to lowstand and highstand periods (Shepard et al., 1939; Posamentier and Vail, 1988; Rasmussen, 1994; Fulthrope et al., 2000; Bertoni and Cartwright, 2005; Baztan et al., 2005), the combination of different factors control induce the formation of submarine canyons which exhibit different morpho-structural characteristics evolving eastward along the margin: (1) the paleo-topography acts mainly on the canyons erosion/deposition motor through gravity flows velocity and erosional potential, mainly control by the sub-aerial systems dimensions which decrease eastward. (2) The deformation of the Ligurian margin increasing highly eastward (Bigot-Cormier et al., 2004) acts directly on the morpho-structural characteristics of the canyons modifying the equilibrium profile. (3) Faults as weakness zones can accentuate erosion depression and constituting so preferential axes for the canyons formation. (4) A critical angle would directly act on the erosional capacity of gravity flows and generate V-shape canyon morphology with slope inclination up to 5° and U-shape with slope inclination below 5°.

Then we considered two origins to the formation of the different canyons configuration observed: (i) canyons associated to a sub-aerial river system is maintained by gravity flows during the transgression; (ii) slope-confined canyons and disconnected to a sub-aerial river system are in a first step formed by mass-movements at the base downslope (generated by a destabilization associated to a faults network at the base of the continental slope) and evolve upslope in a second step as regressive erosion, which could in the long term evolve further in a submarine canyon incising the continental shelf.

The 80 km-long studied segment margin is characteristic of a submarine canyons evolution from mature westward to juvenile eastward. Canyons seem to be good markers for the margin deformation which can be reflected by thalweg migration or canyon longitudinal profile deformation (convex trend). We could so, from the canyons morpho-structural evolution, corroborate the hypothesis of a Ligurian margin deformation increasing eastward.

Acknowledgments

The authors thank the captains and crew of the RV Le Suroit (Ifremer/Genavir) and all the scientists and technicians who participated in the cruises. M. Coste is a PhD student at OGS funded by MAGIC Project financed by the Italian Civil Protection and RITMARE Project financed by the

University and Research Italian Minister (MIUR). The Malisar project has been funded by the French program Relief de la Terre and Action Marges.

4. PRESENT-DAY SEDIMENTARY DYNAMICS IN THE ROYA AND TAGGIA CANYONS (LIGURIAN MARGIN)

Marianne Coste[1, 2*], Sébastien Migeon[1], Silvia Ceramicola[2]

(1) UMR GéoAzur, Université de Nice-Sophia Antipolis, CNRS, OCA, Port de la darse, 06235 Villefrance/Mer, France

(2) Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Borgo Grotta Gigante 42/c, 34010 Sgonico (TS), Italia

*E-mail : mcoste@ogs.trieste.it

4.1. Abstract

Six submarine canyons were identified on the western margin of the Ligurian Basin, offshore an area extending from Nice (France) to Imperia (Italy) (Coste et al., *in preparation*). During the Malisar2 survey (2007), two SAR profiles were acquired across two of them, the Roya and the Nervia canyons. Although these two canyons exhibit a head part which is disconnected to their potential sub-aerial system, we clearly observe numerous sedimentary structures along the thalwegs and their evolution downward. This study allowed us to observe a present-day activity through these canyons and to propose a model of downstream evolution of the sedimentary processes of erosion / transport / deposition and to better understand the mechanisms of flows transformation.

Keywords: Submarine canyons, Ligurian margin, sedimentary processes, activity, SAR profiles.

4.2. Introduction

The canyon activity is defined by the transport capacity of sedimentary particles and their regularity downslope (Twichell and Roberts, 1982; Vagner, 2001; Berné et al., 2002; Babonneau et al., 2004; Ducassou et al., 2009). This activity strongly depends on the localization of the canyon head on the continental margin, on its connection with a sub-aerial system on-land and on the variation of the sedimentary supply over time (Babonneau et al., 2002). A submarine canyon is active in continuous if the particles-loaded gravity flows regularly transit and if the fluvial supply manage to keep the source closely to the submarine canyon head during high-stand periods (Babonneau et al., 2002). At the contrary, a canyon is inactive if the particular transit isn't regular or absent in the case of a slope confined-canyon (O'Connell et al., 1987; Mountain et al., 1996; Orange et al., 1997; Bertoni and Cartwright, 2005; Green et al., 2007 and 2011; Harris and Whiteway, 2011), or if the canyon head is disconnected to the sedimentary fluvial supply during sea level rise periods (Twichell and Roberts, 1982;

Berné et al., 2002; Curray et al., 2003; Baztan et al., 2005). The activity periods of the submarine canyons during the glacial maxima reveals a cyclicality about 100,000 during the last 400 ky (Baztan et al., 2005). If a canyon is deeply rooted in the continental slope and shelf, its incision and the continuous activity of turbidity flows allow the maintenance of the connection between canyon head and river mouth during high sea-level periods (e.g. Zaire canyon, Babonneau et al., 2002). However, during high sea-level periods, the sedimentary dynamics and erosion processes are energetically lower than low sea-level periods (Gaudin et al., 2006). Then, gravity flows could not transit to the deep-basin and particles could be stocked on the upper part of the submarine canyons (e.g. Capbreton canyon, Gaudin et al., 2006).

Submarine canyons are preferential path for sediments transfers from the continental shelf to the deep basin and abyssal plains (Nesteroff et al., 1968; Carson et al., 1986; Gardner, 1989; Garfield et al., 1994). In the submarine canyons, particles transports from the continental shelf to the deep-basin are principally attributed to gravity processes (Nesteroff et al., 1968; Carson et al., 1986; Gardner, 1989; Garfield et al., 1994). *In-situ* studies of gravity flows through current meters and sediment traps in submarine canyon and deep-sea systems have contributed to highlight the importance of these systems in sediment transfers (Garfield et al., 1994; Puig et al., 2000; Mulder et al., 2001a and 2012; Xu et al., 2002; Khripounoff et al., 2003 and 2009; Liu and Lin, 2004). Active canyons are natural laboratories to understand the dynamics of continental sediment transport (Khripounoff et al., 2003). These sedimentary processes could be initiated by mass-movement in canyon heads, an hyperpycnal flow or an hydrodynamic process (Mulder et al., 2012). Individual gravity processes on the continental margins are considered as ideals processes because the transport dynamic may vary between the rupture instant and the final deposition, which will then characterize the last transport process mode (Middleton et Hampton,1973; Pierson et Scott, 1985; Shanmugam et al., 1994; Marr et al., 1997; Marr et al., 2001; Locat et Lee, 2002; Gee et al., 2005; Tripsanas et al., 2008). Previous works have shown the progressive flow transformation from laminar regime to turbulent or from a cohesive and mainly turbulent flow to a hybrid flow more cohesive and without turbulence (Haughton et al., 2009). Then, in the first case, the progressive increases of the disintegration of landslides and the fluid incorporation leads the gradually transformation in debris flow / turbidity current (Piper et al., 1999; Felix and Peakall, 2006; Gee et al., 2006; Moscardelli and Wood, 2008; Tripsanas et al., 2008; Haughton et al., 2009). The second case is rarer progressively transform a turbulent current by the incorporation of material in a denser flow (Migeon et al., 2001; Talling et al., 2007; Haughton et al., 2009).

4.3. Settings

The Western margin of the Ligurian Basin is located to the South of the Alps and more especially to the South of the Argentera extern crystalline massif culminating over 3200 m. The

studied zone is located along the Western Ligurian Margin between the cities Antibes and Imperia, and covers water-depth from 50 m to 2500-2600 m. The margin is characterized by a narrow continental shelf (2 to 5 km width maximum) or completely eroded and absent offshore Nice Ville (Baie des Anges). The slope break between the continental shelf and the continental slope is very close to the coast-line, about 50-100 m water-depth and less than 20 m offshore the Nice airport (Dan et al., 2007). The continental slope extends until 2200-2300 water-depth at 25 km off the coast-line, and the slope inclination average is about 5-6° but can reach 11-12° (Cochonat et al., 1993). The base of the continental slope is characterized by strong decrease of the inclination to values below 3°. In the deep basin (2600 m), the slope average reaches values below 1°.

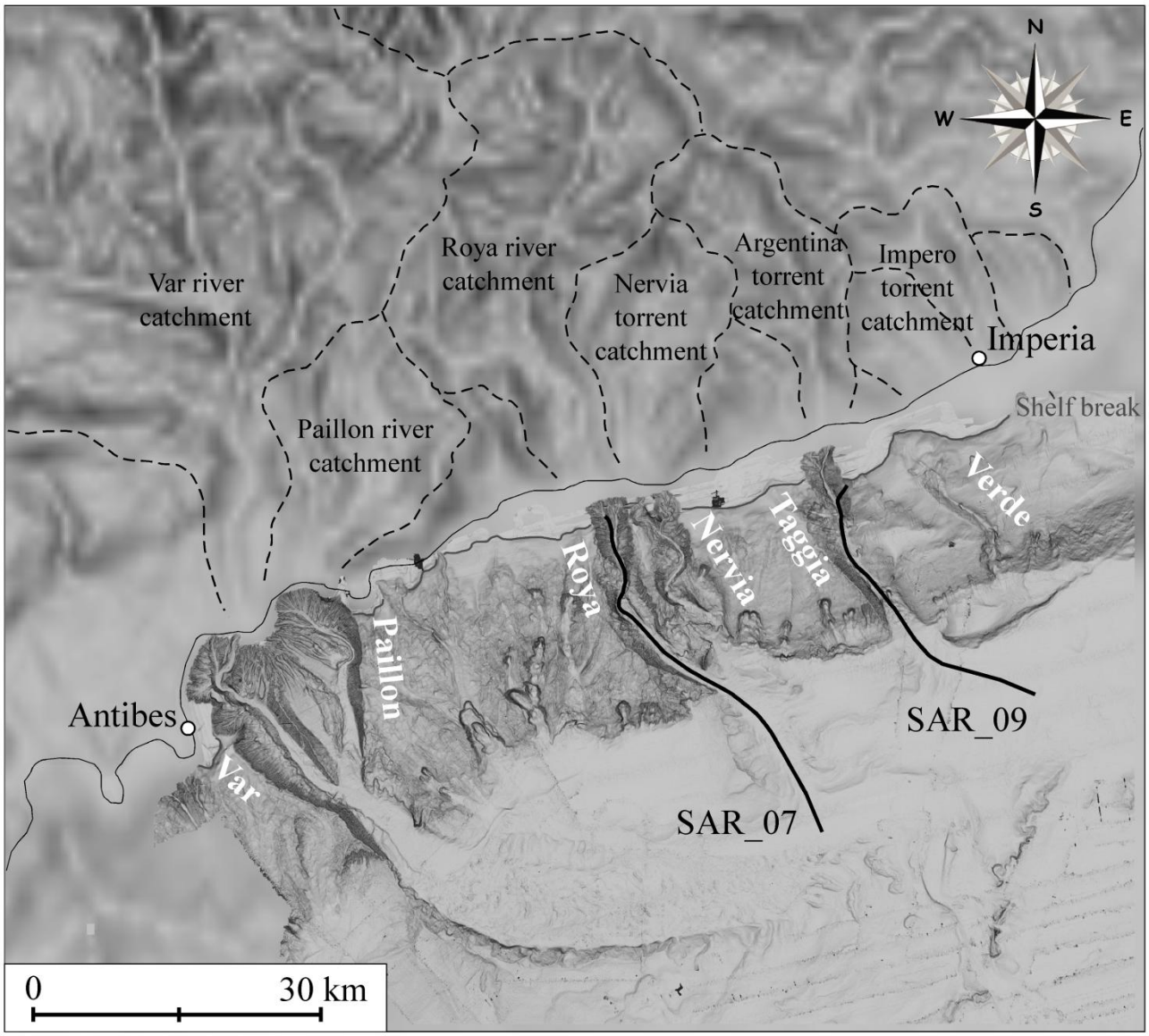


Figure 7-15: Study zone map, presenting bathymetric data (Malisar2 off-shore and GEBCO on-land), SAR profiles location and catchments delimitation on-shore.

In the studied zone, the continental slope is incised by six submarine canyons (from West to East): the Var canyon, the Paillon canyon, the Roya canyon, the Taggia canyon, the Nervia canyon and the Verde canyon (Figure 7-15). The general orientation of these canyons varies from NW/SE to NNW/SSE and is sub-perpendicular to the main slope. They exhibit very different morpho-structural characteristics evolving gradually from the West to the East, in relationship to the increase of the margin deformation eastward (Coste et al., *in preparation*). The westward Var and Paillon canyons have completely eroded the continental shelf and are directly connected to the Var and Paillon rivers mouths (Figure 7-15). They merged at 1600 m-water-depth to form a unique 170 km-long submarine valley (Migeon et al., 2006). They are characterized by a 22 km-long concave equilibrated longitudinal profile and a canyon morphology evolving from a V-shape in the head part to a U-shape downslope (Coste et al., *in preparation*). Their incision depth is about 550-700 m and about 4200-4400 m-width and they are characterized by a slope inclination of 4.3° average and a sinuosity of 1.1-1.2 (Coste et al., *in preparation*). The Roya, the Taggia and the Nervia canyons incise the continental shelf but are not directly connection with their respective sub-aerial drainage systems on-land (Figure 7-15). They exhibit a 20-24 km-long linear longitudinal profile and cross-section profiles evolving from V-shape in the head part to U-shape downslope (Coste et al., *in preparation*). The canyon incision depth is about 370-480 m average and the canyon width is about 2900-4200 m, their sinuosity is about 1.1-1.3, while the slope inclination increases to 4.8-5.7 (Coste et al., *in preparation*). The Eastward Verde canyon does not incise the continental shelf and is a slope-confined canyon, completely disconnected to its potential sub-aerial river on-shore (Figure 7-15). Its 18 km-long convex longitudinal profile is characterized by V-shape morphology all along its length (Coste et al., *in preparation*). Its incision depth is only about 250 m while its width is about 490 m ; its slope inclination is about 6.6° average and the sinuosity is 1.1 (Coste et al., *in preparation*).

This high relief offers numerous catchment basins drained by coastal rivers, affected by a torrential regime which allows a sedimentary transfer to the continental shelf (Mulder et al., 1996). The dimensions of the catchment areas strongly decrease eastward, while the slope inclination increases. The connection between the canyon head part and the river mouth also evolves from West to Est. So, to the West, the drainage area of the Var River, directly connected to the Var head canyon, is ten to thirty times larger than the Eastern-ones characterized by canyon head part disconnected the river mouth or confined to continental slope. The average of the rivers inclination increases from 1-2° to the westward catchment areas to 3-4° for the eastward-ones. Furthermore, the average water-discharge is about 52-53 $m^3.s^{-1}$ for the Var river (Mulder et al., 1997b), decrease to 12 $m^3.s^{-1}$ for the Roya river, 3.6 $m^3.s^{-1}$ for the Nervia torrent, 4.7 $m^3.s^{-1}$ for the Argentina torrent (Taggia) to reach 1.9 $m^3.s^{-1}$ for the Impero torrent (Verde; no data available for the Paillon river) (Coste et al., *in preparation*). Furthermore, the annual theoretical sedimentary supply calculated at the Var river mouth is about 1320.10^3 to 1630.10^3 t (Mulder et al., 1997b), and strongly decrease for the Eastward rivers; 23.10^3 to 27.10^3 t at the Roya river mouth, 1860 to 2050 t at the Nervia torrent mouth, 3650 to 4060 t at the Argentina torrent mouth and reach 228 to 240 t at the Impero torrent mouth (Coste et al.,

in preparation). Except for the Var and the Paillon canyon, the others canyons on the studied area are disconnected to the river mouth or slope-confined, and are associated to very low sedimentary discharge (Coste et al., *in preparation*). However, the analysis of the two SAR profiles across the Roya and Taggia canyons reveals the presence of sedimentary structures improving their actual activity and more especially gravity processes transformation along their thalwegs.

4.4. Methods and data

The bathymetric data used were collected by the EM300 multibeam echosounder, characterized by 135 individual beams of a 15 kHz-frequency. The horizontal resolution is 25 m average per pixel and can reach 15 m for water-depth below 1000 m. The SAR (Système Acoustique Remorqué - IFREMER) is a lateral sonar of high resolution geophysics multicapteurs for the detailed study of small areas in high water-depth. It allows obtaining acoustic imagery of high resolution. It is constituted by two 1.5 m-high antennas fixed on each side of the SAR. The frequencies of portside and starboard antennas are respectively of 170 and 190 kHz. The angular aperture is 0.5° per 80° on each side. The signal impulsion duration is 20 ms. The theoretical horizontal resolution is 0.25 m per pixel for a maximal lateral coverage of 750 m per antenna. SAR is also equipped with sub-bottom profilers whose signal can penetrate up to fifty meters below the bottom surface, with a theoretical vertical resolution of 80 cm.

The bathymetric data were acquired during the Malisar1 survey (2006), while the two SAR profiles (SAR_07 and SAR_09) were acquired during the Malisar2 survey in 2007, along the thalwegs of the Roya and Taggia canyons (Figure 7-15). Only the sonar imagery were usable, because of the very coarse-grain material presents on the thalwegs the Chirp profiles do not imaged the deposits organization under the bottom surface.

On the SAR imagery, different sedimentary structures were identified responding on different characteristics. Faults generally create escarpments on the bottom surface, vertically shifting sedimentary series and could appear with strong or weak reflectivity depending on the orientation of the SAR relative to the continental slope. Strong local sub-circular reflectivity with variable dimensions (meter to tens meters) are generally interpreted as titled blocks, tracked or displaced during a gravity event. Grabs circular structures, blocks, or sedimentary waves are also identifiable on the bottom surface.

Downstream distribution of the identified morphologies allowed us to understand and reconstruct present-day or recent dynamic of the flows inside the canyons, and to bring some more evidences to the bathymetric data interpretation in order to better understand the mechanisms of flows transformation.

4.5. Results

The study of the two SAR profiles is a complement for the interpretation of the bathymetric data (Figure 7-16) bringing supplementary evidence of the different structures present in canyons in order to better understand their morphology. The SAR profiles allows us analyzing the present-day morphology of canyons bottom, across the Roya and Taggia canyons; respectively SAR_07 and SAR_09 profiles (Figure 7-17). On both profiles, we clearly observe of many sedimentary structures along the two thalwegs submarine canyons and an evolution downstream of these architectural elements which are not as well clearly observable on bathymetric data (Figure 7-16).

The Roya canyon

In the 7 km-long upper part of the SAR profile (Figure 7-17), corresponding to head canyon, numerous scars ranging from tens to hundreds m-wide and m-high are presents on the flanks of the canyon, which are also observed on bathymetric data (Figure 7-16). The canyon head presents two mains thalwegs which merge in one valley, with numerous tributaries (gullies; Figure 7-16). It is characterized by a V-shaped morphology and an inclination about 5.4° (Figure 7-17). No deposits are observed in the head thalweg (Figure 7-17) and we observed an axial incision in the downer part of the head (100-150 m-wide and tens m-deep; Figure 7-16). The SAR and bathymetric data show that the Roya canyon head is clearly characterized by an erosive dominate regime.

In the second part of the canyon, characterizing the body and mouth to the transition with the deep-basin, we observe the presence of sediment waves over the entire length and width of the thalweg, even they seems be more concentrated on the extern flank on the canyon (Figure 7-17). These sediment waves are only visible in the mouth part on the bathymetric data (Figure 7-16). They appear when the thalweg get wider (few hundred in the head to kilometer wide in body and mouth; Figures 7-16 and 7-17). The canyon morphology changes in U-shape and the mean slope inclination decreases to 3.4° (Figure 7-16). The sediment waves are perpendicular to the thalweg direction (Figures 7-16 and 7-17) and probably constituted by pebbles. Their wavelength is about 50-100 m-long and the height does not exceed a few meters. Numerous scars on the flanks, of same dimensions as the previous-ones, are still presents but decrease in number downslope and trend to disappear in the mouth part (Figures 7-16 and 7-17). Some traction figures are also observed and take place principally on the intern flank of the canyon (Figure 7-17). These structures are oriented in the same direction of the mean slope (Figures 7-16 and 7-17), and are accompanied by some patch characterized by a high reflectivity of very coarse-grain deposits (blocks) at the mouth / deep basin transition (Figure 7-17). On the bathymetric data, the transition between body and mouth is characterized by a knickpoints zone of 100-150 m-deep, as marked of the limit between some traction structures and sediment waves (Figure 7-16). Even if this second part of the canyon is still characterized by numerous scars in its upper part and the presence of traction structures and

knickpoints, the body and the mouth are dominated by a deposit regime composed by numerous sediment waves (Figures 7-16 and 7-17).

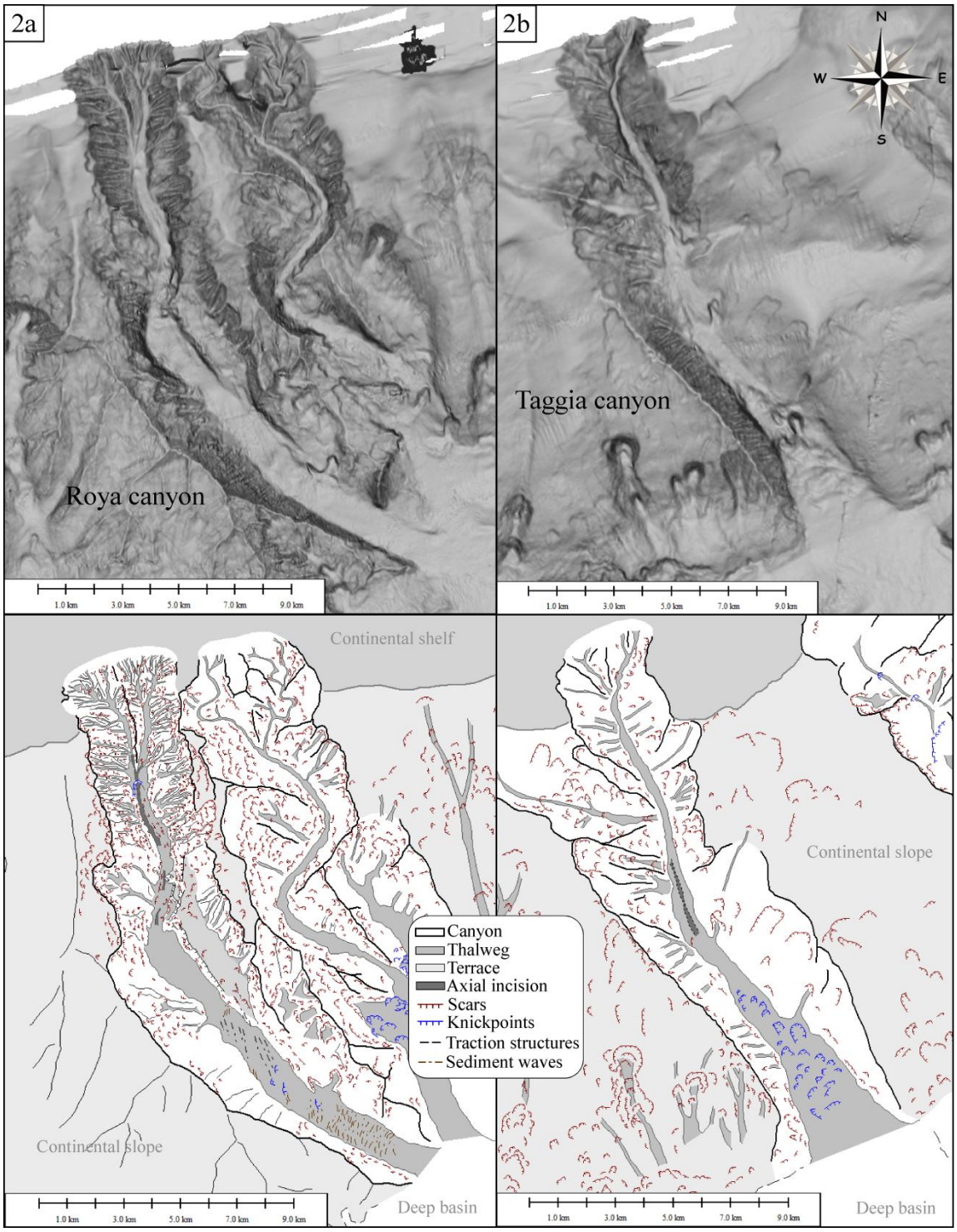


Figure 7-16: Interpretation of the bathymetric data of the Roya canyon (2a) and the Taggia canyon (2b). See localization on the Figure 7-15.

In the continuation of the canyon thalweg, in the deep basin, from 2180-2200 m water-depth, no more sediment waves are present (Figure 7-17). On the bathymetric data, no sedimentary

structures are clearly evidenced. However, the first 7 km upper deep-basin are characterized by numerous high reflectivity patch constituted by very coarse-grain deposits as blocks of several meters, alternating with traction structures of tens of meters long and parallel to the mean slope (Figure 7-17). The transition of deposits between sediment waves in the canyon and blocks in the deep-basin happens when the slope inclination decreases abruptly to value of 0.7° (Figure 7-17). Then, around 2300 m water-depth, blocks are increasingly rare, but are progressively replaced by some circular erosive figures (Figure 7-17). These structures present dimensions of several tens to few hundred meters-wide.

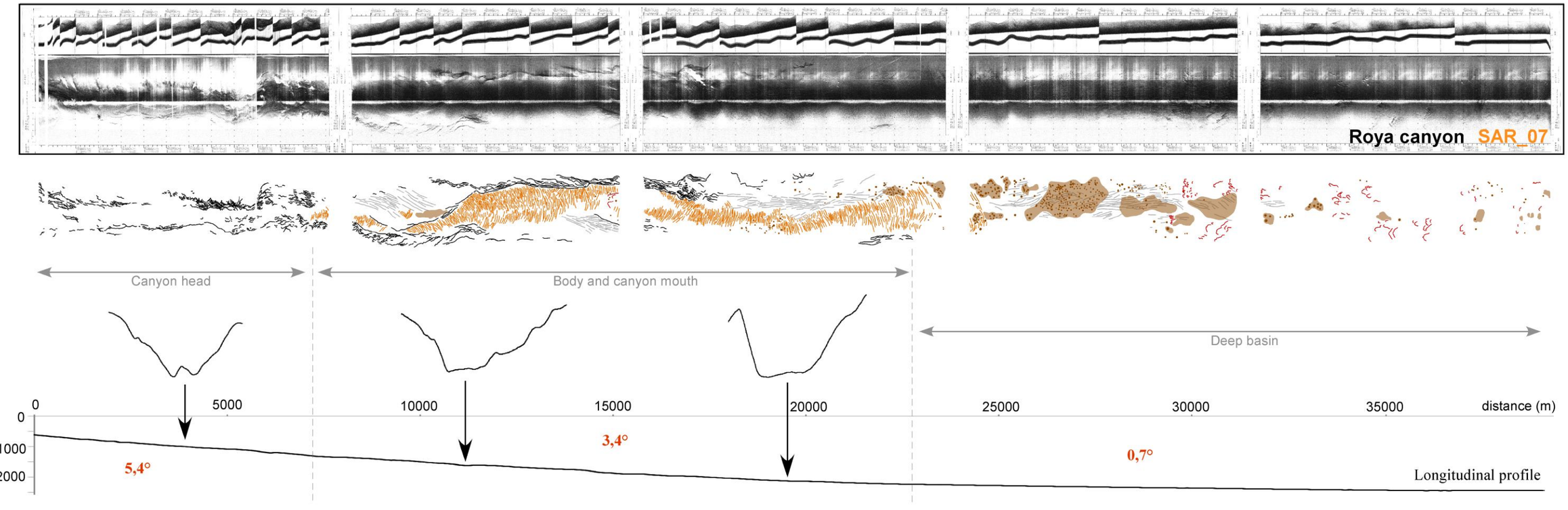
The Taggia canyon

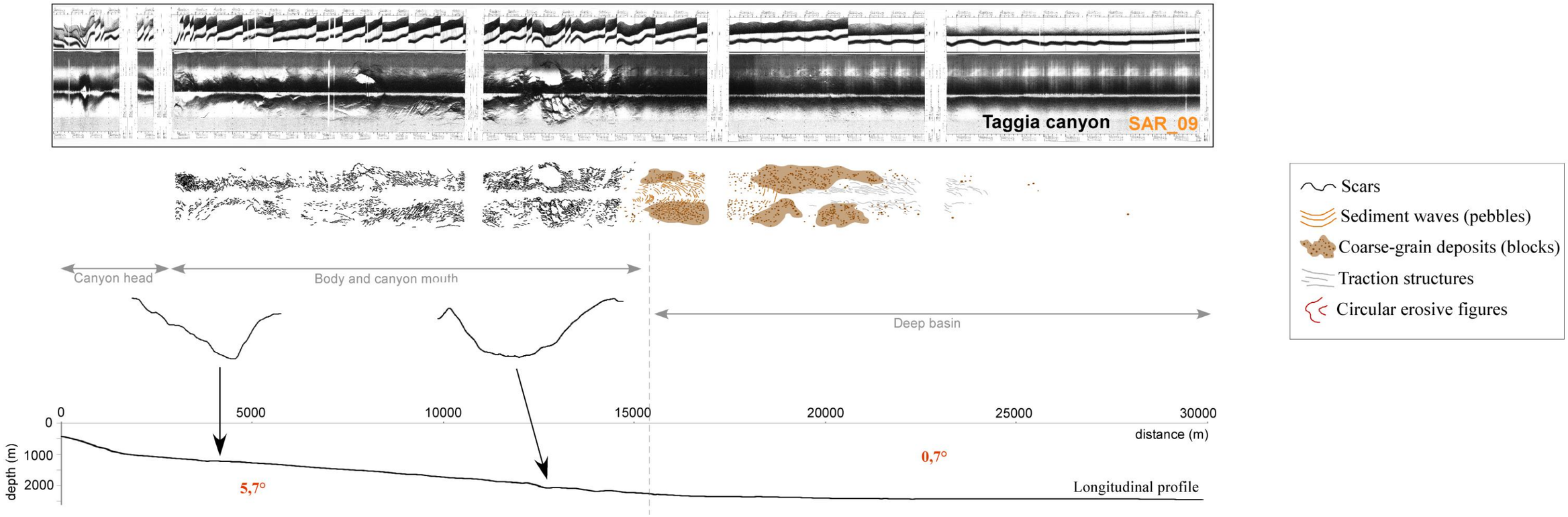
The SAR profile does not cross the Taggia canyon head. But from bathymetric data, we observe that the head is composed of two means thalwegs which merge and some tributaries, and is characterized by scars affecting the canyon flanks (Figure 7-16). No deposits are visible which improve that Taggia head is completely dominated by an erosive regime.

The first 15 km of the SAR profile (Figure 7-17) corresponds to the body and the mouth part of the canyon. This part is characterized by numerous scars all along its flanks (Figures 7-16 and 7-17). However, on bathymetric data, we also observe the presence of an axial incision (2.5 km-long, 150-200 m-wide and 20-40 m-deep) in the body part and a knickpoints zone (100 m-high average) in the mouth part (Figure 7-16). The slope inclination of the canyon is 5.7° average, and is characterized by a V-shape morphology upward which gradually changes in a U-shape morphology downward (Figure 7-17). On the SAR profile and the bathymetric data, no deposit (sediment waves or blocks) were observed on the canyon bottom (Figures 7-16 and 7-17). Even if the canyon exhibits a widening of its thalweg basinward, the entire Taggia canyon is characterized by an erosive general regime.

In the continuation of the Taggia canyon on the SAR profile, from 2260 m water-depth, no more scars are visible (Figure 7-17), marking the end of the canyon and the transition with deep-basin (Figure 7-16). However different others sedimentary structures on the bottom floor (Figure 7-17). On few kilometers at the transition between the base of the continental slope and the deep-basin, we observe some sediment waves characterized by a wavelength about 100-150 m and a height about few meters (Figure 7-17). They take place where the inclination slope rapidly decreases from 5.7° in the canyon to 0.7° in the deep-basin (Figure 7-17). They are accompanied by numerous high reflectivity patches interpreted as blocks of ten meters-high (Figure 7-17). Those blocks are concentrated on the first 6-7 km of the deep-basin and progressively disappear, and replaced by traction structures (Figure 7-17). After the 25th kilometer of the SAR profile, no more sedimentary structures are visible (Figure 7-17).

Figure 7-17 (following page): Interpretation of the SAR profiles with some morphometric characteristics; SAR_07 for the Roya canyon and SAR_09 for the Taggia canyon. See localization on the Figure 7-15.


Roya canyon SAR_07
Canyon head
Body and canyon mouth
Deep basin
0
5000
10000
15000
20000
25000
30000
35000
distance (m)
depth (m)
1000
2000
5,4°
3,4°
0,7°
Longitudinal profile


Taggia canyon SAR_09
Canyon head
Body and canyon mouth
Deep basin
0
5000
10000
15000
20000
25000
30000
distance (m)
depth (m)
1000
2000
5,7°
0,7°
Longitudinal profile
Scars
Sediment waves (pebbles)
Coarse-grain deposits (blocks)
Traction structures
Circular erosive figures

Confrontation

The first upper half of the two profiles, corresponding to the canyons, is characterized by numerous scars and erosive structures as axial incisions (Figures 7-16 and 7-17). In the case of the Roya canyon, they are clearly observed on the first 17 km and trend to disappear in the mouth part. In the Taggia canyon, they are observed all along the thalweg (Figures 7-16 and 7-17). For both of them, the numerous of scars are more important in the upper part of the canyon and decreases downward. The scars are localized where slope inclination varies from 3 to 6° average (Figure 7-17). They affect all the height of the flanks canyons and indurate sedimentary series, probably of Messinien (Coste et al., *in preparation*).

Then, we observe the formation of sediment waves associated to canyons. In the case of the Roya canyon, they are present on almost 15 km-long in the body and mouth part which is characterized by a slope inclination of 3.4° (Figure 7-17). The presence of sedimentary waves associated to the Taggia canyon is only observed on few kilometers, at the transition between canyon mouth and deep-basin (Figure 7-17). They are localized in an area characterized by an abruptly change in slope inclination (5.7° to 0.7°; Figure 7-17). The formation of these sediment waves appears to be correlated to the local slope inclination. Moreover, if the change of the slope inclination is quite gradual (Roya canyon), the formation of sediment waves will be over long distance. And if the change is more brutal, the formation will be over shorter distances (Taggia canyon). Furthermore, it appears that that sediment waves could not be formed with a local slope inclination over 5°, which characterized a critical angle for their formation.

Very coarse-grain deposits as blocks are only localized from the transition between the base of continental slope and canyon with the deep-basin, where the local slope inclination does not exceed 0.7°. They are not present on inclination slope over 3°, which also could characterize a critical angle for their deposition (Figure 7-17). On both case, those deposits are concentrated on the first 6-7 km of the deep-basin and then trend to disappear (Figure 7-17). Furthermore, blocks are associated with numerous traction structures, which probably correspond to traces of traction blocks (Figure 7-17).

Finally, some circular erosive figures are present on the sea bottom, only in the case of the Roya canyon, downstream the major deposition of blocks (Figure 7-17). They are characterized by semi-circular structures with a convexity oriented upslope, and dimensions of 200-400 m-wide. They are clearly formed where coarse-grain deposition abruptly decreases.

The formation of those different sedimentary structures appears to be closely correlated to the local slope inclination, which could influence the dynamics sediment flows transiting by the canyons.

4.6. Discussion

We provide to understand the present-day activity of two submarine canyons of the North Ligurian Margin trough the interpretation of SAR profiles and bathymetric data (Figure 7-16 and 7-17). We create a model for the flow transformation associated to the formation of the different sedimentary structures observed in the two canyons and in their deep-basin continuation.

SAR profiles clearly show the presence of many sedimentary structures (from scars to blocks) along the thalwegs and in the deep-basin. These structures indicate that the two studied canyons are still active or were recently active. Indeed, we did not identify a partial or total hemipelagic sedimentation cover (Coste et al., *in preparation*). The structure repartition evolves downstream with the slope inclination and could be correlated to a flow transformation along the thalwegs canyons and to the deep-basin. As we observed, there is a transition between a first upper part associated to an erosive dominate regime with a second down part characterized by a deposition dominate regime (Figures 7-16 and 7-17):

- In the head part, the erosion capacity of mass-movement identified by numerous scars (Figure 7-18), contribute to the general continental slope erosion (Twichell and Roberts, 1982; Baztan et al., 2005) and the progressive canyons widening (Baztan et la., 2005; Antobreh and Krastel, 2006). Canyon head is so subject to a intense erosion (Hill et al., 2005), probably due to mass-movements as slides or slumps, and characterized by the absence of any traces of deposition (Figure 7-18). Indeed, large mass-movements could still transit along canyons during the whole eustatic cycle, even during high-stand period (McHugh et Olsen, 2002; Mchugh et al., 2002). High local head slope inclination (> 5°; Figure 7-18), higher than the average thalweg-one (Yu and Jiunn Chenn Lu, 1995; Lewis and Barnes, 1999; Babonneau et al., 2002; Popescu et al., 2004; Baztan et al., 2005; Mitchell, 2005; Antobreh and Krastel, 2006) must induce high gravity flows velocity, preventing any important coarse-grain deposition (Figure 7-18). Furthermore, disintegration and liquefaction of mass-movement and so the initiation flow transformation occurs generally on slopes with an inclination superior to 5° (Piper et al., 1999) as we observe on the Ligurian Margin (Figure 7-18). Ligurian canyon head are so controlled by an erosive dominate regime. Presently completely disconnected to their potential river system on-land (Coste et al., *in preparation*; Figure 7-15), actual Ligurian canyons activity may not be controlled by direct fluvial sedimentary supply (Hill et al., 2005; Arzola et al., 2008; Green, 2011). Destabilization of mass-movement may be controlled by seismicity (Piper et al., 1999; Tripsanas et al., 2008; Migeon et al., 2011), the increasing slope inclination due to the margin deformation (Gee et al., 2006), glacio-eustatic changes (Owen et al., 2007) or sedimentary overload (Maslin et al., 2005). The Ligurian Margin is tectonically active since the Pliocene (Hilgen, 1991; Larroque et al., 2011) registering a eastward and basinward deformation (Bethoux et al., 1992; Chaumillon et al., 1994; Courboulex et al., 1998; Bigot-Cormier et al., 2004; Larroque et al., 2009) which is responsible of an increasing slope inclination eastward (Bigot-Cormier et al., 2004) and affecting the canyons slope equilibrium (Coste et la., *in preparation*). And some Ligurian canyons take place along potential fault, and in particular the Roya, the Nervia and the Taggia canyons (Coste

et al., *in preparation*) which could be the continuity and prolongation of paleo-or-active faults on-land (Chaumillon et al., 1994) and may be a triggering mechanisms of mass-movements (Normark and Carlson, 2003; Canals et al., 2004; Gee et al., 2005).

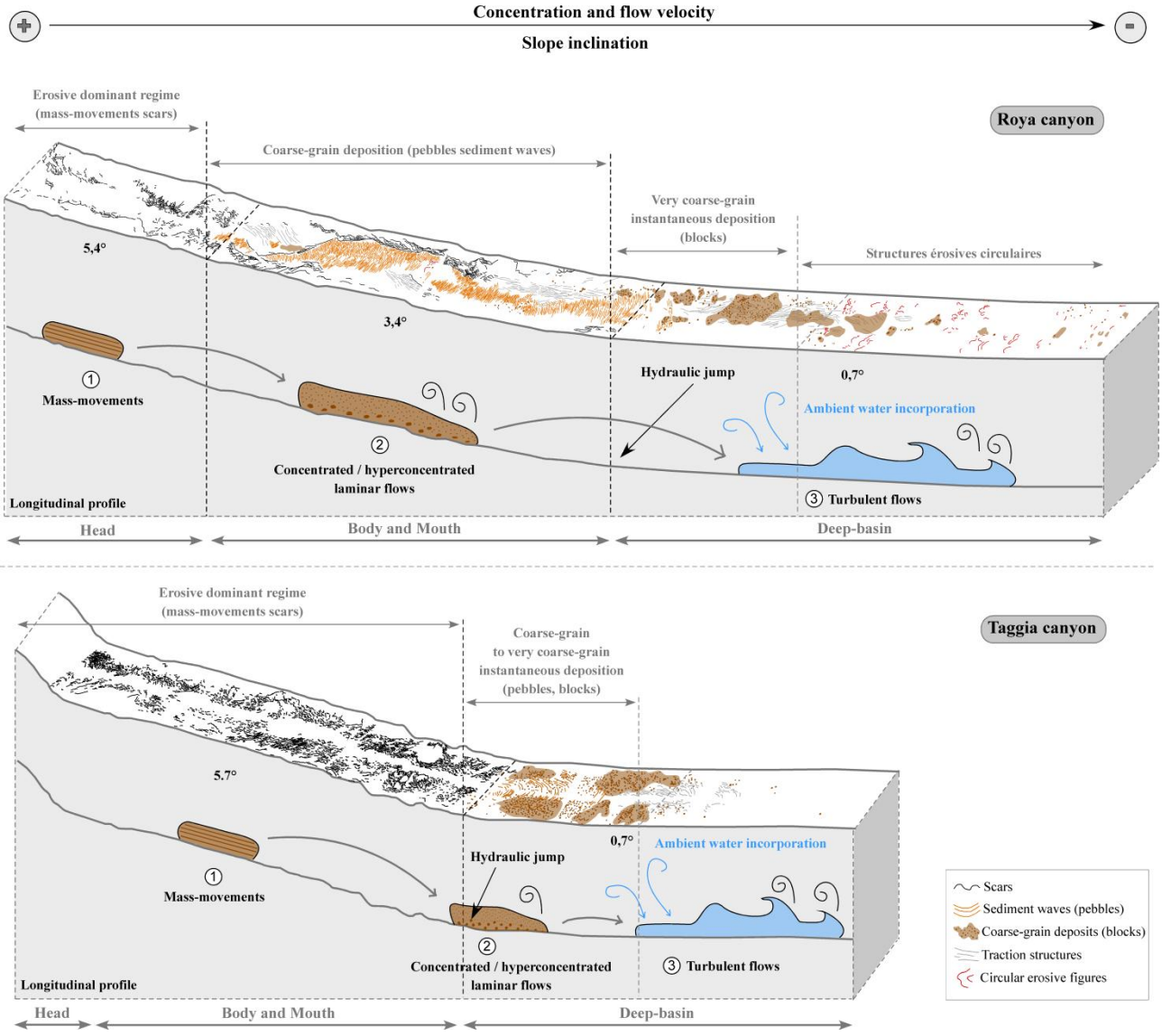


Figure 7-18: Model of flow transformation across the Roya and the Taggia canyons, associated to different sedimentary structures.

• In body canyon, when the slope inclination decreases enough up to values comprise between 1° and 5° (Roya canyon case; Figure 7-17), coarse-grain material deposit as sedimentary waves with an orthogonal direction to the axe of the canyon and to the flow direction (Figure 7-18). These structures could be concentrated on the extern side side of the canyon because of the centrifuge force induced where the thalweg is sinuous. Similar sediment waves have already been observed in head part in the case of canyon directly connected to their fluvial sub-aerial system (e.g. Monterey canyon, Smith et al., 2005). However, there are generally composed by finer-grain material, as sands (Smith

et al., 2005). And because of the active coupling with sand transport along the cost-line, head canyon play the role of reservoir of littoral sand remobilization by internal tide current (Paul et al., 2005; Smith et al., 2007). In the studied case, Roya and Taggia canyons heads are not actively coupled with fluvial sedimentary transport (Coste et al., *in preparation*), which allow supposing that the presence of coarse-grain sediment waves in the body part may be the result of the transformation downward of the head mass-movements and responsible to the transport on several kilometers of coarse-to very coarse grains material (Urgeles et al., 1997 ; Gee et al., 1999 ; Locat et Lee, 2002 ; Lastras et al., 2004) and their deposition (Figure 7-18). If the canyon still exhibit relative high slope inclination (> 5°; Taggia canyon case) no sediment waves deposits are observed because the gravity flows velocity probably remain relatively high preventing any material deposition (Figure 7-18). The body and the mouth canyon then behave in the same way as the head part, characterized by the erosion of the canyon flanks and the absence of any important coarse-grain deposition. Indeed, the body slope inclination is generally below or equal to 2° (Gaudin et al., 2006; Arzola et al., 2008). In this case, the coarse-grain material will deposit punctually, as sediment waves only, at the transition between the continental slope and the deep-basin characterized by an abruptly change of slope inclination (from 5.7 to 0.7°; Figure 7-18; Mulder and Cochonat, 1996; Mulder and Alexander, 2001). The erosive dominant regime is then progressively or brutally replaced by a deposition dominant regime (Figure 13) depending on the change in slope inclination (Figure 7-18). The coarse-grain material could not be transported by the turbulent part of the gravity flows (Shanmugam, 1997; Mulder and Alexander, 2001; Talling et al., 2007). They rather characterize the laminar character of the flow, very concentrated and more cohesive (Mulder and Cochonat, 1996; Mulder and Alexander, 2001). The coarse-grain deposition as sediment waves traduces high shearing forces at the base of the flows and a tractive character generating traction structures associated to deposition (Figure 7-18; Mulder and Alexander, 2001; Gee et al., 2006). The flows generating this kind of sedimentary structures are probably "concentrated" or "hyperconcentrated" after the classification of Mulder and Alexander (2001) as sand flows (Mulder and Cochonat, 1996), sandy debris flows (Shanmugam, 1996), grain flows (Kennett, 1982; Lowe, 1976a ; Middleton et Hampton, 1976 ; Pierson et Costa, 1987) or debris flow (Mulder and Cochonat, 1996; Piper et al., 1999; Sohn et al., 2002; Gee et al., 2006; Moscardelli and Wood, 2008). This kind of flow stops when dispersive forces and kinetic energy strongly decrease, because of the decrease of slope inclination or the grains concentration, causing progressive or simultaneous and instantaneous particles deposition (Mulder and Cochonat, 1996; Mulder and Alexander, 2001; Figure 7-18). Density flows are mains mechanisms of the slope sedimentation and deep-basin (Gorsline, 1978; Pilkey et al., 1980 ; Piper, 1978 ; Stow, 1984a ; Stow, 1984b) and to the formation of submarine canyons (Mutti, 1992). Furthermore, density flows are generally poorly erosive (Mulder et Cochonat, 1996) which could explain the evolution of the erosive dominant regime headward to a depositional-one basinward and could confirm the flow transformation downslope.

• At the base of the continental slope, and in the continuation of the mouth canyons, where the slope inclination decreases below 1°, we observe the massive deposition of very coarse-grain material as blocks of tens of meters diameter (Figure 7-17). This concentrated mass deposition at this slope-break characterized the phenomena of the hydraulic jump (Komar, 1971; Felix and Peakall, 2006). This slope inclination change induce the abrupt deceleration of the gravity flow, traduced by the deposition almost instantaneous of all its very coarse-grain material accompanied by a high incorporation of ambient water and the apparition a high turbulence (Felix and Peakall, 2006). This generate the rapidly decrease of the particles concentration, and induce the transformation of a very concentrated laminar flow in a less concentrated turbulent flow (Ravenne and Beghin, 1983; Kneller, 1995; Felix and Peakall, 2006; Gee et al., 2006; Trispsanas et al., 2008; Haughton et al., 2009). In the continuation of this deposition in the deep-basin, where slope inclination still low (0.7°), we observe some semi-circular erosive structures (Figure 7-17). The absence of any deposition and the presence of erosive structures on the bottom floor allow supposing that the flow mechanism support is the turbulence (e.g. Angola Slide, Gee et al., 2006; Agadir Slide, Talling et al., 2007). Turbidity flows velocity can reach tens of $m.s^{-1}$ (Piper et al., 1999; Piper et al., 2007) and have a high erosional capacity (Twichell and Roberts, 1982; Mulder and Cochonat, 1996; Mulder and Alexander, 2001; Baztan et al., 2005). And then the turbulent flows will progressively generate the deposition of the fine-grain material of the flow turbulence in deep-basin (Shanmugam, 1997; Mulder and Alexander, 2001; Canals et al., 2004; Mutti, 2009).

From the previous observations, we could inferred that despite the general erosive or bypass character attributed to the submarine canyons mainly during low sea-level stand (Walsh et al., 2007), deposition could be observed along the thalwegs axis. This deposition then presents a decreasing granularity downslope and basinward, from coarse-grain to very coarse-grain (pebbles to blocks) in the body and the mouth canyons to fine-grain (sands to clays) in the continuity of the canyon direction in deep-basin. This could demonstrated that the longitudinal evolution and the flow transformation may be effectuated in several phases (e.g. Grand Banks Slide, Piper et al., 1999; Angola Slide, Gee et al., 2006; Trinidad mass transport complexes, Moscardelli and Wood, 2008; Agadir Slide, Talling et al., 2007). The flow transformation from laminar regime to a turbulent-one we identify on the Ligurian margin canyons has already been described in previous works in other areas (Ravenne and Beghin, 1983; Piper et al., 1999; Talling et al., 2007; Tripsanas et al., 2008; Haughton et al., 2009). The present-day activity of the Ligurian canyons presenting a head disconnected to their sub-aerial system is the results of the destabilization of mass-movement in the head part and their transformation along the thalweg generating an evolution of deposits along the continental margin. This is confirming the fact that canyon activity may be continued and constant through time (Shepard et al., 1974; Mulder et al., 2001; Mullenbach et Nittrouer, 2006; Mulder et al., 2012), and even during high relative sea-level stand Walsh et al., 2007). This demonstrates the sedimentary transport activity from the continental shelf and highlights the importance of

sedimentation during high sea-level periods as a progressive burial canyons mechanism (Lofi and Berné, 2008).

4.7. Conclusion

The interpretation of the bathymetric data and the SAR profiles across the two Roya and Taggia canyons on the North Ligurian margin allows us to highlight a present-day or recent activity. Indeed, these two canyons exhibit different sedimentary structures all along their length. These sedimentary structures change more or less progressively downslope, from the head to the deep-basin in the continuation of the thalwegs axis, from an erosive dominate regime to a depositional dominate regime. Indeed, the head part of the canyons, which presents a high slope inclination (>5°) is characterized by the presence of numerous scars and the absence of any depositional structures. The scars are probably generated by mass-movements, while the absence of deposition indicates its high flow velocity. The body and mouth part can exhibit the deposition of coarse-grain material as sediment waves if and only if the slope inclination varies from 1° to 5°. This deposition traduces a concentrated to hyperconcentrated and cohesive laminar flow. If those parts presents a slope inclination superior to 5°, they behave in the same way as the head part, and will be characterized only by the presence of scars, traducing an erosive dominate regime by mass-movements. At the transition of the continental slope with the deep-basin, the abrupt change of slope inclination which decreases below 1° will induces the almost instantaneous deposition of coarse and very coarse-grain material (pebbles to blocks) because of the hydraulic jump. More is the abrupt the slope break, more the mass deposition of blocks will be punctual, because more the flow deceleration will be high. The hydraulic jump and the deposition of the entire coarse-grain material are accompanied by the incorporation of ambient water. This will induce the transformation of a very concentrated laminar flow in a less concentrated turbulent flow, which could generated some semi-circular erosive figures and will progressively deposit the fine-grain material of the flow turbulence. So, the evolution of the sedimentary structures from canyon head to deep-basin reflects a present-day activity of canyons and a transformation of the gravity sediment flows along the margin, mostly controlled by the slope inclination.

Acknowledgments

The authors thank the captains and crew of the RV Le Suroit (Ifremer/Genavir) and all the scientists and technicians who participated in the cruises. M. Coste is a PhD student at OGS funded by MAGIC Project financed by the Italian Civil Protection and RITMARE Project financed by the University and Research Italian Minister (MIUR). The Malisar project has been funded by the French program Relief de la Terre and Action Marges.

CHAPITRE 8

Analyse Comparée

des Canyons Sous-Marins

des Marges Ligure et Calabro-Ionienne

			CONFIGURATION-MORPHOLOGIES-ELEMENTS ARCHITECTURAUX										
			situation générale	direction générale	configuration des têtes	morphologie des têtes	profil longitudinal du thalweg	morphologies des canyons	densité cicatrices d'arrachement par km2	rides sédimentaires	terrasses	*knickpoints*	sur-incision
R1	SYSTEME CORIGLIANO	Co	segment Nord ramification à la Vallée de Tarente					U	1-3	en amont-zone ramification canyons tributaires	dans corps et associées à la Ride Amendolara	associés à hauts structuraux et dans l'embouchure (ramification à Vallée de Tarente)	
		T1			TC3	T1b		V ⟶ U	3-10	sur tout le long du thalweg			
		T2				T1a			3-10				
		T3				T1b			3-10				
		Ta				T3a		V ⟶ U	3-10	dans sa partie supérieure	entre les corps des canyons et dans l'embouchure		
		Tb				T3b			3-10				
		Tc				T1b			3-10				
		Ar			TC2	T1b		V ⟶ V	1-3				
		N				T1a			1-3		partie inférieure et embouchure-dans bassin sédimentaire	dans l'embouchure	
	SYSTEME PUNTA DI ALICE	OI PdA	segment Nord ramification à la Vallée de Tarente		TC3	T2a		V ⟶ V	6-8	à transition tête / corps	dans tête, corps (dans bassins) et embouchure (ramification à Vallée de Tarente)	dans corps-associés à des hauts structuraux	dans corps-associées à hauts structuraux
		V1			TC1	T2a		V ⟶ U	4-7	dans corps		dans corps	transition corps / embouchure
		V2				T2a							
	SYSTEME ESARO DI CROTONE	EdC	segment Sud Haut structural Sirino		TC1	T1b		V ⟶ V	7-8			partie inférieure du corps et dans embouchure-associés à augmentation inclinaison	

			CONFIGURATION-MORPHOLOGIES-ELEMENTS ARCHITECTURAUX										
			situation générale	direction générale	configuration des têtes	morphologie des têtes	profil longitudinal du thalweg	morphologies des canyons	densité cicatrices d'arrachement par km2	rides sédimentaires	terrasses	*knickpoints*	sur-incision
R2	SYSTEME SQUILLACE	CS	segment Sud Golfe de Squillace					U ⟶ U	8-10	dans embouchure	en amont	dans embouchure	dans embouchure
		Si Se			TC3	T2b		V ⟶ U	10-15	dans partie médiane et inférieure	dans tête, corps (changement de direction générale) et embouchure	majoritairement dans sa partie supérieure (associés à un haut structural) et à l'embouchure (ramification)	dans partie supérieure
		Cor Ca				T2b		V ⟶ U	15-20	sur presque tout le long du thalweg	dans tête (érosion), corps (formation de méandres) et embouchure	dans tête et embouchure (ramification)	sur presque tout le long du thalweg associées à forte sinuosité
		So Sq				T3b		V ⟶ U	15-20	sur tout le long du thalweg	dans corps (formation de méandres) et embouchure (ramification)	dans embouchure (ramification)	dans tête et corps associées à augmentation sinuosité
		Vò Ba				T2b		V ⟶ U	3	dans tête et embouchure	relativement peu dans tête, corps et embouchure	dans corps et embouchure (ramification)	dans tête et corps associées à changement largeur thalweg
		ChA						V ⟶ V	1-4		dans partie supérieure-associées à formation de méandres		dans partie inférieure
	SYSTEME LIPUDA / NETO	D1	segment Nord ramification à la Vallée de Tarente					V⟷U	4-6		dans corps (formation de méandres et déstabilisation) et embouchure (ramification)	dans corps-associé à changment majeur de direction générale du thalweg	dans partie amont et aval-associées à rétrécissement thalweg
		Li			TC3	T2b		V ⟶ V	6-10				
		Ne				T2b		V ⟶ V		dans partie amont			dans partie inférieure du thalweg
	SYSTEME BOTRICELLO	D1	segment Sud Golfe de Squillace					U ⟶ U	3-5			dans partie supérieure et médiane	dans partie aval du thalweg
		Ta Bot1			TC2	T2b		V ⟶ U	10	sur presque tout le long du corps			
		Ta Bot2				T2b		V ⟶ U		sur presque tout le long du corps		dans partie amont du corps	transition tête / corps
	SYSTEME CAULONIA / SIDERNO	D1	segment Sud Golfe de Bovalino-La Verde					U ⟶ U	3-4	dans partie supérieure			
		Al Cau			TC3	T2b		V ⟶ U	3-6				
		Tò Sid				T2b		V ⟶ U		sur presque tout le long du corps	dans partie médiane-associée au chengment de direction du canyon		dans partie médiane du corps-associées à un changement de direction
	SYSTEME BOVALINO / LA VERDE	D1	segment Sud Golfe de Bovalino-La Verde					U ⟶ U	1-3	sur presque tout le long du thalweg		dans partie amont-associé à ramification des canyons tributaires	
		Bo Bov			TC3	T2b		V ⟶ U	3-4	dans tête et dans embouchure	dans corps (associées à forte sinuosité locale et formation méandres) et dans embouchure (ramification)		dans corps (associées à forte sinuosité locale) et dans embouchure
		LaV			TC2	T2b		V ⟶ U		dans tête		dans embouchure (ramification)	

			CONFIGURATION-MORPHOLOGIES-ELEMENTS ARCHITECTURAUX										
			situation générale	direction générale	configuration des têtes	morphologie des têtes	profil longitudinal du thalweg	morphologies des canyons	densité cicatrices d'arrachement par km2	rides sédimentaires	terrasses	*knickpoints*	sur-incision
R3	SYSTEME CRATI	C1	segment Nord Bassin de Corigliano		TC3	T1a		V ⟶ V	5-7	sur presque tout le long des thalwegs-associées à thalwegs relativement larges	sur presque tout le long des thalwegs-associées à formation de méandres ou sur-incision		dans corps-en aval de terrasses
		C2				T1a		V ⟶ V					
		C3				T1a		V ⟶ V					
	SYSTEME ASSI	As	segment Sud Haut structural Stilo		TC1	T1a		V ⟶ V	7-9	à transition tête / corps et partie amont du corps	sur toute sa partie supérieure-associées à la formation de méandres		à transition tête / corps et partie amont du corps

Figure 8-1 : Tableau récapitulatif des caractères morphologiques des systèmes de canyons de la Marge Calabro-Ionienne par type de ramification.

Ce Chapitre est dédié à une analyse comparative des systèmes de canyons de type R1, R2 et R3 de la Marge Calabro-Ionienne et des canyons de la Marge Ligure. Un tableau récapitulatif des caractéristiques des canyons de la Marge Ligure est présent dans le Chapitre 7 (Figures 7-7 et 7-11), tandis que celui des canyons de la Marge Calabro-Ionienne se trouve en Figure 8-1. Les différentes observations faites dans ce chapitre seront ensuite discutées dans le chapitre suivant.

1. COMPARAISON MORPHOLOGIQUE

1.1. Morphologies des canyons

Sur la Marge Calabro-Ionienne, les systèmes de canyons de type R1 se situent majoritairement dans le segment Nord de la Marge Calabro-Ionienne (sauf le système Esaro di Crotone) ; ceux du type R2 se situent majoritairement dans le segment Sud (sauf le système Lipuda-Neto) ; ceux de type R3 se situent aussi bien dans le segment Nord (système Crati) que le segment Sud (système Assi) (Figure 8-1).

Les systèmes de canyons du type R2 présentent un corps principal avec une morphologie en « U » (Figure 8-1). Peu de terrasses lui sont associées. Seul le corps principal du système Lipuda-Neto (segment Nord) fait exception en alternant morphologies en « V » et en « U » (Figure 8-1) et en présentant de nombreuses terrasses. Si tous les corps principaux des systèmes se situent sur la pente inférieure du bassin d'avant-arc, celui du système Lipuda-Neto se ramifie à la Vallée de Tarente et traverse une zone déformée par de nombreux hauts structuraux (Chapitre 6 et Figure 8-1). Les morphologies en « V » de ce dernier pourraient donc être associées à l'augmentation de l'inclinaison de la pente (Figure 8-1).

Tous les canyons tributaires des systèmes R2 se caractérisent par une morphologie amont en « V », notamment dans la zone de la tête qui évolue en « U » vers l'aval jusqu'à leur ramification avec le corps principal du système (Figure 8-1). Ces canyons tributaires présentent peu de terrasses, le système Squillace faisant exception à cette observation (Figure 8-1). Cependant, ils se caractérisent tous par une inclinaison diminuant fortement vers l'aval, laissant supposer que les morphologies en « V » caractéristiques d'une érosion active soient associées à une inclinaison élevée, tandis que les morphologies en « U » typique d'un élargissement latéral des canyons soient associées à une diminution de l'inclinaison (Figure 8-1). De plus, ce sont les systèmes de canyons présentant l'inclinaison générale la plus élevée de la Marge Calabro-Ionienne (Figures 8-1 et 8-2).

Les systèmes de canyons du type R3 présentent sur toute leur longueur une morphologie en « V » (Figure 8-1) alors que comme les deux systèmes représentatifs Crati et Assi, ils peuvent se situer dans des environnements différents (bassin sédimentaire ou un haut structural ; Figure 8-1). Ces morphologies en « V » sont de plus associées à la présence de terrasses sur la totalité ou un grande partie de leur flancs (Chapitre 6 et Figure 8-1). Dans le cas du système Assi où les terrasses

sont observées sur la seule moitié supérieure du canyon, les morphologies en « V » sont associées à une augmentation de l'inclinaison locale de la pente (Figure 8-1). Bien qu'ils soient associés à des morphologies typiquement érosives, les systèmes R3 sont associés aux inclinaisons générales les plus faibles (Figures 8-1 et 8-2).

Les corps principaux des systèmes de canyons du type R1 peuvent se caractériser par des morphologies en « U » (Chenal Corigliano) ou en « V » (Punta di Alice et Esaro di Crotone) sur toute leur longueur (Figure 8-1). Si le Chenal Corigliano et Punta di Alice présentent des terrasses, le système Esaro di Crotone en est totalement dépourvu (Figure 8-1). De plus, ils présentent tous des tendances de profils topographiques différentes ; linéaire à convexe pour le Chenal Corigliano, concave à convexe (Punta di Alice), et convexe (Esaro di Crotone). Il semble donc que dans le cas des systèmes R1, la morphologie des corps principaux ne soient pas directement associée à la formation de terrasse ou à la tendance du profil topographique (Figure 8-1). Toutefois, il semble qu'elle soit associée à l'inclinaison des canyons. Pour des inclinaisons moyennes inférieures à 2°, les corps principaux des systèmes R1 se caractérisent par la présence de terrasses, tandis que pour des inclinaisons moyennes supérieures à 2°, ils ne présentent aucune terrasse (Figure 8-1 et Annexe 8-1). Ainsi, les morphologies en « V » sont associées à une forte inclinaison locale, tandis que les morphologies en « U » se concentrent dans des zones à plus faibles inclinaisons.

Les canyons tributaires des systèmes R1 présentent des morphologies en « V » sur toute leur longueur ou une évolution amont-aval de « V » à « U » (Figure 8-1). De la même manière que leur corps principal associé, ils peuvent ou non être associés à la présence de terrasses, et à des inclinaisons de pente différentes (Figure 8-1).

En résumé :

- plus les systèmes de canyons sont associés à de la déformation locale de la marge (type R1 et R3 (Assi)), plus ils se caractérisent par des morphologies en « V » souvent associées à la présence de terrasses ou une augmentation locale ou générale de l'inclinaison.

- les systèmes R2, localisés dans des zones peu ou pas déformées, se caractérisent généralement par une évolution de leur morphologie de « V » à « U » vers l'aval.

- les morphologies en « V » seraient donc plus associées à des zones de la Marge Calabro-Ionienne déformées localement ou régionalement, tandis que les morphologies en « U » seraient associées à des zones peu ou pas déformées.

- les systèmes R1 pourraient être l'intermédiaire entre les systèmes R3 à faible inclinaison générale et les systèmes R2, à plus forte inclinaison générale (Figures 8-1 et 8-2).

Dans le cas de la Marge Ligure, les morphologies des canyons évoluent d'Ouest en Est (Chapitre 7). En effet, les canyons situés le plus à l'Ouest, tels le Var et la Paillon présentent une morphologie en « V » dans la zone de la tête puis en « U » vers l'aval, tandis que les canyons situés

vers l'Est, tel que le canyon Verde, se caractérisent sur toute leur longueur par une morphologie en « V ». Il semble que dans ce cas, ces différentes morphologies soient fortement contrôlées par l'inclinaison de la pente et donc par le contexte tectonique régional (Chapitre 7). Ainsi ***plus le soulèvement de la Marge Ligure augmente*** (vers l'Est), ***plus les canyons présentent un profil topographique à tendance convexe, et des morphologies en « V »*** (Chapitre 7).

Ainsi, les canyons situés à l'Ouest de la Marge Ligure (tels les canyons Var et Paillon) pourraient être l'équivalent des systèmes de canyons du type R2 de la Marge Calabro-Ionienne. Ils se caractérisent par des profils longitudinaux globalement concaves, des morphologies évoluant de « V » à « U » vers l'aval, et faiblement ou pas associés à de la déformation. Dans la partie extrême Est de la Marge Ligure, le canyon Verde pourrait être l'équivalent des systèmes de canyons R3, plus petits et isolés. Ils se caractérisent par un profil convexe (Assi), des morphologies en « V » sur toute la longueur de leur profil et sont fortement associés à de la déformation (soulèvement). Enfin, les canyons de la zone intermédiaire sur la Marge Ligure, tels les canyons Roya, Nervia et Taggia, seraient plutôt l'équivalent du type R1 de systèmes intermédiaires de la Marge Calabro-Ionienne. Ils se caractérisent par des profils longitudinaux concaves à linéaires, par des morphologies en « V » et en « U », et pouvant être (avoir été) affectés par de la déformation locale.

1.2. Profils topographiques longitudinaux

Sur la Marge Calabro-Ionienne, les profils topographiques longitudinaux des canyons présentent des tendances différentes suivant le type de systèmes. Dans les canyons du type R1, situés majoritairement dans le segment Nord, le degré 1 ou corps principal des systèmes se caractérise par un profil à tendance générale linéaire dans sa partie supérieure à convexe dans sa partie inférieure (Figure 8-1). Ainsi, le Chenal Corigliano et le canyon Punta di Alice se caractérisent par une tendance linéaire dans leur partie supérieure et convexe au niveau de leur embouchure, à leur ramification à la Vallée de Tarente (Figure 8-1). Le canyon Esaro di Crotone, localisé dans une zone de la marge continentale déformée sur le haut structural Rizzuto, se caractérise par une tendance convexe tout le long de son profil (Figure 8-1). Les canyons tributaires des systèmes R1, quant à eux, se caractérisent par une tendance générale concave et/ou convexe à leur embouchure (Figure 8-1). Les systèmes R1 pris en entier et confrontés à d'autres profils topographiques normalisés se rapprochent de profils à tendance convexe, typique de marges actives ou reprise en compression (Figure 8-2 ; Covault et al., 2011).

Les systèmes de canyons R2, situés majoritairement dans le segment Sud au niveau du bassin d'avant-arc, présentent un corps principal à tendance généralement linéaire, sur lequel se ramifient des canyons tributaires à tendance concave (Figure 8-1). Le seul système R2 à faire exception est le système Lipuda-Neto (segment Nord) qui ramifie à la Vallée de Tarente : son corps principal présente une tendance convexe à son embouchure ; ses canyons tributaires présentant toujours une tendance concave (Figure 8-1). Les canyons situés sur une zone de la marge relativement peu

déformée, type un bassin sédimentaire ou un golfe, présentent un profil généralement concave. Les systèmes de type R2 adoptent donc profil topographique que l'on retrouve généralement sur les marges continentales jeunes, à étroit plateau continental et forte inclinaison de la pente continentale (Figure 8-2 ; Covault et al., 2011).

Les systèmes de canyons R3 présentent autant une tendance générale linéaire à convexe lorsqu'ils sont situés dans une zone déformée de la marge continentale (Assi) que concave dans des zones peu ou pas déformées tel un bassin sédimentaire (Crati) (Figures 8-1 et 8-2). Alors que le canyon Assi se caractérise par un profil topographique typique de marges actives ou reprise en compression, le canyon Crati se rapproche davantage à celui de marges jeunes, peu ou pas affectées par de la déformation (Figure 8-2 ; Covault et al., 2011).

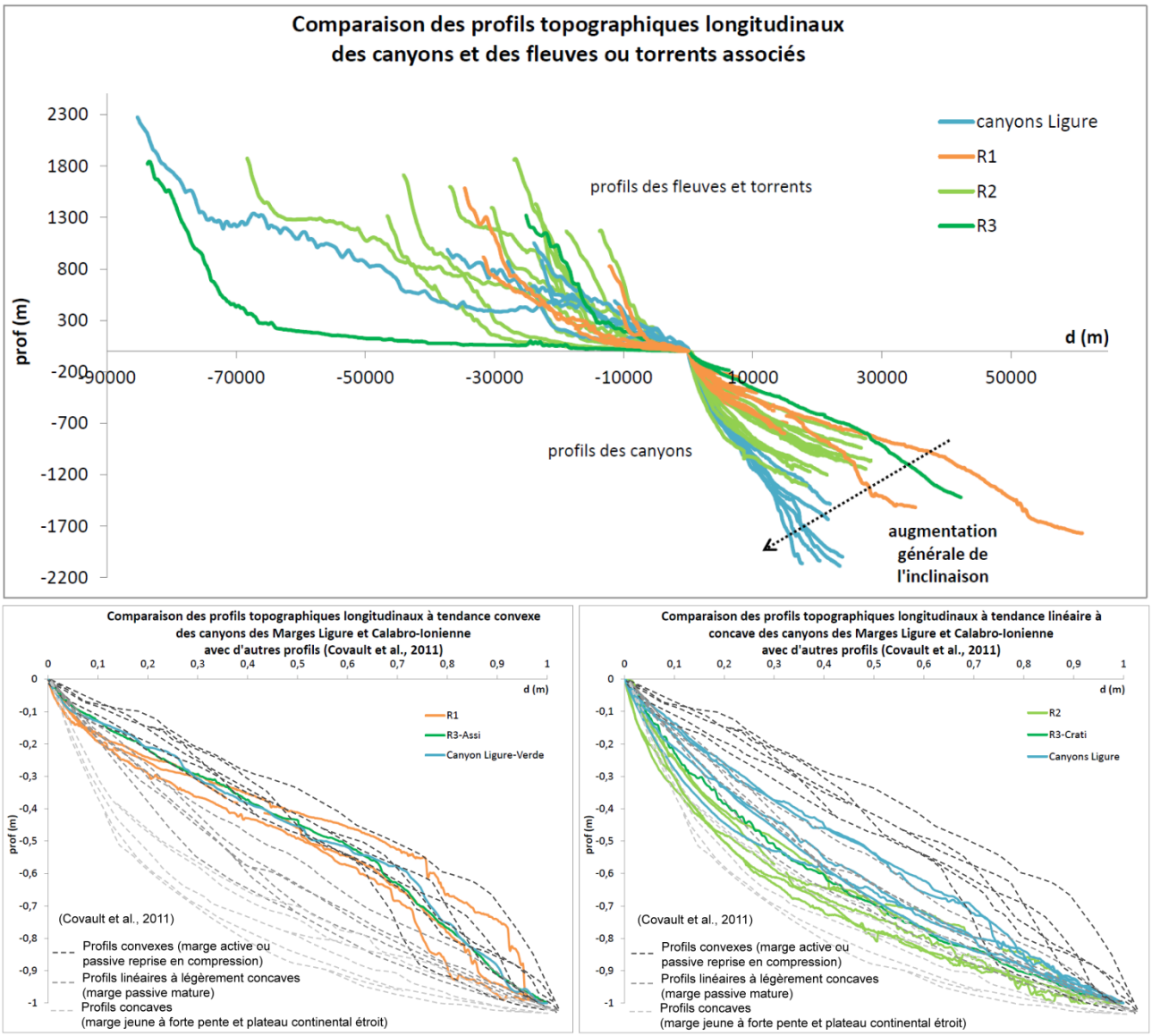


Figure 8-2 : Graphiques comparatifs des profils topographiques longitudinaux des canyons sous-marins des marges Calabro-Ionienne et Ligure et de leur fleuve ou torrent associés, ainsi que les profils normalisés et confrontés suivant leur tendance à d'autres profils de canyons de la littérature (d'après Covault et al., 2011).

En Résumé :

- les tendances concaves ou linéaires des systèmes de canyons caractérisent des zones de la Marge Calabro-Ionienne relativement peu affectées par de la déformation, tels les golfes ou les bassins sédimentaires, associées à des zones à plateau continental étroit et une inclinaison de pente continentale élevée (Covault et al., 2011 ; Figure 8-2).

- les profils à tendances linéaires à convexes localement (embouchures des systèmes ou des canyons tributaires) ou globalement (hauts structuraux) caractérisent des zones fortement déformées et/ou soulevées de marges actives (Covault et al., 2011 ; Figure 8-2).

Sur la Marge Ligure, les profils topographiques longitudinaux des canyons sous-marins évoluent d'Ouest en Est, d'une tendance générale concave à une tendance convexe (Chapitre 7). De manière similaire à la Marge Calabro-Ionienne, ***les canyons de la Marge Ligure situés à l'Est, dans une zone de soulèvement de la marge, présentent un profil topographique à tendance convexe, typique de marges passives reprise en compression*** (canyon Verde ; Chapitre 7 ; Covault et al., 2011 ; Figure 8-2). Les canyons situés ***les plus à l'Ouest, dans une zone actuellement peu ou pas déformée, se caractérisent par un profil à tendance général concave, caractérisée par un plateau continental très étroit voire absent*** (Le Var ; Chapitre 7 ; Covault et al., 2011 ; Figure 8-2). Dans ***la zone centrale, les profils des canyons*** (Roya, Nervia et Taggia) ***sont à tendance linéaire, marquant la transition entre des zones peu ou pas déformées et des zones fortement soulevées et déformées*** (Figure 8-2).

La comparaison des différents profils topographiques longitudinaux des canyons sous-marins de la Marge Calabro-Ionienne et de la Marge Ligure, met en évidence une évolution suivant leur position sur la marge et suivant le type de marge continentale (active ou passive) (Figure 8-2). Ainsi, ***l'inclinaison de chaque système est typique de la marge sur laquelle il se développe*** (Figure 8-2).

Pour la Marge Calabro-Ionienne, les systèmes de canyons de type R3 présentent l'inclinaison générale la plus faible (Figure 8-2). Cette inclinaison augmente ensuite dans les systèmes de canyons de type R1, puis dans ceux de type R2 de la Marge Calabro-Ionienne (Figure 8-2). Les systèmes de canyons les plus complexes (type de ramification R2, degré le plus élevé) sont donc associés aux plus fortes inclinaisons de la pente (Figure 8-2). Les canyons isolés et simples du type R3 sont ainsi les moins pentés (Figure 8-2). Il apparait qu'un canyon associé à une zone en déformation ou en soulèvement (type R1 et R3 (Assi)) est plutôt caractérisé par une inclinaison générale moyenne plus faible (Figure 8-2) ; les canyons associés à peu ou pas de déformation (type R2) se caractérisent par des inclinaisons générales plus fortes (Figure 8-2).

Sur la Marge Ligure, les canyons présentent une inclinaison générale en moyenne plus élevée que la Marge Calabro-Ionienne (Figure 8-2). Dans le détail, les canyons les plus pentés sont situés à l'Est,

là où la marge se soulève (Figure 8-2). A l'opposé de la Marge active Calabro-Ionienne, les canyons Ligure associés à la zone en soulèvement se caractérisent par les inclinaisons les plus fortes (Figure 8-2).

La déformation d'une marge n'agit donc pas de la même manière sur la tendance des profils longitudinaux des canyons, suivant le type de marge continentale. En revanche, on n'observe aucune relation directe ou évidente entre le profil topographique longitudinal d'un canyon et celui du fleuve ou torrent qui l'alimente, que ce soit en termes de longueur, de hauteur ou d'inclinaison générale (Figure 8-2). Il semblerait donc que le profil topographique des fleuves et torrents à terre n'influence pas la tendance des profils longitudinaux sous-marins (Figure 8-2).

1.3. Configuration des têtes de canyons

Sur la Marge Calabro-Ionienne, trois grands types de ramification de systèmes de canyons sont identifiables (R1, R2 et R3). Il n'apparait pas de relation évidente entre le type de ramification et la configuration des têtes de canyons (Figure 8-1). En effet, on retrouve autant de configuration de type TC1, TC2 ou TC3 dans les systèmes de canyons R1 (Figure 8-1). Dans ceux de type R2, on retrouve surtout les configurations TC2 et TC3. Dans les canyons de type R3, on retrouve les configurations TC1 et TC3 (Figure 8-1). Ainsi, la configuration d'une tête de canyon ne semble pas être en relation avec le type de ramification du système de canyons.

Bien que le type de ramification des canyons semble être associé à un contexte géologique régional (ramification R1 : segment Nord / fold-and-thrust belt ; ramification R2 : segment Sud / bassin d'avant-arc), la configuration des têtes de canyons ne semble pas suivre cette même relation (Figure 8-1).

Il semble plutôt que ***ce soit la morphologie du plateau qui ait le plus d'influence***. Ainsi, les têtes de canyons TC3 sont plutôt retrouvées dans les Golfes dans le segment Sud ou au large de grands deltas dans le segment Nord, autour desquels le plateau continental est relativement étroit, voire absent (Figure 8-1). En revanche, les têtes de canyons TC1 ou TC2 se retrouvent généralement dans des zones de la marge relativement rectilignes dans le segment Nord ou au large de promontoires affectés par une grande déformation, formant des hauts structuraux dans le segment Sud, caractérisés par un plateau relativement large (Figure 8-1).

Sur la Marge Ligure, les canyons présentent une évolution de la configuration de leurs têtes d'Ouest en Est, d'une configuration type TC3 pour les canyons du Var et du Paillon, à TC2 pour les canyons de la Roya, Nervia et Taggia, jusqu'à une configuration TC1 pour le canyon Verde. Cette évolution Ouest-Est de la configuration des têtes de canyons ***semble donc plutôt être contrôlée ici par le contexte tectonique*** (réactivation en compression et maximum vers l'Est), ***l'élargissement du plateau continental et la diminution des apports sédimentaires*** (Chapitre 7).

1.4. Morphologie des têtes de canyons

Sur la Marge Calabro-Ionienne, les canyons de type R2 présentent majoritairement une morphologie de têtes de canyons de type T2b (Figure 8-1), ceux de type R3 sont associés à une morphologie de têtes plus simples, de type T1a (Figure 8-1), et ceux de type R1 présentent autant de morphologie T1 que T2 ou T3 (Figure 8-1).

Il ressort de ceci que les têtes de canyons larges, complexes, fortement ramifiées et affectées par des instabilités sont associées aux systèmes de canyons présentant un degré de ramification élevé (type R2) et se situent plutôt dans des golfes, relativement peu affectés par de la déformation et à plateau continental étroit (Figure 8-1). Les têtes de canyons de morphologie plus simple et petite, peu ou pas ramifiée et faiblement affectée par des instabilités, sont plutôt associées aux canyons uniques, eux-mêmes très peu ramifiés et simples, et « isolés » dans un bassin sédimentaire caractérisé par l'absence de plateau continental ou au sommet d'un haut structural au large de promontoires caractérisés par un plateau continental relativement large (Figure 8-1). ***Il ne semble y avoir aucune corrélation évidente entre la morphologie des têtes de canyons*** (complexes ou simples) ***et la largeur du plateau continental.***

De la même manière, ***leur morphologie ne semble pas se corréler avec le volume des apports sédimentaires*** (Figure 8-1 et Annexe 8-1). On retrouve, en effet, autant des têtes complexes ou simples associées à des fleuves ou des torrents caractérisés par des débits solides théoriques faibles ou forts (Figure 8-1 et Annexe 8-1). Cependant, l'inclinaison de la pente continentale supérieure semble conditionner les différentes morphologies des têtes de canyons. Des inclinaisons locales inférieures à 3° sont généralement associées à des morphologies plutôt simples, tandis que des inclinaisons supérieures à 3° sont associées à des morphologies plus complexes (Figure 8-1 et Chapitre 6).

Sur la Marge Ligure, la morphologie des têtes de canyons évolue d'Ouest en Est d'un type relativement complexe et très ramifié (T2) à une morphologie plus simple et peu ou pas ramifiée (T1) (Chapitre 7). Ainsi, il semble ici que ***les morphologies de têtes les plus complexes soient associées à des zones de forts apports sédimentaires et de plateau continental étroit*** alors que ***les morphologies de têtes les plus simples sont plutôt associées à des zones où les apports sédimentaires sont plus faibles et le plateau continental large***.

2. COMPARAISON MORPHOMETRIQUE

2.1. Paramètres morphométriques des canyons sous-marins

Tous les paramètres morphométriques étudiés pour les systèmes de canyons de la Marge Calabro-Ionienne sont synthétisés en Annexe 8-1. Ceux des canyons de la Marge Ligure sont

synthétisés sur la Figure 7-7. Dans les différents graphiques comparatifs, les canyons Ligure sont associés aux trois types R1, R2, R3 définis sur la Marge Calabro-Ionienne. Ainsi, les canyons Var et Paillon de la Marge Ligure sont interprétés en type R2, les canyons Roya, Nervia et Taggia en type R1 et enfin le canyon Verde en type R3.

2.1.1. La longueur du thalweg

Il existe une hiérarchisation entre les différents types de systèmes des Marges Calabro-Ionienne et Ligure (Figure 8-3). Dans les deux cas, les systèmes de type R3 ont des longueurs de thalweg les plus courtes, suivis par les systèmes de type R1, les systèmes de type R2 étant les plus grands (Figure 8-3). ***Les trois systèmes Assi (R3), Punta di Alice (R1) et Esaro di Crotone (R1) ne rentrent pas dans cette hiérarchisation*** (Figure 8-3).

Les canyons de la Marge Ligure sont globalement plus longs que ceux de la Marge Calabro-Ionienne (Figure 8-3). En comparant les paramètres, telles la longueur du thalweg, la profondeur d'incision moyenne et la largeur d'autres canyons tirés de la littérature (Babonneau et al., 2002 ; Normark et Carlson, 2003 ; Antobreh et Krastel, 2006 ; Arzola et al., 2008 ; Somme et al., 2009) avec ceux de ce travail (C2 et D2-Figure 8-3), on observe que ***les canyons des Marges Ligure et Calabro-Ionienne s'apparentent davantage aux canyons des marges continentales actives***. Bien que l'on retrouve également des canyons de petite longueur sur les marges passives (e.g. canyon du Nil sur la Marge Nord-Africaine, canyon du Rhône dans le Golfe du Lion, canyon du Cap Ferret sur la Marge Est-Atlantique, canyon du Mississippi sur la Marge Ouest-Atlantique, canyon du Danube en Mer Noire), ce sont surtout sur ces marges que l'on retrouve les canyons les plus longs (e.g. canyon du Zaïre sur la Marge Ouest-Africaine, canyon de Nazaré et canyon Setúbal sur la Marge Ouest-Ibérique, canyon de Bering et canyon Zhemchug dans la Mer de Bering) (C2 et D2-Figure 8-3).

Différents paramètres morphométriques, telles que la profondeur maximum au débouché du canyon (A-Figure 8-3), la largeur du thalweg (B-Figure 8-3), la largeur du canyon (C-Figure 8-3) et la profondeur d'incision (D-Figure 8-3), ont été comparés avec la longueur du thalweg des canyons sous-marins (Figure 8-3). Si la profondeur au débouché des canyons sur la Marge Calabro-Ionienne est plutôt bien corrélée avec la longueur des thalwegs (R^2 = 0,79 ; A-Figure 8-3), on n'observe aucune corrélation entre ces deux paramètres pour la Marge Ligure (R^2 = 0,06 ; A-Figure 8-3).

La largeur du thalweg et celle du canyon augmentent globalement avec l'augmentation de la longueur du thalweg, bien que le coefficient de corrélation ne soit pas très élevé (R^2 = 0,5 à 0,6 ; B-Figure 8-3 et R^2 = 0,5 à 0,64 ; C1-Figure 8-3). La profondeur d'incision augmente elle-aussi globalement avec la longueur du thalweg, bien que les coefficients de corrélation soient relativement faibles (R^2 = 0,36 pour la Marge Ligure et R^2 = 0,59 pour la Marge Calabro-Ionienne ; D1-Figure 8-3).

La corrélation entre la longueur des thalwegs et les autres paramètres reste plutôt moyenne, en particulier pour les canyons de la Marge Ligure (Figure 8-3). Ces corrélations de paramètres sur la Marge Calabro-Ionienne sont d'autant plus mauvaises que l'on intègre les trois systèmes de canyons Assi (R3), Punta di Alice (R1) et Esaro di Crotone (R1 ; Figure 8-3). Le canyon Assi présente des dimensions proches des systèmes des types R1 et R2. Les canyons Punta di Alice et Esaro di Crotone sont les uniques canyons sous-marins de la Marge Calabro-Ionienne qui sont à la fois les tributaires de leur système avec une tête de canyon et à la fois le corps principal du système, si bien que leurs dimensions, et notamment la longueur du thalweg, sont plus grandes (Figure 8-3).

Toutefois, pour la Marge Calabro-Ionienne, exception faite des trois systèmes Assi, Punta di Alice et Esaro di Crotone, ***plus le thalweg du canyon est long, plus il atteint une grande profondeur d'eau sur la marge, et plus ses dimensions*** (profondeur d'incision et largeur) ***sont grandes*** (Figure 8-3).

L'indice de sinuosité (E1-Figure 8-3) n'évolue pas de manière proportionnelle avec la longueur du thalweg ; le coefficient de corrélation entre les deux étant très faible (R^2 = 0,19 ; E1-Figure 8-3). On retrouve en effet, tous les cas de figures ; petits ou grands canyons peuvent autant se caractériser par une indice de sinuosité faible ou élevé (E1-Figure 8-3). On ne retrouve de tendances ni pour les canyons de la Marge Ligure ni pour ceux de la Marge Calabro-Ionienne, ni pour les différents types de systèmes (E1-Figure 8-3). ***Contrairement aux observations de Harris et Whiteway (2011), on n'observe aucune relation entre l'indice de sinuosité et le type/configuration des canyons*** (E1-Figure 8-3). En revanche, il existe un rapport de proportionnalité entre la longueur du thalweg (entre deux points) et la distance la plus courte (ligne droite) entre ces deux mêmes points (E2-Figure 8-3). La longueur du thalweg du canyon entre deux points augmente avec l'augmentation de la distance la plus courte entre ces deux points, suivant une relation linéaire du type $y = ax + b$ (E2-Figure 8-3).

Enfin, on observe diverses tendances de l'évolution de l'inclinaison moyenne des thalwegs en fonction de leur longueur suivant le type de marge et/ou le type de systèmes de canyons (F-Figure 8-3). Ainsi, ***l'inclinaison moyenne des canyons Ligure évolue de manière inversement proportionnelle avec la longueur de leur thalweg*** (coefficient de corrélation R^2 = 0,66 ; F-Figure 8-3), le canyon Verde (type R3) étant le plus court mais le plus penté, les canyons Var et Paillon (type R2) étant les plus longs mais les moins pentés, et les canyons Roya, Taggia et Nervia (type R1) étant intermédiaires (F-Figure 8-3). Comme sur la Marge Ligure, ***les systèmes de canyons de type R2*** de la Marge Calabro-Ionienne se caractérisent par ***une inclinaison moyenne inversement proportionnelle à la longueur de leur thalweg*** (coefficient de corrélation R^2 = 0,78 ; F-Figure 8-3). En revanche, pour les systèmes de canyons du type R1 et R3 (mise à part les exceptions des systèmes Assi, Punta di Alice et Esaro di Crotone), il existe une relation de proportionnalité entre l'inclinaison de leur thalweg et leur longueur, bien que le coefficient de corrélation reste faible (R^2 = 0,38 ; F-Figure 8-3).

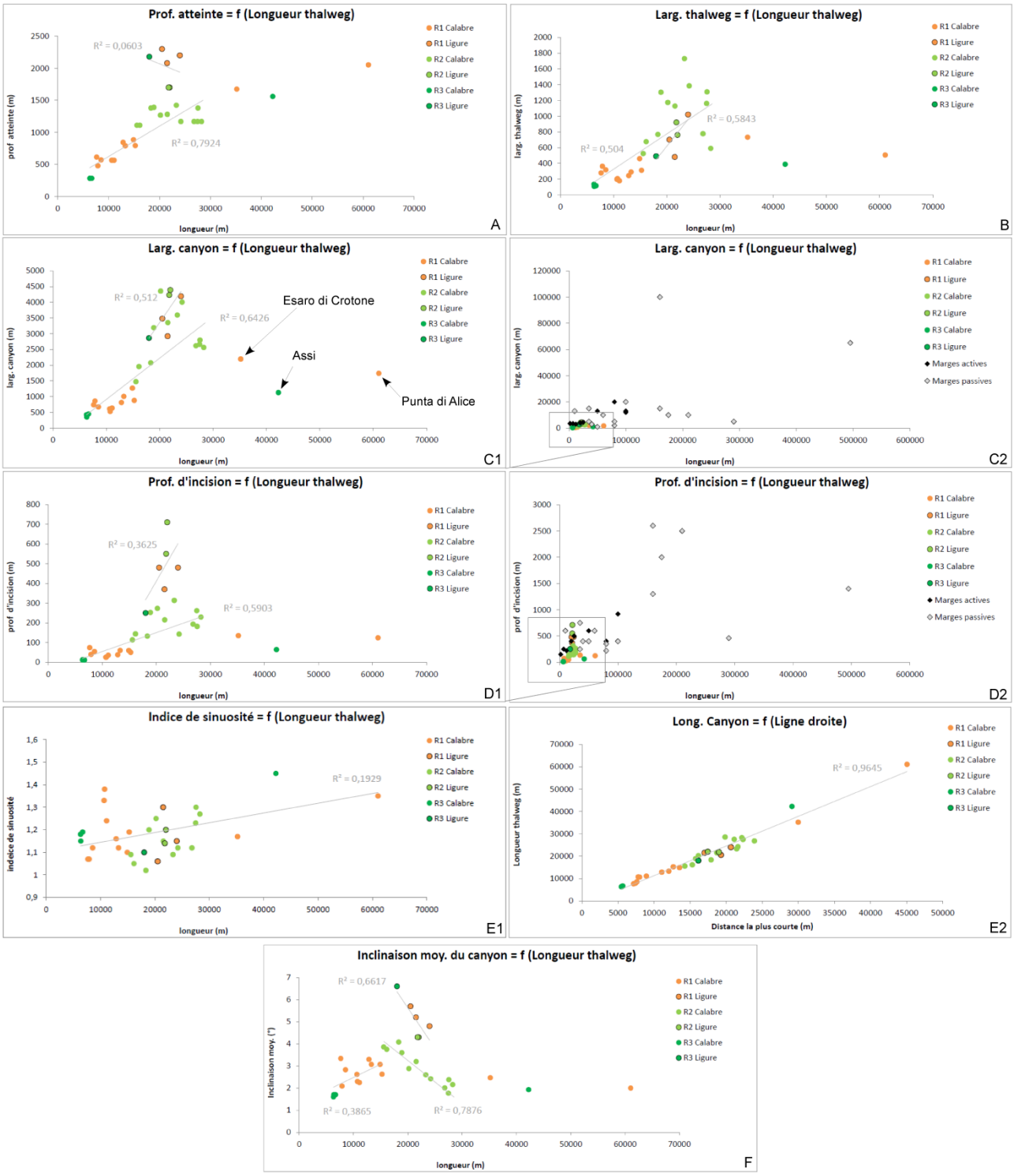


Figure 8-3 : Graphiques comparatifs de différents paramètres morphométriques avec celui de la longueur des thalwegs.

2.1.2. La profondeur d'eau atteinte

Sur la Marge Calabro-Ionienne, les paramètres morphométriques tels que la profondeur d'incision, la largeur du thalweg et la largeur du canyon augmentent avec la profondeur d'eau atteinte par les canyons (R^2 = 0,56 à 0,67 ; A, B et C-Figure 8-4) : ***plus un canyon s'étend vers de grandes profondeurs d'eau, plus il se est profond et large***. Les canyons Assi, Punta di Alice et

Esaro di Crotone sont toujours des cas particuliers en ne s'alignant pas sur les mêmes droites de régression (Figure 8-4).

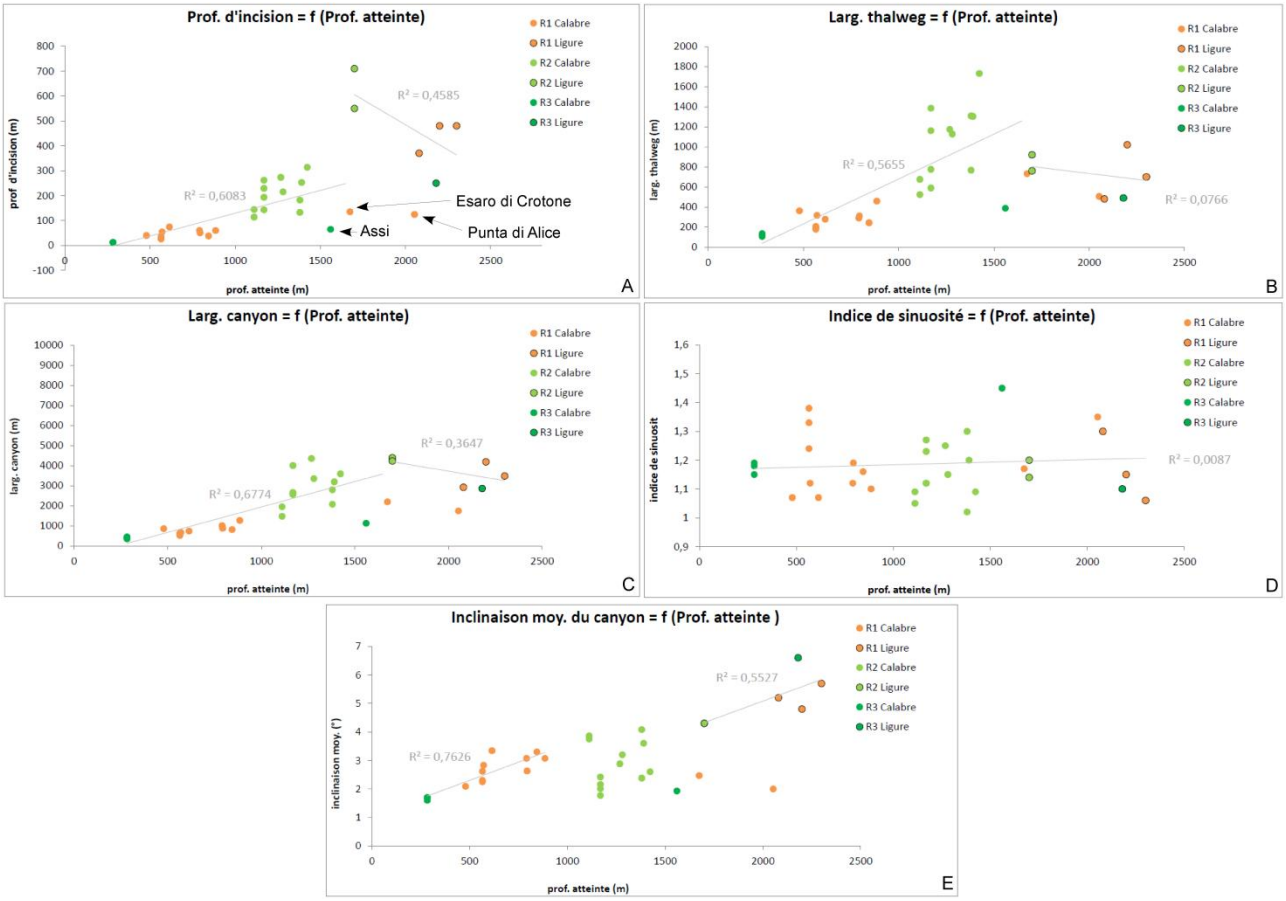


Figure 8-4 : Graphiques comparatifs de différents paramètres morphométriques avec celui de la profondeur d'eau atteinte par les canyons.

Sur la Marge Ligure, l'augmentation de la profondeur d'incision et de la largeur du thalweg et du canyon est globalement inversement proportionnelle à l'augmentation de la profondeur d'eau atteinte par le canyon sur la marge (B-Figure 8-4). Toutefois, les coefficients de corrélation n'excédent pas des valeurs de 0,5 (A, B, C-Figure 8-4).

L'indice de sinuosité des canyons sous-marins ne présente aucune corrélation avec la profondeur d'eau atteinte et le type de marge (D-Figure 8-4). En revanche, sur la Marge Calabro-Ionienne, ***l'inclinaison moyenne du fond des canyons des systèmes du type R1 et R3 est d'autant plus grande que le canyon atteint de grandes profondeurs d'eau*** (R^2 = 0,76 ; E-Figure 8-4) alors que cette corrélation n0existe pas pour les systèmes de canyons du type R2 (E-Figure 8-4). Sur la Marge Ligure, l'augmentation de l'inclinaison est proportionnelle à celle de la profondeur d'eau atteinte, mais le coefficient de corrélation est moins bon (R^2 = 0,55 ; F-Figure 8-4) que pour les canyons de la Marge Calabro-Ionienne.

2.1.3. La profondeur d'incision

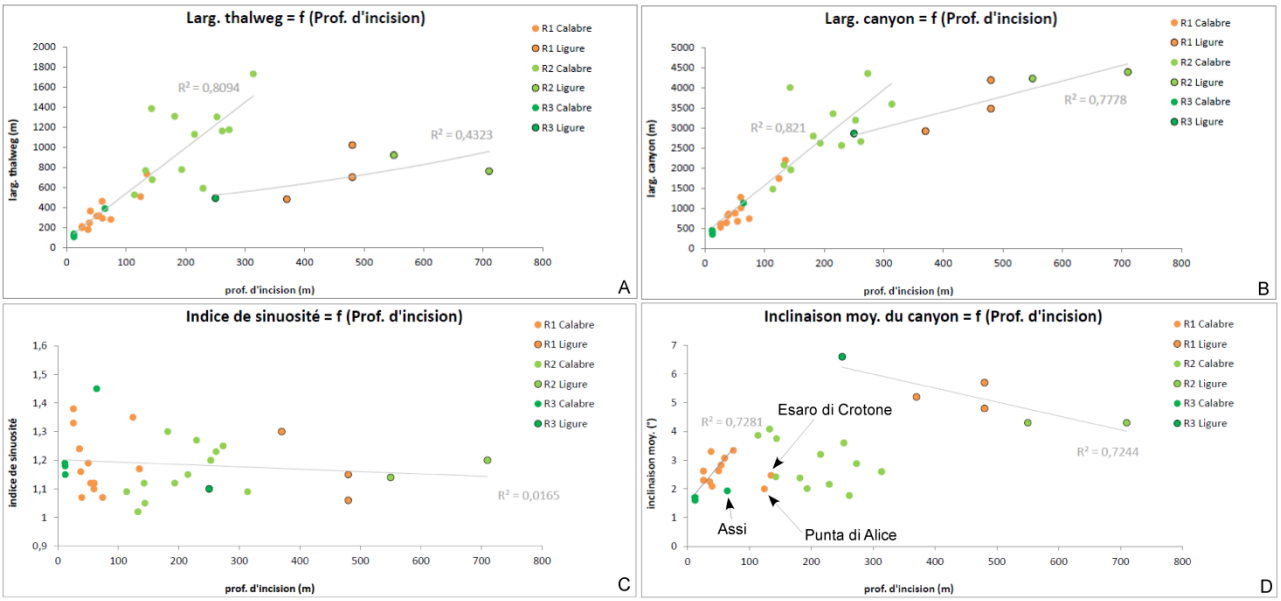


Figure 8-5 : Graphiques comparatifs de différents paramètres morphométriques avec celui de la profondeur d'incision des canyons.

La largeur du thalweg et du canyon sont des paramètres qui augmentent de manière proportionnelle avec la profondeur d'incision (A et B-Figure 8-5). ***Plus un canyon sous-marin incise la pente continentale et plus sa largeur augmente.*** De plus, sur la Marge Calabro-Ionienne, *l'augmentation de la largeur du thalweg et du canyon augmentent plus rapidement avec la profondeur d'incision* et présentent une meilleure corrélation (R^2 = 0,8 ; A et B-Figure 8-5) que sur la Marge Ligure (R^2 = 0,43 à 0,77 ; A et B-Figure 8-5).

Que ce soit sur la Marge Ligure ou la Marge Calabro-Ionienne, on observe une hiérarchisation des différents types de canyons. Ainsi, sur chaque marge étudiée, ***les canyons du type R3 sont les moins larges et les moins incisés***, ceux du ***type R2 sont les plus longs et les plus incisés***, et ceux du ***type R1 sont intermédiaires*** (A et B-Figure 8-5). Si sur la Marge Calabro-Ionienne cette hiérarchisation ne s'accompagne pas d'une corrélation avec un type de configuration de têtes de canyons, sur la Marge Ligure, ***plus un canyon est confiné à la pente continentale*** (également du type R3), ***moins il est large et profond*** ; ***et plus la connexion de la tête du canyon avec le fleuve est directe*** (également du type R1), ***plus le canyon est large et profond*** (A et B-Figure 8-5).

Sur les deux marges Calabro-Ionienne et Ligure, on n'observe aucune corrélation entre l'indice de sinuosité des canyons et leur profondeur d'incision, ni selon le type de marge continentale, ni selon le type de systèmes de canyons (C-Figure 8-5).

Sur la Marge Ligure, l''inclinaison moyenne du fond des canyons est inversement proportionnelle à leur profondeur d'incision (R^2 = 0,72) : ***plus un canyon est incisé, plus sa pente est faible*** (D-Figure 8-5). Sur la Marge Calabro-Ionienne, l'inclinaison des canyons dans leur

ensemble ne se corrèle pas avec leur profondeur d'incision (D-Figure 8-5). L'unique bonne corrélation de ces deux paramètres est observable plus spécifiquement pour les types R1 et R3, en excluant les systèmes Assi, Punta di Alice et Esaro di Crotone (D-Figure 8-5). Pour ces types, l'augmentation de l'inclinaison du canyon est proportionnelle avec celle de leur profondeur d'incision (R^2 = 0,72 ; D-Figure 8-5).

2.1.4. La largeur du thalweg et la largeur du canyon

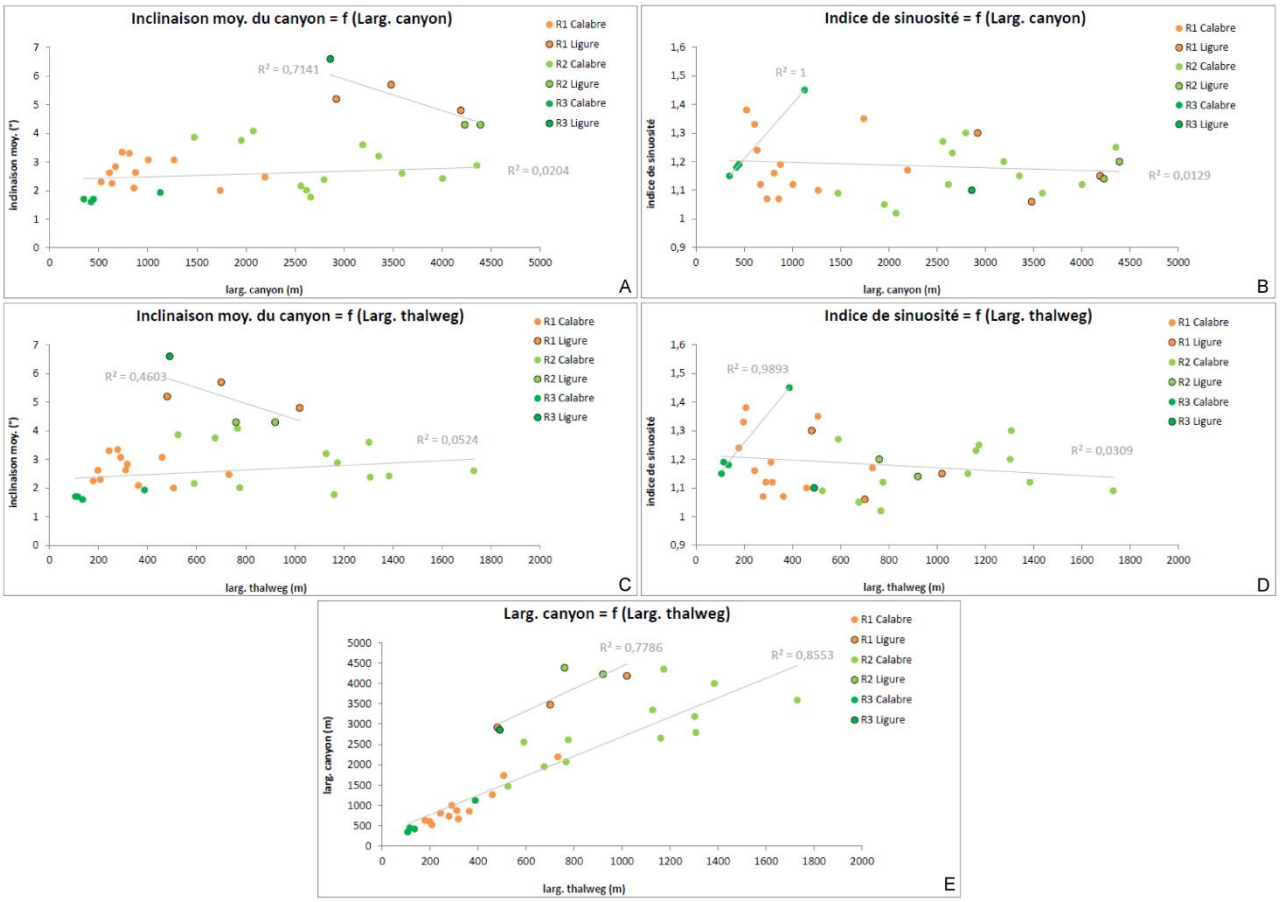


Figure 8-6 : Graphiques comparatifs de différents paramètres morphométriques avec ceux de la largeur des canyons et la largeur des thalwegs.

Sur la Marge Calabro-Ionienne, l'inclinaison moyenne des canyons ne se corrèle pas avec la largeur du thalweg (R^2 = 0,05 ; C-Figure 8-6) et de la largeur du canyon (R^2 = 0,02 ; A-Figure 8-6). En effet, un canyon étroit tout comme un canyon large peut présenter une inclinaison faible ou élevée (A et C-Figure 8-6). Sur la Marge Ligure, l'inclinaison moyenne des canyons diminue avec la largeur du canyon (R^2 = 0,7 ; A-Figure 8-6) et celle du thalweg, bien que pour cette dernière la corrélation soit moins bonne (R^2 = 0,46 ; C-Figure 8-6) : ***plus le canyon est large, plus son inclinaison est faible*** (A et C-Figure 8-6). On observe aussi que ***plus un canyon présente une connexion directe avec son système subaérien (type R2), plus il est large et plus son inclinaison***

est faible (A et C-Figure 8-6). En revanche, ***plus il est confiné à la pente continentale (type R3), plus il est étroit et plus son inclinaison est forte*** (A et C-Figure 8-6).

Dans le cas général, l'indice de sinuosité ne change pas en fonction de la largeur du thalweg (R^2 = 0,03 ; D-Figure 8-6) ou du canyon (R^2 = 0,012 B-Figure 8-6). Toutefois, sur la Marge Calabro-Ionienne, l'indice de sinuosité des systèmes de canyons R3 augmente avec la largeur du canyon (R^2 = 1 ; B-Figure 8-6) et du thalweg (R^2 = 0,99 ; D-Figure 8-6) : ***plus un canyon est large, plus il est sinueux*** (B et D-Figure 8-6). A noter que ce type de canyons sur la Marge Calabro-Ionienne est celui qui comporte le plus grand nombre de terrasses, sur une partie ou sur la totalité de la longueur du canyon qui sont associées à la formation de méandres (Chapitre 6).

Enfin, la largeur du thalweg et la largeur du canyon sont deux paramètres morphométriques qui évoluent de manière proportionnelle sur les deux marges continentales étudiées (R^2 = 0,85 pour la Marge Calabro-Ionienne et R^2 = 0,77 pour la Marge Ligure ; E-Figure 8-6). Ainsi, ***plus la largeur du canyon est grande, plus le thalweg est large*** ; le canyon s'élargit donc de manière proportionnelle entre son fond et le sommet de ses interfluves (E-Figure 8-6). On observe, toutefois, que les canyons de la Marge Ligure sont légèrement plus larges (E-Figure 8-6).

2.1.5. L'inclinaison moyenne du canyon et l'indice de sinuosité

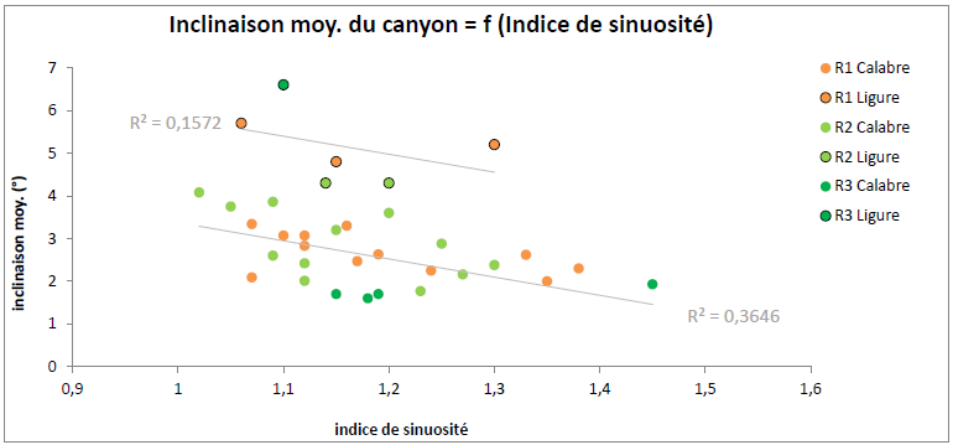


Figure 8-7 : Graphique de l'inclinaison moyenne des canyons en fonction de l'indice de sinuosité moyen des canyons.

Alors que la sinuosité ne présentait pas de relation claire avec les autres paramètres morphométriques, elle pourrait présenter sur les deux marges continentales étudiées une corrélation inverse avec l'inclinaison moyenne du canyon, malgré des coefficients de corrélation très faibles (R^2 = 0,16 pour la Marge Ligure et R^2 = 0,36 pour la Marge Calabro-Ionienne ; Figure 8-7) : ***plus l'inclinaison d'un canyon serait forte, moins celui-ci serait sinueux*** (Figure 8-7). L'étude générale de Harris et Whiteway (2011) confirme cette tendance qui serait, de plus, corrélée au type de configuration de têtes de canyon : un canyon ayant une connexion directe avec son système

subaérien est globalement moins penté et plus sinueux qu'un canyon confiné à la pente continentale (Harris et Whiteway, 2011). En revanche, des études montrent une corrélation positive entre sinuosité et inclinaison (Arzola et al., 2008) bien que la sinuosité d'un thalweg peut varier irrégulièrement vers le bas de la pente (Babonneau et al., 2010). De plus, l'augmentation de la sinuosité d'un canyon reflèterait un stade mature de développement alors qu'une faible sinuosité serait associée à un stade juvénile (Babonneau et al., 2010).

2.2. Comparaison des paramètres morphométriques des bassins versants et débits liquides / solides avec les paramètres des canyons sous-marins

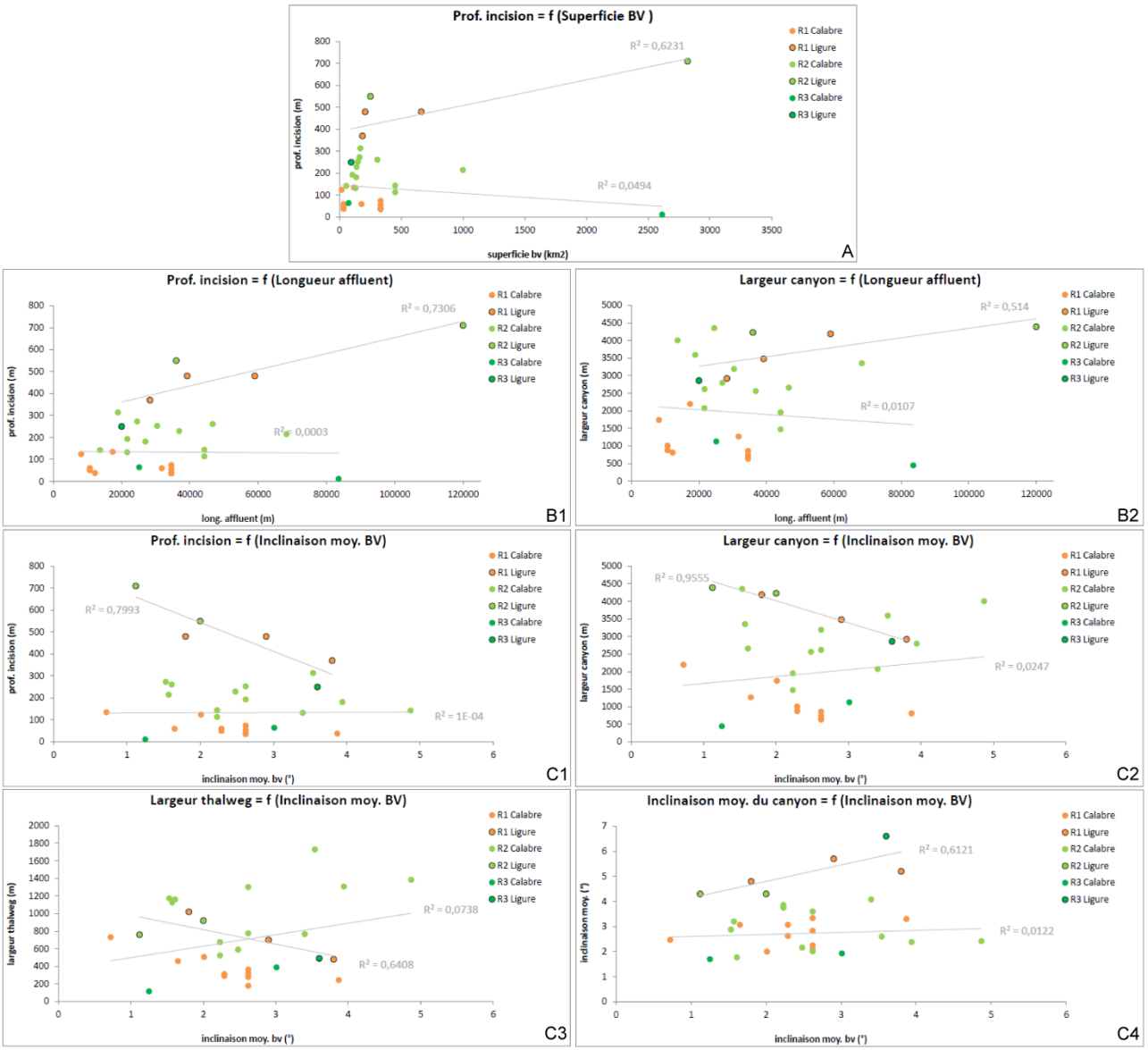


Figure 8-8 : Graphiques comparatifs de certains paramètres morphométriques des canyons de la Marge Ligure montrant une bonne corrélation avec des paramètres associés aux bassins versants (les autres graphiques ne montrant pas une bonne corrélation sont visibles en Annexes 8-2, 8-3, 8-4, 8-5 et 8-6).

De manière plus surprenante, dans le cas de la Marge Calabro-Ionienne, les paramètres morphométriques des canyons sous-marins ne changent pas en fonction de ceux de leurs bassins versants associés (Figure 8-8 et Annexes 8-2, 8-3, 8-4, 8-5 et 8-6). Les canyons sous-marins de grande ou de petite taille peuvent être autant associés à des bassins versants de grande ou petite taille. Tous les cas de figures sont présents, et aucune relation claire ne ressort de ces comparaisons (Figure 8-8 et Annexes 8-2, 8-3, 8-4, 8-5 et 8-6).

En revanche, sur la Marge Ligure, certains paramètres morphométriques des canyons montrent une bonne corrélation avec certains paramètres de leurs bassins versants associés (Figure 8-8). Ainsi, la superficie et l'inclinaison moyenne des bassins versants et la longueur du plus grand affluent semblent avoir une forte influence sur la profondeur d'incision, la largeur et l'inclinaison moyenne des canyons (Figure 8-8) : ***plus le bassin versant est grand, plus le canyon est profond*** (R^2 = 0,62 ; A-Figure 8-8) ; ***plus le fleuve est long, plus le canyon est profond*** (R^2 = 0,73) ***et large*** (R^2 = 0,5 ; B1 et B2-Figure 8-8). Par contre, l'inclinaison moyenne des bassins versants montre une corrélation positive et trois corrélations inverses avec les paramètres morphométriques des canyons sous-marins (C-Figure 8-8) : ***plus le bassin versant serait incliné, plus l'inclinaison du canyon serait élevée*** (R^2 = 0,61 ; C4-Figure 8-8) ***mais moins il serait profond*** (R^2 = 0,8 ; C1-Figure 8-8) ***et large*** (canyon : R^2 = 0,95 ; C2-Figure 8-8 / thalweg : R^2 = 0,64 ; C3-Figure 8-8). L'inclinaison des bassins versants serait donc un paramètre important dans le contrôle des dimensions et de l'inclinaison des canyons sous-marins du Bassin Ligure.

Toutefois, l'altitude maximale des bassins versants n'a aucun impact sur les paramètres morphométriques des canyons (Annexe 8-5), de la même manière que la superficie ou la longueur de l'affluent n'en a que très peu (Figure 8-8 et Annexes 8-3 et 8-4). De plus, les paramètres des canyons tels la longueur ou l'indice de sinuosité ne semblent pas du tout être contrôlés par les bassins versants, aucune corrélation n'ayant été mise en évidence (Annexes 8-2, 8-3, 8-4, 8-5 et 8-6).

Enfin, sur la Marge Calabro-Ionienne, nous avons pu constater qu'il n'existait pas de corrélations claires entre les paramètres morphométriques des canyons et les débits liquides mesurés et débits solides théoriques actuels (Figure 8-9 et Annexes 8-7, 8-8 et 8-9). ***La charge particulaire actuelle délivrée sur la marge ne permet donc pas d'expliquer les dimensions morphométriques actuelles des canyons.*** Seuls les bassins versants du système Crati et du système Neto se distinguent des autres de part leurs valeurs de débits liquides et solides très élevées. Il existe donc ici une bonne corrélation entre les forts débits solides et la grande taille du système Neto et une corrélation inverse avec le système de canyons Crati qui est le plus petit de la Marge Calabro-Ionienne, alors que ces deux systèmes se caractérisent pas une même configuration de têtes de canyon (type TC3) et une connexion directe avec leur bassin versant.

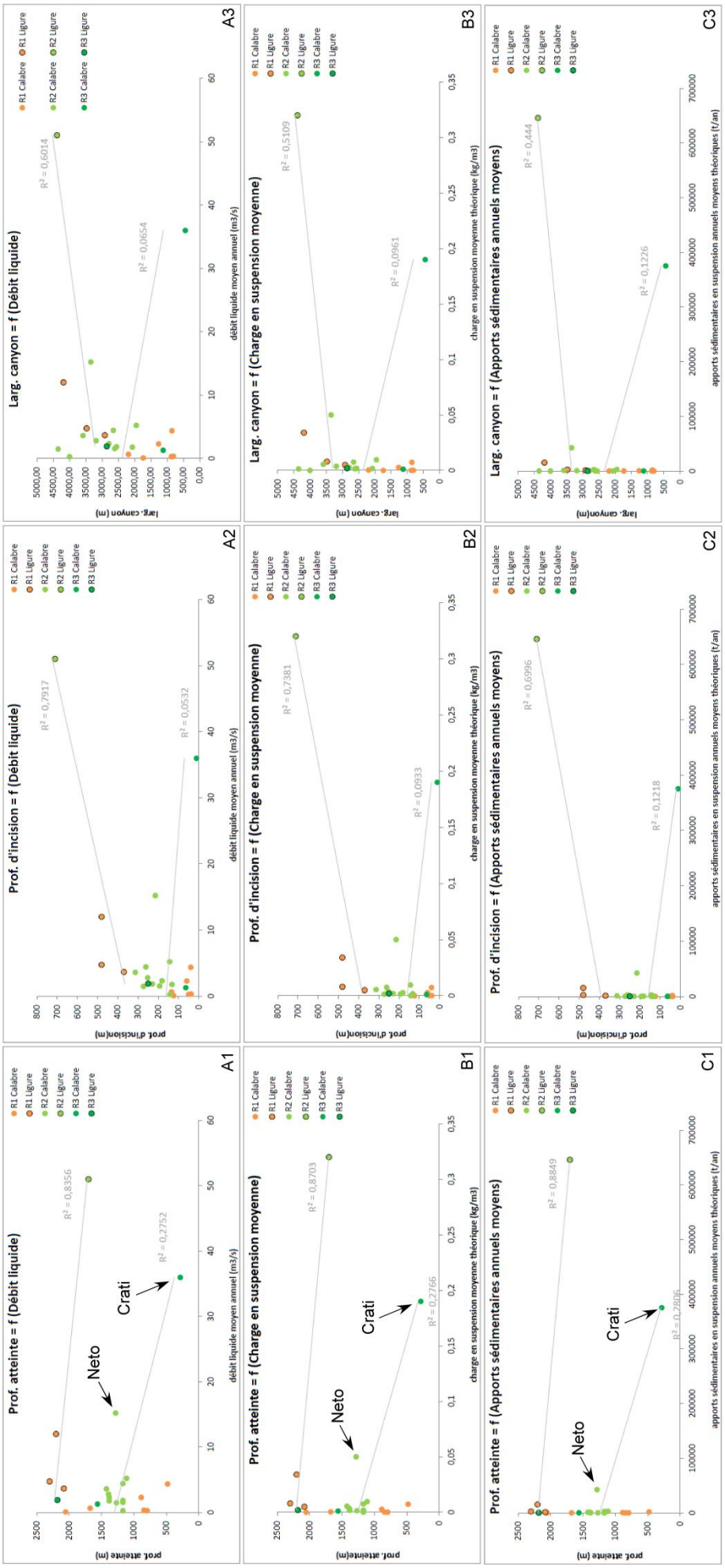


Figure 8-9 : Graphiques comparatifs des débits liquides et des valeurs de charge en suspension moyenne et des apports sédimentaires annuels théoriques des bassins versants montrant une bonne corrélation avec la profondeur d'eau atteinte, la profondeur d'incision et la largeur des canyons de la Marge Ligure (les autres graphiques ne montrant pas une bonne corrélation sont visibles en Annexes 8-7, 8-8 et 8-9).

En revanche, sur la Marge Ligure, on observe de bonnes corrélations normales ou inverses entre les débits liquides / solides théoriques et certains paramètres morphométriques des canyons, tels que la profondeur d'eau atteinte, la profondeur d'incision et la largeur du canyon (Figure 8-9) : ***plus le débit liquide des bassins versants est élevé, plus le canyon serait profond*** (R^2 = 0,79 ; A2-Figure 8-9) ***et large*** (R^2 = 0,6 ; A-3-Figure 8-9), ***et moins il atteindrait des profondeurs d'eau élevées*** (R^2 = 0,83 ; A1-Figure 8-9). On observe de plus une hiérarchisation des différents types de configurations de canyons. Ainsi, plus les débits liquides seront élevées plus la connexion sera directe entre la tête du canyon et le fleuve à terre (A-Figure 8-9). Ces mêmes paramètres morphométriques arborent également une bonne corrélation avec la charge en suspension moyenne et les apports sédimentaires annuels moyens, qui dépendent des valeurs des débits liquides mesurés (B et C-Figure 8-9). On observe toutefois que le coefficient de corrélation diminue pour les corrélations positives (B2, B3, C2 et C3-Figure 8-9), mais augmente pour la corrélation inverse (B1 et C1-Figure 8-9). La charge particulaire serait donc ***un bon paramètre de contrôle et d'évolution de la profondeur et la largeur des canyons sous-marins*** sur la Marge Ligure (Figure 8-9). Cependant, ces valeurs de débits liquides /solides théoriques ***ne semblent contrôler ni la longueur du canyon, ni la largeur du thalweg, ni son inclinaison ou sa sinuosité*** (Annexes 8-7, 8-8 et 8-9).

CHAPITRE 9

Synthèse et Discussion

sur la Formation et l'Evolution

des Canyons Sous-Marins

des Marges Ligure et Calabro-Ionienne

Dans cette étude, six canyons sous-marins sur la Marge Ligure et dix systèmes de canyons sur la Marge Calabro-Ionienne ont été étudiés, et ont permis de mettre en évidence une grande diversité de morphologies de canyons. De récentes études, comme celle générale de Harris et Whiteway (2011), ont déjà discriminé trois grands types de canyons : des canyons confinés à la pente continentale et sans connexion directe avec un système fluviatile à terre, des canyons incisant le plateau continental mais sans connexion directe avec leur système subaérien et des canyons incisant complètement le plateau continental et entrant en connexion directe avec l'embouchure d'un système à terre. Toutefois, alors que les canyons sont généralement considérés comme des structures érosives ou de *bypass*, cette étude apporte de nouveaux éléments sur remplissage et les différentes structures sédimentaires de fond des canyons et sur les morphologies de leur tête et de leurs éléments architecturaux.

L'objectif de ce chapitre est donc de comprendre quels sont les facteurs de contrôle et les mécanismes engendrant l'initiation et la construction des canyons sous-marins. Pour cela il est essentiel de mieux appréhender les différences/similitude dans les architectures internes identifiées des canyons étudiés, les facteurs responsables de la formation de différents types de ramification de canyons, de configurations et morphologies des têtes et ce qui pourrait différencier une marge passive et d'une marge passive dans la formation des canyons sous-marins.

1. L'ARCHITECTURE INTERNE ET LE FONCTIONNEMENT ACTUEL DES CANYONS SOUS-MARINS

Dans cette partie, je vais discuter les mécanismes contrôlant l'apparition/formation des différents « objets » sédimentaires identifiés dans les chapitres 6 et 7 afin de mieux comprendre les processus de formation des canyons sous-marins.

1.1. Les conditions à la formation des rides sédimentaires dans les thalwegs

L'analyse morphologique des canyons sous-marins des Marges Ligure et Calabro-Ionienne nous a permis d'identifier la formation de rides sédimentaires sur le fond des thalwegs. Les rides sédimentaires sont des éléments architecturaux que l'on retrouve généralement dans les régions proximales de grands systèmes turbiditiques (Wynn et al., 2002). Elles seraient générées par des écoulements denses et concentrés, de larges volumes (Mulder et Alexander, 2001), tels les courants turbiditiques de haute-densité, formés par confinement dans les canyons et chenaux ou lors de l'expansion des écoulements dans la zone de transition des systèmes turbiditiques profonds (Wynn et al., 2002). Les rides sédimentaires, de matériaux grossiers, sont interprétées comme des figures de fond migrant vers l'aval et seraient formées par des ondes internes se développant à l'interface entre la partie inférieure dense et la partie supérieure moins dense d'un courant de turbidité (Ito, 2010). Dans cette étude, on observe qu'elles peuvent se former sur une partie ou sur la totalité du

thalweg et leur formation semble se faire sous certaines conditions. On retrouve également des canyons ne présentant pas ce type de structures, mais leur absence pourrait être expliquée par leurs petites dimensions et la faible résolution des données.

1.1.1. La configuration des têtes de canyons et les apports sédimentaires

La présence de rides sédimentaires observées sur le fond des canyons sous-marins apparait comme liée à la configuration des têtes de canyons. En règle générale, les canyons confinés à la pente continentale et complètement déconnectés de leur système subaérien (TC1) ne présentent pas de rides sédimentaires (canyon Verde sur la Marge Ligure ; Figure 7-12) ou très peu et localisées en dans la tête de canyon (canyon Esaro di Crotone et canyon Assi de la Marge Calabro-Ionienne ; Annexe 2 et Chapitre 8-2). Les canyons sous-marins incisant le plateau continental mais déconnectés de leur système subaérien (TC2) peuvent présenter des rides sédimentaires dans leur corps et leur embouchure, mais pas dans leurs têtes (Canyons Botricello de la Marge Calabro-Ionienne-Annexe 4 ; canyons de La Roya et Taggia de la Marge Ligure-Figures 7-11 et 7-17). Enfin, les canyons sous-marins incisant complètement le plateau continental et en connexion directe avec leur système fluviatile (TC3) présentent des champs de rides sédimentaires s'étalant sur de grandes distances (canyon du Var de la Marge Ligure-Figure 7-10 ; canyons Crati, Trionto, Punta di Alice, Neto, et les systèmes Squillace, Caulonia / Siderno et Bovalino-Chapitre 6).

La connexion ou déconnexion des canyons avec leur bassin versant joue un rôle sur la quantité des apports particulaires délivrés et donc sur la possibilité de construire des structures de fond comme des rides sédimentaires. Plus la tête du canyon sera proche de l'embouchure des fleuves, plus les apports particulaires y seront canalisés et permettront la formation de rides par des écoulements gravitaires.

Dans le cas de configurations TC2 déconnectées de leur système subaérien, les apports particulaires sont supposés être faibles, au moins pendant les périodes de haut niveau marin (Batzan et al., 2005 ; Hill et al., 2005 ; Antobreh et Krastel, 2006 ; Walsh et al., 2007 ; Ducassou et al., 2009 ; Green et al., 2011). Pourtant des rides sédimentaires sont aussi présentent dans certains cas, notamment dans celui du système Botricello et dans le canyon tributaire La Verde du système Bovalino/La Verde, sur la Marge Calabro-Ionienne, tous deux étant des systèmes du type R2 (Chapitre 6 et Annexes 4 et 6) ou les canyons Roya et Taggia de la Marge Ligure (Chapitre 7). Elles pourraient alors caractériser des périodes de plus forts apports particulaires pendant les périodes de bas niveaux marins et seraient donc associées à une construction discontinue dans le temps. Les configurations TC2 sont caractérisées par la présence de nombreuses cicatrices d'arrachements (canyons de La Roya, Taggia et Botricello). La transformation de ces glissements en écoulements gravitaires pourrait être responsable d'une formation plus continue au cours du temps de rides sédimentaires dans le corps des canyons. Les tributaires Nicà et Arso du système Corigliano, de

configuration TC2 mais ne présentant pas ou que très peu de cicatrices d'arrachements, ne présentent pas de rides sédimentaires sur le fond de leur thalweg (Chapitre 6).

Les configurations TC1 confinées à la pente continentale (Canyons Verde sur la Marge Ligure ou Votagrande sur la Marge Calabre) sont généralement associées à des plateaux continentaux larges et les têtes de canyons présentent une faible densité de cicatrices d'arrachements. Les apports directs par les fleuves ou la transformation de glissements ne semblent pas fournir des apports particulaires suffisamment élevés au cours du temps pour permettre la construction de rides. Lorsque celles-ci sont dans de rares cas présentes sur le fond des thalwegs (Canyons Votagrande), elles pourraient aussi être liées à des phénomène de remise en suspension des particules de la plateforme continentale, à l'embouchure des fleuves et torrents, par des courants de surface (dérive littorale) assurant leur transport jusqu'aux têtes de canyon (Paull et al., 2005 ; Smith et al., 2005 Smith et al., 2007 ; Magne et al., 2007).

Dans le cas de configurations du type TC3, on observe autant la formation de nombreuses rides sédimentaires le long de thalweg de canyons associés à des fleuves dont les apports sédimentaires annuels théoriques sont élevés (de 2.10^3 à 1500.10^3 $t.an^{-1}$; canyons du Var, du Crati, et Trionto) que à des canyons associés à des torrents ou de petits bassins versants dont les apports sédimentaires annuels sont plus faibles (0,08 et 1,8 $t.an^{-1}$; canyons Catanzaro, Squillace ou Badolato). Il semble donc que même une faible quantité annuelle d'apports particulaires, de l'ordre de la tonne, pourrait suffire à générer des rides sédimentaires sur de vastes régions. Des valeurs inférieures à la tonne par an pourraient être une valeur de seuil minimale d'apports sédimentaires nécessaires à la construction de rides. Cependant, des canyons de configuration TC3 ne présentent pas ou très peu de rides alors qu'ils sont associés à des fleuves caractérisés par un fort débit solide théorique (85.10^3 $t.an^{-1}$; canyon Neto). Il semble donc que les apports sédimentaires seuls ne suffisent pas à expliquer la formation de rides sédimentaires sur le fond des canyons.

1.1.2. Le profil topographique longitudinal du thalweg et la morphologie du canyon

La configuration de canyons TC1 dans laquelle les rides ne sont pas ou très peu présentent est généralement associée à des canyons ou systèmes de canyons présentant un profil topographique longitudinal convexe et des morphologies de canyons en « V » sur la totalité du thalweg (Canyons Verde, Esaro di Crotone et Assi).

La configuration de canyons TC2 dans laquelle les rides sont présentes dans le corps et dans l'embouchure est généralement associée à des profils topographiques linéaire (Canyons de la Roya et Taggia) à concave (Canyons Botricello) et des morphologies évoluant de « V » à « U » vers l'aval.

La configuration de canyons TC3 se caractérise généralement par un profil topographique typiquement concave et des morphologies de canyons évoluant vers l'aval de « V » à « U »

(Canyons du Var, systèmes Squillace, Caulonia/Siderno, Lipuda/Neto). Dans ce type de configuration, les rides sont présentent sur l'ensemble du thalweg (de la tête à l'embouchure) ou seulement à partir du corps.

Les profils longitudinaux concaves et les morphologies en « U » apparaissent comme les plus propices à la formation des rides sédimentaires. Les profils concaves provoquent une diminution longitudinale de la vitesse des écoulements gravitaires (*depletive flows* ; Kneller, 1995), ce qui serait donc susceptible de favoriser plus rapidement un plus fort dépôt de particules sur le fond des canyons et favoriser ainsi la formation de rides. Les morphologies en « V » sont plutôt typiques de phénomènes érosifs, tandis que les morphologies en « U » marquent l'élargissement du thalweg, qui favoriserait les phénomènes de dépôt des particules et donc la formation potentielle de rides. Ainsi, les canyons tributaires Lipuda et Neto, bien que de configuration TC3, ne présentent pas ou très peu de rides sédimentaires car l'ensemble de leurs thalwegs a une morphologie en « V » (Annexe 3). Cependant, on peut observer la présence de rides dans la zone de tête de canyons présentant une morphologie en « V » (cas typique du système Squillace). Il semble donc qu'un autre facteur intervienne dans le contrôle et la formation de structures sédimentaires dans les thalwegs.

1.1.3. L'inclinaison locale du thalweg

Sur la Marge Ligure, le canyon du Var (Figure 7-10) de configuration TC3 présente des rides depuis son corps jusqu'à son embouchure. Sur la Marge Calabro-Ionienne, dans le système Squillace de configuration TC3, les rides apparaissent dès la tête du canyon, juste en aval de l'embouchure du système subaérien (Chapitre 6, Partie 7). Les deux systèmes de canyons présentent un profil général concave (Figure 8-2) et des morphologies en « V » dans leur tête ; leur différence principale vient de leur inclinaison. Le canyon du Var présente une inclinaison locale de plus de 5° dans la zone de la tête et diminue jusqu'à des valeurs inférieures à 2,5° dans l'embouchure (Figure 7-10). En revanche, dans tous les thalwegs tributaires du système Squillace, l'inclinaison est inférieure à 5° dans la zone de leurs têtes et diminue jusqu'à des valeurs moyennes de 1° dans la zone de leurs embouchures (Chapitre 6, Partie 7). Dans les têtes de canyons de configuration TC2 au sein desquelles les rides sont absentes, l'inclinaison est généralement supérieure à 5° (Canyons Botricello-Annexe 4 ; Canyons de la Roya et Taggia-Figures 7-11 et 7-17).

Il apparait donc que l'inclinaison locale du thalweg dans la zone de la tête contrôle la présence de rides sédimentaires : leur formation sur le fond des canyons ne semble être possible que si l'inclinaison présente une ***valeur critique inférieure à 5°***. Cette valeur de l'inclinaison pourrait influencer la vitesse et le pouvoir érosif des écoulements gravitaires, et donc leur capacité de dépôt. Ainsi, les profils longitudinaux convexes présentant généralement les inclinaisons générales les plus élevées et des morphologies en « V », ne favoriseront pas ou très peu la formation de rides sédimentaires.

1.1.4. Modèle des conditions de formation des rides sédimentaires

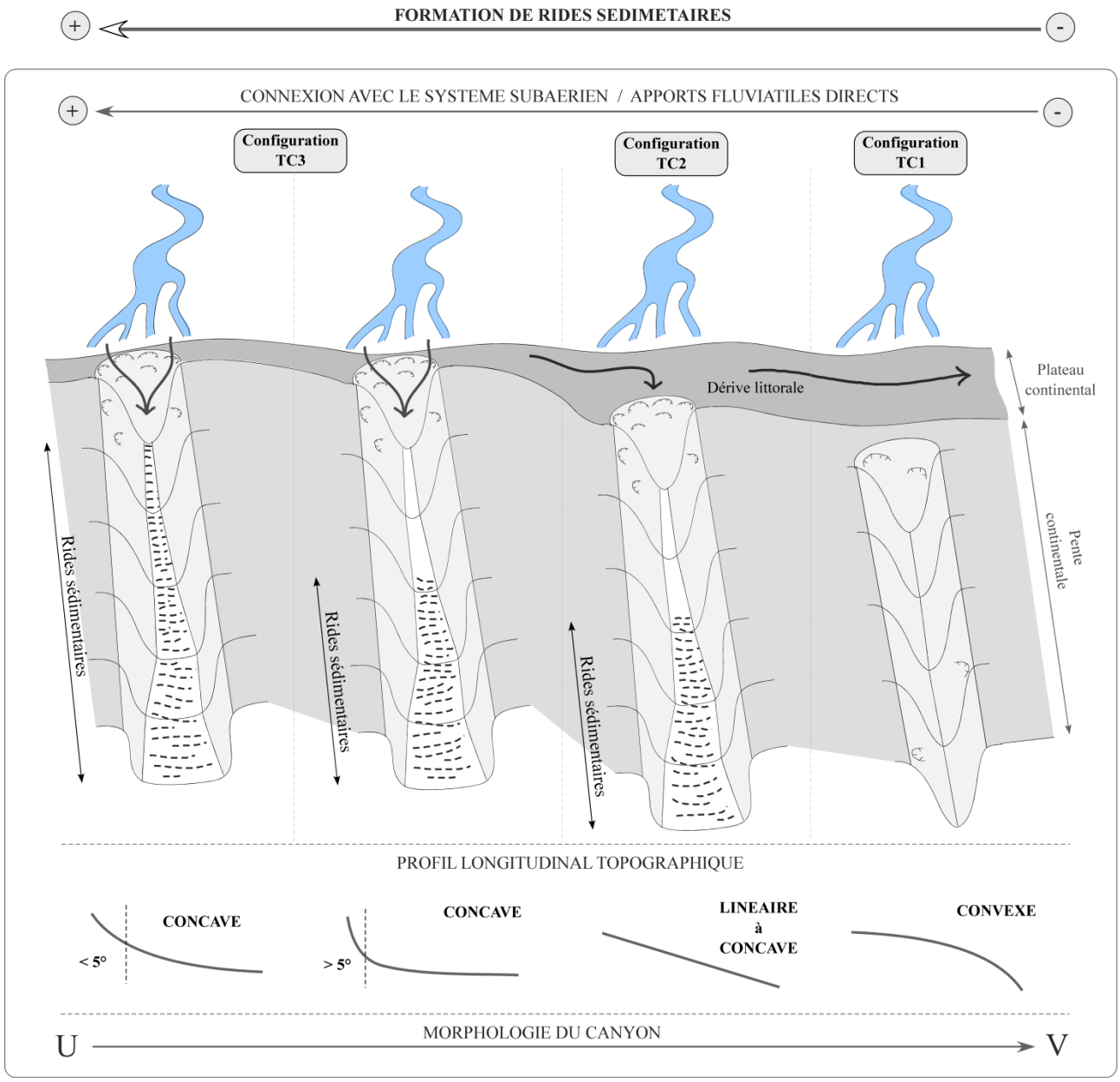


Figure 9-1 : Modèle des conditions de formation des rides sédimentaires dans le thalweg des canyons.

La formation de rides sédimentaires sur le fond des canyons sous-marins étudiés semble être contrôlée par des conditions associées aux configurations des têtes de canyons (Figure 9-1) :

- Une configuration TC1, confinée à la pente continentale se caractérise généralement par un profil longitudinal convexe et des morphologies en « V » sur tout le long des thalwegs (Figure 9-1). Les fortes pentes et les morphologies étroites et confinées des canyons ont tendance à augmenter la vitesse des écoulements et donc leur caractère érosif. De plus, leur tête n'incisant pas le plateau continental et le nombre de glissements y étant faibles, les apports sédimentaires ne sont pas suffisants pour former des rides sédimentaires sur le fond de leurs thalwegs (Figure 9-1).

- Une configuration TC2, incisant le plateau continental mais déconnectée du système subaérien, se caractérise généralement par un profil topographique linéaire à concave et une morphologie de canyon évoluant de « V » à « U » vers l'aval (Figure 9-1). Les apports particulaires fluviatiles ne sont probablement pas directs, surtout pendant les périodes de haut niveau marin, mais peuvent être compensés par la transformation des nombreux glissements générés dans les têtes et la remise en suspension des sédiments de la plateforme par des courants de surface et leur captage par les têtes de canyon. Dans cette configuration, le dépôt de rides ne se fait que dans le corps et dans l'embouchure caractérisés par une morphologie en « U » et une faible inclinaison (Figure 9-1). La diminution de l'inclinaison et l'élargissement du canyon favorisent la diminution de la vitesse des écoulements et le dépôt sédimentaire.

- Une configuration TC3, directement connectée au système subaérien, permet des apports fluviatiles directs et continus au cours du temps pour la formation de rides sédimentaires ; le captage de particules transportées par des courants de surface et la transformation de glissements peuvent aussi participer à augmenter les apports (Figure 9-1). Cette configuration se caractérise généralement par un profil concave, dont l'inclinaison diminue fortement vers l'aval. La morphologie du canyon évolue de « V » à « U » vers l'embouchure du canyon, comme la configuration TC2 (Figure 9-1). Cependant, dans une configuration TC3, pour une inclinaison inférieure à 5° dans la zone de la tête, la formation de rides sédimentaires pourra débuter. En revanche, si l'inclinaison de la tête est supérieure à cette valeur critique, le dépôt ne commencera que dans le corps du canyon, lorsque l'inclinaison générale aura diminué sous la valeur critique.

1.2. Les différents modes de formation des terrasses

La formation de terrasses dans les canyons sous-marins est généralement rattachée aux différentes phases d'incisions et d'évolution de méandres (Deptuck et al., 2003 ; Antobreh et Krastel, 2006 ; Babonneau et al., 2010 ; Kolla et al., 2012). Certaines terrasses semblent aussi en relation avec l'instabilité des flancs de canyons ou pourraient être associées à la formation de levées internes (Antobreh et Krastel, 2006).

Comme nous l'avons vu précédemment dans le Chapitre 5, nous observons la formation de terrasses autant dans les têtes des canyons que dans les corps ou les embouchures. Sur la Marge Ligure, seul le canyon du Var présente la formation d'une terrasse sur le flanc gauche de son embouchure (Figure 7-10). En revanche, sur la Marge Calabro-Ionienne, la formation de terrasses est très fréquente. Bien qu'elles soient moins nombreuses dans les systèmes de canyons R1, les terrasses se forment dans les trois différents types de systèmes (Chapitre 6 et Annexes 3 à 6). De plus, leur formation est surtout associée à des configurations de têtes de canyons TC3 (Chapitre 6). L'interprétation des données bathymétriques et Chirp a permis de mettre en évidence une grande variété de terrasses, laissant suggérer que leur formation pourrait être due à différents processus.

1.2.1. La formation des terrasses dans les têtes de canyons

Dans les têtes, les terrasses sont plutôt associées à la configuration du type TC3 et à des morphologies du type T2 (simple, tel le canyon Punta di Alice ; ou complexes, tels les canyons tributaires du système Squillace ou le canyon Neto ; Chapitre 6). La première génération de ces terrasses se positionne généralement très haut sur les flancs de canyons, à quelques dizaines de mètres des interfluves. Les générations de terrasses suivantes sont de plus en plus proches du thalweg actuel des canyons. Les différentes générations de terrasses sont parallèles entre elles et s'étendent longitudinalement dans la direction de l'axe du thalweg actuel. Leur étagement/position peut être dissymétrique sur les flancs des canyons, comme dans les têtes Punta di Alice et Neto, ou se présenter bien symétrique, comme pour la tête Catanzaro (Chapitre 6). De plus, les têtes de canyons présentant des terrasses peuvent être associées à la présence d'un haut structural, tels les canyons Neto ou le canyon tributaire Sellia du système Squillace (Chapitre 6 et Annexe 3).

a. Les terrasses associées à des glissements

Dans le cas des têtes de canyons Punta di Alice et Catanzaro, les terrasses observées sont de petites tailles, avec une forme générale arrondie. Elles se localisent souvent en aval de cicatrices d'arrachements, dont les caractéristiques laissent supposer qu'elles sont plus récentes vers le centre des canyons. Les terrasses constituent le fond de structures en amphithéâtre correspondant à des emboitements de cicatrices d'arrachement et *gullies*. On n'observe pas de continuité latérale entre terrasses de même génération ; elles sont confinées dans leur propre amphithéâtre, donnant une morphologie complexe aux têtes de canyons (Chapitre 6).

Les terrasses associées aux têtes de canyons sont, dans leur majorité, caractérisées par un faciès hyperbolique, suggérant une déstructuration de leur architecture interne. Cette déstructuration interne et leur positionnement en aval de nombreuses cicatrices d'arrachement suggère que ces terrasses se sont formées via des évènements ponctuels dans l'espace et le temps plutôt que lors d'un unique évènement synchrone. Elles seraient donc le résultat de déstabilisations des flancs de canyons qui ont été ensuite arasées par des processus érosifs tels des écoulements gravitaires.

Les têtes de canyons présentant des terrasses liées à des glissements se situent relativement proches du littoral, en connexion directe avec l'embouchure d'un fleuve, ou se situent au large d'un plateau continental très étroit voire absent (Chapitre 6). Ces têtes atteignent des profondeurs d'eau minimales de l'ordre de 50 à 150 m. Elles subissent donc soit une érosion continue de leur thalweg sous l'impact des apports particulaires, soit plus discontinue pendant les périodes de bas niveau marin relatif (Ducassou et al., 2009 ; Rouillard, 2010). Les déstabilisations des flancs de canyons pourraient donc être associées à l'érosion du fond du thalweg et l'augmentation de l'inclinaison des flancs (A-Figure 9-2). Elles formeront donc des premières générations de terrasses localisées très

haut sur les flancs et des générations plus jeunes de plus en plus proches du thalweg actuel, au fur et à mesure de l'incision du fond du canyon (A-Figure 9-2).

b. Les terrasses associées à la déformation de la marge

Les terrasses observées dans la tête du canyon Neto, positionnée contre le flanc Nord du haut structural Rizzuto (Annexe 3), présentent des caractéristiques différentes de celles décrites précédemment (Annexe 3) : elles sont de plus grandes dimensions et localisées uniquement sur le flanc droit de la tête du canyon. Ces terrasses montrent un replat associé à de nombreux *gullies* et une forme en amphithéâtre ouvert dans le sens de la pente (Annexe 3). Sur les profils Chirp, elles sont caractérisées par une fort échofaciès de surface, chaotique à sourd, suggérant la présence de matériaux grossiers, similaire à celui observé sur le fond des thalwegs actifs. Ces terrasses sont donc interprétées comme d'anciennes traces de thalweg, d'anciennes traces de la position de la tête du canyon.

La distance horizontale séparant les terrasses les plus anciennes des plus récentes est de plus de 6 km (Annexe 3). La position des générations successives des terrasses suggèrent un déplacement latéral régulier vers le Nord. Ce déplacement coïncide avec la présence d'un haut structural localisé sous le flanc droit du canyon et déformant la marge (Annexe 3-2). Dans la zone de l'embouchure du fleuve Neto (bassin de Crotone ; Zecchin et al., 2004b, 2011b), il existe des terrasses marines surélevées, suite à un soulèvement général de la Marge Calabro-Ionienne durant le Plio-Quaternaire avec un taux moyen de 1 $mm.an^{-1}$ en moyenne depuis le dernier interglaciaire (Pirazzoli et al., 1997 ; e.g. La plaine de Sibari, au Sud des Apennins, Cucci, 2004 ; Ferranti et al., 2008 ; e.g. le Massif Sila, Centre de la Calabre, Corbi et al., 2009 ; e.g. Bassin de Crotone, Zecchin et al., 2004b ; e.g. Golfe de Squillace et Aspromonte, sud de la Calabre, Antonioli et al., 2006). Cette surrection serait encore active dans certaines régions, avec un taux de 1 $m.ka^{-1}$ (Zecchin et al., 2004b ; Antonioli et al., 2006). Des phases successives de soulèvement du haut structural Rizzuto pourraient donc être responsables de la formation des terrasses dans la tête du canyon Neto (B1, B2 et B3-Figure 9-2) : chaque soulèvement aurait provoqué une ré-incision de l'axe du thalweg sous le niveau de sa position précédente qui formerait alors des terrasses (e.g. Canyon du Cap Timiris, Antobreh et Krastel, 2006). Cependant, les seules phases de soulèvement ne peuvent pas expliquer le déplacement latéral des différentes générations de terrasses, chaque phase de ré-incision du thalweg ayant dû s'effectuer au droit de son emplacement initial (Annexe 3). La tête du canyon étant de configuration TC3, seule une migration latérale de l'embouchure du fleuve pourrait expliquer la migration vers le Nord de l'axe du thalweg et des générations de terrasses (B-Figure 9-2). Il a donc fallu que le soulèvement s'accompagne d'un léger basculement vers le Nord, pour dévier le cours du fleuve et du thalweg du canyon, hypothèse qui reste encore à vérifier (B-Figure 9-2).

La présence de terrasses dans les têtes de canyons pourrait donc être des marqueurs de processus locaux (déstabilisations) ou régionaux (déformation, soulèvement) et permettrait donc d'affiner l'histoire et l'évolution des canyons au cours du temps.

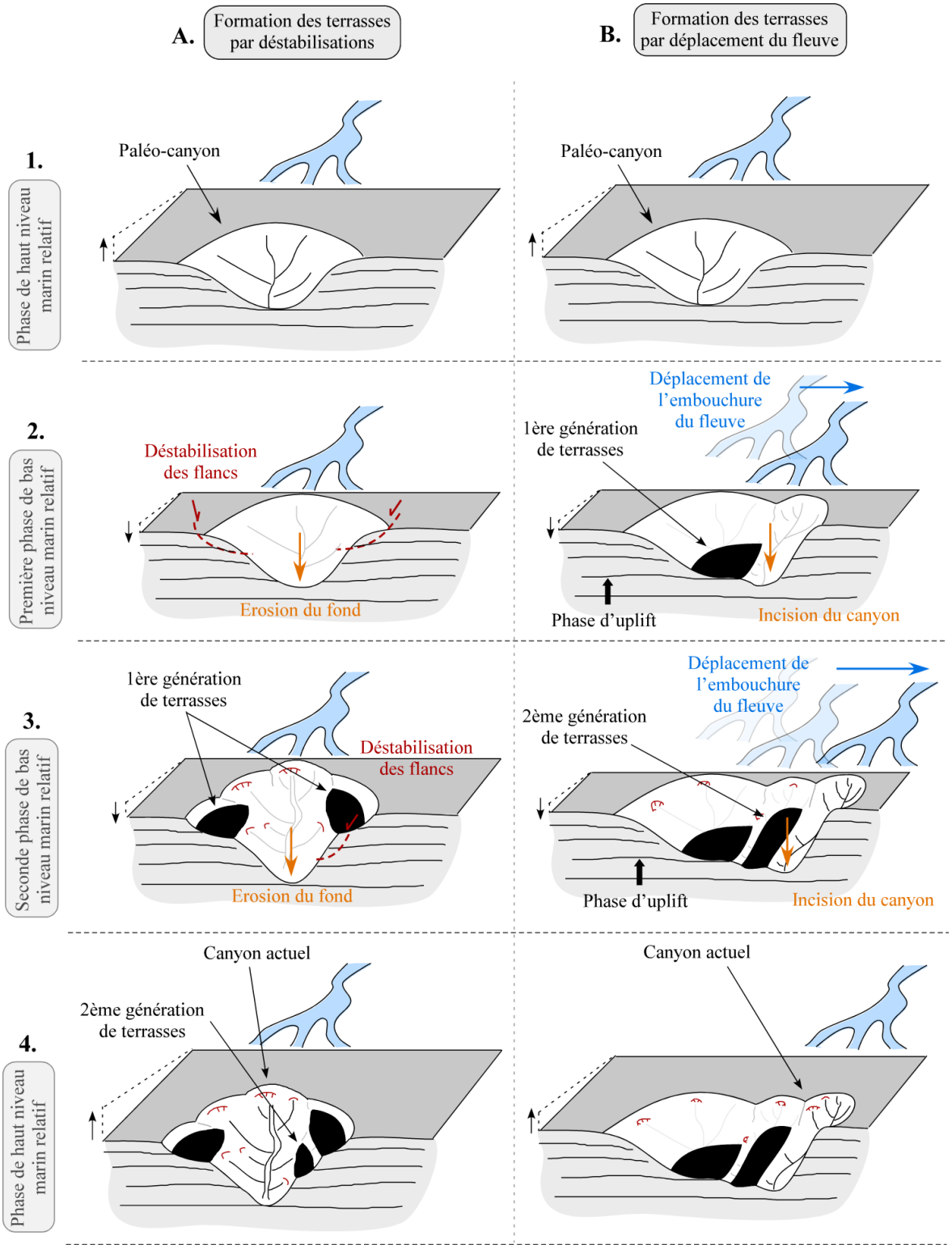


Figure 9-2 : Modèle de formation de terrasses dans les têtes de canyons.
A. Générées par diverses phases de déstabilisations des flancs des canyons associées aux variations eustatiques. B. Générées par le soulèvement de la marge et le déplacement latéral de l'embouchure du fleuve associé.

1.2.2. La formation des terrasses associées aux corps de canyons

De nombreuses terrasses ont été identifiées dans les corps des canyons tributaires et corps principaux des systèmes de la Marge Calabro-Ionienne (Chapitre 6). De part leurs caractéristiques, certaines terrasses sont associées soit à des instabilités (corps principal du système Lipuda / Neto et canyons Sellia et Catanzaro), soit à des déplacements de thalwegs, déplacements longitudinaux vers l'aval (canyons Trionto) ou déplacement latéraux (canyons Badolato et canyon Siderno). Les modes de formation de ces terrasses sont donc considérés comme similaires à ceux précédemment décrits et ne seront pas développés à nouveau. Toutefois, la formation d'autres terrasses observées dans les corps des canyons pourrait être associée à la migration de méandres (canyons Crati, Punta di Alice, Neto/Lipuda, Catanzaro, Squillace, canyon annexe, Assi) ou à la présence de failles (canyon Punta di Alice). Nous allons donc nous concentrer sur ces deux derniers modes de formation.

a. Les terrasses formées par la migration de méandres

La grande majorité des terrasses des corps de canyons est surtout associée à la présence de méandres (Canyons Crati, Punta di Alice, Lipuda / Neto, Catanzaro, Squillace, Canyon Annexe du Système Squillace, Assi). On observe l'évolution des méandres et la formation des terrasses autant dans des canyons associés à des fleuves à forte charge sédimentaire théorique actuelle (Crati, Neto) que dans des canyons associés à des torrents de plus faible charge théorique actuelle (Punta di Alice, Squillace, Assi). De plus la majorité des canyons présentant des terrasses dans leurs corps sont de configuration TC3 ; seul le canyon Assi est de configuration TC1. Ces terrasses se mettent en place sur le flanc interne des méandres et les différentes générations peuvent présenter une imbrication en marches d'escalier, plus latérale perpendiculaire au sens de la pente ou plus longitudinal dans le sens de la pente (Figure 9-3). Leur formation successive semble empiéter sur l'espace du thalweg et évoluer à l'interne du canyon, et pouvant être associée à un rétrécissement de la largeur du thalweg (Figure 9-3). Sur les profils Chirp, ces terrasses présentent généralement un échofaciès subparallèle lité et continu de forte à moyenne amplitude, de type I ou II, pouvant présenter des terminaisons en *onlap* caractéristiques de construction sédimentaire (Chapitre 6). On n'observe généralement pas de continuité latérale des réflecteurs entre des terrasses juxtaposées. En revanche, le flanc externe des méandres présente généralement des troncatures d'érosion sur toute sa hauteur, caractérisé par une constante érosion.

Le processus de développement d'un méandre est relativement bien connu dans les systèmes sous-marins (Von Rad et Tahir, 1997 ; Cirac et al., 2001 ; Laursen et Normark, 2002 ; Babonneau et al., 2002 ; Babonneau et al., 2004 ; Antobreh et Krastel, 2006 ; Babonneau et al., 2010). La formation et l'évolution des méandres pourraient dépendre des couches sédimentaires sous-jacentes, de l'inclinaison de la pente continentale, de la charge sédimentaire transitant dans le canyon/chenal, de l'activité tectonique et d'irrégularités topographiques (Antobreh et Krastel., 2006). Toutefois, la

formation/migration d'un méandre résulte de l'érosion de son flanc externe et du dépôt simultané de sédiments sur son flanc interne, générant une accrétion latérale formant des terrasses (Antobreh et Krastel, 2006) assimilables à des levées internes (Babonneau et al., 2010). Ainsi, chaque génération de terrasses reflèterait un stade de migration des méandres (Figure 9-3). Les terrasses formées seraient donc l'ancienne trace du thalweg abandonné par migration latérale du méandre et sont associées à l'évolution de la sinuosité du thalweg du canyon (Antobreh et Krastel, 2006).

Le cas le plus marquant de formation de terrasses résultant du déplacement de méandres, est celui du canyon Crati connecté directement à l'embouchure du fleuve Crati, le plus grand de la Marge Calabro-Ionienne (Figure 9-3). Dans ce système, le tronçon Nord (A-Figure 9-3) a été alimenté lors du déplacement vers le Nord de la paléo-embouchure du fleuve Crati, en 510 av. JC (Colella et Di Geronimo, 1987). Il est désormais inactif car l'embouchure s'est de nouveau déplacée vers le Sud, alimentant désormais les deux tronçons Sud (B et C-Figure 9-3 ; Colella et Di Geronimo, 1987). Les stades de développement des méandres seraient liés à l'activité du tronçon Nord puis celles des tronçons Sud ou seulement à l'une des deux phases d'activité des tronçons. Quelque soit le cas de figure, la sinuosité du thalweg a progressivement augmenté au cours du temps (Figure 9-3), comme dans les canyons du Cap Timiris (Antobreh et Krastel, 2006), ou le chenal du Zaïre (Babonneau et al., 2010). Le développement des méandres et le déplacement du thalweg s'initie par l'augmentation de l'érosion latérale sur le flanc externe du canyon et la ré-incision du thalweg sous son niveau de base, ainsi que l'accumulation graduelle sur le flanc interne du canyon des particules sédimentaires érodées, construisant ainsi les terrasses. La terrasse ainsi formée par accrétion latérale représente le haut d'une barre de méandre et reflète l'ancienne position du thalweg désormais comblée par l'accumulation sédimentaire. La répétition de ces phénomènes et les différentes phases de déplacement des méandres par migration latérale, et pouvant être associée à une augmentation de de la sinuosité par l'érosion progressive des flancs externes, provoquera la formation de différentes générations de terrasses (Figure 9-3).

Au moins deux méandres sont visibles dans le système Crati : au niveau du tronçon C et dans le corps commun aux trois tronçons A, B et C (Figure 9-3). Dans le méandre du tronçon C, les différentes générations de terrasses se situent sur le flanc opposé à celui érodé. La première génération de terrasse se positionne vers le haut de la pente continentale et les générations suivantes se construisent en aval de celles-ci, dans le sens de la pente, et accentue la sinuosité du thalweg (Figure 9-3). L'imbrication des différentes générations de terrasses entres elles montrent donc une évolution dans le sens dans la pente du méandre du tronçon C. En revanche, les terrasses dans le thalweg commun sont moins ordonnées et sont recoupées par le thalweg actuel (Figure 9-3). La construction des différentes générations de terrasses entre-elles, dans ce méandre-ci, ne se fait pas dans le sens de la pente, mais perpendiculaire vers le Nord et le Sud, du fait de la migration du méandre de manière perpendiculaire au sens de la pente (Figure 9-3). Ainsi, les deux sens de développement des méandres observés dans le système Crati (longitudinalement dans le sens de la pente dans sa partie supérieure et latéralement dans sa partie inférieure) génèrent différentes

imbrications des terrasses entre elles, respectivement en aval dans le sens de la pente ou perpendiculairement au sens de la pente. On observe de plus, que pour un même stade de développement, les terrasses imbriquées formées par migration des méandres dans le sens de la pente seront associées à une plus faible sinuosité du thalweg. En revanche, les terrasses formées perpendiculairement au sens de la pente par migration latérale des méandres seront associées à une plus forte sinuosité du thalweg (Chapitre 6 ; Figure 9-3).

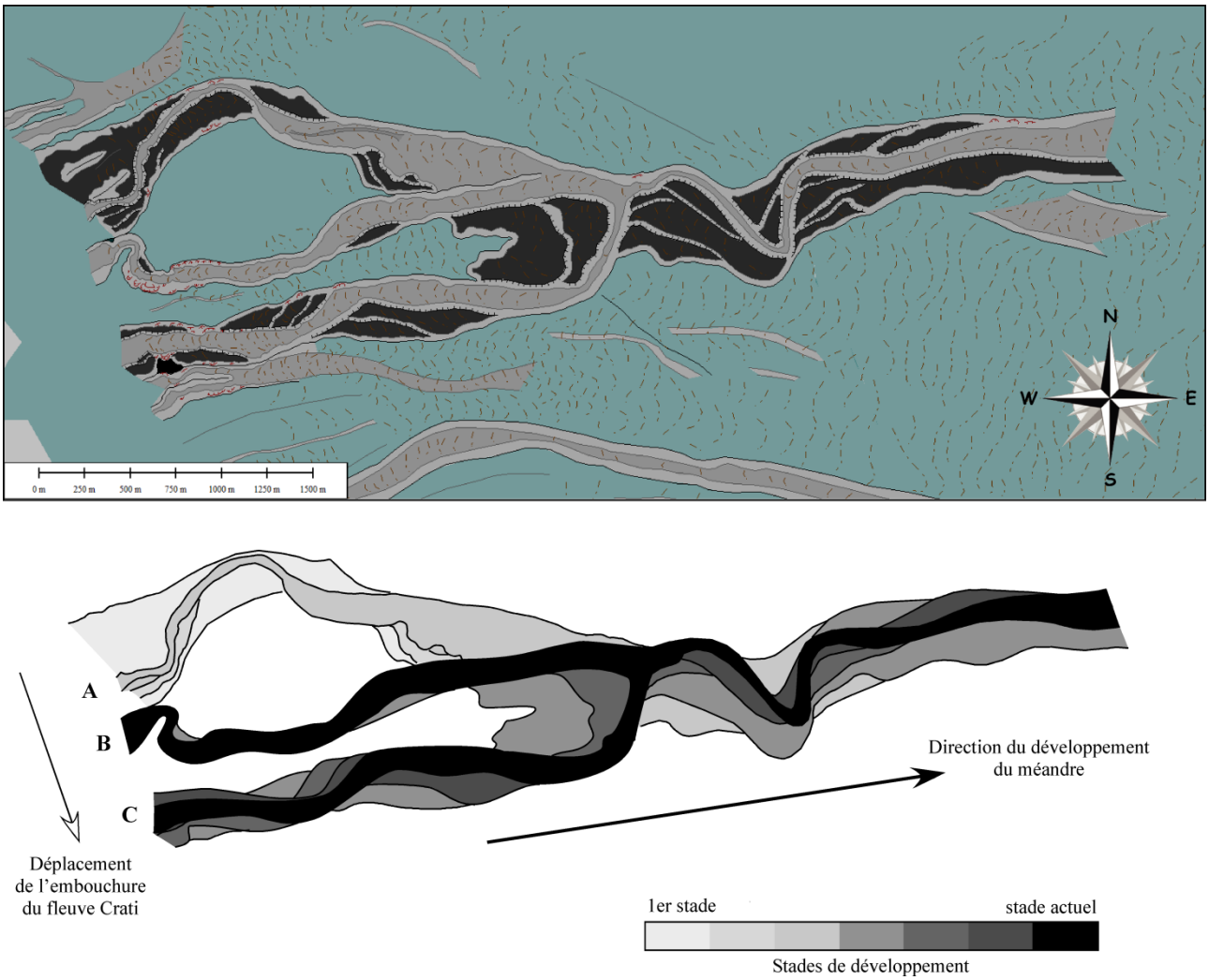


Figure 9-3 : Reconstitution de l'évolution du méandre du canyon Crati.

Ponctuellement, les données permettent d'observer que des changements de direction dans la formation d'un méandre ne dépendent pas de l'inclinaison de la pente continentale, comme dans le cas typique du corps principal du système Lipuda / Neto (Annexe 3). Les premières générations de terrasses formées par accrétion latérale sur le flanc interne du canyon et imbriquées perpendiculairement au sens de la pente sont associées à un premier stade de développement du méandre migrant vers le Nord. La formation génération successives de terrasses imbriquées de plus en plus dans le sens de la pente sont associées à un changement progressif de direction du développement du méandre vers l'Ouest/Sud-Ouest (Annexe 3). Ainsi, la formation des terrasses

observées dans ce méandre indique que dans un premier temps, le méandre s'est déplacé latéralement puis longitudinalement dans le sens de la pente. Ce changement de direction pourrait être contrôlé par une modification des caractéristiques des écoulements, tel que cela a été décrit dans le Chenal du Zaïre (Babonneau et al., 2010). Ces auteurs ont évoqué une cyclicité de plus forte activité d'écoulements énergétiques et des périodes de plus faible activité d'écoulements de faible densité ; ces changements pourraient être associés à des fluctuations long termes des apports fluviatiles ou du climat (Babonneau et al., 2010).

L'utilisation et l'observation des différentes générations de terrasses imbriquées permettent alors de reconstruire l'évolution des méandres. En effet, comme observé le long du chenal du Zaïre (Babonneau et al., 2010), les différents stades de formation des terrasses et de l'incision des canyons de la Marge Calabro-Ionienne, notamment celui du Crati et du Neto, suggèrent que le développement d'un méandre n'est pas un processus continu. Chaque stade de développement du méandre contrôle ainsi la formation des terrasses par déposition sédimentaire sur le flanc interne via des processus d'érosion progressive sur le flanc externe ; si le méandre évolue vers l'aval, les différentes générations de terrasses s'imbriqueront l'une par rapport à l'autre longitudinalement dans le sens de la pente ; si le méandre évolue latéralement la construction des terrasses se fera de manière perpendiculaire au sens de la pente.

L'utilisation des terrasses pourrait également contribuer à contraindre le degré de maturité des canyons sous-marins. En effet, une faible sinuosité reflèterait un stade juvénile du canyon et plus le nombre de génération de terrasses ou de stades d'incision sont élevés, plus le canyon est considéré comme mature (Babonneau et al., 2010). Cependant, le Système Crati présente une sinuosité relativement élevée dans son thalweg et présente jusqu'à quatre générations de terrasses associées à l'évolution des méandres, et daterait de la fin de la transgression Holocène (6000-5000 ans ; Ricci Lucchi et al., 1984). Le système Crati est donc le plus jeune des systèmes étudiés de la Marge Calabro-Ionienne, et présente un nombre similaire ou plus élevé de générations de terrasses associées à des méandres que les systèmes Punta di Alice, Lipuda/Neto ou Squillace, qui pourtant se seraient mis en place durant le Plio-Quaternaire (Chapitre 6 et Annexes 1 et 3). Le degré de maturité d'un canyon ne dépendrait alors pas de son âge, mais serait un stade d'évolution propre à chaque système de canyons.

b. Les terrasses associées à la présence de failles

Le canyon Punta di Alice est associé à de nombreux hauts structuraux alternant avec des bassins sédimentaires. Les méandres se développent dans les parties du canyon situées dans ces bassins sédimentaires, alors qu'aucun méandre n'est observé dans les parties du canyon traversant les hauts structuraux. Alors que les flancs externes des méandres se situent à l'aplomb de système

de failles et sont caractérisés par la présence de nombreuses cicatrices d'arrachement, la formation des terrasses se fait sur le flanc interne opposé (Annexe 1-10). Les failles en profondeur joueraient un rôle dans le creusement du thalweg, en accentuant les processus d'incision en profondeur et le déclenchement d'instabilité sur le flanc externe, comme décrit dans d'autres zones (Algan et al., 2002 ; Antobreh et Krastel, 2006 ; Mountjoy et al., 2009). Le développement du méandre est alors confiné dans un corridor contrôlé par un système de failles, comme décrit dans le cas du canyon du Cap Timiris (Antobreh et Krastel, 2006). Dans le cas du canyon Punta di Alice, le système de failles a guidé les phases d'incision du canyon, mais aurait aussi provoqué l'affaissement du flanc gauche par rapport au droit. Ce phénomène serait responsable du déplacement et de la réincision du thalweg vers le SE, générant ainsi la formation du méandre et son évolution perpendiculairement au sens de la pente et la formation d'une terrasse (Annexes 1-5 et 1-10). Ainsi, les terrasses associées aux méandres du système Punta di Alice se seraient construites par la combinaison de la progressive érosion du flanc externe et le dépôt sur le flanc interne, ainsi que par un jeu de failles provoquant la ré-incision du thalweg sous son niveau de base, laissant la trace de son ancien thalweg sous la forme d'une terrasse.

1.2.3. La formation de terrasses dans les embouchures

Des terrasses sont aussi associées aux embouchures de certains systèmes comme ceux de Punta di Alice et Lipuda / Neto (Chapitre 6). Ces canyons présentent un profil longitudinal topographique localement convexe dans la zone de formation des terrasses. Ces canyons se connectent à la Vallée de Tarente dans la zone de collision entre les Marges Calabro-Ionienne et Apulienne (Chapitre 6). Ainsi, leur profil convexe traduirait une déformation tectonique locale engendrée lors de périodes de compression. Les profils convexes étant toujours très prononcés, on peut supposer que la phase de déformation est relativement récente et que les profils ne sont pas encore revenu à un état d'équilibre ou que le déformation est toujours active. Dans la zone où apparaissent les terrasses, l'embouchure était large lors de son stade initial de formation puis s'est progressivement rétrécie de manière symétrique entre ses deux flancs et est actuellement restreinte à un étroit thalweg (Chapitre 6).

Les terrasses sont de forme triangulaire évasée vers l'aval (Chapitre 6). Elles sont constituées d'un échofaciès sourd caractéristique de la présence de dépôts grossiers et similaire à celui caractérisant les canyons actifs. Ces terrasses sont donc interprétées comme d'anciennes positions de thalwegs. On suppose que le niveau formé par la première génération de terrasses est la trace du thalweg initial des systèmes (Stade 1 ; Figure 9-4). Une première phase de compression aurait déformé et soulevé la partie de la Marge Calabro-Ionienne dans la zone de compression (Stade 2 ; Figure 9-4). Le thalweg du canyon subit alors une forte érosion afin de retrouver un profil d'équilibre à tendance concave et ré-incise son thalweg en son centre, formant alors une première génération de terrasses sur chacune de ses bordures (Stade 2 ; Figure 9-4). Si une seconde phase de

compression survient, le thalweg subit une nouvelle déformation lui conférant ou accentuant sa convexité (Stade 3 ; Figure 9-4). Les écoulements transitant dans le canyon incisent de nouveau le thalweg nouvellement déformé, générant une seconde génération de terrasses sur chacune de ses bordures (Stade 3 ; Figure 9-4).

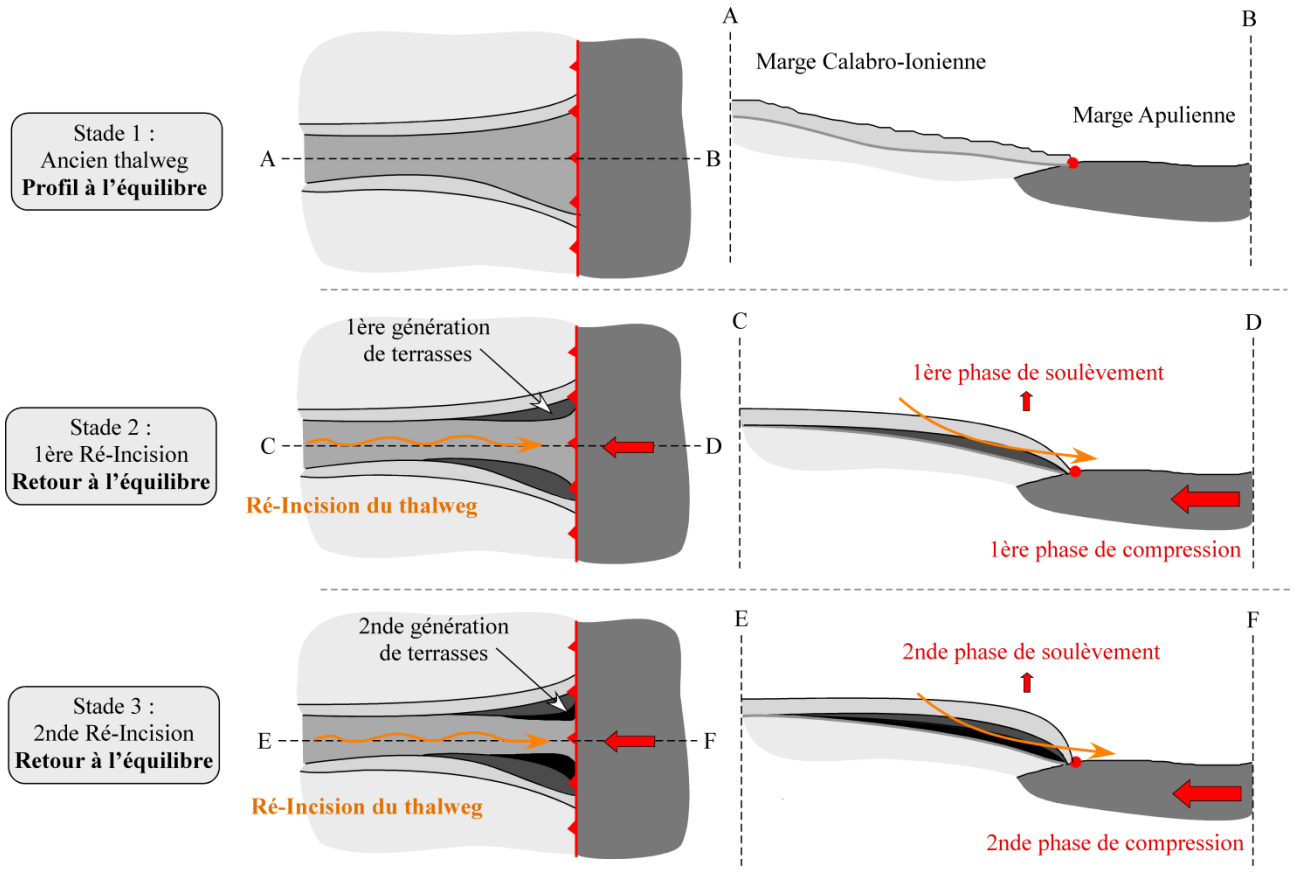


Figure 9-4 : Modèle de formation des terrasses associées aux embouchures de systèmes et à des phases de compression.

Si l'on regarde la localisation des terrasses dans les embouchures, le système Punta di Alice en présente deux générations, le système Lipuda / Neto, à une quinzaine de kilomètres au Sud n'en présente qu'une seule et le système Corigliano, à 35 km plus au Nord, n'en présente aucune (Chapitre 6). La présence ou non de terrasses pourrait alors être le marqueur d'une déformation discontinue dans l'espace, quasi-nulle au Nord et augmentant ainsi vers le Sud au niveau de Punta di Alice, pour diminuer de nouveau au niveau de Lipuda / Neto. Depuis le Miocène Moyen-Pléistocène Moyen, la Marge Calabro-Ionienne avancerait vers le front de subduction, en accord avec un raccourcissement dans le prisme d'accrétion calabrais dans le segment Sud (Tansi et al., 2007 ; Del Ben et al., 2007 ; D'Agostino et al., 2011). Après le Pliocène, le déplacement du front de subduction évolue suivant une direction Nord-Ouest/Sud-Est (Sartori, 2003), subductant la seule lithosphère Ionienne (Catalano et al., 2001 ; Cavazza et Barone, 2009) alors que l'épaisse lithosphère Apulienne est préservée de cette subduction (Sartori, 2003), pouvant ainsi traduire une

différence de déformation du Nord au Sud de la Marge Calabro-Ionienne le long de la Vallée de Tarente, avec la présence de terrasses à l'embouchure des systèmes Punta di Alice et Lipuda/Neto et leur absence au niveau du système Corigliano. Toutefois, rien n'indique une telle différence de déformation entre les deux systèmes Punta di Alice et Lipuda/Neto et rien ne permet d'affirmer que cette déformation diminuerait de nouveau vers le Sud au niveau du système Lipuda/Neto.

La formation des terrasses doit également dépendre de la continuité de la déformation dans le temps ; si celle-ci est continue et lente, le canyon devrait pouvoir maintenir son profil d'équilibre si l'activité érosive des processus gravitaires est suffisamment forte ; si elle est discontinue et par brusques accélérations, un retour à l'équilibre sera amorcé après chaque phase de déformation, formant ainsi les terrasses.

Dans ce cas, la formation de terrasses semble être gouvernée par la nécessité pour le canyon de retrouver un profil d'équilibre concave par des phases d'incision du thalweg via des processus gravitaires. Les terrasses seraient alors le témoin et les marqueurs de la déformation, de ses différentes phases et de la répartition de celle-ci le long du front de compression.

1.3. Le mode formation des *knickpoints* et leur relation avec les incisions axiales

Les *knickpoints* (brusques ruptures de pente) dans le profil longitudinal d'un canyon sont généralement localisés en amont de failles ou d'antiformes (Mitchell, 2006) et sont associés à une érosion active, continue et localisée du fait de modifications du régime tectonique et de soulèvements épisodiques localisés (Antobreh et Krastel, 2006).

L'analyse morphologique de la Marge Calabro-Ionienne a permis de mettre en évidence de nombreux *knickpoints* dans les thalwegs des canyons, associées à différentes contraintes environnementales comme la présence de hauts structuraux (systèmes Corigliano, Punta di Alice et Squillace), d'un profil topographique longitudinal localement convexe (Chenal Corigliano, Punta di Alice, Esaro di Crotone et canyon Nicà), lors d'une diminution brutale de l'inclinaison (canyons Votagrande, système Lipuda / Neto et Squillace), dans les embouchures des canyons ou systèmes au niveau de leur ramification (Chenal Corigliano, canyon Nicà, système Squillace et système Bovalino / La Verde), ou encore associés à des incisions axiales (systèmes Punta di Alice et Squillace). Sur la Marge Ligure, les canyons situés les plus à l'Est présentent également des *knickpoints*. Les canyons Nervia et Taggia (Chapitre 7) se caractérisent par la présence de *knickpoints* localisés dans la partie inférieure du corps et de l'embouchure (de 1600 à 2000 m de profondeur d'eau), juste en amont de la transition entre la pente continentale et le bassin profond caractérisée par une brusque diminution de l'inclinaison. Encore plus à l'Est, le canyon Verde présente des *knickpoints* sur toute sa longueur, autant dans la tête, que le corps ou l'embouchure

(Chapitre 7). Ce canyon se localise dans la zone de la Marge Ligure présentant le maximum de sa déformation et se caractérise par un profil longitudinal convexe (Chapitre 7).

1.3.1. Les *knickpoints* associés à une déformation de la marge

a. *Knickpoints* associés à la présence de hauts structuraux

Les *knickpoints* les plus larges sont observés dans les systèmes de canyons Corigliano et Squillace (Chapitre 6) où leur association avec des hauts structuraux est évidente (Figures 6-27, 6-50, 6-54 ; Chapitre 6). Dans le système Punta di Alice, les *knickpoints* ne sont présents que dans des zones où des hauts structuraux existent, pas dans les zones de bassins sédimentaires (Annexe 1).

Ceci confirmerait donc que ces structures érosives seraient le marqueur d'une érosion verticale localisée due à une déformation ou des soulèvements épisodiques d'une marge (Chapitres 6 et 7 ; Antobreh et Krastel, 2006).

b. *Knickpoints* associés à une augmentation locale de l'inclinaison

Les systèmes de canyons se ramifiant à la Vallée de Tarente présentent majoritairement dans leur embouchure des terrasses, sauf le Chenal Corigliano dont l'embouchure est caractérisée par une grande zone de *knickpoints* constituée de structures érosives circulaires (Chapitre 6). Dans cette embouchure, le profil longitudinal localement convexe présente une inclinaison d'environ 5° (Chapitre 6 et Cahier Annexe), alors que dans les autres embouchures des systèmes se connectant à la Vallée de Tarente (Systèmes Punta di Alice et Lipuda-Neto), l'inclinaison locale n'excède pas les 3° (Chapitre 6 et Cahier Annexe).

Sur la Marge Ligure, le canyon Verde présente de petits *knickpoints* dans la partie supérieure de son thalweg dont l'inclinaison varie de 5 à 7° (Chapitre 7). La présence et la dimension de ces *knickpoints* augmentent vers le bas de la pente dont l'inclinaison augmente jusqu'à des valeurs locales de 9,4° affectant ainsi son profil de pente (Chapitre 7). Ceci est en corrélation avec l'augmentation de la déformation de la marge d'Ouest en Est et de la Marge vers le Bassin (Bigot-Cormier et al., 2004 ; Larroque et al., 2011 ; Sage et al., 2011). Enfin, les canyons Nervia et Taggia, présentent un profil linéaire d'inclinaison moyenne supérieure à 5° (Chapitre 7). Sur leurs derniers quelques kilomètres, en base de pente continentale (embouchure principalement), ces deux canyons se caractérisent par de vastes champs de *knickpoints* juste en amont d'une brusque diminution de l'inclinaison moyenne jusqu'à des valeurs de 0,7° (Chapitre 7). Les profils localement linéaires à convexes seraient donc le témoin d'une déformation récente ou actuelle de la marge, affectant ainsi l'équilibre des canyons sous-marins.

Dans un contexte de déformation locale de la marge continentale, un brusque changement de l'inclinaison locale, dont le seuil minimal de pente serait de 5°, accélèrerait les écoulements gravitaires, même sur une courte distance (quelques kilomètres ; Chapitre 6), conduisant ainsi à une érosion plus intense et à la formation de *knickpoints* (Mitchell, 2006).

Dans les systèmes fluviatiles, les *knickpoints* évolueraient de manière régressive, en remontant la pente afin de permettre un retour au profil d'équilibre, en réponse à une baisse du niveau marin ou une surrection tectonique (Frankel et al., 2007 ; Loget et Van Den Driessche, 2009). Dans le cas des systèmes de canyons de la Marge Calabro-Ionienne et du canyon Verde de la Marge Ligure, on retrouve de nombreuses structures érosives circulaires alignées et présentant une diminution de leur dimension vers l'amont suggérant un développement régressif (Chapitre 6). Ainsi, à l'image de l'érosion régressive fluviatile, la mise en place de *knickpoints* dans les canyons sous-marins pourrait également se faire de manière régressive pour retrouver le profil d'équilibre de l'aval vers l'amont.

1.3.2. Les *knickpoints* associés à une rapide diminution de l'inclinaison locale

Une diminution brutale de l'inclinaison, comme à la transition entre la pente continentale supérieure et inférieure (Votagrande), à la transition entre la pente continentale et le bassin profond (Nervia et Taggia) ou au niveau de la ramification de deux thalwegs en un seul (Squillace), pourrait également être responsable d'une incision verticale localisée. La ramification de deux thalwegs relativement étroits en un conduit plus large génère une diminution rapide de la vitesse et de la compétence des écoulements gravitaires, ce qui pourrait s'apparenter à un ressaut hydraulique lié à une brusque diminution de l'inclinaison (Komar, 1971). Ce phénomène a pour conséquence un dépôt rapide de matériaux grossiers, suivi par le développement d'une turbulence très marquée au sein des écoulements sur une distance de 1-2 km (Migeon et al., 2012). Ceci expliquerait que des champs de rides sédimentaires résultant du dépôt rapide de la charge particulaire des écoulements, précèdent l'apparition de *knickpoints*, résultant de l'apparition de la turbulence et générant une érosion verticale localisée.

1.3.3. Les *knickpoints* associés aux incisions axiales

Enfin, la présence de *knickpoints* est corrélée à des zones d'incisions axiales (Chapitre 6 et Chapitre 7). Ces incisions axiales décrites par exemple dans le canyon de Bourcart (Baztan et al., 2005) résulteraient d'une érosion par des courants de turbidité ou hyperpycnaux durant les phases de connexion avec le système subaérien (Baztan et al., 2005). Dans les modèles stratigraphiques, la répétition d'incisions durant les phases de bas niveau marin (Posamentier et Vail, 1988 ; Posamentier et al., 1988 ; Rasmussen, 1994 ; Fulthrope et al., 2000 ; Bertoni et Cartwright, 2005) formerait à long terme la vallée majeure du canyon (Baztan et la., 2005). Les incisons axiales observées dans les canyons de la Marge Calabro-Ionienne et le canyon Taggia de la Marge Ligure

se localisent dans des zones associées à des hauts structuraux, dans des zones de canyon à forte sinuosité, ou lors d'un changement brusque de direction ou de diminution de la largeur de thalweg (Chapitres 6 et 7). Les *knickpoints* observés en présence d'incisions axiales sont de dimension relativement petite par rapport aux *knickpoints* associés à des zones déformées/soulevées (Chapitres 6 et 7). Il semblerait alors que dans certaines zones, l'incision par les écoulements gravitaires alternent entre la formation d'une incision axiale et des *knickpoints* (Figure 9-5).

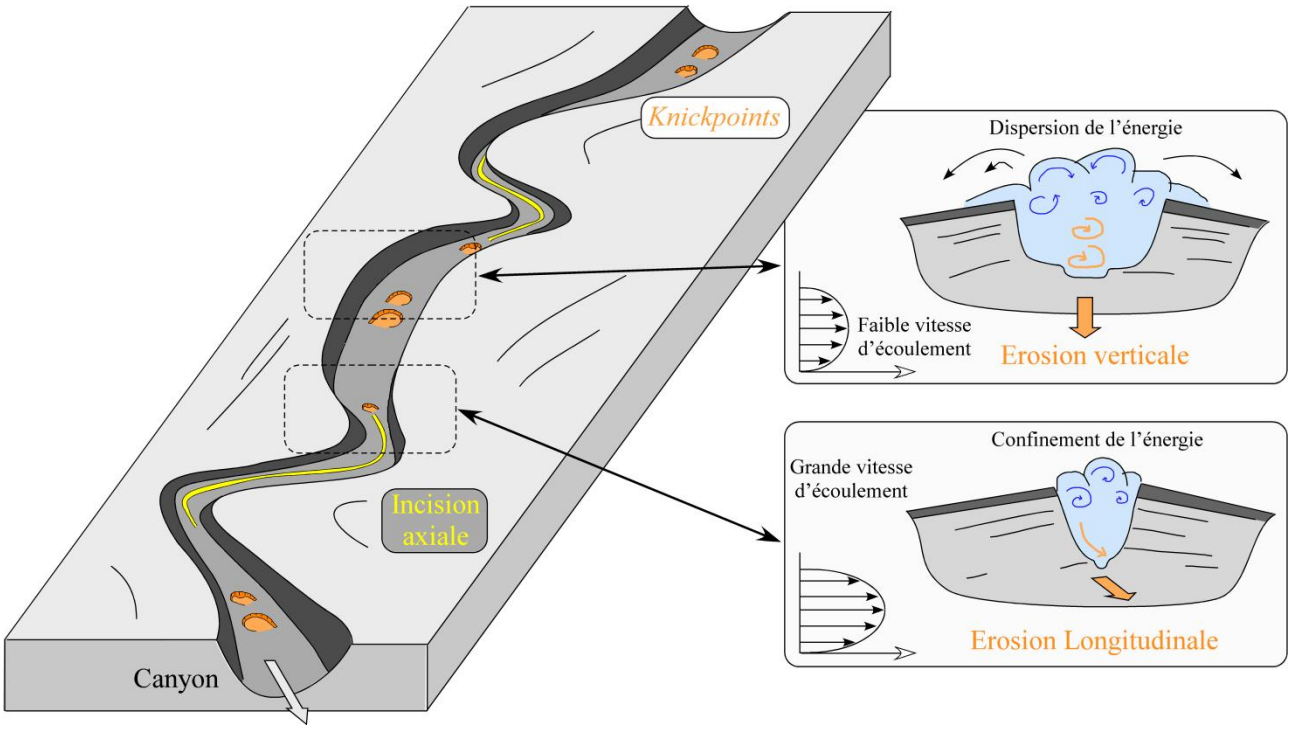


Figure 9-5 : Modèle de la formation de zones à *knickpoints* et d'incision axiales couplées avec différentes caractéristiques des écoulements turbiditiques.

Les zones des thalwegs les plus linéaires ou les plus larges et pouvant présenter une morphologie en « U » concentrent la présence de *knickpoints*. Ces zones peu confinées seraient le lieu d'une plus forte dispersion de l'énergie entrainant la décélération de l'écoulement qui érodera préférentiellement verticalement, générant ainsi des structures en *knickpoints* (Mitchell, 2006 ; Figure 9-5). Lorsque l'écoulement se retrouve plus confiné, dans des zones plus sinueuses ou étroites dont la morphologie serait plutôt en « V », les vitesses d'écoulements augmentent par confinement de l'énergie (Kneller, 1995 ; Figure 9-5). L'érosion passe alors à une érosion préférentiellement longitudinale générant les incisions axiales, alternant avec des zones à *knickpoints*.

1.4. Activité actuelle des canyons et évolution amont-aval des processus d'érosion / transport / dépôt

L'activité hydro-sédimentaire actuelle des canyons peut être déduite de l'interprétation des morphologies de fond (structures de dépôt/érosion) identifiées sur les images de sonar latéral (SAR). Ces données n'étaient disponibles que dans les Canyons de la Roya et de la Taggia de la Marge Ligure (Figure 7-17), mais elles ont pu être confrontées à l'analyse morphologique effectuée sur la Marge Calabro-Ionienne.

Les images du SAR ont permis d'identifier la présence de très nombreuses structures sédimentaires le long de chacun des deux canyons (Figure 7-17). Le SAR travaillant à très haute fréquence (170 kHz), l'observation de ces structures sur les images indiquent qu'elles ne sont pas recouvertes par une sédimentation hémipélagique, ce qui suggère que ces canyons sont toujours actifs actuellement ou l'ont été encore très récemment. L'organisation spatiale des structures le long des canyons (Figure 7-17) suggère le passage d'un régime érosif en amont à un régime en dépôt en aval, qui serait corrélé à l'inclinaison des thalwegs :

- On retrouve dans les têtes de canyons la présence de cicatrices d'arrachement sur les flancs de canyons, probablement causées par des mouvements en masse (1-Figure 9-6), et une absence de dépôt (Figure 7-17) qui témoignent d'un régime érosif ou de non-dépôt. Les fortes pentes (environ 5-7°-Figure 9-6) doivent induire des vitesses élevées sur les écoulements gravitaires, empêchant ainsi tout dépôt important de matériaux mais permettant une érosion du fond et de la base des flancs de canyon, créant ainsi une augmentation locale de leur inclinaison et favorisant les glissements.

- Dès que la pente diminue dans le corps des canyons et jusqu'à l'embouchure (entre 1 et 5° ; cas du canyon de la Roya ; 2-Figure 9-6), un dépôt de matériaux grossiers peut alors se mettre en place sous forme de rides de courant transverses à l'axe du canyon (perpendiculairement à la direction des écoulements), de grande longueur d'onde (50-100 m) et parfois confinées sur un seul côté du thalweg (cas du canyon de la Roya-Figure 7-11). Lorsque le corps et l'embouchure du canyon présentent des inclinaisons encore relativement élevée (6-7° ; cas canyon de la Taggia ; 2-Figure 9-6), ils présentent les mêmes caractéristiques que la zone de la tête, soit une érosion de la base des flancs et peu/pas de dépôt (Figures 7-17 et 9-6) car les vitesses des écoulements doivent rester élevées. Ce n'est que lors d'un changement brutal de pente, comme à la transition pente continentale-bassin profond (à l'embouchure du canyon ; Figure 9-6), que les matériaux grossiers peuvent se déposer mais de manière plus ponctuelle (canyon Taggia-Figures 7-17 et 9-6).

Le régime complètement érosif laisse donc place à un dépôt sédimentaire. Les matériaux très grossiers déposés (graviers, galets) n'ont pas pu être transportés en suspension dans les écoulements par le phénomène de turbulence. Ils caractérisent plutôt le caractère très concentré et peut être cohésif des écoulements ou de leur base (Mulder et Alexander, 2001 ; 2-Figure 9-6). Le dépôt de ces éléments grossiers sous forme de rides traduit des forces de cisaillement élevées existant à la

base de ces écoulements et leur caractère tractif. Ces écoulements seraient de type « concentrés » ou « hyperconcentrés » d'après la classification de Mulder et Alexander (2001).

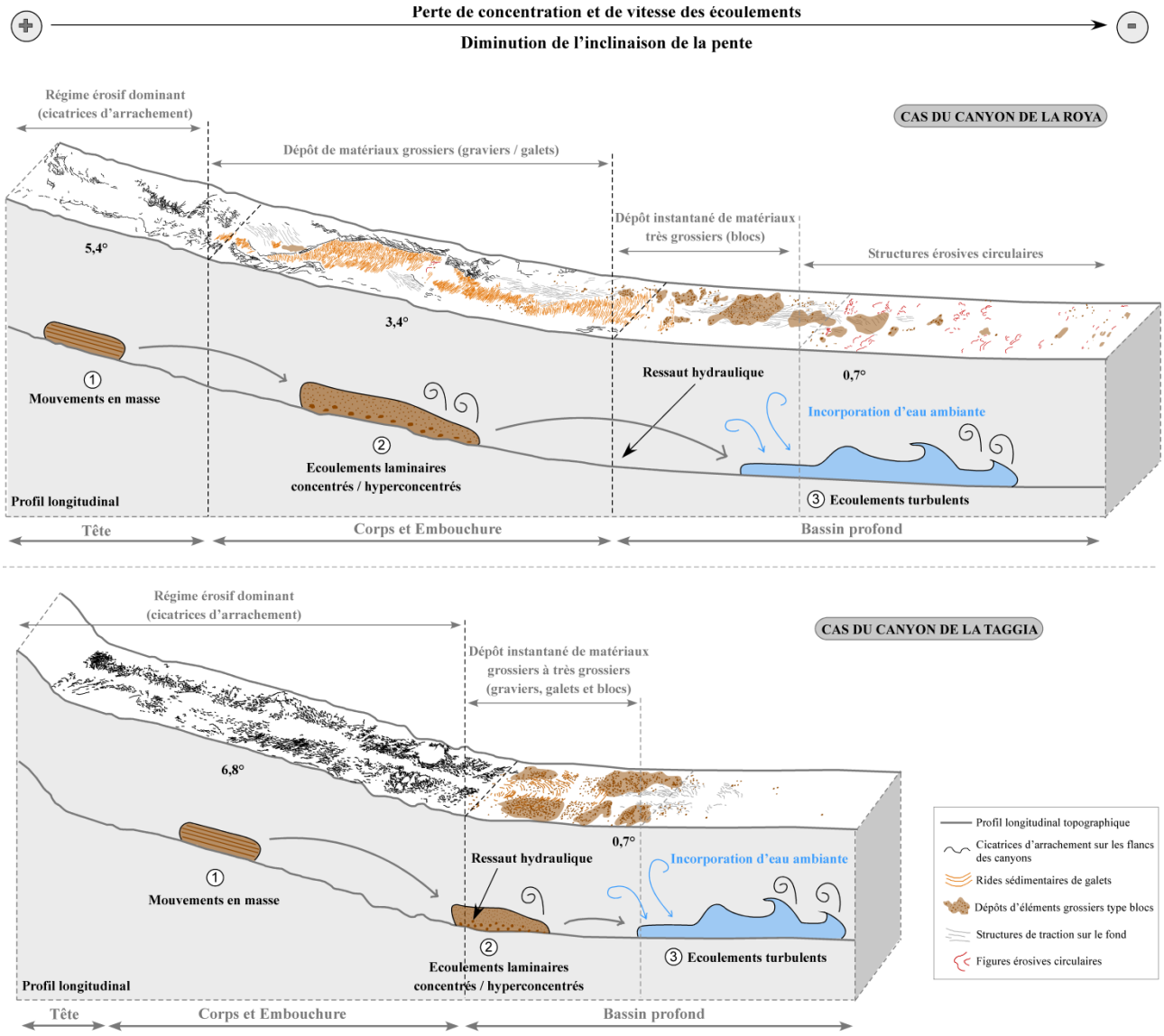


Figure 9-6 : Modèle de transformations des écoulements le long des canyons : les exemples des canyons de la Roya et la Taggia de la Marge Ligure.

- A la base de la pente continentale, dans la continuité de l'embouchure des canyons, lorsque l'inclinaison diminue rapidement jusqu'à des valeurs inférieures à 1° (3-Figure 9-6), on observe le dépôt de blocs de plusieurs dizaines de diamètres déposés en masse sur le fond océanique (3-Figure 9-6). Ce dépôt en masse de matériaux très grossiers au niveau d'une brusque rupture de pente caractérise le phénomène de ressaut hydraulique (Komar, 1971 ; Figure 9-6) au cours duquel la brusque décélération de l'écoulement génère le dépôt quasi instantané de tout son matériel grossier et une forte incorporation d'eau ambiante. Ceci a pour cause de faire diminuer très vite la concentration de l'écoulement en particules et de provoquer la transformation d'un écoulement

laminaire très concentré en un écoulement turbulent de plus faible concentration (Ravenne et Beghin, 1983 ; 3-Figure 9-6). A l'embouchure des canyons et dans le bassin profond où l'inclinaison est très faible, on commence à observer des structures érosives de forme semi-circulaire typique de l'érosion du fond par des écoulements turbulents (Figure 9-6).

On peut donc déduire de ces observations que malgré le caractère généralement érosif ou de *bypass* attribué aux canyons sous-marins, des dépôts peuvent tout de même s'effectuer le long de leur axe. Ces dépôts présentent alors une granularité globalement décroissante vers l'aval, depuis des graviers/galets dans la tête et le corps jusqu'à des sables dans l'embouchure et le bassin profond. La transition pente continentale (canyon *s.s*)/bassin profond est marquée par le dépôt des éléments les plus grossiers (blocs) et sans doute par les plus fortes épaisseurs de dépôt. La transformation des écoulements cohésifs à turbulents observée à la transition corps-embouchure/bassin profond pour les canyons de la Marge Ligure semble similaire à celle décrite dans la littérature (Ravenne et Beghin, 1983 ; Piper et al., 1999 ; Tripsanas et al., 2008 ; Haughton et al., 2009) et s'accompagnerait d'une augmentation progressive de la déstructuration des matériaux et d'une incorporation de fluide ambiant (Haughton et al., 2009).

1.5. Les processus de construction des canyons sous-marins

Il est admis classiquement que les canyons sous-marins se construiraient suivant des cycles d'émersion/érosion/dépôt (Rasmussen, 1994 ; Fulthrope et al., 2000 ; Bertoni et Cartwright, 2005 ; Baztan et al., 2005). Ainsi durant les périodes de haut niveau marin, les canyons se construiraient par aggradation du fait de la déconnection du fleuve et de ses apports sédimentaires (Baztan et al., 2005). Durant les périodes de bas niveau marin et de connexion directe avec l'embouchure du fleuve, les canyons s'inciseraient via l'action répétée des écoulements gravitaires (courants de turbidité ou hyperpycnaux ; Baztan et al., 2005). Différents modèles stratigraphiques corrèlent le pouvoir d'érosion de ces courants et la formation de canyons sous-marins aux cycles eustatique (Posamentier et Vail, 1988 ; Posamentier et al., 1988 ; Rasmussen, 1994 ; Fulthrope et al., 2000 ; Bertoni et Cartwright, 2005).

Les canyons étudiés sur les Marges Ligure et Calabro-Ionienne ont permis de discriminer trois configurations de têtes de canyon, comme dans l'étude générale des canyons de Harris et Whiteway (2011) : TC1, des canyons confinés à la pente continentale et complètement déconnectés de leur système fluviatile ; TC2, des canyons incisant le plateau continental mais déconnectés du système subaérien ; TC3, des canyons incisant complètement le plateau continental et en connexion directe avec le système subaérien (Chapitre 6). Dans la majorité des cas, les canyons de configuration TC3 (canyons du Var, Paillon, systèmes Punta di Alice, Lipuda/Neto, Squillace, Caulonia/Siderno et Bovalino) montrent un caractère érosif dominant sur le long terme, mais peuvent présenter des

dépôts de rides de matériaux grossiers dans leur thalweg. Il semblerait donc que l'activité érosive du canyon en connexion directe avec un fleuve soit continue dans le temps, même en période de haut niveau marin. En revanche, les canyons sous-marins de configuration TC2 (Botricello, Arso et Nicà) ou TC1 (Verde (Ligure), Votagrande, Assi) montrent un caractère aggradant qui s'accentue vers les zones des têtes de canyons. Ces canyons déconnectés semblent donc aggrader en période de haut niveau marin, confirmant les modèles stratigraphiques. On retrouve, cependant, des canyons de configurations TC1 ou TC2 qui se caractérisent par un caractère érosif dominant, où aucune aggradation sédimentaire n'est visible (canyons Roya, Taggia, Nervia, Esaro di Crotone). Le caractère érosif de ces canyons pourrait alors être maintenu par d'autres facteurs de contrôle, que l'on discriminera ultérieurement.

Sur la Marge Ligure, l'analyse des profils sismiques a permis d'interpréter la structure interne des canyons. Dans tous les canyons étudiés, on a pu mettre en évidence le dépôt d'une Unité sédimentaire Pliocène reposant sur la surface Messinienne, et le dépôt successif de quatre Unités sédimentaires Quaternaire séparées par des surfaces d'érosion (Figures 7-10, 7-11 et 7-12). Le modèle de construction proposé (Figure 9-7) s'appuie en partie sur l'exemple du Canyon Verde car, celui-ci étant en aggradation sur le haut de la pente continentale, les étapes de construction ont été bien conservées dans sa structure interne. Il pourrait être le standard de construction des canyons de la Marge Ligure. Ce modèle serait en accord avec ceux proposés dans la littérature, basés sur des cycles d'émersion/érosion/dépôt corrélés aux variations glacio-eustatiques.

Tous les canyons de la marge se sont formés dans des gouttières héritées de l'épisode Messinien (Stade initial-Figure 9-7). A l'intérieur de ces morphologies pré-existantes, les processus de construction post-messinien des canyons se sont déroulés en cinq étapes similaires durant le Plio-Quaternaire (Stade 1 à 5-Figure 9-7) :

- un cycle de dépôt sédimentaire et d'aggradation du canyon (1.a., 2.a., 3.a., 4.a. et 5.a.-Figure 9-7) : sur une surface d'érosion se mettent en place des dépôts d'alternance turbiditique et hémipélagique à dominante hémipélagique en base d'Unité sédimentaire puis à dominante turbiditique en haut d'Unité montrant que l'activité turbiditique prend progressivement le pas sur la construction (Chapitre 7).

- un cycle érosif et d'incision du canyon, recoupant l'unité sédimentaire précédemment déposée, et sur laquelle se met en place une nouvelle unité sédimentaire semblable à la précédente.

Ces cycles de dépôt/érosion s'effectuant partout sur la marge, on suppose qu'ils sont reliés à des cycles glacio-eustatiques (Figure 9-7). Les phases d'érosion seraient associées comme au Messinien à des périodes de bas niveau marin. Les phases d'aggradation du canyon seraient quant à elles associées à des périodes de haut niveau marin relatif, lorsque les canyons se retrouvent déconnectés de l'embouchure de leur système subaérien. Dans le contexte tectonique de la Marge

Ligure, les cycles érosifs pourraient aussi être liés ou accentués par une déformation saccadée de la marge qui, par phases de surrection successives, modifie le profil d'équilibre de la pente, ce qui se traduit par l'érosion des dépôts Plio-Quaternaires dans l'axe des canyons.

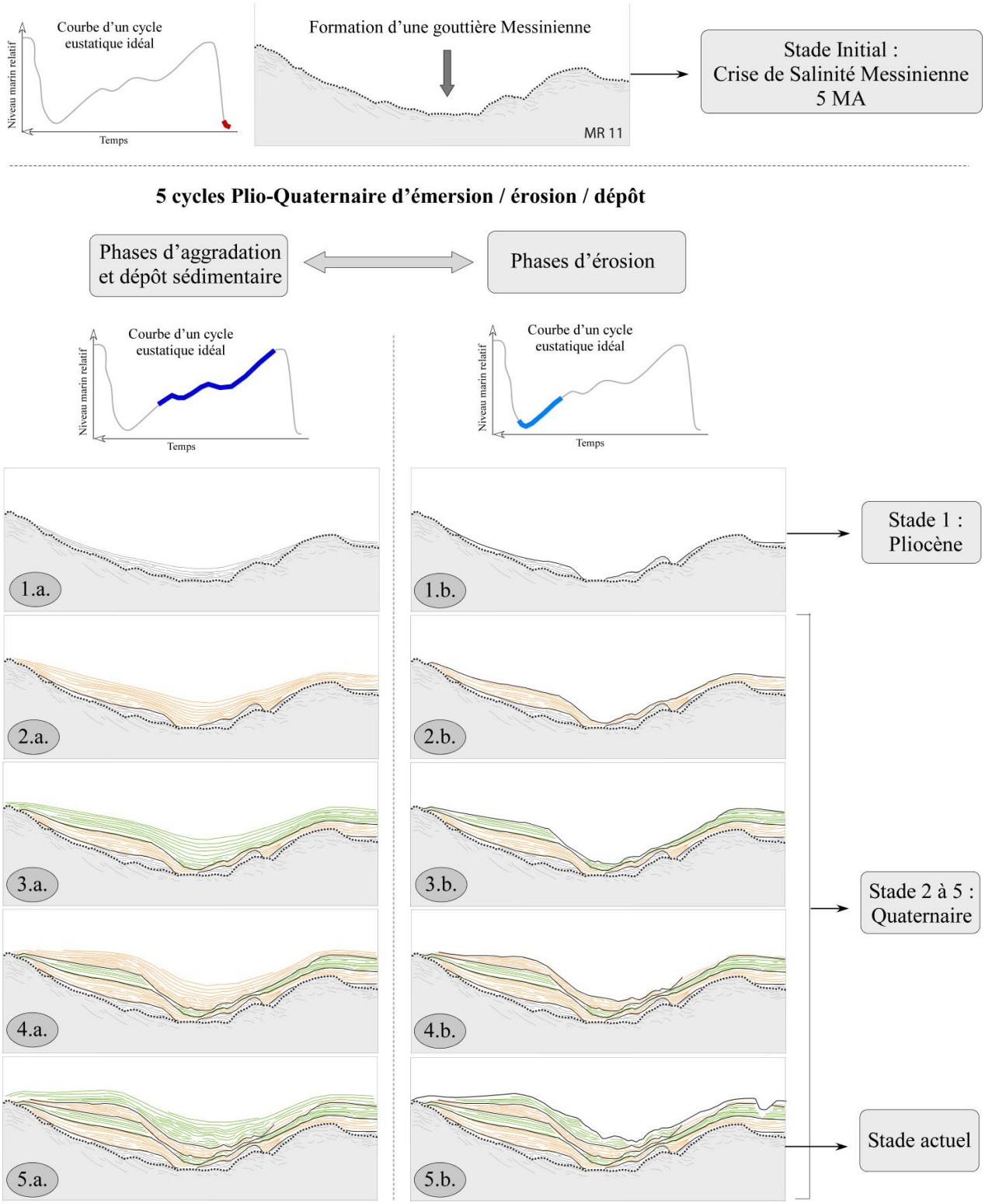


Figure 9-7 : Modèle construction d'un canyon suivant des cycles d'émersion/érosion/dépôt associés aux cycles eustatiques depuis la Crise Messinienne ; exemple du canyon Verde Ligure.

2. LES PARAMETRES ET FACTEURS CONTROLANT LA MISE EN PLACE DES CANYONS SOUS-MARINS

La mise en place, la formation et l'évolution des canyons sous-marins sont classiquement associées à l'action de plusieurs facteurs jouant à différentes échelles spatio-temporelles, telles les variations eustatiques (Shepard, 1939 ; Felix et Gorsline, 1971 ; Posamentier et Vail, 1988 ; Posamentier et al., 1988 ; Pratson et al., 1994 ; Rasmussen, 1994 ; Fulthrope et al., 2000 ; Baztan et al., 2005 ; Bertoni et Cartwright, 2005 ; Antobreh et Krastel, 2006 ; Rouillard, 2010), les forçages tectoniques (McHugh et al., 1998 ; Milia et al., 2000 ; Cirac et al., 2001 ; Greene et al., 2002 ; Exon et al., 2005 ; Antobreh et Krastel, 2006 ; Yu et Hong, 2006 ; Mountjoy et al., 2009), les processus d'érosion régressive (Farre et al., 1983 ; Pratson et al., 1994 ; Krastel et al., 2001 ; Cronin et al., 2005 ; Puga-Bernabéu et al., 2011), les circulations de fluides (Orange et Breen, 1992 ; McAdoo et al., 1997 ; Orange et al., 1997 ; Popescu et al., 2004 ; Hasiotis et al., 2005 ; Green et al., 2007 ; Harris et Whiteway, 2011 ; Jobe et al., 2011). Leur action peut se restreindre au périmètre des canyons ou être spécifique à l'ensemble d'une marge continentale.

Bien que ces facteurs puissent agir de façon plus ou moins simultanée dans le temps et l'espace, pour faciliter la compréhension de leur impact, ils seront décrits individuellement et selon leur action sur le court ou le long terme. Ces différents facteurs agissent surtout indirectement sur le creusement des canyons puisque le principal moteur dynamique de ce creusement est le passage répété des écoulements gravitaires.

2.1. Les facteurs contrôlant l'évolution des canyons sous-marins

2.1.1. Le type de marge continentale

Des études générales ont déjà montré la corrélation entre le profil topographique longitudinal des canyons sous-marins et le type de marge continentale (Covault et al., 2011 ; Figure 2-21 ; Harris et Whiteway, 2011 ; Figure 2-23) ou entre la longueur de la pente continentale (et donc la longueur potentielle du canyon) et la taille du bassin versant et la largeur du plateau continental (Somme et al., 2009 ; Figure 2-2), généralement toutes deux plus grandes sur les marges continentales passives (Somme et al., 2009 ; Harris et Whiteway, 2011).

Comme nous l'avons vu dans le Chapitre 8, la confrontation des profils topographiques longitudinaux des thalwegs des canyons Ligure et des canyons tributaires de la Marge Calabro-Ionienne montre que la longueur et l'inclinaison des canyons tendent à être plus élevées pour les canyons de la Marge Ligure. Si la comparaison se fait sur l'ensemble des systèmes de canyons de la Marge Calabro-Ionienne, comprenant le corps principal des systèmes, il s'avère, qu'en plus de présenter une inclinaison plus faible, les systèmes de canyons de la Marge Calabro-Ionienne sont également deux fois plus longs (Figure 9-8). Toutefois, si on compare la longueur de tous les

canyons étudiés avec des cas typiques de marges continentales passives (e.g. canyon du Zaïre, Babonneau et al., 2002 ; canyons Nazaré et Setùbal, Arzola et al., 2008 ; canyons Bering et Zhemchug, Normark et Carlson, 2003 ; canyon Mississippi, Somme et al., 2009 ; canyon de l'Amazone, Normark et Carlson, 2003 ; canyon du Bengal, Normark et Carlson, 2003 ; canyon Indus, Normark et Carlson, 2003), les canyons des marges étudiées dans ce travail sont bien cinq à six fois plus courts (20 à 80 km ; Figure 9-8) que les canyons typiques de marges passives (100 à 500 km), et s'assimilent davantage à des canyons de marges actives. De plus, d'autres comparaisons de paramètres morphométriques tels la largeur et la profondeur d'incision avec d'autres canyons tirés de la littérature montrent que les canyons des Marges Ligure et Calabro-Ionienne se rapprochent plus des caractéristiques des canyons de marges actives plutôt que passives (chapitre 8).

Comme l'ont montré Harris et Whiteway (2011), le cas des marges et canyons du Bassin Méditerranéen semble être à part car ceux-ci présentent des caractéristiques d'occurrence et de morphologie différentes des canyons présents dans les océans. La Marge Ligure se caractérise par une pente continentale qui s'étend jusqu'à 2200-2300 m de profondeur suivant une inclinaison moyenne de 5-6° mais pouvant atteindre localement jusqu'à 11-12° (Cochonat et al., 1993). En revanche, la Marge Calabro-Ionienne se caractérise par une pente continentale qui s'étend jusqu'à des profondeurs d'eau de 1700-1800 m dans le segment Nord et 1200 à 2200 m dans le segment Sud, avec une inclinaison moyenne de 1,1-2,5° mais pouvant atteindre localement plus de 7° (Chapitre 5). Leur morphologie reflèterait alors leur contexte tectonique, la Marge Ligure étant reprise en compression et la Marge Calabro-Ionienne divisée en un segment Nord *fold-and-thrust belt* et un segment Sud de bassin d'avant-arc (Chapitres 6 et 7). Sur la Marge Ligure, la longueur plus courte des canyons et leur inclinaison plus élevée que celles obtenues des études globales des marges (Harris et Whiteway, 2011) résulteraient du raccourcissement que subit la marge (Chaumillon et al., 1994 ; Larroque et al., 2001 ; Bigot-Cormier et al., 2004 ; Sage et al., 2011). En revanche sur la Marge Calabro-Ionienne, la plus grande longueur des systèmes entiers et l'inclinaison plus faible des canyons reflèterait le contexte de bassin d'avant-arc et donc d'extension régionale (Rossi et Sartori, 1980 ; Sartori, 2003 ; Minelli et Faccenna, 2010 ; D'Agostino et al., 2011).

De plus, sur la Marge Ligure, on observe une évolution de profils concaves (Var et Paillon) à linéaires (Roya, Nervia et Taggia) puis à convexes (Verde), vers l'Est (Chapitre 7 ; Figure 9-8). On retrouve les tendances concaves associées à un plateau continental étroit voire absent et une forte inclinaison de la pente continentale et peu ou pas associées à de la déformation (Figures 9-8 et 8-2) et les tendances convexes associées à une partie de marge reprise en compression (Figures 9-8 et 8-2), comme observé dans la littérature (Covault et al., 2011). Toutefois, dans le cas de la Marge Ligure, les profils linéaires, souvent associés à des marges typiquement passives et matures (Covault et al., 2011), marquent ici des profils intermédiaires de transition entre une zone Ouest concave et une zone Est convexe (Figure 9-8 ; Chapitre 8). Comparés aux profils des canyons de la

Marge Calabro-Ionienne, les profils des canyons Ligure semblent approcher une tendance linéaire, avec une forte inclinaison (Figure 9-8). De la même façon, on compte autant de canyons Ligure de configuration TC3 et de morphologies complexes (Chapitre 7 ; type T2b ; Var et Paillon) que TC2 et morphologiquement plus simples (Chapitre 7 ; type T2a ; Roya, Nervia et Taggia) ou TC1 et morphologiquement très simple (Chapitre 7 ; Verde), bien que les marges passives soient généralement associées à des morphologies de têtes complexes et méandriformes et à des configurations de canyons déconnectées des systèmes subaériens en périodes de haut niveau marin du fait d'un plateau continental relativement large (Harris et Whiteway, 2011). La simplification des morphologies des canyons et leur déconnexion augmentant vers l'Est est corrélée à l'augmentation de la largeur du plateau continental et de la déformation vers l'Est (Chapitre 7). Plus une tête de canyon sera associée à un large plateau et de la déformation, plus le canyon se trouvera déconnecté du système à terre.

Sur la Marge Calabro-Ionienne, on retrouve autant de canyons à profils concaves généralement associés aux systèmes de type R2 (Figures 9-8 et 8-2), situés dans des zones relativement peu déformées et à plateau continental étroit, de configurations de têtes de canyons TC3 et de morphologies complexes (Chapitre 6 ; type T2b et T3b) que de canyons à profils à tendance linéaire à convexe associés aux types R1 et R3 (Figures 9-8 et 8-2), associés à de la déformation et un plateau continental plus large, souvent de configurations du type TC2 ou TC1 et des morphologies plus simples (type T1a, T1b, T2a et T3a ; Chapitre 6). Comme pour la Marge Ligure, les têtes de canyons de plus simples morphologies et de configuration TC1 sont associées à un plateau continental relativement large et à de la déformation locale, tandis que les plus complexes et en connexion directe sont associées à un plateau continental plus étroit, voire absent, et des zones peu ou pas déformées (Chapitre 6). On n'observe aucune tendance de profils topographiques linéaires (Figures 9-8 et 8-2), généralement associés à des marges passives (Covault et al., 2011), ou ne marquant aucune transition entre des zones de la marge peu déformées et fortement déformées comme observé sur la Marge Ligure. Ceci reflèterait que la Marge Calabro-Ionienne réagit ainsi plus rapidement que la Marge Ligure aux changements tectoniques (Somme et al., 2009).

Généralement, le profil des canyons sous-marins traduirait leur maturité et l'architecture et le profil général de la marge qu'ils incisent (Covault et al., 2011). Ainsi, un canyon mature, connecté à l'embouchure de son fleuve à terre, présente généralement un profil de pente concave (Goff, 2001 ; Mitchell, 2005 ; Covault et al., 2011). Il est généralement associés à une jeune marge caractérisée une forte inclinaison de la pente continentale et par un étroit plateau continental favorisant les processus érosifs (e.g. Canyon du Var ; Covault et al., 2011). Les canyons sous-marins à tendance linéaire à légèrement concave et déconnectés des fleuves à terre en périodes de haut niveau marin sont généralement associés à des marges passives matures, avec des processus de dépôt dominant (e.g. canyon du Rhône, canyon du Mississippi, canyon Amazon, canyon Monterey, Covault et al., 2011 ; Harris et Whiteway ; e.g. Canyon de Capbreton, Gaudin et al., 2006 ; Canyon

du Zaïre, Babonneau et al., 2002). En revanche, les canyons plus juvéniles, déconnectés des systèmes subaériens, sont généralement associés à un profil de pente convexe (Goff, 2001 ; Covault et al., 2011) et principalement associés aux marges actives ou marges passives reprises en compression (e.g. canyon Kushiro sur la Marge du Jajon ; Covault et al., 2011). De plus, la largeur du plateau continental est généralement plus petite sur les marges continentales actives. On devrait donc trouver plus de canyons du type TC3 sur ces marges et leur degré de ramification devrait être plus élevé que sur les marges passives (Harris et Whiteway, 2011).

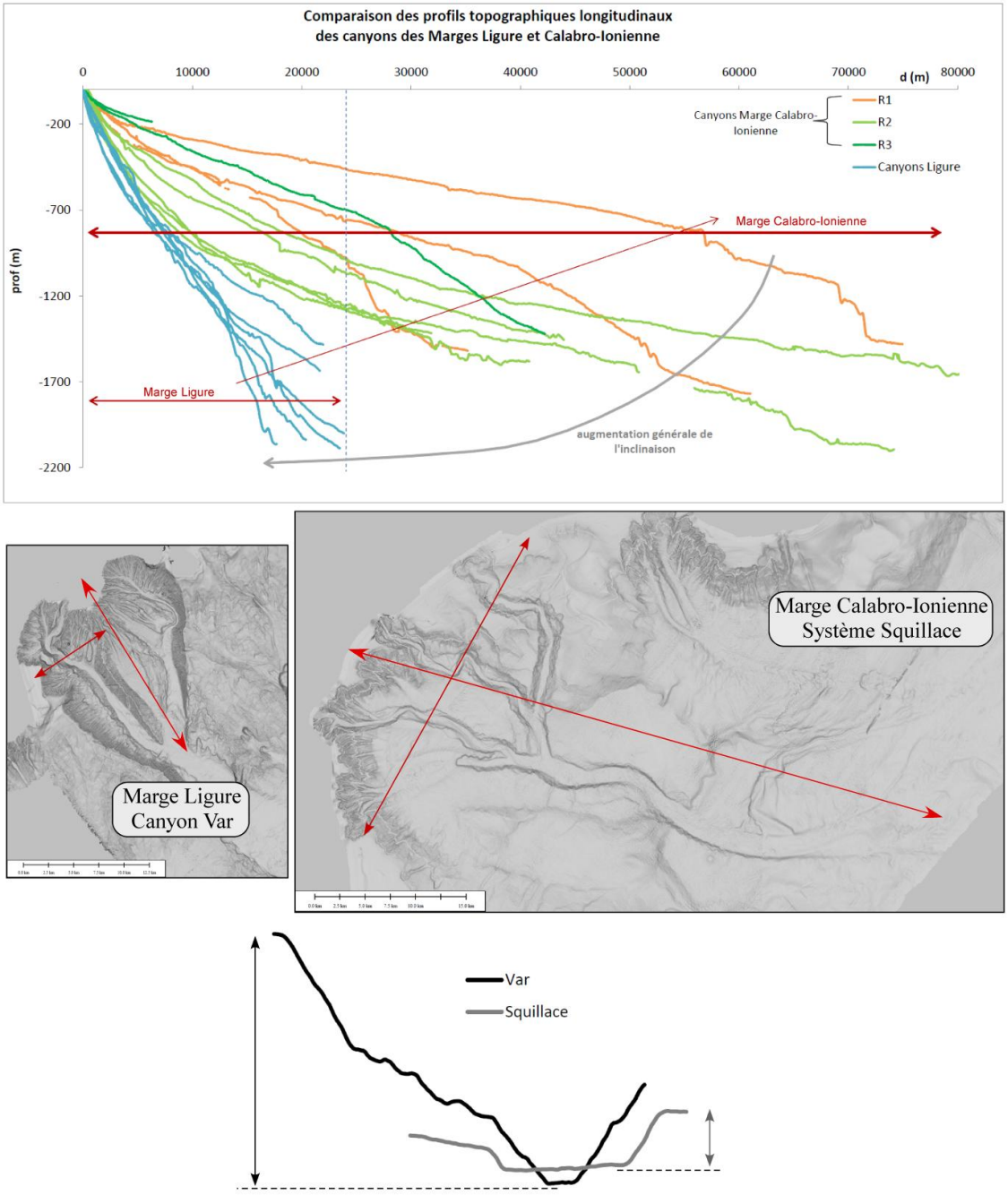


Figure 9-8 : Comparaison des profils longitudinaux topographiques des systèmes de canyons en entier de la Marge Calabro-Ionienne et des canyons de la Marge Ligure et confrontation des dimensions et de la profondeur d'incision entre le canyon du Var et le système Squillace, les deux plus grands systèmes de chaque marge.

Toutefois, on retrouve autant de canyons matures (concaves et de configuration TC3) que de canyons juvéniles (convexes et de configuration TC1) ou des canyons intermédiaires (linéaires et de configuration TC2) sur les deux marges étudiées (Chapitres 6 et 7 ; Figure 8-2). Dans les deux cas, le plateau continental est relativement étroit, la marge active Calabro-Ionienne présentant un plateau de 3 à 6 km de large en moyenne, contre 2 à 5 km de large pour la Marge Ligure (Chapitre 6 et 7) et s'assimile davantage à celui de marges actives (Somme et al., 2009 ; Harris et Whiteway, 2011). Il en ressort que le degré de maturité des canyons sous-marins et donc leur évolution, ne peut pas être restreint au seul type de marge mais dépendrait également d'autres facteurs de contrôle tels (i) le contexte tectonique de chaque marge puisque la déformation peut ne pas être constante sur l'ensemble de la marge mais évoluer selon des zones plus ou moins déformées, (ii) les apports sédimentaires, comme dans le cas de la Marge Ligure où on observe clairement une corrélation entre les dimensions du bassin versant et le degré de maturité des canyons (Chapitre 7), ou encore (iii) la morphologie du plateau continental, puisque bien que les deux marges présentent des largeurs de plateau typiques de marges actives, on retrouve autant de canyons de configurations TC1, TC2 ou TC3.

2.1.2. La morphologie du plateau continental et de la marge

Bien que les marges Ligure et Calabro-Ionienne et les caractéristiques de leurs canyons ne semblent pas suivre la tendance générale observéesur l'ensemble des marges continentales (Somme et al., 2009 ; Covault et al., 2011 ; Harris et Whiteway, 2011), le rôle du plateau continental reste inchangé. En effet, que ce soit sur la Marge Ligure ou Calabro-Ionienne, plus celui-ci est large, moins il est incisé par les têtes de canyons et plus la configuration des têtes de canyons est du type TC1 ou TC2, déconnectée au système subaérien, comme montré par Harris et Whiteway (2011).

Dans cette étude, en fonction de la marge, les systèmes de canyons sont simples ou très ramifiés. Sur la Marge Ligure, les canyons sont plutôt simples (tête/corps/ embouchure unique), large, profonds, isolés les uns des autres et perpendiculaires à la direction de la marge. Ils ne forment pas des systèmes de canyons ramifiés comme sur la Marge Calabro-Ionienne (Figure 9-9). La Marge Ligure Ouest se caractérise par une ligne de côte relativement rectiligne.

Sur la Marge Calabro-Ionienne, on observe des systèmes ramifiés de type R1, R2 et R3. Cette marge se caractérise par une ligne de côte sinueuse, liée à de nombreuses constructions de deltas dans le segment Nord et à des golfes ou promontoires dans le segment Sud (Chapitre 6). La ramification R1, « en râteau », est surtout localisée dans le segment Nord de la marge caractérisé par un plateau continental relativement étroit et un littoral rectiligne. Les canyons tributaires se mettent en place au large de deltas, perpendiculairement à la direction de la marge, puis se ramifient le long d'un flanc du corps principal du canyon plutôt parallèle à la direction de la marge. Nous verrons ultérieurement que ce type de ramification est contrôlé en grande partie par la tectonique.

Le type R2 se situe préférentiellement dans le segment Sud, dans des golfes caractérisés par un plateau continental relativement étroit (Figure 9-9). Les canyons tributaires convergent tous vers le centre du golfe pour s'y unifier en un seul corps principal sur la pente continentale inférieure (Figure 9-9). Leur configuration de tête est majoritairement de type TC3 car incisant complètement le plateau continental (Chapitre 6 ; Figure 9-9).

Enfin, les petits canyons isolés du type R3 sont présents sur toute la marge et sont localisés sur des hauts structuraux ou dans des bassins sédimentaires (Chapitre 6). Dans le cas du système Assi, le canyon est localisé sur un promontoire avec un large plateau continental (Figure 9-9) ; il adopte donc une configuration de tête du type TC1 et se positionne suivant la ligne de plus grande pente, qui n'est pas forcément perpendiculaire à la direction de la marge (Figure 9-9).

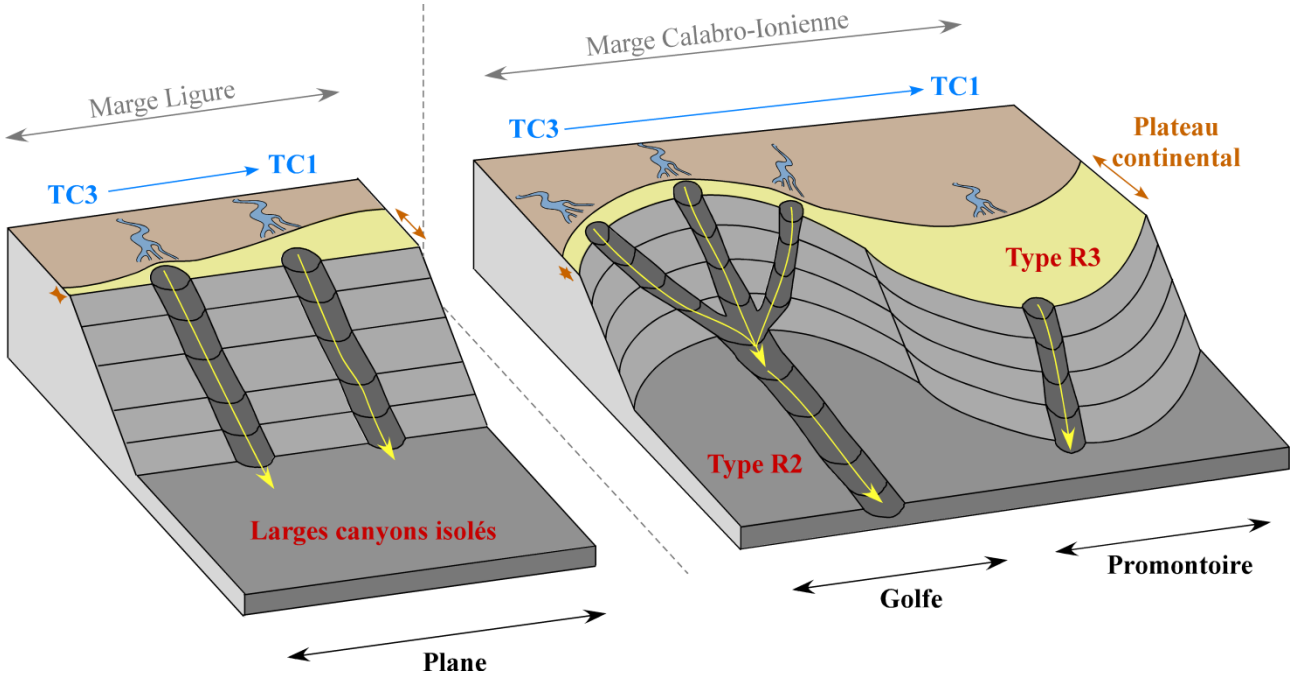


Figure 9-9 : Modèle mettant en relation la morphologie générale de la marge continentale avec le type de canyon ou système de canyon, et la différence entre les Marges Ligure et Calabro-Ionienne.

Ainsi, l'évolution de la largeur du plateau continental, même de quelques kilomètres, sur une même marge, quelle soit typiquement active ou passive reprise en compression, joue un grand rôle dans le type de configuration de la tête des canyons en période de haut niveau marin (Figure 9-9). Toutefois, ce seul facteur n'explique pas tout ; on retrouve en effet, des canyons de configuration TC3 et de type de ramification R1 au large de deltas (e.g. les systèmes Punta di Alice et Neto) ou des systèmes de canyons de configurations TC3, de ramification R2 situés dans des golfes, mais associés à un plateau relativement large (e.g. le système Caulonia-Siderno, Annexe 5).

De plus, chaque canyon tributaire des systèmes de canyons de la Marge Calabro-Ionienne est généralement associé à son propre système subaérien, bien que certains canyons tributaires puissent

être associés à un même système fluviatile (Figure 9-9). Ainsi, l'association de plusieurs canyons tributaires au sein d'un seul système par le biais de ramifications rend les canyons de la marge Calabro-Ionienne mieux développés que ceux de la Marge Ligure (Figure 9-8) alors que les quantités d'apports particulaires actuels seraient plus faibles dans chacune des ramifications (Chapitres 6 et 7).

Conclusion intermédiaire : Le type de ramification (Figure 9-9), la tendance des profils longitudinaux (concave dans les golfes et convexe sur les promontoires ; Figure 9-9) et la dimension des systèmes (Figure 9-8) seraient contrôlés en partie par la morphologie de la marge (sinueuse ou rectiligne) : le type de configuration des têtes serait contrôlé en partie par la largeur du plateau continental. Nous verrons ultérieurement que le type de ramification des canyons, et donc leur position sur la marge, pourrait également être contrôlée par l'incision de gouttières durant les périodes de bas niveau marin tout que l'on peut retrouver au long de la formation des canyons.

Toutefois, alors que l'on retrouve autant de canyons à tendance mature et juvénile sur les deux marges étudiées, les canyons Ligure se mettent en place au moins depuis le Messinien (Chapitre 7), tandis que les canyons de la Marge Calabro-Ionienne ne dateraient que du Pléistocène Moyen (Chapitre 6 et Annexes 1 à 6). Ainsi, d'autres facteurs plus spécifiques aux marges continentales, telle que la géodynamique ou le contexte tectonique local ou régional ou la présence de fleuves à terre, interviendraient dans le contrôle de la mise en place des canyons sous-marins.

2.1.3. La tectonique

a. Impact de la géodynamique des marges continentales

Le bloc Calabro-Péloritain a cessé toute migration rapide vers le Sud-Est depuis seulement le Pléistocène Moyen, après avoir migré sur environ 800 km jusqu'à sa position actuelle entre la Sicile et l'Apulie (Gueguen et al., 1998 ; Goes et al., 2004 ; Figure 9-10). Depuis le Pléistocène Moyen, la Calabre se déplace à une vitesse moyenne de 2 $mm.an^{-1}$ (D'Agostino et al., 2011 ; Figure 9-10). Elle a atteint des vitesses de déplacement de 6-8 $cm.an^{-1}$ depuis le Miocène Supérieur et jusqu'au Pliocène Inférieur lors d'une première phase de migration rapide de direction W/E (Gueguen et al., 1998 ; Sartori, 2003 ; Figure 9-10) et a connu une seconde phase de migration rapide de direction NW/SE durant le Pliocène Moyen et Supérieur (Gueguen et al., 1998 ; Sartori, 2003 ; Figure 9-10). Ces deux phases de migration rapide sont probablement liées à deux phases d'activité de chevauchements profonds qui ont provoqué la formation, lors de la première phase, du Bassin d'arrière-arc Vavilov et, lors de la seconde phase, du Bassin d'arrière-arc Marsili dans la Mer Tyrrhénienne (Minelli et Facenna, 2010 ; Figure 9-10).

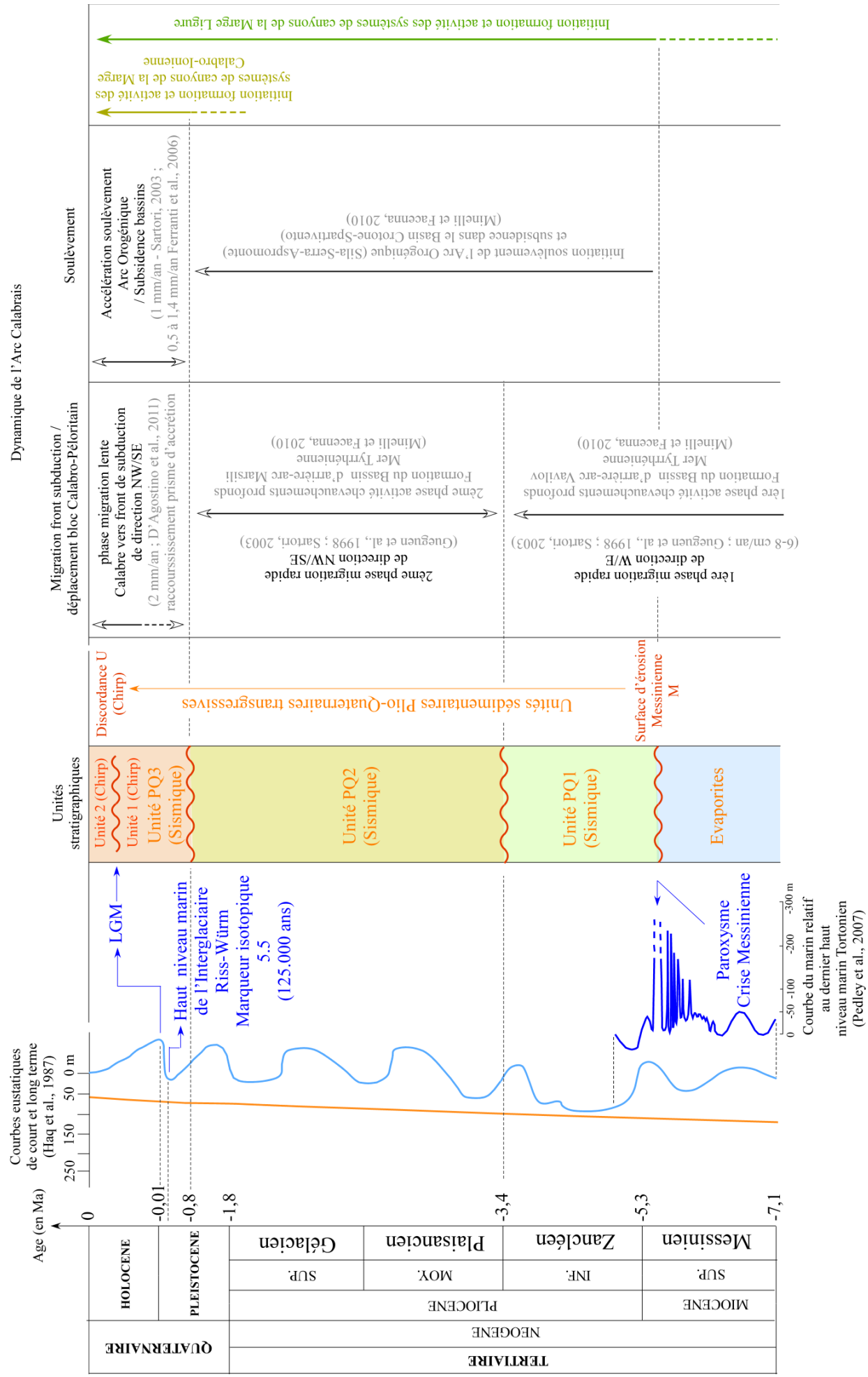

Dynamique de l'Arc Calabrais
Soulèvement
Migration front subduction / déplacement bloc Calabro-Péloritain
Accélération soulèvement Arc Orogénique / Subsidence bassins (1 mm/an - Sartori, 2003 ; 0,5 à 1,4 mm/an Ferranti et al., 2006)
phase migration lente Calabre vers front de subduction de direction NW/SE (2 mm/an ; D'Agostino et al., 2011) raccourcissement prisme d'accrétion
Initiation soulèvement de l'Arc Orogénique (Sila-Serra-Aspromonte) et subsidence dans le Bassin Crotone-Spartivento (Minelli et Faccenna, 2010)
2ème phase migration rapide de direction NW/SE (Gueguen et al., 1998 ; Sartori, 2003)
2ème phase activité chevauchements profonds Formation du Bassin d'arrière-arc Marsili Mer Tyrrhénienne (Minelli et Faccenna, 2010)
1ère phase migration rapide de direction W/E (6-8 cm/an ; Gueguen et al., 1998 ; Sartori, 2003)
1ère phase activité chevauchements profonds Formation du Bassin d'arrière-arc Vavilov Mer Tyrrhénienne (Minelli et Faccenna, 2010)
Initiation formation et activité des systèmes de canyons de la Marge Calabro-Ionienne
Initiation formation et activité des systèmes de canyons de la Marge Ligure
Unités stratigraphiques
Discordance U (Chirp)
Unités sédimentaires Plio-Quaternaires transgressives
Surface d'érosion Messinienne M
Unité 2 (Chirp)
Unité 1 (Chirp)
Unité PQ3 (Sismique)
Unité PQ2 (Sismique)
Unité PQ1 (Sismique)
Evaporites
Courbes eustatiques de court et long terme (Haq et al., 1987)
250 150 50 0 m
LGM
Haut niveau marin de l'Interglaciaire Riss-Würm Marqueur isotopique 5.5 (125.000 ans)
Paroxysme Crise Messinienne
0 -50 -100 -200 -300 m
Courbe du marin relatif au dernier haut niveau marin Tortonien (Pedley et al., 2007)
Age (en Ma)
0
-0,01
-0,8
-1,8
-3,4
-5,3
-7,1
QUATERNAIRE
TERTIAIRE
HOLOCENE
PLEISTOCENE
NEOGENE
PLIOCENE
MIOCENE
SUP.
MOY.
INF.
Gélacien
Plaisancien
Zancléen
Messinien

Figure 9-10 (page précédente) : Corrélations entre les courbes glacio-eustatiques du Messinien à l'actuel (Haq et al., 1987 ; Pedley et al., 2007), les Unités stratigraphiques et discordances observées, la dynamique de l'Arc Calabrais (Gueguen et al., 1998 ; Wortel et Sparkman, 2000 ; Sartori, 2003 ; Ferranti et al., 2006) et l'initiation et la formation des canyons sous-marins étudiés.

Alors que la surface d'érosion M est le marqueur de la baisse du niveau marin lors de la Crise Messinienne (Figure 9-10 ; Chapitre 6), les Unités PQ1 et PQ2 observées sur les profils sismiques auraient enregistré les variations de déplacement rapide du bloc entre le Miocène Supérieur/Pliocène Inférieur et le Pliocène Moyen/Supérieur (Sartori, 2003 ; Praeg et al., 2009 ; Figure 9-10). Or, on ne retrouve aucune trace de paléo-canyons dans ces unités (Chapitre 6), les traces de leur incision n'apparaissent qu'au Pléistocène Moyen (Unité sédimentaire PQ3 ; Chapitre 6 ; Figure 9-10), alors que le bloc Calabro-Péloritain entre dans une phase de migration lente (D'Agostino et al., 2011 ; Figure 9-10). A terre, un canyon fossilisé (Formation *Serra Mulara*) a été retrouvé en amont du canyon tributaire actuel Neto ; il se serait initié au Pléistocène Moyen (0,7 Ma) et aurait été actif jusqu'à la fin du Pléistocène Moyen puis complètement rempli et émergé vers 0,45-0,2 Ma (Zecchin et al., 2011). Aucune trace de palé-canyons plus anciens n'a été observée à terre comme en mer (Chapitre 6). Le déplacement du bloc Calabro-Péloritain et la migration de la subduction pourraient avoir empêché la formation de canyons sur la pente continentale, ou auraient pu les effacer. Pourtant, sur la Marge de Taiwan, le canyon actuel Penghu semble avoir migré depuis le Pliocène Supérieur-Pléistocène (1,6 Ma) sur plusieurs dizaines de kilomètres avec le déplacement de la marge continentale, laissant la trace de deux paléo-canyons enfouis au Pliocène et Pléistocène (Yu et Hong, 2006). La migration d'une marge continentale ne semble donc pas empêcher la formation de canyons ou leur déplacement.

La forme arquée du bloc Calabrais (socle) est apparue durant le Serravalien (Miocène Moyen), après la fin de la phase de *rifting* océanique du Bassin Liguro-Provençal (Mattei et al., 2007 ; Minelli et Facenna, 2010). Les séquences sédimentaires post-orogéniques sont datées du Néogène supérieur (Miocène Moyen-Actuel ; Van Dijk et al., 2000), correspondant notamment aux unités sismiques M, PQ1, PQ2 et PQ3 des profils sismiques (Chapitre 6). On peut supposer qu'avant le Miocène Moyen, la marge n'était pas encore formée et donc ne pouvait pas être le lieu de formation de canyons sous-marins. Toutefois, sa formation débute dès le Miocène Moyen (Van Dijk et al., 2000) alors qu'il lui reste à parcourir 160 km vers le Sud-Est pour arriver à sa position actuelle, avec une vitesse de migration de plusieurs centimètres par an (Gueguen et al., 1998 ; Sartori , 2003 ; Minelli et Facenna, 2010 ; Figure 9-10). Ainsi, même durant les deux phases de migration rapide, la Marge Calabro-Ionienne est supposée être déjà structurée, mais sans aucune trace d'incision de canyons avant le Pléistocène Moyen (Figure 9-10). Alors pourquoi n'existaient-ils pas durant les phases de migration rapide du bloc Calabrais ? L'apparition des canyons sur la Marge Calabro-Ionienne coïncide avec la forte diminution de la vitesse de migration du bloc Calabro-Péloritain (Gueguen et al., 1998 ; Sartori, 2003 ; Minelli et Facenna, 2010 ; Figure 9-10) mais surtout avec une

phase d'accélération du soulèvement de l'ensemble de l'Arc orogénique Calabrais et la subsidence des bassins (Sartori, 2003 ; Ferranti et al., 2006 ; Figure 9-10).

La Marge Ligure s'est formée entre l'Oligocène et le Miocène Inférieur, du fait de la rotation et de la séparation du bloc Corso-Sardo-Calabro-Péloritain (Gueguen et al., 1998 ; Goes et al., 2004). La formation du bassin Liguro-Provençal débute alors (Gueguen et al., 1998, Faccenna et al., 2001 ; Sartori, 2003), et enregistre un stade de *rifting* océanique au Miocène Supérieur (Gueguen et al., 1998). La Marge Ligure devient alors relativement stable mais les premières traces d'incisions de canyons ne sont observées qu'au cours de la Crise de Salinité Messinienne (Figure 9-10 ; Chapitre 7). Peut-être que des canyons anté-Messinien ont pu exister mais dans ce cas, ils ont été complètement ré-incisés par les canyons Messiniens. Cela signifierait alors que les bassins versants et leurs exutoires sur la marge n'auraient que peu ou pas migré depuis cette période.

Ainsi la géodynamique d'une marge continentale apparait comme un facteur important. Que ce soit pour la Marge Ligure ou pour la Marge Calabro-Ionienne, les canyons sous-marins ne s'initient que lors d'une phase de « stabilité » de la marge ; lors du *rifting* océanique pour la première et lors de la décélération de la migration du bloc Calabrais pour la seconde. Cette phase de stabilité pourrait permettre la mise en place des bassins versants, la formation de leur exutoire et le début de leur fonctionnement et par conséquence, la formation des canyons sous-marins. Dans le cas de la Marge Calabro-Ionienne, cette mise en place est également permise par l'augmentation de l'inclinaison de la pente continentale et des dimensions des bassins de drainage grâce à la phase d'accélération du soulèvement du bloc Calabrais, tel que nous le verrons ultérieurement (Figure 9-13). Ainsi, la stabilité d'une marge continentale permettrait l'initiation des canyons sous-marins. Une fois cette initiation faite, les canyons peuvent alors se maintenir par « auto-alimentation », par le biais du déclenchement de mouvements en masse au niveau de leur tête ou par la formation d'écoulement gravitaires érosifs aux embouchures des bassins versants désormais formés et relativement stables, alors même que la marge continentale peut continuer à subir de la déformation (soulèvement/compression ; Chapitres 6 et 7).

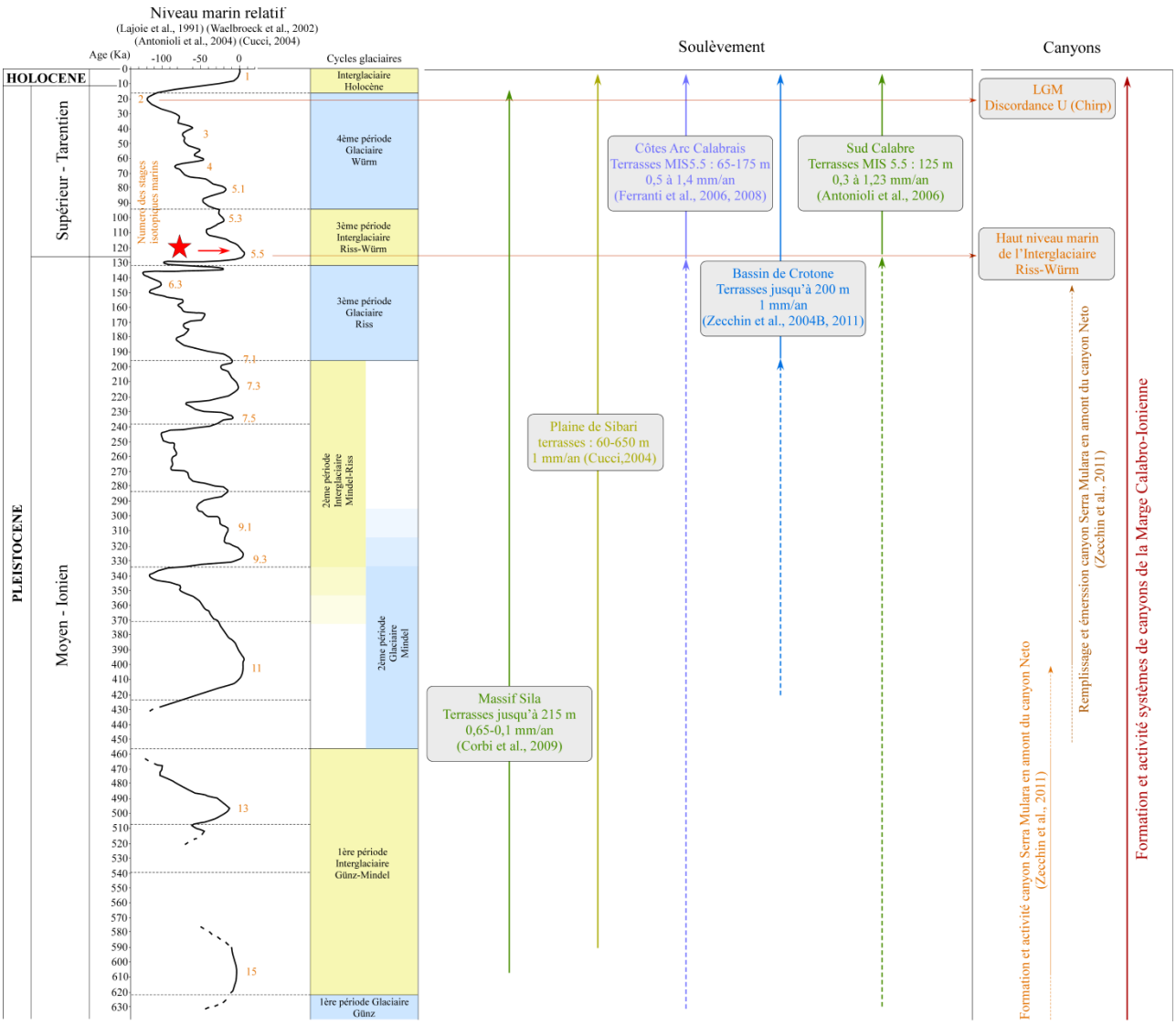
b. Impact du soulèvement régional et de la compression de la marge

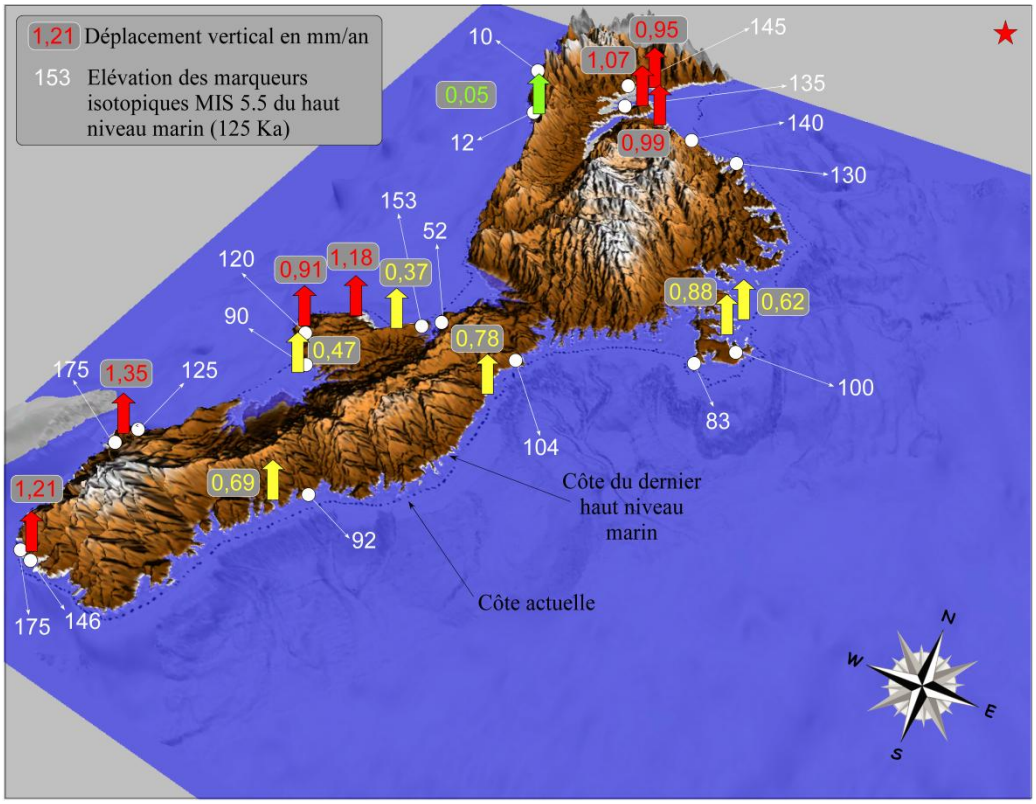
Depuis le Pléistocène Moyen (0,4-0,45 Ma ; Bassin de Crotone, Zecchin et al., 2011), voire depuis le Pléistocène Inférieur (0,6 Ma environ ; Plaine de Sibari, Cucci, 2004 ; Sud de la Calabre, Antonioli et al., 2006 ; Massif Sila, Corbi et al., 2009 ; Figure 9-11), l'ensemble de l'Arc orogénique Calabrais subirait une accélération de son soulèvement général et une subsidence des bassins (Figures 9-10 et 9-11 ; Sartori, 2003 ; Ferranti et al., 2006). Ce soulèvement est caractérisé par la formation de terrasses marines surélevées sur tout le pourtour des côtes italiennes calabraises (Figure 9-11 ; Pirazzoli et al., 1997 ; e.g. La plaine de Sibari, au Sud des Apennins, Cucci, 2004 ; Ferranti et al., 2008 ; e.g. le Massif Sila, Centre de la Calabre, Corbi et al., 2009 ; e.g. Bassin de

Crotone, Zecchin et al., 2004b ; e.g. Golfe de Squillace et Aspromonte, sud de la Calabre, Antonioli et al., 2006). Il serait dû à la distorsion du *slab* subducté (Sartori, 2003) ou à une réponse isostatique liée à son déchirement (Wortel et Sparkman, 2000). Depuis le haut niveau marin de l'Interglaciaire Riss-Würm (environ 125 000 ans ; Figures 9-10 et 9-11), le taux de soulèvement du bloc Calabre est estimé à environ 1 mm.an^{-1} (Sartori, 2003 ; Ferranti et al., 2006) et il semble être encore actif actuellement dans certaines régions (Zecchin et al.,, 2004b ; Antonioli et al., 2006).

Le soulèvement de la marge aurait alors pour effet d'augmenter l'inclinaison de la pente continentale et de permettre le déclenchement rapide de nombreux glissements et l'érosion de la pente continentale (Middleton, 1970 ; Chiocci et De Alteriis, 2006 ; Gee et al., 2006 ; Leynaud et al., 2009). La répétition de ces glissements pourrait alors favoriser l'initiation des canyons sous-marins de la Marge Calabro-Ionienne. La mise en place des bassins versants de façon synchrone au soulèvement (Figure 9-12), entrainerait alors la formation de courants de turbidité et hyperpycnaux à leur embouchure, permettant le développement et le maintien des canyons sous-marins. D'autre part, si le soulèvement tectonique est accompagné par une baisse du niveau marin relatif, comme c'est le cas depuis le Pléistocène Moyen sur la Marge Calabro-Ionienne (Figure 9-11), le surcreusement du système fluviatile à terre pourra se continuer facilement sur le plateau et la pente continentale, pouvant ainsi conduire à l'initiation des canyons sous-marins. Un tel phénomène a déjà été décrit sur un canyon dans la Baie de Naples (Milia, 2000). Par la suite, à force de soulèvement et de déplacement vertical et longitudinal de la ligne de côte, ces canyons nouvellement formés pourraient se retrouver émergés. Un tel cas est observé avec la fossilisation du canyon sous-marin de la « Formation *Serra Mulara* », en amont du canyon tributaire actuel Neto (Zecchin et al., 2011). En plus d'être dans la continuité du canyon Neto, la période de formation et d'activité du canyon de *Serra Mulara* correspond à celle du canyon actuel Neto (Chapitre 6). Celui-ci se serait initié au Pléistocène Moyen (0,7 Ma ; Zecchin et al., 2011) et aurait été actif jusqu'à la fin du Pléistocène Moyen, puis définitivement remplie, fossilisé et définitivement émergé suite au soulèvement de la Marge Calabro-Ionienne (0,45-0,2 Ma ; Zecchin et al., 2011).

Figure 9-11 (page suivante) : En haut : Corrélations entre les courbes glacio-eustatiques du pléistocène Moyen à l'actuel (Lajoie et al., 1991 ; Waelbroeck et al., 2002 ; Antonioli et al., 2004 ; Cucci, 2004), les différentes caractéristiques et données du soulèvement régional de la Marge Calabro-Ionienne et l'initiation et la formation des canyons sous-marins étudiés (Chapitre 6) et observé à terre (Zecchin et al., 2011). En bas : Cartes représentant le haut niveau marin de l'interglaciaire Riss-Würm, il y a environ 125 Ka, d'après les marqueurs MIS 5.5 observés dans des terrasses marines surélevées, ainsi que les taux d'uplift calculés et compilées par Ferranti et al. (2006) sur toute la Marge Calabraise. Les marqueurs MIS 5.5 les plus élevés se trouvent au Sud de la Marge et au niveau du Bassin Corigliano.


Niveau marin relatif
(Lajoie et al., 1991) (Waelbroeck et al., 2002)
(Antonioli et al., 2004) (Cucci, 2004)
Age (Ka)
Cycles glaciaires
Soulèvement
Canyons
HOLOCENE
PLEISTOCENE
Supérieur - Tarentien
Moyen - Ionien
Numeri des stages isotopiques marins
Interglaciaire Holocène
4ème période Glaciaire Würm
3ème période Interglaciaire Riss-Würm
3ème période Glaciaire Riss
2ème période Interglaciaire Mindel-Riss
2ème période Glaciaire Mindel
1ère période Interglaciaire Günz-Mindel
1ère période Glaciaire Günz
Côtes Arc Calabrais
Terrasses MIS5.5 : 65-175 m
0,5 à 1,4 mm/an
(Ferranti et al., 2006, 2008)
Sud Calabre
Terrasses MIS 5.5 : 125 m
0,3 à 1,23 mm/an
(Antonioli et al., 2006)
Bassin de Crotone
Terrasses jusqu'à 200 m
1 mm/an
(Zecchin et al., 2004B, 2011)
Plaine de Sibari
terrasses : 60-650 m
1 mm/an (Cucci,2004)
Massif Sila
Terrasses jusqu'à 215 m
0,65-0,1 mm/an
(Corbi et al., 2009)
LGM
Discordance U (Chirp)
Haut niveau marin de l'Interglaciaire Riss-Würm
Remplissage et émersion canyon Serra Mulara en amont du canyon Neto
(Zecchin et al., 2011)
Formation et activité canyon Serra Mulara en amont du canyon Neto
(Zecchin et al., 2011)
Formation et activité systèmes de canyons de la Marge Calabro-Ionienne


1,21 Déplacement vertical en mm/an
153 Elévation des marqueurs isotopiques MIS 5.5 du haut niveau marin (125 Ka)
0,95
1,07
0,99
0,05
0,91
1,18
0,37
0,47
0,78
0,88
0,62
1,35
0,69
1,21
10
12
145
135
140
130
153
52
120
90
175
125
104
100
83
92
175
146
Côte du dernier haut niveau marin
Côte actuelle
N
W
E
S

Une fois leur initiation commencée, les canyons auraient alors réagit au soulèvement. En effet, la différence d'altitude des marqueurs du MIS 5.5 du haut niveau marin relatif de l'Interglaciaire Riss-Würm (Figures 9-10 et 9-11), trouvés en majeure partie dans des terrasses marines surélevées ont permis de déduire que le Sud de la Marge Calabro-Ionienne a enregistré le plus faible déplacement vertical (80-100 m dans le segment Sud contre 130-145 dans le segment Nord ; Ferranti et al., 2006 ; Figure 9-11). Ce segment de la marge présente aussi la plus grande concentration de larges systèmes en connexion directe avec leurs systèmes subaériens (Chapitre 6). Ces systèmes matures se caractérisent par un profil longitudinal concave, alors que dans le segment Nord, ils se caractérisent souvent par un profil convexe (Chapitre 6). Ainsi dans le segment Sud, l'action érosive arriverait à compenser le soulèvement de la marge continentale, alors qu'à l'inverse dans le segment Nord, le soulèvement n'est pas aussi rapidement compensé (Figure 9-11). Le soulèvement général de la marge continentale est donc un facteur de contrôle fort de l'incision des canyons. Si l'on considère des canyons sous-marins de dimension similaire, ceux de la Marge Ligure se sont initiés au moins depuis la Crise Messinienne (de 5,96 Ma à 5,32 Ma ; Gautier et al., 1994 ; Krijgsman et al., 1999 ; Duggen et al., 2003 ; Chapitre 7), tandis que ceux de la Marge Calabro-Ionienne se sont initiés au Pléistocène Moyen, il y a environ 800 000 ans (Chapitre 6 ; Figures 9-10). Le soulèvement continu dans le temps, en provoquant un continuel changement de l'inclinaison de la pente continentale et un perpétuel retour à un profil d'équilibre via des processus d'érosion (Gaudin, 2006 ; Exon et al., 2005 ; Arzola et al., 2008), accélèrerait donc le développement des canyons sous-marins.

Depuis le début du soulèvement au Pléistocène Moyen, la morphologie de la Marge Calabro-Ionienne et sa ligne de côte ont toutefois radicalement changé (Figure 9-11). Les bassins versants des fleuves associés aux canyons sous-marins étudiés ont pu voir leurs dimensions et caractéristiques être modifiées du fait du déplacement vertical et longitudinal de la ligne de côte et de variations de l'inclinaison générale de la marge depuis le Pléistocène Moyen (Figures 9-10 et 9-11). En effet, comme nous verrons ultérieurement (Figure 9-12), l'accélération du soulèvement de la Marge Calabro-Ionienne entrainerait l'augmentation de la superficie des bassins versants (Figure 9-12). Lors d'une phase de soulèvement, le changement du profil de base des fleuves provoque un surcreusement surtout au niveau de leurs embouchures (Milia, 2000). Ceci fournirait une plus forte charge particulaire et favoriserait la formation d'écoulements gravitaires plus érosifs à l'embouchure des fleuves (Somme et al., 2009). Or, nous verrons que la stabilité de certains bassins versants (notamment ceux du système Squillace) ne daterait que de la fin du Pléistocène Moyen-Pléistocène Supérieur (Figure 9-12). Le soulèvement de la Marge Calabro-Ionienne aurait donc permis l'initiation des systèmes de canyons dont les bassins versants n'étaient pas encore en place ou stables dès le début du Pléistocène Moyen (Figure 9-12) en favorisant le déclenchement d'instabilités le long de la marge. Ceci aurait alors permis une plus forte activité érosive des canyons et la formation de canyons rapidement matures en peu de temps (Chapitres 6, 7 et 8). Mais, elle pourrait également dépendre de la mise en place des bassins versants et l'augmentation de leur

superficie et donc de leur apports sédimentaires (Figure 9-12). Les conséquences du soulèvement d'une marge sont autant de facteurs pouvant permettre de maintenir une activité plus ou moins continue des processus gravitaires qui sont le principal agent de la formation des canyons, surtout durant les phases de bas niveau marin (Walsh et al., 2007 ; Figure 9-11).

De plus, la déformation et le soulèvement de la marge Calabro-Ionienne n'affectent que peu les profils longitudinaux des canyons sous-marins dans leur totalité (Chapitre 6). Les embouchures des canyons tributaires ou des systèmes du type R1 montrent une déformation localement convexe (Chapitre 6 et Cahier Annexe). Cette convexité pourrait être associée à un soulèvement local de la Marge Calabro-Ionienne dans le cas de canyons tributaires, ou à une déformation associée à de la compression dans le cas des systèmes R1 se ramifiant à la Vallée de Tarente (Chapitre 6). Dans ce cas la déformation semble être plus locale et n'affecte qu'une partie du profil de pente qui toutefois présente la formation de zones à *knickpoints* ou la présence de terrasses (Chapitre 6). Les systèmes R2 du Sud de la marge présentent généralement un profil concave à l'équilibre et dont l'inclinaison est plus élevée (Figure 9-8). La déformation de la marge semble affecter davantage le segment Nord que le segment Sud. Ceci pourrait être le signe d'un possible arrêt de la subduction SE/NW du Bassin Ionien sous l'Arc Calabrais ou serait en accord avec la forte décélération de la migration de la Calabre (Gueguen et al., 1998 ; Sartori, 2003 ; Minelli et Facenna, 2010 ; D'Agostino et al., 2011). Toutefois, la présence de profil convexe aux embouchures des systèmes se connectant à la Vallée de Tarente reflèterait une certaine compression récente ou actuelle entre le Marges Calabro-Ionienne et Apulienne. Seuls les systèmes de canyons Esaro di Crotone et Assi, se localisant sur les hauts structuraux Rizzuto et Stilo respectivement, présentent un profil de pente totalement convexe (Chapitre 6). Ainsi, comme pour la Marge Ligure tectoniquement active, le retour à un profil d'équilibre se fait par le biais de processus d'érosion régressive ou de ré-incision du thalweg, abaissant son niveau de base et générant la formation de terrasses sur les flancs des canyons (Antobreh et Krastel, 2006). Ces processus sont d'autant plus marqués que les systèmes sont déconnectés de leur système subaérien et donc coupés d'apports.

Sur la Marge Ligure, le basculement vers le Nord et le soulèvement de la surface d'érosion Messinienne identifiée sur les profils sismiques (Figure 7-13) ont permis la mise en évidence d'une déformation de la marge dans sa partie Est (promontoire d'Imperia), suite à sa réactivation en compression (Béthoux et al., 1992 ; Béthoux et al., 2008). Cette déformation avait déjà été suspectée dans plusieurs étude de la marge (Hilgen, 1991 ; Bigot-Cormier et al., 2004 ; Larroque et al., 2001 ; Sage et al., 2011). L''intensité de ce soulèvement diminue progressivement vers l'Ouest pour pratiquement s'annuler au large du Var (Bigot-Cormier et al., 2004 ; Sage et al., 2011).

Dans la partie Ouest de la marge où le soulèvement est très faible depuis le Messinien, les interfluves ainsi que les thalwegs des canyons (canyons Var et Paillon ; ii-Figure 7-10) ont un profil concave qui indique que le canyon est à l'équilibre comme ceci a été interprété pour le canyon Kaikoura (Nouvelle Zélande ; Lewis et Barnes, 1999). Cette partie de la marge étant dans un état de

stabilité tectonique relative (ii-Figure 7-10), l'érosion des thalwegs ne se fait plus verticalement mais plutôt latéralement (ii-Figure 7-10 ; Arzola et al., 2008). On retrouve ainsi des morphologies en « V » limitées dans la tête des canyons, là où l'inclinaison de la pente continentale est la plus élevée, et en « U » dans les corps et les embouchures (ii-Figure 7-10). Pour ces deux canyons Var et Paillon, on peut conclure que la stabilité de la marge leur a permis d'atteindre leur profil d'équilibre et donc leur profondeur d'incision maximale, et qu'ils évoluent maintenant par érosion latérale.

Dans la partie Est de la marge où le soulèvement est le pus fort, les profils topographiques des interfluves et des thalwegs de canyons (canyons de la Roya, de la Nervia, de la Taggia et Verde ; ii-Figure 7-11 et ii-Figure 7-12) sont à tendance linéaire à convexe. Le comportement des différents canyons a révélé que la partie aval du canyon Verde présentait un régime érosif alors que sa partie supérieure est en aggradation (iv-Figure 7-12) et que les canyons de la Roya, de la Nervia et de la Taggia présentaient sur toute leur longueur un régime érosif, mais avec une intensité qui serait moindre que celle du Verde (Figure 7-11). Toute modification du profil topographique général entraîne au sein des canyons un retour à un profil d'équilibre via des processus d'érosion régressive (Pratson et al., 1996 ; iii-Figure 7-12). La déformation récente de la marge à son extrémité Est explique alors le profil convexe et l'érosion de la partie aval du canyon Verde, qui commencerait juste à se rééquilibrer. Pour les canyons de la Roya, de la Nervia et de la Taggia, l'érosion régressive se serait déjà propagée jusqu'en haut de la pente continentale, ce qui signifierait que le retour vers un état d'équilibre se serait initié antérieurement au sein de ces trois canyons. Ceci pourrait alors être lié à une phase de soulèvement antérieure localisée à l'Ouest de la zone actuellement en soulèvement.

2.1.4. Le climat et les apports fluviatiles

Sur la Marge Calabro-Ionienne, les systèmes fluviatiles se caractérisent tous par un régime torrentiel monomodal, avec des débits maximums durant les mois automnaux et hivernaux et très faibles voire presque nuls durant les mois estivaux (Annexe 7 et Chapitre 6). Les systèmes fluviatiles de la Marge Ligure suivent, en revanche, un régime nivo-pluvial bimodal, avec deux maximums associés aux crues brutales d'automne (précipitations) et de printemps (fonte des neiges ; Mulder et al., 1996). Les écoulements gravitaires suffisamment forts pour permettre des phénomènes d'incision/remplissage des canyons sous-marins ou des phénomènes de sur-incisions (Baztan et al., 2005) sont généralement associés aux épisodes sporadiques de crues, et donc préférentiellement aux saisons humides (Krastel et al., 2001). Actuellement, pour des bassins versants de superficie similaire, ces phénomènes seraient donc plus actifs sur la Marge Ligure que sur la Marge Calabro-Ionienne, et expliqueraient pourquoi les canyons Ligure sont globalement plus larges, plus profonds et plus longs que les canyons tributaires Calabrais (Chapitre 8).

Sur la Marge Ligure, il existerait une corrélation entre les dimensions des bassins versants et celles des canyons sous-marins (Chapitre 7) ; le canyon du Var, le plus grand, est alimenté par un bassin versant de 2820 km^2, tandis que le canyon du Verde, le plus petit, est potentiellement associé à un bassin versant de 93,5 km^2 (Chapitre 7). Les plus grands bassins versants peuvent ainsi générer plus facilement de plus grandes quantités d'apports sédimentaires participant à la formation et surtout au maintien des canyons sous-marins. Toutefois, le canyon du Var incise complètement le plateau continental et est en connexion directe avec le fleuve alors que le canyon du Verde est confiné à la pente continentale et est déconnecté de son système subaérien (Chapitre 7). En période de haut niveau marin, les apports élevés particulaires d'un grand bassin versant pourraient maintenir l'incision nécessaire à assurer une connexion directe entre le fleuve et la tête de canyon, ce qui ne serait pas le cas pour les petits bassins versants.

Sur la Marge Calabro-Ionienne, on observe aucune évolution évidente des dimensions des bassins versants le long de la marge continentale (de Nord à Sud), bien que la majorité des bassins de drainage (fleuves) se localisent dans le segment Nord, tandis que la majorité des plus petits (torrents) se situent dans le segment Sud (Chapitre 6 et Annexes 1 à 6). On n'observe non plus aucune relation entre leurs dimensions et celles des canyons ou leur type de configuration (Chapitre 8). On retrouve autant de petits et de grands bassins versants associés à des petits (e.g. Crati, Arso) ou de grands canyons sous-marins actuels (e.g. Punta di Alice ; Squillace, Botricello ; Chapitres 6 et 8 ; Annexes 1 à 6) connectés ou déconnectés de leur système fluviatile à terre (Chapitre 6 et Annexes 1 à 6). L'hypothèse selon laquelle la quantité des apports particulaires fluviatiles contrôle la formation et le maintien des canyons sous-marins semble alors ne pas fonctionner dans le cas de la Marge Calabro-Ionienne. Les bassins versants actuels ne seraient pas représentatifs des bassins du Plio-Pléistocène associés à la formation originelle des canyons de la Marge Calabro-Ionienne. Ils seraient de trop petites dimensions et caractérisés par de trop faibles débits solides (Chapitre 6 et Annexes 1 à 6) pour former les plus grands systèmes de canyons de la Marge Calabro-Ionienne, de dimensions semblables aux canyons matures de la Marge Ligure (Chapitre 6 et Annexes 1 à 6).

Les dimensions des bassins versants de la Marge Ligure n'auraient pas beaucoup changé depuis le Messinien, au moins dans la partie ouest de la marge qui est la plus stable (Chapitre 7). En revanche, comme nous l'avons vu précédemment, la Marge Calabro-Ionienne n'est relativement stable que depuis le Pléistocène Moyen, du fait de la décélération rapide de sa migration vers le Sud-Est (Gueguen et al., 1998 ; Sartori, 2003 ; Minelli et Facenna, 2010 ; D'Agostino et al., 2011).

Ainsi, les bassins versants de la Marge Calabro-Ionienne devaient être relativement peu stables jusqu'au Pléistocène Moyen, et associés à de faibles apports sédimentaires en un point, incapables de créer des incisions sur le plateau continental et la pente continentale. Avant la surrection du bloc Calabrais à partir du Pléistocène Moyen (Sartori, 2003 ; Ferranti et al., 2006 ; Minelli et Facenna, 2010), l'altitude des reliefs à terre pourrait ne pas avoir été suffisante pour générer des bassins versants pentés par lesquels pouvaient transiter de grands volumes particulaires. Ainsi, le début du

soulèvement au Pléistocène Moyen contribuant à l'augmentation du relief à terre, serait donc responsable de la formation des bassins versants actifs tels qu'on les observe à l'actuel (Figure 9-12).

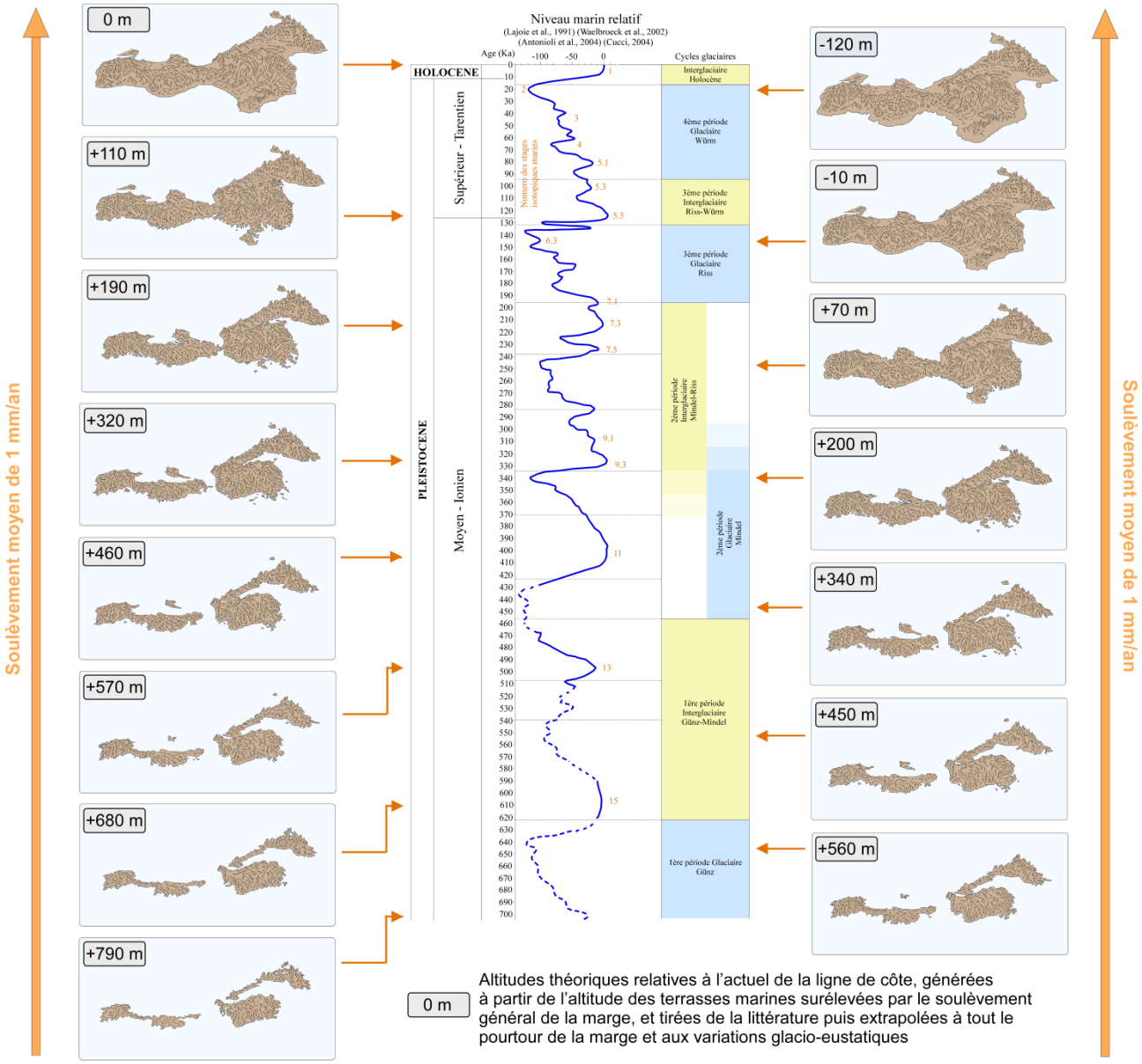


Figure 9-12 : Reconstitution de la topographie de la Marge Calabro-Ionienne depuis le Pléistocène Moyen jusqu'à l'actuel, grâce aux donnée de marqueurs isotopiques des différents stades marins retrouvés sur des terrasses marines surélevées à terre via une composante de soulèvement général de la marge et combinée aux variations glacio-eustatiques (Cucci, 2004 ; Zecchin et al., 2004b et 2011 ; Antonioli et al., 2006 ; Ferranti et al., 2006 et 2008 ; Corbi et al., 2009).

Cependant, sur la base de différents marqueurs isotopiques des différents stades marins observés dans des terrasses marines surélevées à terre dans différentes zones du pourtour de la Marge Calabro-Ionienne (Cucci, 2004 ; Zecchin et al., 2004b et 2011 ; Antonioli et al., 2006 ; Ferranti et al., 2006 et 2008 ; Corbi et al., 2009), nous avons pu reconstituer l'histoire du soulèvement de la Marge Calabre depuis le Pléistocène Moyen (Figures 9-11 et 9-12). Les élévations issues de la

littérature ont été généralisées et extrapolées pour l'ensemble de la marge et apposées à la topographie actuelle de la Marge Calabro-Ionienne, en ne considérant alors aucun taux de dénudation (Figure 9-12). En supposant alors que la topographie générale de la Marge Calabro-Ionienne soit restée inchangée depuis le début du Pléistocène Moyen, période d'initiation et de la formation des canyons, le relief de la Calabre était quasi-inexistant (Figure 9-12). Ce relief est supposé être constitué des Massifs cristallins et métamorphiques actuels de la Calabre : l'Aspromonte et la Chaîne Le Serre, qui s'étendent de l'actuel Cap Spartivento au Golfe de Squillace (Figures 3-23 et 9-12), le Massif Sila, la Chaîne Côtière et la Chaîne Pollino, qui s'étendent de l'actuel Cap Rizzuto jusqu'au Nord du Bassin Corigliano (Figures 3-23 et 9-12 ; Van Dijk et al., 2000 ; Pantaloni et al., 2009). En prenant une moyenne de vitesse de soulèvement de 1 $mm.an^{-1}$ sur les derniers 600 000-800 000 ans (Figure 9-12 ; Sartori, 2003 ; Cucci, 2004 ; Ferranti et al., 2006), la Calabre se serait donc soulevée de 600-800 m, corrélé avec la présence des plus anciennes terrasses marines à plusieurs centaines de mètres d'altitude sur le pourtour de la marge (Figure 9-12 ;~ 650 m dans la Plaine de Sibari avec une possible origine durant MIS 15, Cucci, 2004 ;~ 1000-1200 m sur l'Aspromonte daterait du Pléistocène Inférieur, Barrier et al., 1986 ;~ 650 m à Scilla, Sud Calabre, daterait du Pléistocène Inférieur, MIS 19-25, Ferranti et al., 2006).

Les bassins versants que l'on observe à l'actuel étaient alors en grande majorité plus réduits, voire inexistants au début de l'accélération du soulèvement de la marge (Figure 9-12) et donc pas suffisamment grands et/ou avec des apports sédimentaires suffisants pour générer des incisions ponctuelles sur la marge. En effet, certains ne commenceraient à se mettre ne place qu'à la fin du Pléistocène Moyen-Supérieur (e.g. système Squillace dans le Golfe de Squillace), lorsque le soulèvement de la Marge Calabre fut suffisamment avancé pour générer des hauts reliefs et donc des bassins versants « actifs » (Figure 9-12). Le relief de l'Arc Calabrais et la mise en place de ses bassins versants actuels ne serait que très tardif (Figure 9-12).

Il apparait donc que le facteur essentiel dans l'initiation et le maintien des canyons sur des marges relativement peu stables, soit la mise en place des bassins versants « actifs » via le soulèvement de la marge continentale, tant par les caractéristiques dimensionnelles des bassins versants et les apports fluviatiles croissants au cours du temps. La stabilisation des bassins versants et l'augmentation des charges particulaires ont permis à terme l'initiation et le maintien des canyons sous-marins sur la Marge Calabro-Ionienne. Il apparait donc ici essentiel de pouvoir reconstituer l'évolution de la paléotopographie et des bassins versants au cours du temps pour pouvoir mieux comprendre l'absence ou l'apparition des canyons sous-marins sur une marge continentale.

Si l'on compare maintenant les deux plus grands bassins versant des Marges Ligure et Calabro-Ionienne, le Var et le Crati, on identifie de grandes différences entre le bassin versant, les apports sédimentaires et la taille des canyons sous-marins (Figure 9-13). Les deux bassins versants ont une superficie moyenne de 2600-2800 km^2, ce qui est relativement faible comparé aux grands systèmes de marges passives (e.g. Amazone, $5{,}7.10^6$ km^2 ; e.g. Mississippi, $2{,}9.10^6$ km^2 ; e.g. Zaïre, $3{,}8.10^6$ km^2 ; Somme et al., 2009). Les cellules orageuses peuvent alors couvrir entièrement leur

surface (Figure 9-13), et générer des crues régionales augmentant la capacité de transport et la continuité temporelle des écoulements (Somme et al., 2009) et donc permettre une formation accrue des canyons. Toutefois, les apports particulaires en suspension annuels théoriques sont deux à quatre fois plus élevés dans le bassin du Var que celui du Crati (Figure 9-13). Cette différence d'apports particulaires actuels peut provenir de la différence de régime existant entre les deux fleuves (Crati, monomodal et Var, bimodal). Cependant, le fleuve du Crati présente un profil de pente se rapprochant plus d'un profil d'équilibre que celui du Var : le fleuve Var serait donc plus sujet à des processus d'érosion actuels que le fleuve Crati, ce qui aurait tendance à faire augmenter sa charge particulaire.

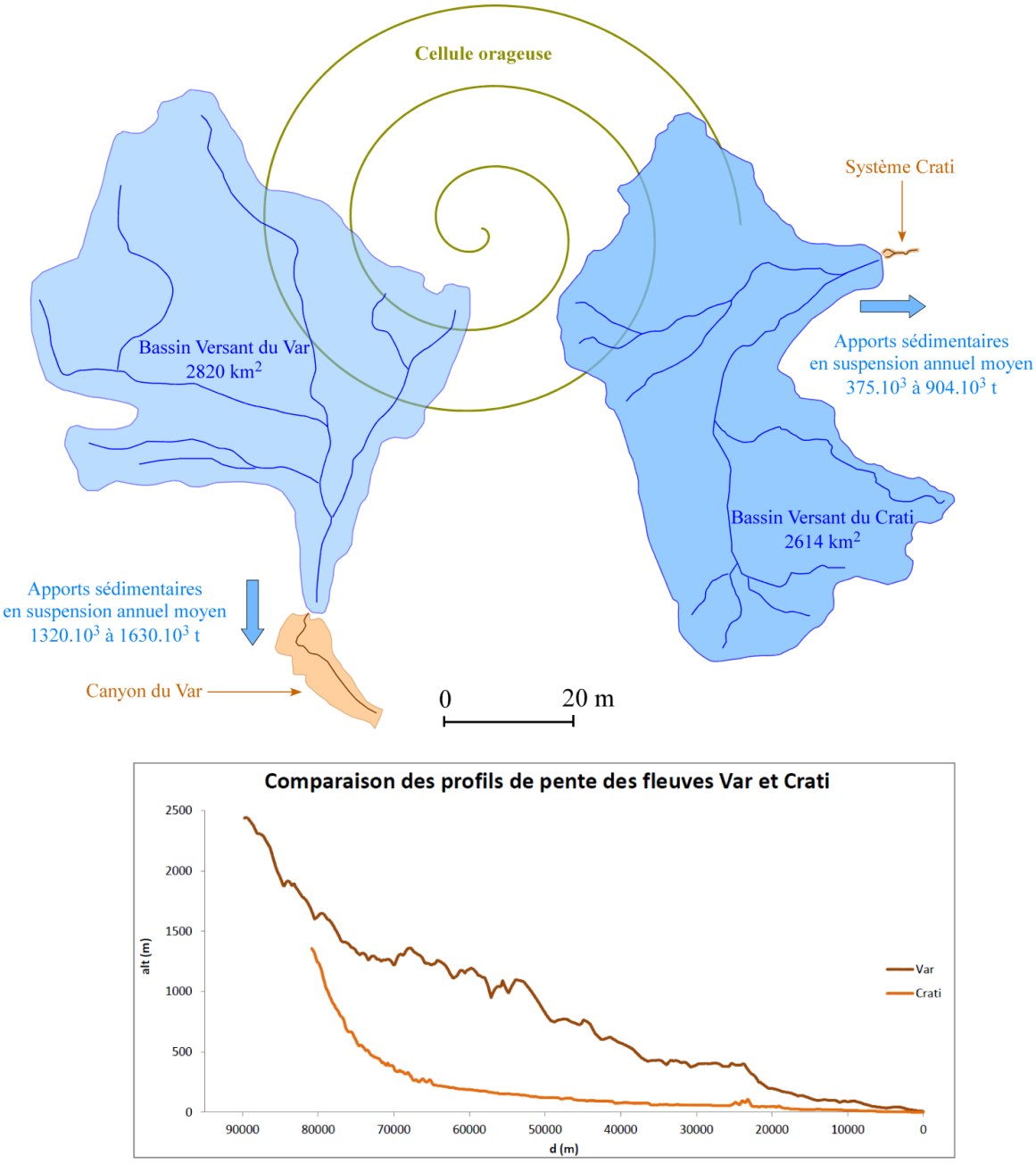


Figure 9-13 : Comparaisons des caractéristiques des deux plus grands bassins versants des Marges Ligure et Calabro-Ionienne, le Var et le Crati.

Toutefois, bien que le bassin versant du Crati ait atteint un profil à l'équilibre et serait donc moins sujet à des processus d'érosion que celui du Var, le fleuve Crati est le plus grand système de drainage de la Marge Calabro-Ionienne et celui présentant des débits liquides et solides théoriques les plus élevés, en périodes sèches ou humides. Or le canyon Crati est le plus petit système sous-marin de la marge. Il se met en place dans le large bassin sédimentaire Corigliano, dont l'inclinaison moyenne est d'environ 1,1° (Chapitres 5 et 6), tandis que l'inclinaison moyenne du reste de la Marge Calabro-Ionienne oscille entre 1 et 3° mais présente des inclinaisons pouvant atteindre plus de 7° localement sur la pente continentale supérieure (Chapitres 5 et 6), et que celle de la Marge Ligure varie de 5-6° en moyenne et pouvant atteindre 11-12°. Les apports fluviatiles seraient donc un facteur de contrôle sur le long terme, favorisant le développement des canyons dans le cas de marges continentales stables ou relativement stables. Toutefois, ce seul facteur sur le court terme n'expliquerait pas encore toutes les différences observées sur les caractéristiques morphométriques des canyons ou comment les canyons de configurations de tête TC1 ou TC2, et donc coupés de tous apports sédimentaires continentaux, restent actifs même en période de haut niveau marin. D'autres paramètres tels que les topographies pré-existantes ou les mouvements en masse et les courants marins pourraient alors répondre tout ou en partie à ces questions.

2.1.5. Les topographies pré-existantes : exemple de la topographie héritée du Messinien sur la Marge Ligure

Sur les deux marges étudiées, certains canyons déconnectés de leur système fluviatile à terre, du type TC1 (e.g. Canyons tributaires Votagrande) ou TC2 (e.g. canyons Roya, Nervia, Taggia, système Botricello), présentent soit un caractère dominant érosif (Chapitres 6 et 7), soit un caractère dominant aggradant (e.g. canyon Verde et canyons tributaires Arso et Nicà). Alors que les modèles de construction et d'évolution des canyons corrèlent les cycles d'aggradation aux périodes de haut niveau marin (déconnection des têtes de tout apport fluviatile) et les cycles d'incision aux périodes de bas niveau marin (connexion aux fleuves ; Twichell et Roberts, 1982 ; Posamentier et Vail, 1988 ; Rasmussen, 1994 ; Fulthrope et al., 2000 ; Baztan et al., 2005 ; Bertoni et Cartwright, 2005), dans notre étude, il est apparu que le caractère érosif ou aggradant des canyons ne dépendrait pas seulement de la connexion/déconnexion des têtes de canyons durant les cycles eustatiques (Chapitres 6 et 7).

Sur la Marge Ligure, l'analyse des profils sismiques (Figures 7-10, 7-11 et 7-12) a révélé que les canyons de la marge se situaient toujours dans des gouttières préalablement creusées au cours de la phase d'érosion messinienne (Ryan, 1976 ; Berné et al., 1999 ; Gorini et al., 2005 ; Bache et al., 2012). La morphologie et la structure interne des canyons de la Marge Ligure diffèrent suivant la morphologie même des gouttières messiniennes (Figures 7-10, 7-11 et 7-12). On observe en effet deux cas de figures de morphologie des gouttières messiniennes : une section étroite et profonde, et une section large et peu profonde.

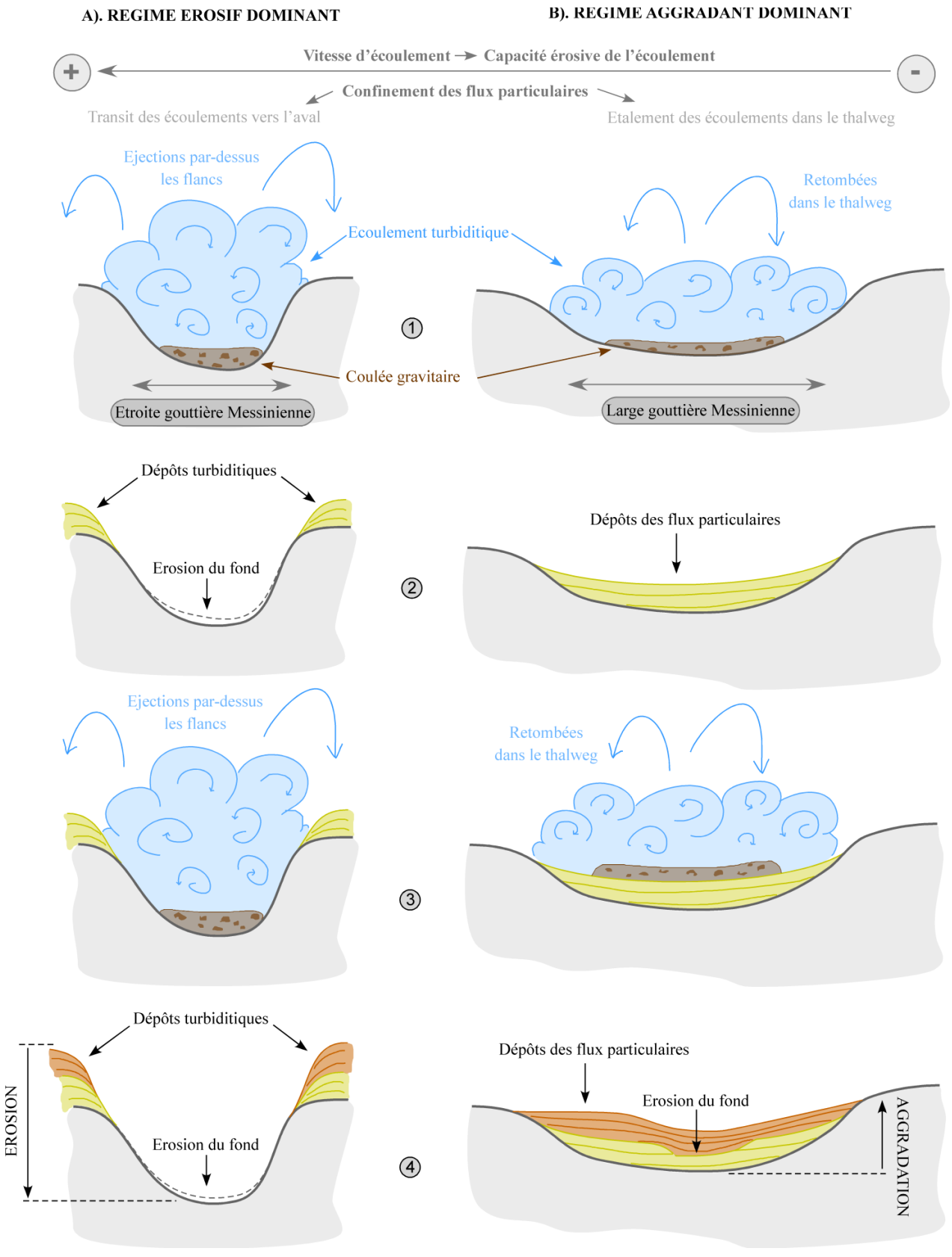


Figure 9-14 : Modèle du moteur érosion / dépôt des écoulements gravitaires dans les canyons en fonction des dimensions des gouttières messiniennes pré-existantes.

Lorsque les gouttières messiniennes sont étroites et profondes (cas des canyons du Var (Figure 7-10), de la Roya (Figure 7-11), de la Nervia et de la Taggia), les canyons Plio-Quaternaire

se caractérisent soit une accumulation de particules fines au sein du thalweg, soit par un by-pass de particules sédimentaires voire même l'érosion de la surface Messinienne, et donc un régime érosif dominant. Le dépôt sédimentaire est restreint aux côtés des gouttières, générant la construction étroite d'accumulations et dont les flancs internes sont affectés par de l'érosion (Figures 7-10 et 7-11). Lorsque les gouttières messiniennes sont larges et peu profondes (cas du canyon Verde ; Figure 7-12), les canyons Plio-Quaternaire se caractérisent principalement par un régime en aggradation, caractérisé par la présence de réflecteurs de forte amplitude (probablement composés de matériaux grossiers) et d'accumulations latérales bien développés (Figure 7-12). Une telle relation pourrait alors être expliquée par l'impact des dimensions des gouttières messiniennes sur la différence d'énergie cinétique et de capacité de transport des écoulements gravitaires transitant le long de conduits. Ainsi, pour un volume donné de particules sédimentaires transitant à travers les gouttières, vers l'Ouest, les faibles largeurs des gouttières associées induiraient sur les écoulements des vitesses et un pouvoir érosif plus forts du fait de la section réduite et du manque de place pour un dépôt particulaire. En revanche, à l'Est, les gouttières plus larges induiraient des vitesses plus faibles donc moins d'érosion et plus de dépôt de particules du fait du plus grand espace disponible et d'une perte et dispersion de l'énergie cinétique des écoulements (Figure 9-14). Ce phénomène va de plus être accentué par les flux particulaires délivrés dans les canyons : ceux-ci sont plus forts à l'Ouest et diminuent vers l'Est (Figure 7-8).

On suppose aussi que lorsque la gouttière est étroite, il est plus difficile de mettre en place de grandes quantités de dépôts sédimentaires du fait du manque de place ; les écoulements gravitaires ne font majoritairement que transiter le long du canyon, en érodant leur fond et en transportant la majorité de leur charge sédimentaire vers l'aval ou en la déposant latéralement par débordements (A-Figure 9-14). Par contre, si les gouttières sont larges, les flux particulaires sont moins confinés et à cause des énergies plus faibles des écoulements, ils peuvent s'étaler latéralement et induire une construction sédimentaire sur les bords de la gouttière, réduisant ainsi les dimensions des canyons actuels par rapport aux dimensions des gouttières Messiniennes (B-Figure 9-14).

La surface messinienne pré-existante agirait donc surtout sur le moteur érosion/dépôt des canyons en modifiant la vitesse et la capacité de transport des écoulements gravitaires. On peut également supposer que l'impact des paléo-incisions LGM de la Marge Calabro-Ionienne sera le même, au moins sur la partie du plateau et de la pente continentale. L'influence de la morphologie des gouttières pourrait être d'autant plus forte en période de bas niveau marin, lors de la connexion directe des canyons aux embouchures des fleuves à terre.

2.1.6. Les mouvements en masse et les courants marins

Les canyons dont la tête est une configuration TC3 (connectée à l'embouchure d'un fleuve) doivent être alimentés en permanence, même en période de haut niveau marin, par les écoulements gravitaires générés durant des épisodes de fortes crues. Leur activité doit donc être continue au

cours du temps. En revanche, les canyons sous-marins de configurations TC2 ou TC1 sont déconnectés de leur système subaérien en périodes de haut niveau marin au cours desquelles ils doivent être inactifs (Baztan et al., 2005 ; Curray et al., 2003).

Toutefois, au cours du haut niveau marin actuel, les canyons déconnectés de leur système subaérien sur les Marges Ligure et Calabro-Ionienne présentent toujours des signes d'activité et de construction actuelle ou récente (Chapitres 5, 6 et 7), représentés par des rides de galets et/ou un échofaciès sourd associé à la présence de dépôts grossiers (sable et gravier) pavant directement le fond des canyons. La période d'activité d'un canyon ne se résume pas à sa seule connexion potentielle avec son bassin versant à terre, mais peut dépendre également d'autres types d'alimentation.

Certaines têtes de canyons sont de grandes dimensions et ont une morphologie en grappe (T2b ; e.g. Système Botricello et canyons de la Roya, de la Taggia et de la Nervia) qui s'évase vers le continent. Cette morphologie est issue de l'imbrication de très nombreuses cicatrices d'arrachement (quelques à plusieurs dizaines de cicatrices par km^2) de faible volume (une centaine de m^3 à plus d'un millier de m^3 en moyenne). Quelques soient les facteurs déclenchant de ces glissements, ils génèrent une évolution régressive de la tête jusqu'à ce qu'elle atteigne le rebord du plateau continental. Le déclenchement des glissements se fait alors latéralement et permet l'accroissement de la tête. Celle-ci est donc en constante érosion, et la transformation des glissements en écoulements généreraient un apport sédimentaire suffisant à l'activité des canyons (Figure 9-6).

Certaines têtes de canyons sont aussi étroites et peu affectées par des glissements (T1a, T1b, T2a ; Chapitre 6) et généralement associées à une configuration du type TC1 ou TC2 (e.g. canyons Arso, Nicà, Votagrande, systèmes Esaro di Crotone et Assi ; Chapitre 6 et Annexes 1 à 6). On trouve dans la majorité de ces canyons la présence de champs de rides sédimentaires dans leur tête (systèmes Esaro di Crotone et Assi), voire dans leur corps et leur embouchure (canyons Votagrande). L'absence d'apports fluviatiles directs et la quasi-absence de cicatrices d'arrachements sur les flancs des canyons suggèrent qu'un autre facteur doit intervenir dans la construction sédimentaire et dans le maintien de l'activité de ces canyons en périodes de haut niveau marin (Chapitre 6). Or, des rides sédimentaires migrant dans le sens de la pente ont été observées sur le plateau continental à proximité des têtes de canyons (Figures 6-48, 6-52 ; Annexe 4-6). Elles sont probablement formées par l'action de courants tractifs (Biju-Duval, 1999 ; Paull et al., 2005 ; Xu et al., 2008).

L'étude de rides sédimentaires dans le canyon Monterey a mis en évidence un transport sédimentaire très actif même en période de haut niveau marin (Paull et al., 2005). La migration des rides sédimentaires vers le bas de la pente serait induite par l'action de courants de marée internes, qui serait la principale force motrice jouant dans ce canyon (Xu et al., 2008). De plus, des études empiriques ont démontrées que ces courants peuvent se propager le long des canyons (Coelho et al.,

2003) et qu'ils sont capables de générer des rides sédimentaires de 20-70 m de longueur d'onde et 1 à 3 m d'amplitude dans des zones peu profondes du canyon (20 à 250 m de profondeur d'eau) et leur migration vers le bas de pente (Xu et al., 2008).

Dans le cas de la Marge Calabro-Ionienne, les rides sédimentaires observées sur le fond des thalwegs présentent des longueurs d'onde moyenne de 100-200 m et une amplitude moyenne de quelques mètres (Chapitres 5 et 6 ; Annexes 1 à 6). Comme dans le cas du canyon Monterey (Smith et al., 2005 ; Xu et al., 2008), leurs crêtes sont perpendiculaires à la direction du canyon (Chapitres 5 et 6 ; Annexes 1 à 6), avec une concavité orientée vers l'amont (Chapitres 5 et 6 ; Annexes 1 à 6). Elles sont également asymétriques (Chapitre 5) avec un flanc amont plus court et plus pentu que le flanc aval. Il est par contre impossible d'établir leur sens de migration car nous ne disposons pas de plusieurs levés bathymétriques répétés dans le temps comme à Monterey (Smith et al., 2005).

En dépit du manque de preuves quant à l'action actuelle des courants de marée interne dans les canyons de la Marge Calabor-Ionienne, il a été montré que les canyons agissaient comme des pièges pour les ondes de marée interne (Petruncion et al., 1998 ; Mulder et al., 2012) et l'absence de tout apport fluviatile direct dans les canyons de configuration TC1 ou TC2 et d'instabilités sur leurs flancs laisse supposer que la présence des rides sédimentaires dans les thalwegs des canyons pourrait être liée à leur action.

2.2. Les facteurs contrôlant la position des canyons sous-marins sur une marge continentale

2.2.1. L'héritage de paléo-topographie lors de périodes de bas niveau marin

L'étude des canyons sous-marins des Marges Ligure et Calabro-Ionienne a montré que les canyons se mettent en place au sein de paléo-incisions formées durant des périodes de bas niveau marin (Figure 9-15 ; Chapitres 6 et 7). Cette situation est donc très similaire à une grande majorité de canyons de la Méditerranée (Migeon et al., 2012).

Dans le cas de la Marge Ligure, les canyons sous-marins se situent dans des paléo-incisions héritées de la Crise Messinienne. Ces gouttières ont donc canalisé les flux particulaires délivrés sur la marge et permis leur redistribution et dépôt préférentiel sur leur bordure, permettant ainsi le développement localisé des canyons Plio-Quaternaire sur l'emplacement des gouttières (Figure 7-10, 7-5 et 7-6). Elles s'étendent sur la pente continentale jusqu'à des profondeurs d'eau actuelle de 1600-1700 m (Figure 7-13). Leur profondeur varie de quelques centaines à plusieurs centaines de mètres et leur largeur de plusieurs à une dizaine de kilomètres (Chapitre 7). La profondeur de ces paléo-incisions est légèrement plus petite que celles des canyons actuels, tandis que leur largeur peut être jusqu'à deux fois plus grande que celle des canyons actuels. Les canyons formés au sein de ces paléo-incisions ne se ramifient pas entre eux (Chapitre 7).

Dans le cas de la Marge Calabro-Ionienne, nous n'avons observé aucune paléo-incision messinienne sur les profils sismiques à travers les canyons tributaires et les corps principaux des systèmes de canyons (Figures 6-29, 6-45 Annexe 1-10 ; Annexes 3 à 6). La Marge Calabro-Ionienne ayant cessé sa migration rapide seulement à partir du Pléistocène Moyen (Gueguen et al., 1998 ; Sartori, 2003 ; Minelli et Facenna, 2010), il n'existe plus aucune trace d'une potentielle érosion Messinienne qui si elle a existé, aura été effacée au cours du déplacement du bloc Calabro-Péloritain. Cependant, l'étude des profils Chirp à travers les têtes de canyons tributaires a révélé que dans la majorité des cas, celles-ci sont localisés au-dessus d'incisions creusées dans l'Unité 1 et se présentant comme des petites gouttières le long de la discordance U (Figures 6-37, 6-49, 6-53, 6-57, 6-61, 6-78 et Annexes 3 à 6). On suit ces gouttières et la surface U jusqu'à des profondeurs d'eau de 110-130 m, puis elles disparaissent vers 200 m de profondeur d'eau (Chapitre 6 et Annexes 3 à 6). La topographie de cette surface serait héritée du bas niveau marin du Dernier Maximum Glaciaire (Romagnoli et Gabbianelli, 1990 ; Zecchin et al., 2011 ; Figure 9-15).

Durant cette dernière période glaciaire (environ 20000 ans), le niveau marin aurait été plus bas d'environ 120 m par rapport à l'actuel (Sala, 2005 ; Lambeck et al., 2004 ; Figure 9-15). Ceci aurait permis aux systèmes fluviatiles d'éroder le plateau continental et d'inciser des paléo-vallées jusqu'à l'équivalent de 120 m de profondeur d'eau actuelle (Figure 9-15). Ces paléo-vallées ont été tout ou en partie ré-incisées par les canyons actuels présentant un fort caractère érosif, généralement associés à une configuration de tête du type TC3. Elles sont, en revanche, encore bien présentes dans les zones des têtes de canyons de configuration TC2 ou TC1 (Chapitre 6). Elles présentent alors des dimensions semblables aux canyons tributaires actuels (Chapitre 6 et Annexes 1 à 6). Toutefois, le contrôle des gouttières LGM sur la position des canyons tributaires et des corps principaux s'arrête lorsqu'elles disparaissent sur la pente continentale supérieure. Ceci expliquerait en partie les différents types de ramifications complexes observés sur la Marge Calabro-Ionienne, alors que les canyons Ligure sont isolés et que la partie supérieure des canyons tributaires de la Marge Calabro-Ionienne est toujours perpendiculaire à la ligne de côte et dans l'axe des systèmes fluviatiles à terre (Chapitre 6 et Annexes 1 à 6) alors que leur partie inférieure peut brusquement changer de direction et suivre la ligne de plus grande pente (e.g. système Esaro di Crotone).

La localisation des canyons étudiés est donc fortement liée à la présence de paléo-incisions sur le plateau continental et sur toute ou une partie de la pente continentale. Ces paléo-incisions étant dans le prolongement de fleuves côtiers, elles résulteraient de phases d'incision par les systèmes fluviatiles subaériens pendant les phases de baisse du niveau marin relatif. Ceci conforterait les modèles de formation des canyons sous-marins associés à des cycles d'émersion-érosion-dépôt (Posamentier et Vail, 1988 ; Posamentier et al., 1988 ; Baztan et al., 2005 ; Rouillard, 2010). Plus les paléo-incisions s'étendent loin sur la pente continentale plus la position des canyons actuels est fortement contrainte en leur sein et plus les canyons sont isolés les uns des autres (Figure 9-15). En revanche, moins les paléo-incisions s'étendent sur la pente continentale (Figure 9-15 ; cas LGM), moins elles contrôlent la position des canyons actuels ce qui favorise leur migration latérale

et la formation de ramifications complexes entres eux (Figure 9-15). Ainsi, la grande différence d'extension et de profondeur des paléo-incisions entre les Marges Ligure et Calabro-Ionienne pourraient expliquer les différences dans les ramifications et les dimensions des canyons étudiés (Figure 9-15).

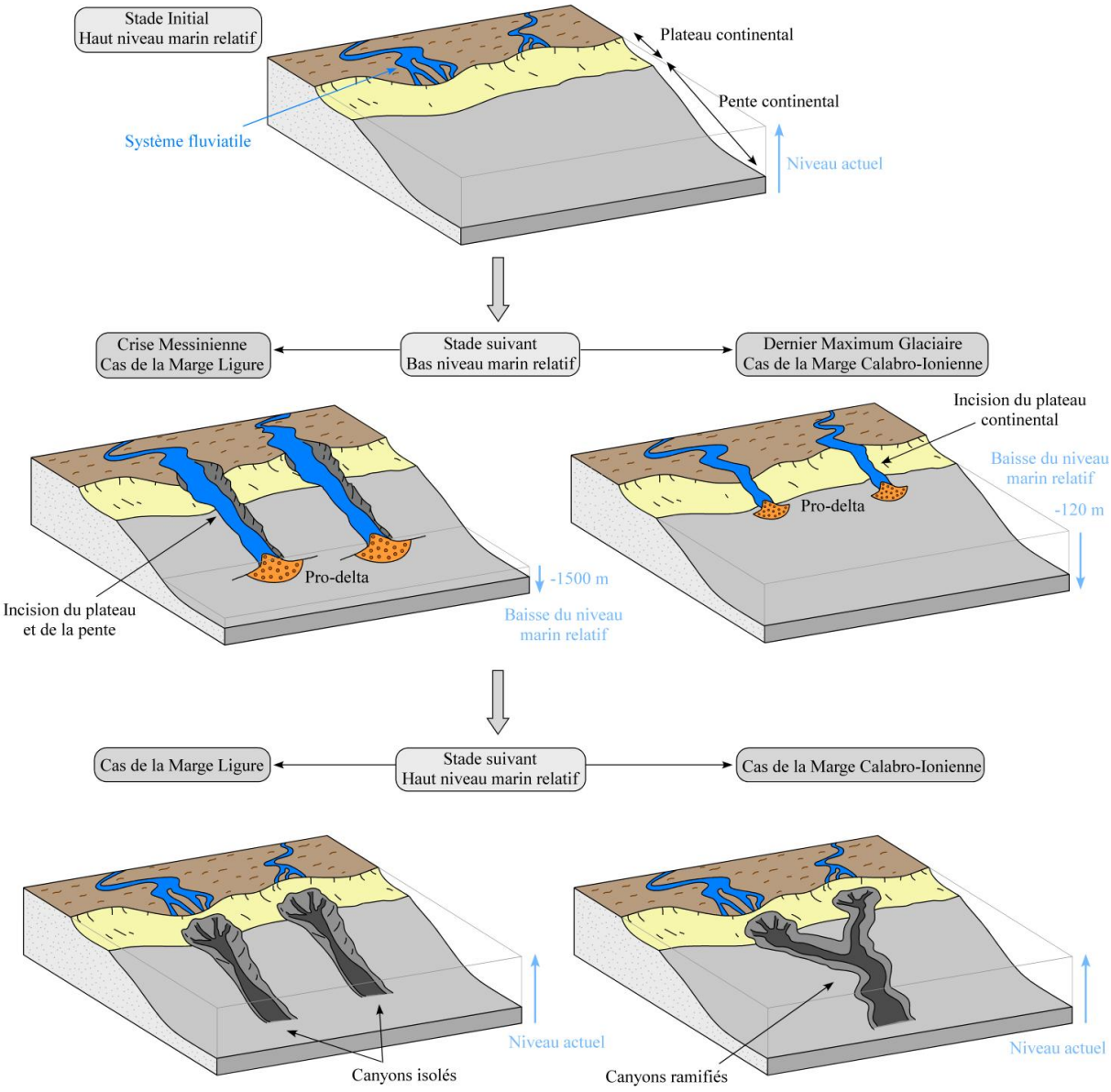


Figure 9-15 : Modèle montrant l'incision et la formation de paléo-vallées sur le plateau continental et la pente continentale, au cours de la Crise Messinienne (Cas de la Marge Ligure) et durant le Dernier Maximum Glaciaire (Cas de la Marge Calabro-Ionienne) et le contrôle sur la position et le type de ramification des canyons sous-marins lors du haut niveau marin suivant.

2.2.2. Les failles et systèmes de failles

Il a déjà été observé sur d'autres marges continentales que le jeu des failles jouerait un rôle sur le tracé du cours d'un canyon sous-marin et sur son architecture interne (Antobreh et Krastel,

2006 ; Mountjoy et al., 2009 ; Ratzov et al., 2012). Ce même phénomène de contrôle est aussi présent sur les marges Ligure et Calabro-Ionienne (Chapitres 6 et 7 ; Figure 9-16).

Sur la Marge Ligure, des failles normales potentielles ont été identifiées sur les profils sismiques grâce au décalage vertical de la surface d'érosion messinienne (Figures 7-11 et 7-13). L'activité de ces failles est Plio-Quaternaire (Post-Messinien et actuelle), mais leur corrélation avec les failles « actives » à terre est encore incertaine (Larroque et al., 2011). Les failles observées sont toujours localisées perpendiculairement à la direction de la marge et dans l'axe des thalwegs de certains canyons (canyons de la Roya, de la Nervia et de la Taggia ; Figure 7-13). La présence et l'activité des failles sur la marge pourraient jouer un rôle de deux façons différentes :

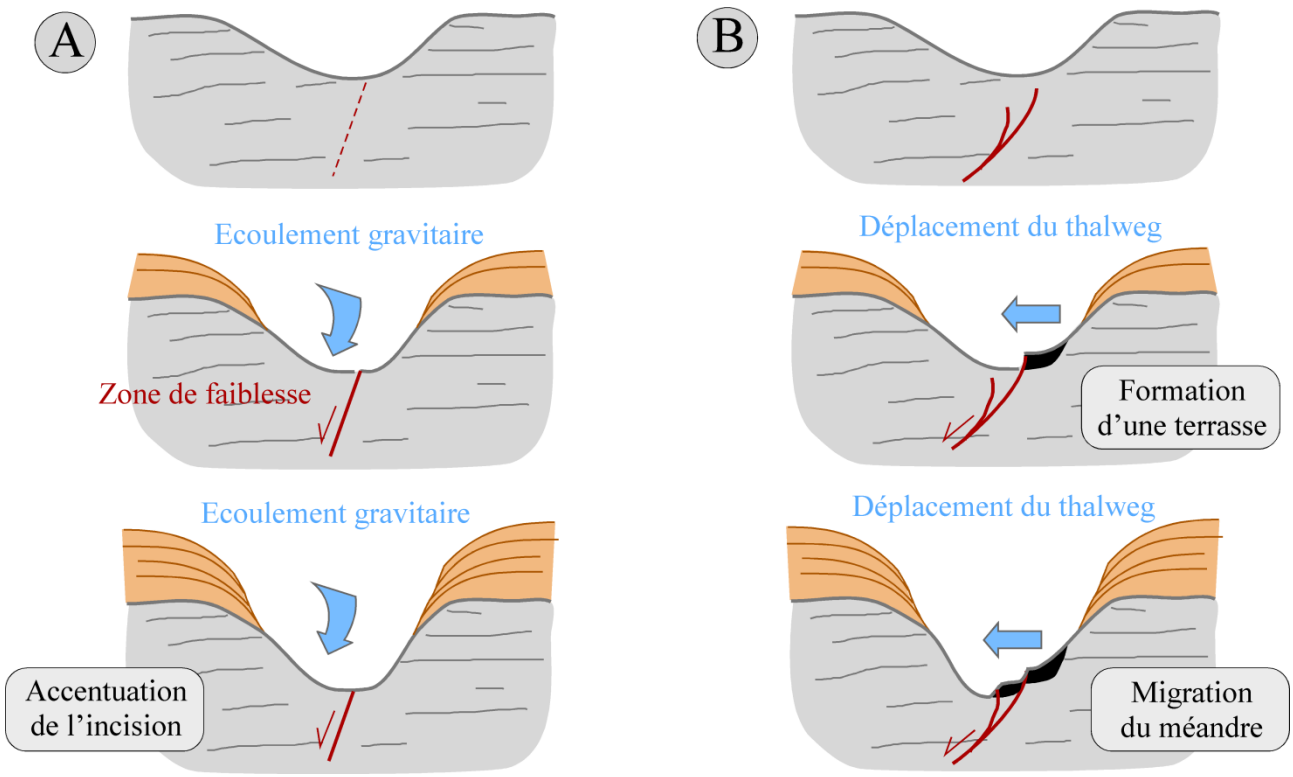


Figure 9-16 : Modèles montrant le contrôle des failles sur les canyons sous-marins. A) Une faille peut être une zone de faiblesse et un axe préférentiel pour la formation des canyons. B) Le jeu des failles peut contrôler le tracé, la formation de terrasses et la migration de méandres.

- les décalages verticaux qu'elles génèrent de façon continue au cours du temps modifient localement le profil longitudinal de la pente continentale, créant une topographie le long du plan de faille qui capte les apports particulaires et permettant un creusement localisé et soutenu au cours du temps. Si ces failles jouent de façon répétée, elles pourront accentuer le relief de l'incision et accélèreraient la formation du canyon (A-Figure 9-16).

- les failles étant aussi des zones de faiblesses, les écoulements gravitaires liés aux apports particulaires pourront plus facilement et rapidement éroder le fond marin le long de leurs plans qui

vont constituer des axes préférentiels pour la formation des canyons comme observé dans d'autres zones (Algan et al., 2002 ; Mountjoy et al., 2009 ; A-Figure 9-16).

La présence de failles jouerait donc sur la localisation des canyons et sur la rapidité à laquelle les incisions pourront se créer. Ceci pourrait expliquer que les canyons de la Roya, de la Nervia et de la Taggia aient une profondeur d'incision similaire à celle du canyon du Var alors que leurs bassins versants sont plus petits (Chapitre 7). Les failles ne semblent toutefois pas être le facteur principal favorisant la formation des canyons puisque certains n'en présentent aucune trace d'activité.

Sur la Marge Calabro-Ionienne, certains canyons sont confinés dans un corridor contrôlé par un système de failles profondes identifiées sur les profils sismiques (e.g. système Punta di Alice de la Marge Calabro-Ionienne ; Chapitre 6). L'activité du système de failles est relativement récente, puisqu'elle affecte la base de l'Unité sédimentaire PQ3 contemporaine à la mise en place des canyons, guidant ainsi leur formation et position (Annexe 1). Le jeu de ce système de failles a généré l'affaissement d'une zone, créant une dépression d'une centaine de mètres. Cette dépression deviendrait alors une zone de faiblesse favorisant une plus grande érosion responsable de la troncation des réflecteurs de l'Unité sous-jacente (PQ2), et permettant le captage et le passage répétés d'écoulements gravitaires (Annexe 1).

Certaines des failles atteignent aussi le fond de mer où elles sont associées à la présence de terrasses : leur jeu vertical pourrait jouer un rôle dans la formation de terrasses comme cela a été décrit dans le canyon du Cap Timiris (Antobreh et Krastel, 2006). Une fois le canyon formé et confiné au droit d'un système de failles, tout mouvement vertical affectera le fond du thalweg, pouvant ainsi déstabiliser un flanc de canyon et générer la formation d'une terrasse formée par ces glissements. On pourrait également supposer que dans le cas du canyon Punta di Alice que le jeu de failles aurait provoqué l'affaissement d'un flanc de canyon par rapport à un autre (B-Figure 9-16), provoquant alors une ré-incision du thalweg dans la zone de plus grand affaissement du fait du changement du niveau de base du thalweg (B-Figure 9-16). La ré-incision du thalweg générera alors la formation d'une terrasse, marquant son ancien niveau de base (B-Figure 9-16 ; Annexe 1). Un nouveau mouvement vertical des failles pourra de nouveau abaisser le niveau de base du thalweg (B-Figure 9-16), formant une seconde génération de terrasses (B-Figure 9-16). La succession du jeu de failles et la formation de différentes générations de terrasses favoriseraient alors la migration latérale du thalweg et la formation de méandres (B-Figure 9-16) comme décrit ailleurs (McHugh et al., 1998).

Enfin, dans le cas du segment Nord de la Marge Calabro-Ionienne, les systèmes de canyons, principalement de ramification du type R1 (Chapitre 6), ne se développent pas nécessairement selon la plus grande pente et peuvent présenter localement une direction parallèle à la ligne de côte lorsqu'ils rencontrent des obstacles, tels des hauts structuraux. C'est le cas de la Ride Amendolara-

Cirò qui dévie tous les canyons tributaires des systèmes, ainsi que la partie supérieure du Chenal Corigliano complètement plaqués sur le flanc Sud-Ouest de la Ride (Figure 9-17 ; Chapitre 6). Le tracé des canyons serait influencé par la présence de reliefs pré-existants ou contemporains des canyons, contrôlés structuralement comme sur la marge Hikurangi en Nouvelle-Zélande (Mountjoy et al., 2009) ou sur la Marge Sud-Colombienne (Ratzov et al., 2012).

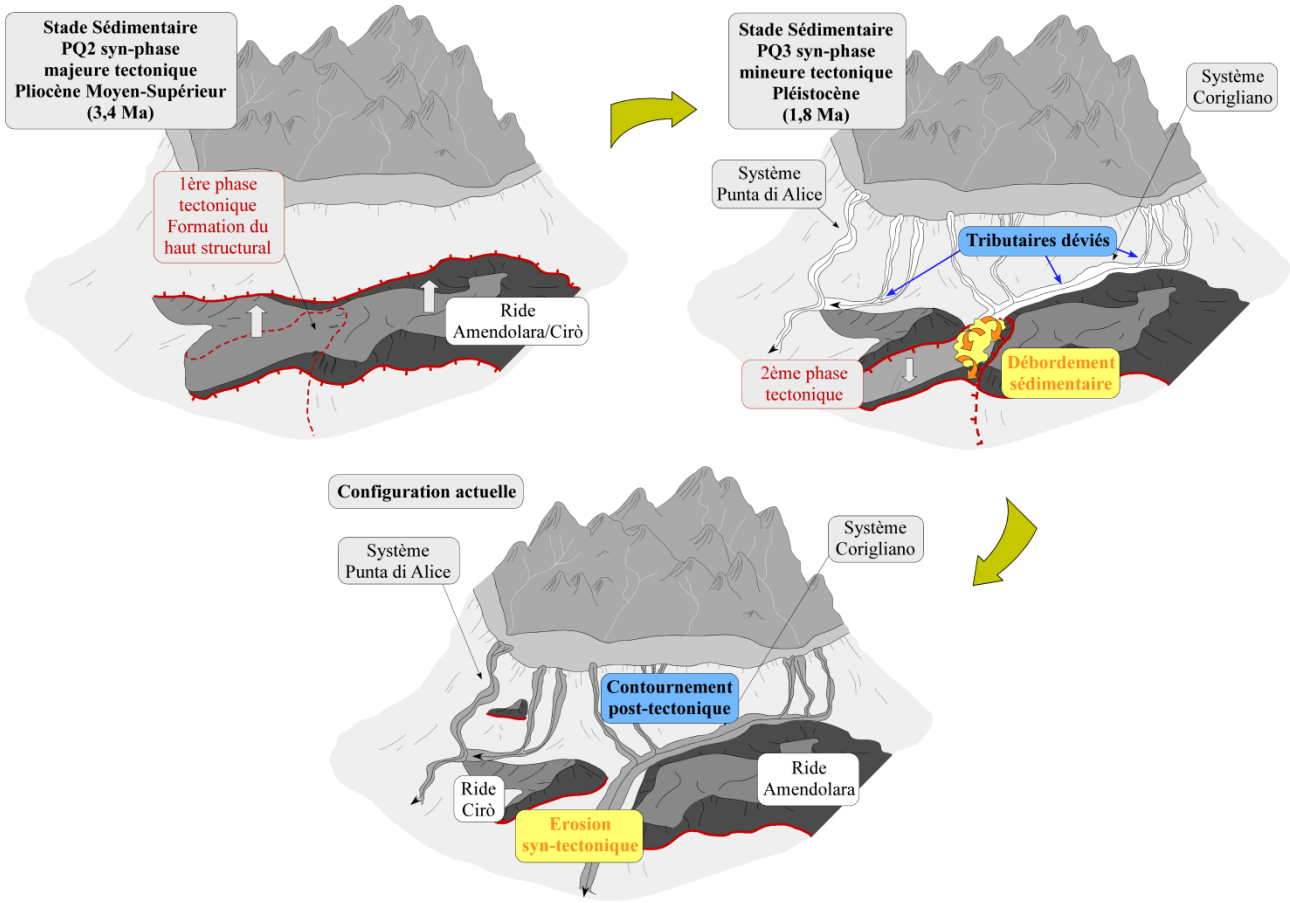


Figure 9-17 : Modèle illustrant l'action d'un haut structural contrôlé tectoniquement sur le trajet d'un canyon sous-marin, le déviant si sa formation est postérieure à un évènement tectonique, ou se faisant inciser si la formation du canyon et un évènement tectonique sont synchrone.

2.2.3. Sorties de fluides

Sur la Marge Calabro-Ionienne, des zones du plateau continental et de la pente continentale supérieure sont caractérisées par des sillons allongés dans le sens de la pente continentale (Chapitres 5 et 6). Ces sillons semblent constituer une zone de petits tributaires à certains systèmes de canyons tels celui d'Esaro di Crotone (Figure 5-9 et Annexe 2-2), du canyon Sellia (Figures 5-14 et 6-48), ainsi que tous ceux constituants le fond du Bassin Corigliano (Figure 5-12). Tous ces canyons sont de configurations TC1, sans connexion à aucun système subaérien (Chapitres 5 et 6) ou cicatrices de glissements. Ce sont donc des conduits confinés à la pente continentale, dont la formation n'est

pas liée à l'action d'écoulements gravitaires comme observé sur la marge des Cascades (Orange et Breen, 1992).

Sur les profils Chirp, ces sillons présentent un échofaciès perturbé au sein duquel les réflecteurs sont incurvés vers le bas, suggérant la présence de conduits verticaux de circulation de fluides (Chapitre 5). Certains de ces conduits atteignent le fond de la mer ; ils peuvent être surmontés dans la colonne d'eau par des échos hyperboliques interprétés comme des échappements de gaz suggérant qu'ils sont actifs. Un faible nombre de conduits sont aussi enfouis et sont donc supposés inactifs (Chapitre 5). On trouve ces évidences de circulations plus particulièrement dans le Bassin Corigliano et sur le plateau continental du segment Sud de la marge (Chapitre 5).

Des structures semblables ont été étudiées sur la Marge de la Guinée Equatoriale (Jobe et al., 2011) et interprétées comme des alignements de *pockmarks* liés à des échappements de gaz provenant de thalwegs de canyons enfouis. Toutefois, dans le cas de la Marge Calabro-Ionienne, on retrouve autant ces échappements dans des zones de têtes de canyons, au droit de paléo-incisions du Dernier Maximum Glaciaire (Figure 5-9), que dans des zones du plateau continental sans évidence claire de canyons enfouis (Figure 5-14) ou dans des bassins sédimentaires à fort taux de sédimentation (Figure 5-12). Ils ne seraient donc pas forcément la trace de canyons abandonnés. En revanche, ces zones de *pockmarks* sont toutes associées à un contexte local de tectonique compressive, et se localisent sur les flancs ou en bordure de hauts structuraux (Figure 5-1 ; hauts structural Rizzuto et Ride Amendolara). Le contexte tectonique compressif serait idéal dans l'expulsion de fluides interstitiels par compaction sédimentaires (Orange et al., 1997). Des canyons sans-têtes, étudiés sur les flancs de structures anticlinales en contexte de marge active, se seraient formés grâce à des glissements générés par la déstabilisation des dépôts et des forces de suintement dues à l'excès de pression (Orange et al., 1997). L'expulsion des fluides provoquant la déstabilisation des dépôts pourrait autant se faire le long de failles de chevauchements que le long de conduits stratigraphiques ou le long de discordances (Orange et al., 1997). Ainsi la répétition de ces déstabilisations formerait à terme des canyons de configuration TC1, par érosion régressive des dépôts de la pente continentale (Orange et al., 1997).

Dans cette étude, ces sillons, de dimensions plus réduites, représenteraient des zones de faible cohésion et donc soumises plus facilement à l'érosion. Ces alignements pourraient donc être le point de départ d'un canyon. Ils se localisent dans des zones de faiblesses, telles des failles ou des zones de chevauchements (Figure 9-18 ; Chapitres 3 et 5). Ces alignements de *pockmarks* peuvent se localiser autant dans des zones de tributaires secondaires de canyons (e.g. canyons Sellia et Esaro di Crotone, Chapitre 6 et Annexe 2) que dans des zones du plateau continental non-incisées par des canyons (Chapitre 5); contrairement aux observations faites sur la marges des Cascades (Orange et al., 1997). De plus, sur les flancs ou aux abords du haut structural Stilo, plus au Sud, où se mettent en place de part et d'autres les deux gros systèmes de canyons Caulonia-Siderno et Squillace (Figure 5-1), bien que l'on ne retrouve que très peu de traces d'alignements de *pockmarks* (Figure 5-9), on observe la présence d'échos hyperboliques dans la colonne d'eau notamment dans la zone

de la tête Badolato caractéristique d'une zone d'expulsion de fluides dont la trace superficielle est désormais effacée (Figure 6-61).

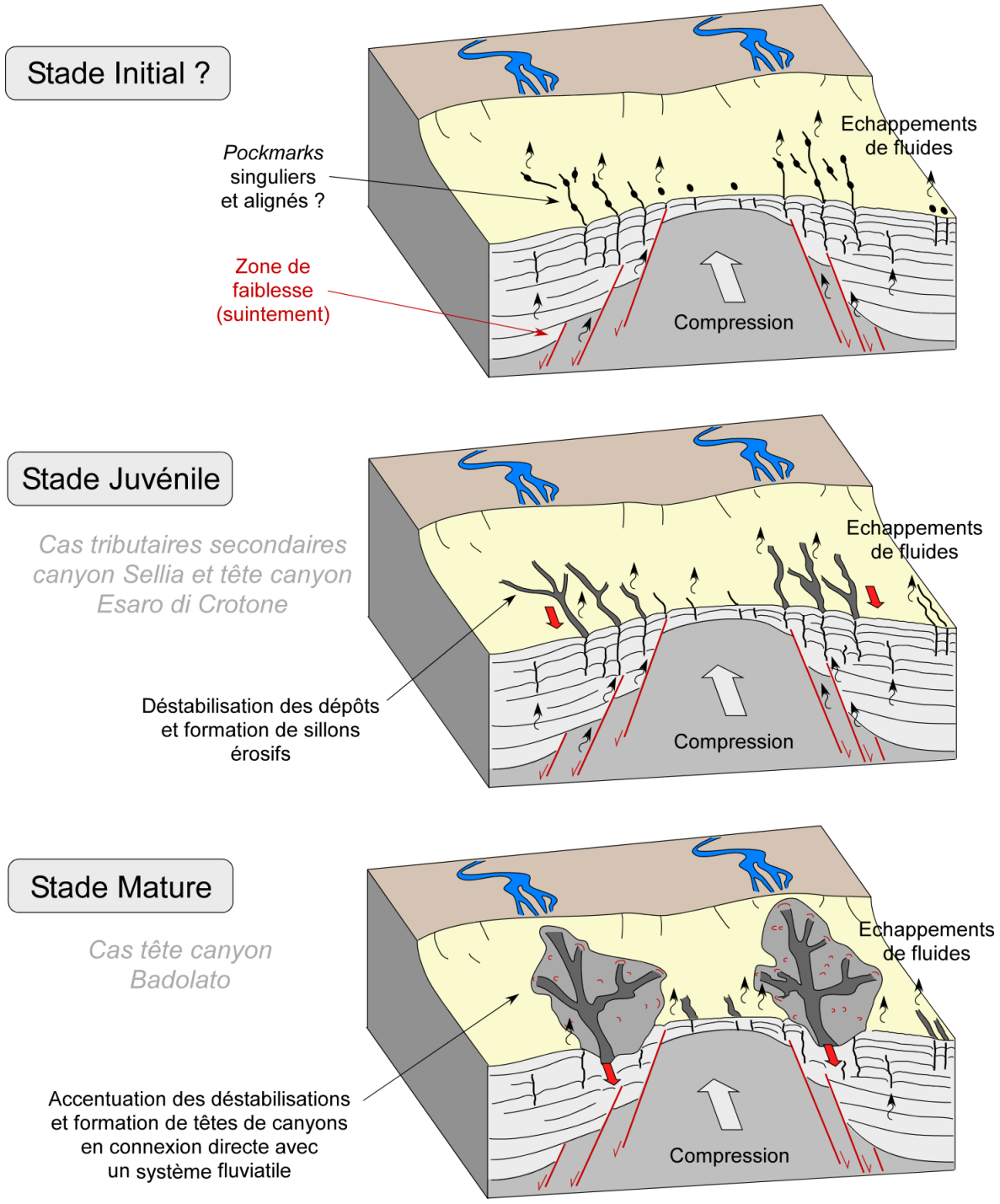


Figure 9-18 : Modèle illustrant les différents stades de l'initiation et la formation de têtes de canyons sous-marins sous l'impact d'échappements de fluides en contexte de marge active.

Ainsi, lors d'un stade initial, le contexte de marge active compressive favoriserait la compaction sédimentaire, générant alors l'expulsion de fluides interstitiels et la formation d'alignements de *pockmarks* suivant les zones de faiblesses sous-jacentes (Figure 9-18). Dans le cadre de cette étude, nous n'avons pas observé des *pockmarks* isolés, mais des sillons laissant

supposer un stade encore plus avancé, les échappements ponctuels étant gommés par l'érosion joignant les *pockmarks* et formant les sillons observés (Figure 9-18). En effet, la déstabilisation des dépôts de faible cohésion favoriseraient alors ces zones à une plus grande érosion, connectant les *pockmarks* alignés dans le sens de la pente sous forme de sillons érosifs (Figure 9-18), tels qu'on l'observe pour la zone de tributaires secondaires au Nord-Est du canyon Sellia (Système Squillace ; Chapitre 6) et que pour la tête du systèmes Esaro di Crotone (Annexe 2). La continuité des échappements de gaz et l'impact des glissements régressifs dans ces zones de faiblesses élargiraient ensuite ces sillons jusqu'à en former des têtes de canyons, qui pourront à terme capter et se connecter à l'embouchure d'un système subaérien, si présent, et devenir un canyon dit mature (Figure 9-18). On pourra encore observer des échappements de gaz (échos hyperboliques) dans la colonne d'eau, reliques de zones de *pockmarks*, bien que désormais complètement érodés par les canyons sous-marins (Figure 9-18).

2.2.4. Les MTDs

Des études montrent que des canyons incisant peu le plateau continental seraient génétiquement liés à de dépôts de transport en masse (canyons du système de Rosetta sur la Marge du Nil ; Rouillard, 2010). Ils seraient le résultat de l'interaction complexe entre les glissements ou écoulements en masse et la localisation de l'exutoire du bassin versant au cours des variations du niveau marin relatif et des apports sédimentaires (Rouillard, 2010).

Sur la Marge Calabro-Ionienne, le canyon Assi de configuration TC1 ne se met pas en place au droit d'une paléo-incision héritée du LGM (Chapitre 6) mais sur le haut structural Stilo où de grandes instabilités sont associées au Dernier Maximum Glaciaire (Figure 6-80 ; Chapitre 6). Dans sa partie supérieure, le canyon Assi s'est installé dans une cicatrice d'arrachement (MTD_A1-b) en la ré-incisant (Figure 6-80). La limite amont de cette cicatrice se localise sur le rebord du plateau continental (Figure 6-80). Lors de la période de bas niveau marin, l'embouchure du fleuve à terre a pu être captée par les cicatrices de glissements qui auraient canalisées les apports détritiques sur la pente continentale, permettant ainsi la formation d'une incision qui aurait formée à terme le canyon comme cela a été décrit pour les canyons de Rosetta (Rouillard, 2010). En revanche, dans sa partie inférieure, le thalweg du canyon Assi recoupe le MTD_A2-a (Figure 6-80), mais serait guidé par le flanc Est de la cicatrice, le ré-incisant complètement et donnant au tracé du thalweg la même morphologie sinueuse que le flanc de la cicatrice (Figures 6-80 et 6-81).

Ainsi, lors de la baisse du niveau marin relatif du LGM, le trait de côte avance sur le plateau continental provoquant le surcreusement du fleuve (Figure 9-19). L'augmentation des apports sédimentaires et les variations glacio-eustatiques auraient déclenché les instabilités observées sur le haut structural Stilo, d'abord en haut de pente continentale (MTD_A1-a et MTD_A1-b), puis d'autres plus bas sur la pente (MTD_A2-a et MTD_A2-b ; Figure 9-19).

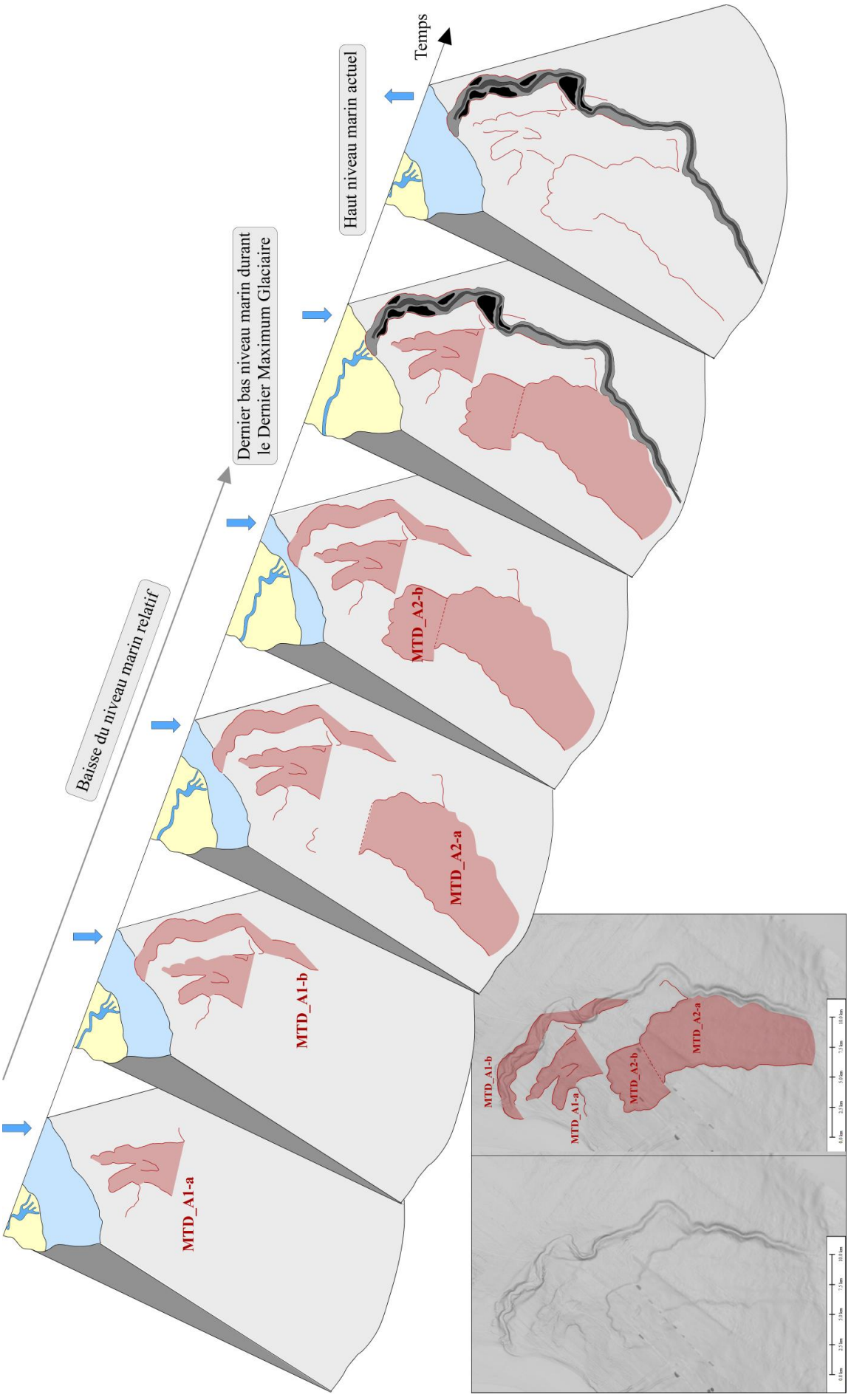


Figure 9-19 : Modèle de formation du canyon Assi, contrôlé par les MTDs sur le haut structural Stilo, durant la baisse et le dernier bas niveau marin relatif du Dernier Maximum Glaciaire.

Les cicatrices des déstabilisations en haut de pente joueraient alors un rôle majeur dans la localisation du canyon sous-marin Assi (Figure 9-19). Lors du bas niveau marin du LGM, le trait de côte se situe en bordure de plateforme. Les écoulements et les apports détritiques fluviatiles étaient alors canalisés par la cicatrice MTD_A1-a dont la limite amont est sur le rebord du plateau continental (Figure 9-19). Les écoulements gravitaires générés en embouchure du système fluviatile auraient provoqué l'érosion de la pente continentale et la sur-incision de la cicatrice du MTD_A1-a dans laquelle les écoulements seraient canalisés, provoquant ainsi l'initiation du canyon Assi et la formation d'une première génération de terrasses marquant l'ancien niveau de base de la cicatrice d'arrachement (Figure 9-19 ; Chapitre 6). A force d'écoulements gravitaires transitant dans le canyon, les méandres du canyon auraient migré et formé des générations de terrasses successives (Chapitre 6). Toutefois, la géométrie en zigzag de la cicatrice contrôlerait également l'évolution du thalweg et de ses méandres, les contraignant à suivre des directions orthogonales (Figure 9-19). En revanche, sur la pente continentale inférieure, les écoulements transitant vers le bassin profond suivraient la plus forte pente et seraient captés par la cicatrice MTD_A2-a (Figure 9-19 ; Chapitre 6). Plaqués contre son flanc Est, les écoulements l'auraient ré-incisé et auraient donc contrôlé la position et la formation du canyon Assi sur la pente continentale inférieure du haut structural Stilo (Figure 9-19 ; Chapitre 6). Lors de la remontée du niveau marin, le trait de côte aurait reculé et le système fluviatile se serait déconnecté de la tête du canyon Assi nouvellement formé (Figure 9-19), le privant de tout apport fluviatile (Chapitre 6). L'aggradation du canyon aurait alors commencé sous l'action d'apports résultant de petits mouvements en masses affectant les flancs du canyon (Chapitre 6).

2.3. Figure de synthèse

L'étude des différents paramètres et caractéristiques morphométriques et morphologiques des canyons sous-marins étudiés des Marges Ligure et Calabro-Ionienne, montre une évolution en fonction de la variabilité de paramètres de forçage telle la tectonique, les apports sédimentaires ou la largeur du plateau continental (Bourget et al., 2011 ; Ratzov et al., 2012) et synthétisée dans la figure 9-20.

L'impact des apports sédimentaires et le forçage tectonique sur les paramètres des canyons sous-marins ont déjà été observés sur d'autres marges continentales. Sur la marge convergente Makran, les conditions d'équilibre des canyons seront d'autant plus élevées que les apports sédimentaires seront élevés (Bourget et al., 2011), de la même manière que nous l'avons observé. En revanche, ces conditions d'équilibre sont plus élevées dans des zones à plus forte déformation et à inclinaison élevée (Bourget et al., 2011), contrairement à ce observé sur les deux Marges Ligure et Calabro-Ionienne, car dans leur cas la déformation est compensée par l'action érosive (Bourget et al., 2011). Toutefois, ces deux études concluent de la même manière ***: moins la déformation de la marge sera compensée par l'action érosive et des apports fluviatiles élevés, plus les conditions d'équilibre des canyons seront faibles et le canyon juvénile*** (Figure 9-20 ; Bourget et al., 2011).

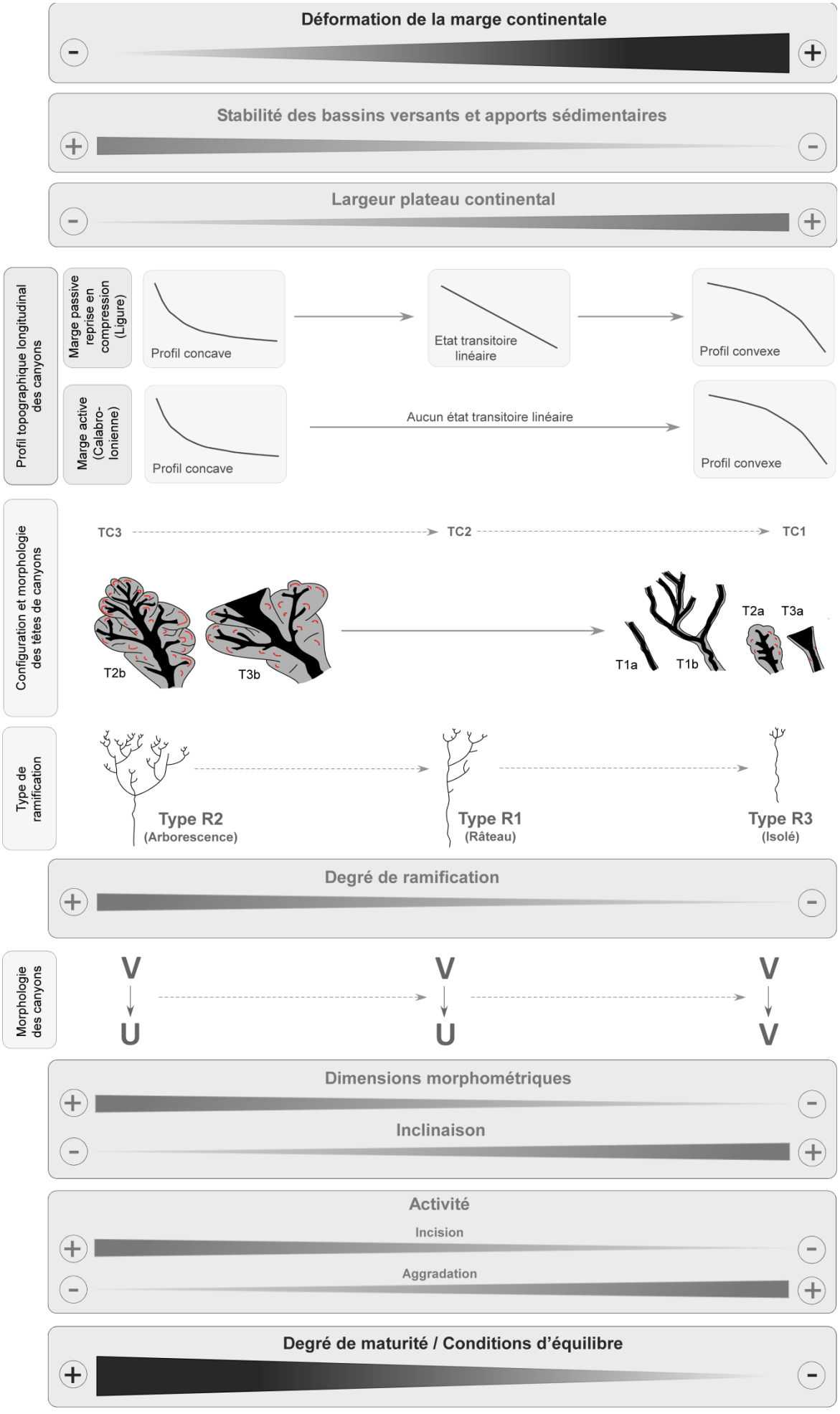

Déformation de la marge continentale
-
+
Stabilité des bassins versants et apports sédimentaires
+
-
Largeur plateau continental
-
+
Profil topographique longitudinal des canyons
Marge passive reprise en compression (Ligure)
Profil concave
Etat transitoire linéaire
Profil convexe
Marge active (Calabro-Ionienne)
Profil concave
Aucun état transitoire linéaire
Profil convexe
Configuration et morphologie des têtes de canyons
TC3
TC2
TC1
T2b
T3b
T1a
T1b
T2a
T3a
Type de ramification
Type R2
(Arborescence)
Type R1
(Râteau)
Type R3
(Isolé)
Degré de ramification
+
-
Morphologie des canyons
V
U
V
U
V
V
Dimensions morphométriques
+
-
Inclinaison
-
+
Activité
Incision
+
-
Aggradation
-
+
Degré de maturité / Conditions d'équilibre
+
-

Figure 9-20 (page précédente) : Modèle de synthèse associant les différentes caractéristiques morphologiques et morphométriques des canyons sous-marins avec les facteurs de contrôle, tels la déformation d'une marge continentale, la stabilité des bassins versants et des apports sédimentaires et la largeur du plateau continental.

En revanche, ***plus l'action érosive et les apports fluviatiles compensent la déformation de la marge, plus les canyons auront des conditions d'équilibre élevée et seront matures*** (Figure 9-20 ; Bourget et al., 2011). Les canyons sous-marins seraient donc de bons marqueurs des zones stables ou en cours de déformation le long d'une marge continentale.

3. L'ORIGINE DES CANYONS SOUS-MARINS

En partant des analyses morphologique et morphométrique des canyons des Marges Ligure et Calabro-Ionienne, on observe que certains canyons comme ceux du Var et du Paillon sur la Marge Ligure ou la majorité des systèmes de canyons du type R2 sur la marge Calabro-Ionienne présentent des paramètres de taille, d'incision et de sinuosité plus grands que les autres canyons des marges étudiées dans ce travail. Ces canyons se différencient aussi des autres par leur configuration de têtes du type TC3 et leur connexion directe avec des fleuves ou torrents côtiers (Chapitres 6 et 7). En revanche, d'autres canyons comme ceux de la Roya, de la Nervia et de la Taggia sur la Marge Ligure, ou encore le système Botricello ou certains tributaires des systèmes Corigliano et Bovalino / La Verde ont une morphologie moins prononcée alors qu'ils sont aussi situés dans la continuité d'un système fluviatile subaérien (Chapitres 6 et 7). Dans leur cas, les têtes de canyon ont une configuration du type TC2 et ne sont pas en connexion directe et permanente avec l'embouchure des fleuves côtiers. Enfin, le canyon Verde, les systèmes Esaro di Crotone, Assi et les tributaires Votagrande du système Punta di Alice ont leurs têtes confinées sur le haut de la pente continentale et il n'existe à terre qu'un réseau fluviatile potentiel et /ou très limité et très peu développé (Chapitres 6 et 7). ***Ceci pose donc la question de l'origine des canyons.***

Les canyons sont classiquement associées à des phases de creusement par les fleuves côtiers pendant les périodes de plus bas niveau marin (Posamentier et Vail, 1988 ; Baztan et al., 2005). Sur les deux marges étudiées, nous avons observé la présence de paléo-incisions associées à la Crise de Salinité Messinienne sur la Marge Ligure, et au LGM sur la Marge Calabro-Ionienne (Chapitres 6 et 7). Mais comment expliquer l'absence de paléo-incisions associées à certains canyons de la Marge Calabro-Ionienne (e.g. Crati, Trionto, Assi ou La Verde) ou la présence d'un canyon en l'absence d'apports particulaires soutenus au cours du temps en provenance du continent (e.g. canyons Verde ou Esaro di Crotone) ?

3.1. Modèle synthétique de formation et d'évolution des canyons sous-marins sur la Marge Ligure

- Les canyons sous-marins Plio-Quaternaire de la Marge Ligure se sont construits au droit de paléo-incisions héritées de la Crise de Salinité Messinienne durant le Miocène Supérieur (A-Figure 9-21). La baisse du niveau marin de 1200 à 1500 m (Gorini et al., 2005) a ainsi permis une érosion subaérienne du plateau et de la pente continentale par les systèmes fluviatiles pour atteindre leur niveau de base (A-Figure 9-21), la progradation de deltas conglomératiques en base de pente continentale et le dépôt d'évaporites dans le bassin profond (Savoye et Piper, 1991 ; Sage et al., 2011 ; Ryan, 2009 ; A-Figure 9-21).

- A la fin de la Crise Messinienne, la remontée rapide du niveau marin relatif au Pliocène se serait faite en une période de quelques mois à deux ans pour 90% de la masse d'eau (Garcia-Castellanos et al., 2009). Cette rapidité n'a pas laissé le temps aux fleuves de se réadapter à ce changement de niveau de base : ils ont donc continué à éroder leurs bassins versants durant le Pliocène. Ainsi, les matériaux grossiers transportés sont rapidement accumulés aux embouchures des fleuves désormais ennoyées, formant ainsi des Gilbert-Deltas (Clauzon et al., 1995 et 1996 ; B-Figure 9-21). Le transport sédimentaire fluviatile étant stoppé en haut de pente continentale, un drapage de marnes carbonatées hémipélagique se dépose sur toute la pente continentale de manière plus ou moins uniforme (Savoye et Piper, 1991 ; B-Figure 9-21), autant au sein des paléo-incisions Messiniennes que sur leurs flancs ou dans des zones non-affectées par la présence de paléo-canyons (B-Figure 9-21), comme cela a été observé sur les profils sismiques (Chapitre 7). Durant le Pliocène, les paléo-canyons sont donc privés de tout apport fluviatile, et ont été relativement inactifs pendant toute la remontée du niveau marin post-messinien et le haut niveau marin Pliocène. Cependant, la surface d'érosion au sommet de l'Unité P illustre le retour de forts apports particulaires, probablement corrélés à un bas niveau marin durant lequel les embouchures des fleuves se connectent aux têtes des canyons. Quatre unités sédimentaires ont ensuite été identifiées au toit de cette surface d'érosion. Dans le Golfe du Lion, Rabineau (2001) a identifié cinq séquences sédimentaires d'âge Plio-Quaternaire et corrélé aux derniers cinq cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans (entre 540 000 ans et 18 000 ans). En effet, au cours du Plio-Quaternaire les variations eustatiques sont principalement gouvernées par le climat (volumes des masses d'eau ; Shackleton et Opdyke, 1977 ; Rabineau, 2001), et l'influence des cycles de glaciation/déglaciation haute fréquence ne se ferait ressentir en Méditerranée qu'à partir de 450 000 ans (Ruddiman et al., 1989). La Marge Ligure étant proche de celle du Golfe du Lion, il est possible que les cinq unités sédimentaires observées soient également corrélées à ces cinq derniers cycles de haute fréquence. Toutefois, ceci signifierait qu'il n'y aurait pas eu d'apports sédimentaires dans les canyons entre la fin du Pliocène et les derniers 450 000 ans. Cette hypothèse est peu probable du fait de la connexion entre les têtes de canyons et les embouchures de leurs bassins versants. Les surfaces d'érosion et les cinq unités sédimentaires identifiées dans les canyons seraient donc plutôt associés à des cycles

glacio-eustatiques de plus basse fréquence. Quelle que soit l'origine, la surface d'érosion au toit de l'Unité P doit correspondre à une baisse du niveau marin qui a provoqué une augmentation des apports dans les canyons du fait de la progradation de la ligne de rivage et de la captation des embouchures des fleuves par les paléo-incisions. Durant cette période, les canyons sous-marins, mais surtout leurs têtes, sont des zones de by-pass et de processus érosifs très actifs. L'Unité Pliocène a toutefois principalement été sur-incisée au sein des thalwegs des canyons, générant parfois des structures en marches d'escalier (Figure 7-10). Ce processus d'incision axiale a été décrit dans le canyon Bourcart où il a été associé à l'activité des courants de turbidités et hyperpycnaux lors de connexion entre les embouchures des fleuves et les têtes de canyons durant les bas niveaux marins (Baztan et al., 2005). La largeur et la profondeur de l'incision du thalweg au sein de l'Unité P sont plus grandes dans la partie Ouest de la marge où les canyons sont associés aux plus grands bassins versants (Chapitre 7).

- Durant le Quaternaire, six périodes glaciaires Quaternaire ont été reconnues dans les Alpes : Biber, Donau, Günz, Mindel, Riss et Würm (de la plus ancienne à la plus récente et de fréquence 80-500 Ka) et cinq cycles glacio-eustatiques de plus haute fréquence (100 000 ans) pour les derniers 540 000 ans en mer (Stades isotopiques : 2, 6, 8, 10, et 12 ; Rabineau, 2001). Sur la Marge Ligure, les quatre unités sédimentaires identifiées dans les canyons (Chapitre 7) ne peuvent donc pas être corrélées avec des cycles particuliers. Toutefois, les unités sédimentaires discriminées sont caractérisées par une alternance entre dépôts turbiditiques et hémipélagiques. D'après leur faciès sismique, ces alternances seraient à dominante hémipélagique en base d'unité sédimentaire et alors associées à la remontée du niveau marin relatif et au haut niveau marin provoquant une diminution des apports sédimentaires, et à dominante turbiditique en sommet d'unité et alors associées à la baisse du niveau marin et une augmentation des apports fluviatiles (Chapitre 7).

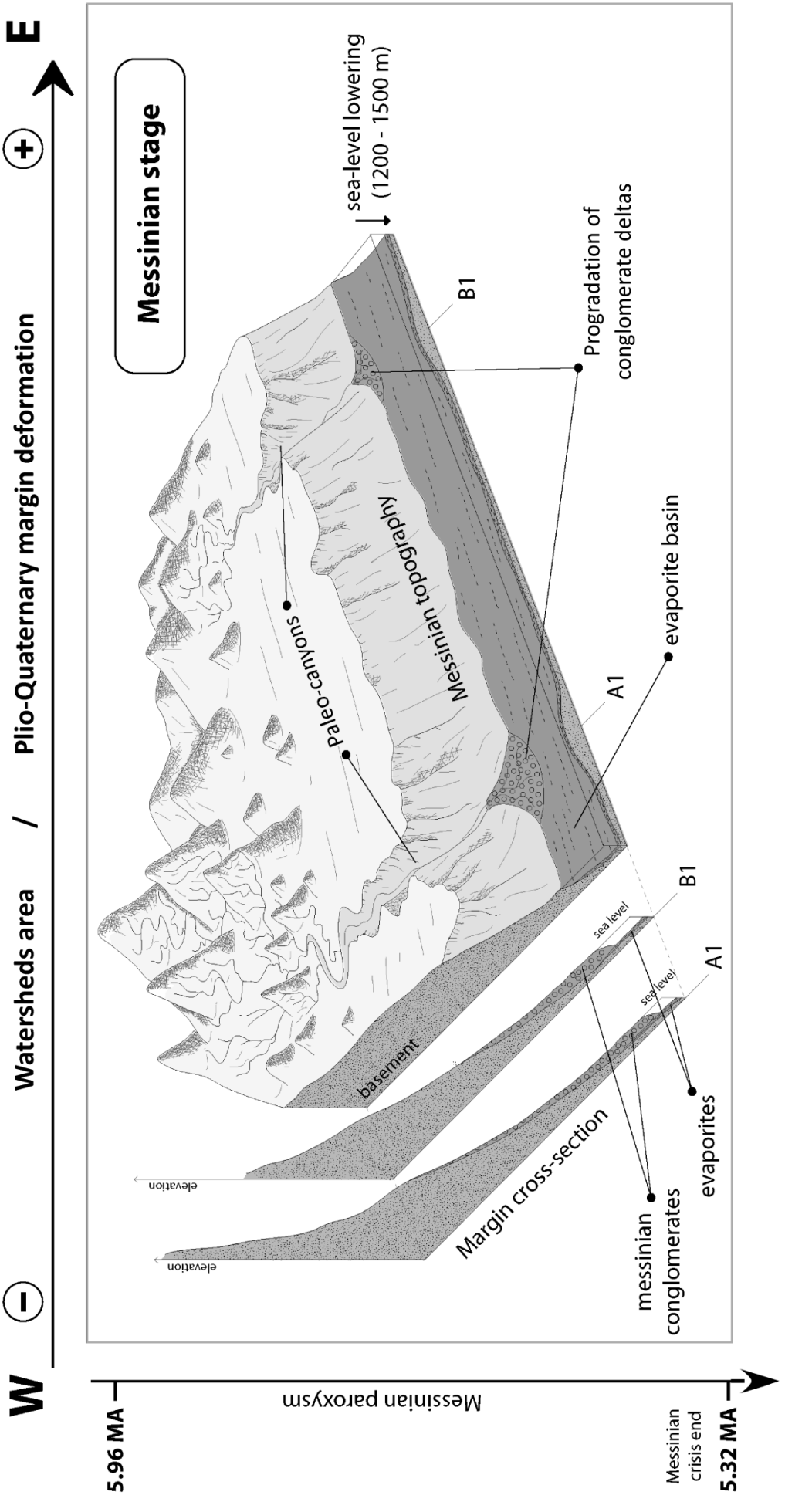
Ainsi pour chaque cycle, lors de la remontée du niveau marin et du recul de la ligne de rivage, les têtes de canyons peuvent se déconnecter des embouchures des fleuves et les apports turbiditiques diminuent, favorisant des dépôts à dominante hémipélagique. ***En haut niveau marin***, si les têtes de canyons sont confinées à la pente continentale (e.g. Verde), les canyons sont privés de tout apport sédimentaire fluviatile, tandis que si le canyon a suffisamment érodé le plateau continental, les apports fluviatiles peuvent être continus (e.g. Var et Paillon). ***Lors de la baisse du niveau marin***, la ligne de rivage se rapproche du rebord du plateau continental et les apports sédimentaires augmentent. Les canyons dont la tête incise le plateau continental canalisent les écoulements turbiditiques et hyperpycnaux générés aux embouchures des fleuves. Les canyons dont les têtes se situent sur le rebord du plateau continental sont également associés à des apports particulaires à dominant turbiditique mais ne seront potentiellement connectés à l'embouchure des fleuves que pendant ***le bas niveau marin***. La surface d'érosion tronquant chacune des unités sédimentaires est quant à elle corrélée au paroxysme ***du bas niveau marin***. Les apports sédimentaires y sont les plus élevés et la capacité de transport des écoulements gravitaires générés aux embouchures des fleuves et transitant dans les canyons permet une forte érosion des unités sédimentaires. Cependant, du fait

du soulèvement de la partie Est de la marge, les canyons des zones Ouest et Est vont évoluer différemment, bien que leur mode de construction soit le même. Nous allons donc décrire leur évolution séparément.

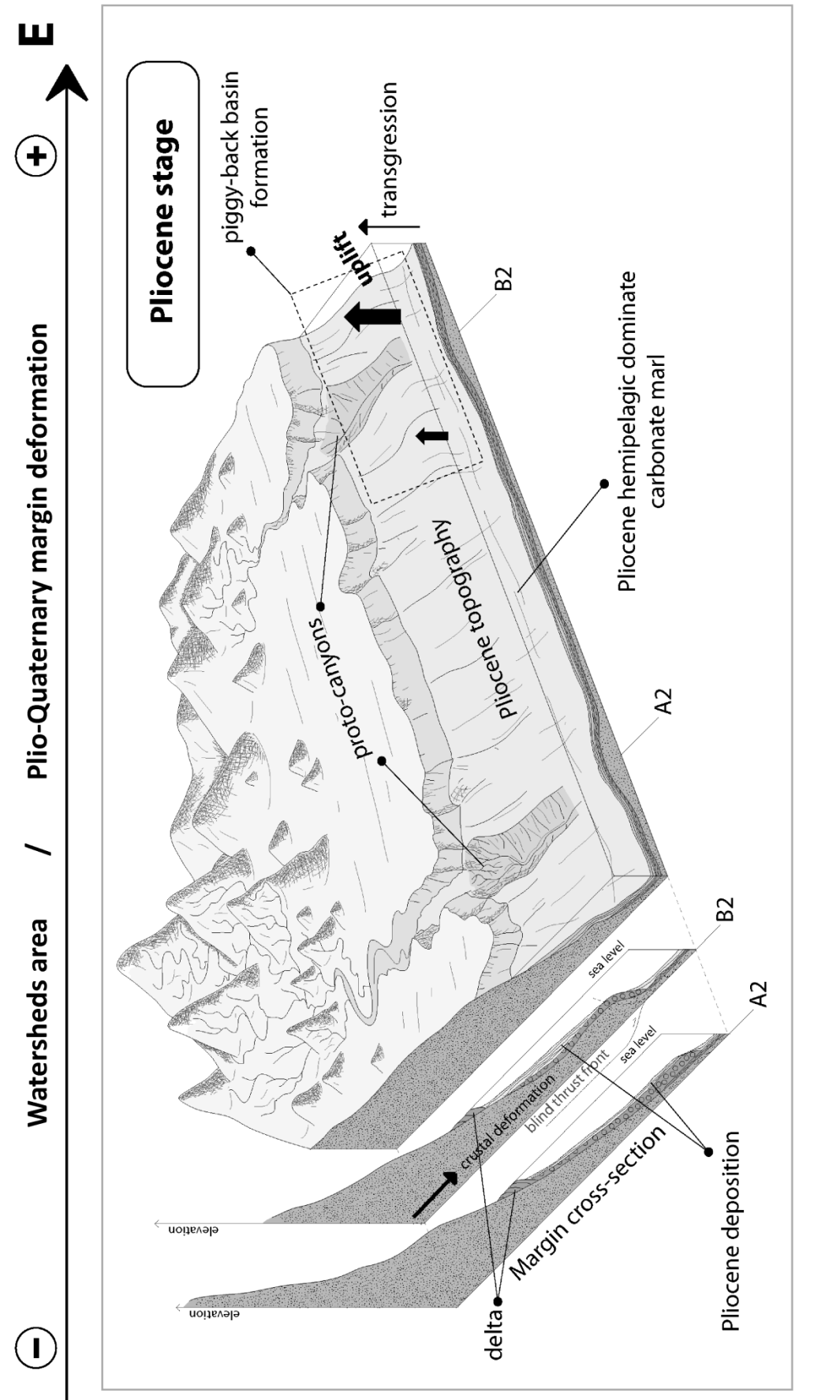
Dans la partie Ouest de la marge, le profil de la pente continentale et des canyons est peu affecté par la déformation (C-Figure 9-21). Le dépôt des Unités Q n'est présent que sur les flancs des canyons (Chapitre 7). Lors des périodes de remontée du niveau marin ou de haut niveau marin, des dépôts à dominante hémipélagique peuvent potentiellement se déposer dans les thalwegs des canyons puis être érodés lors des périodes suivantes de baisse et surtout en bas niveau marin par les écoulements gravitaires générés à l'embouchure des fleuves. Les bassins versants à l'Ouest étant grands (C-Figure 9-21), la charge particulaire délivrée dans les canyons est forte. L'incision étroite et profonde des conduits hérités du Messinien favorisent le confinement des écoulements qui ne font que transiter dans les canyons, empêchant tout dépôt important au sein des thalwegs et augmentant leur érosion jusqu'à ré-inciser la surface d'érosion Messinienne. Des dépôts peuvent toutefois se mettre en place comme en témoigne la présence de rides de graviers et de galets. Les écoulements les plus épais peuvent déborder latéralement et déposer des particules fines sur les flancs des canyons, accentuant ainsi leur morphologie (Figure 9-14 et Chapitre 7). Durant les premières phases de formation des canyons Quaternaire, la connexion des fleuves avec la tête des canyons peut s'interrompre pendant les périodes de haut niveau marin si le plateau continental est suffisamment large et que l'incision du plateau par le fleuve ou la tête est encore peu prononcée, comme actuellement observé pour les canyons de la Roya, de la Nervia et de la Taggia de la zone intermédiaire (Chapitre 7). Bien que coupés d'apports fluviatiles directs en période de haut niveau marin, ces canyons resteraient actifs comme le suggère l'absence de dépôts drapants hémipélagiques au-dessus des rides de galets et de blocs (Figure 9-6 et Chapitre 7). Cette activité en haut niveau marin serait caractérisée par des écoulements de fréquence et/ou d'énergie plus faible, comme cela a déjà été observé pour les canyons Bourcart et Capbreton (Gaudin, 2006). Ils résulteraient alors de la transformation de glissements affectant les flancs de la tête (et/ou corps) des canyons (Figure 9-6 et Chapitre 7). Les têtes de ces canyons peuvent également constituer un réservoir sédimentaire lors des périodes de baisse du niveau marin par la progradation de corps sableux le long du rebord du plateau continental, comme cela a été observé dans d'autres zones (Golfe du Lion, Berné et al., 1998, Rabineau et al., 1998 ; Gaudin, 2006). Lors des hauts niveaux marins successifs, ces réservoirs constituent alors une source sédimentaire pour le déclenchement d'écoulements gravitaires, lors par exemple de phénomènes de remise en suspension. A terme, les cycles répétés d'incision pendant les bas niveaux marins suivants et l'érosion résultant des glissements qui s'opère dans la tête des canyons pendant les hauts niveaux marins établissent une connexion permanente entre les fleuves et les canyons, ce qui permet des apports particulaires plus ou moins continus (C-figure 9-21 ; Chapitre 7). Les écoulements gravitaires générés à partir des réseaux fluviatiles durant des épisodes sporadiques de fortes crues entretiennent et/ou accentuent alors la morphologie des canyons. Cette connexion permet une action érosive du fond mais aussi le

dépôt de particules fines en suspension sur les flancs des canyons et la construction de rides de galets dans les thalwegs.

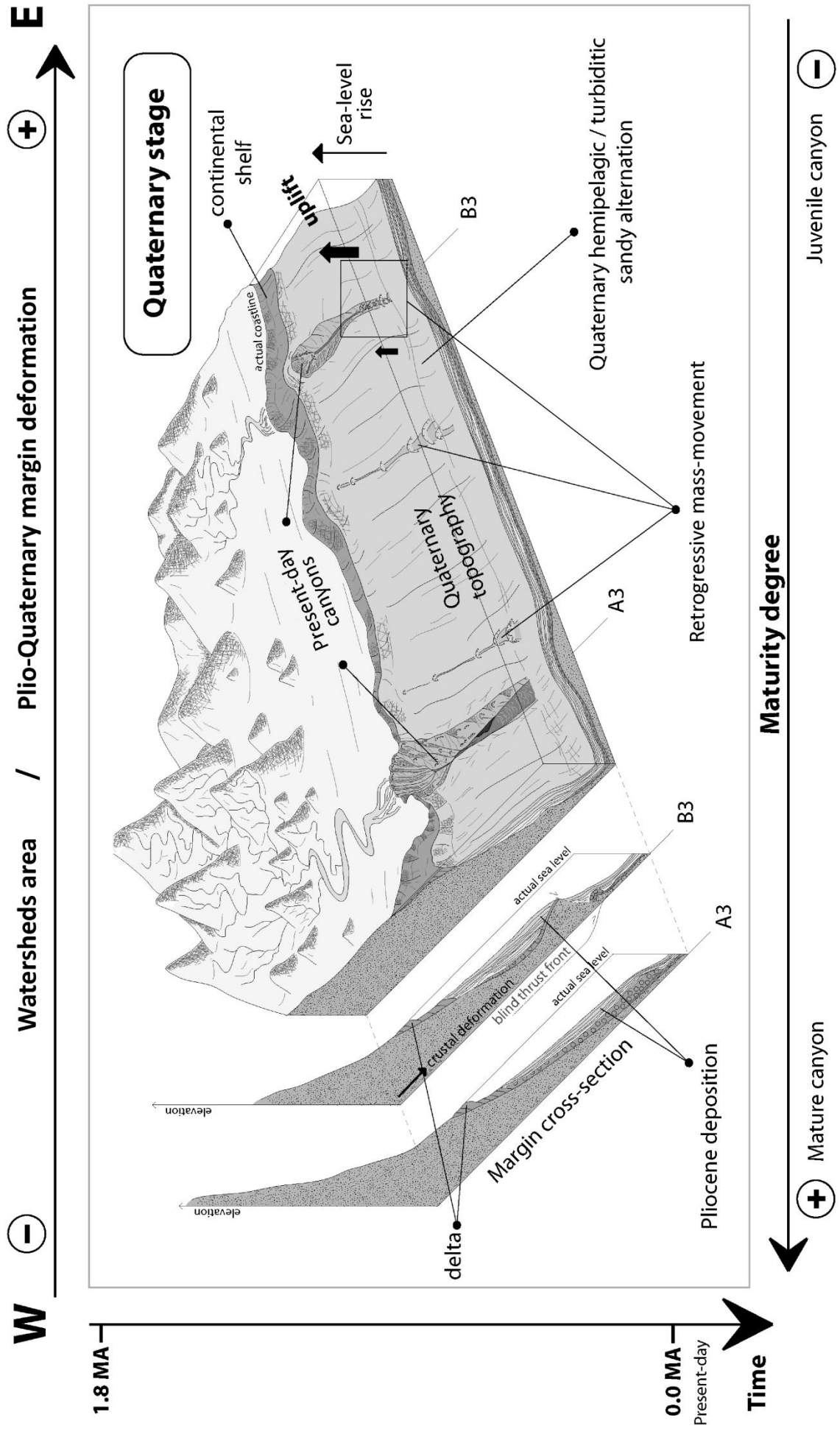
Dans la partie Est, la déformation débute au Pliocène et affecte le profil de la marge et des canyons. Celui-ci se raidit en base de pente continentale et prend une tendance convexe (C-Figure 9-21 ; Chapitre 7). Ce soulèvement à la limite marge/bassin provoque la formation d'un bassin en piggy-back sur le promontoire d'Imperia (C-Figures 9-21, 7-6 et 7-8). Globalement, l'épaisseur sédimentaire des unités Q diminue vers le bas de la pente (C-Figure 9-21). Ceci suggère que soit l'essentiel des particules se déposent dans la partie supérieure du canyon, soit la vitesse des écoulements est trop forte dans la partie inférieure du fait du raidissement, limitant ainsi le dépôt de particules qui vont alors s'accumuler dans le bassin profond. De plus, les dimensions des bassins versants diminuant vers l'Est, les apports sédimentaires sont plus faibles qu'à l'Ouest, et le plateau continental plus large contribue à la déconnection des canyons confinés à la pente continentale en périodes de haut niveau marin (e.g. canyon Verde, C-Figure 9-21, Chapitre 7). En période de hausse du niveau marin et de haut niveau marin, les dépôts sédimentaires dans les canyons sont à dominante hémipélagique en base de chaque unité sédimentaire (Chapitre 7). Les canyons sont alors inactifs et se remplissent graduellement par un drapage hémipélagique, drapant d'une épaisseur relativement constante toute la marge. Durant les hauts niveaux marins, l'aggradation de la partie supérieure du canyon peut se poursuivre via une alimentation particulaire liée aux glissements générés dans la tête du canyon ou à des processus de remise en suspension sur le plateau continental puis de captation par la tête du canyon. Durant les périodes de baisse du niveau marin, les apports sédimentaires restent trop faibles pour générer des écoulements capables d'éroder le fond des canyons (Figure 7-12). Les dimensions larges et peu profondes des gouttières héritées du Messinien et le bassin formé en haut de pente favorisent plutôt le stockage sédimentaire dans le canyon (Figure 7-12). Ceci permet la construction de géométries ressemblant à des chenaux-levées qui s'étalent latéralement sur les bords de la paléo-incisions (Figures 7-12 et 9-14). Ces constructions sédimentaires sont caractérisées par un passage latéral de fortes amplitudes à de faibles amplitudes depuis le thalweg vers les flancs (Chapitre 7). De telles structures ont également pu être présentes dans les autres unités Quaternaire, mais probablement érodées durant les périodes de bas niveaux marins successifs. Le raidissement continu de la base de la pente continentale modifie le niveau de base du canyon. Ceci provoque alors le déclenchement de processus d'érosion régressive qui se manifestent par l'apparition de glissements dans l'axe du thalweg afin de permettre un retour à l'équilibre vers un profil à tendance concave (C-Figure 9-21 ; Pratson et al., 1994 ; Pratson et Cokley, 1996 ; Galloway, 1998 ; Cronin et Kidd, 1998 ; Krastel et al., 2001 ; Cronin et al., 2005 ; Puga-Bernabéu et al., 2011).



A-Figure 9-21 : Modèle de l'incision du plateau continental et de la pente continentale de la Marge Ligure et de la formation de paléo-vallées Messiniennes durant le Crise de Salinité Messinienne.



B-Figure 9-21 : Modèle de la déformation de la Marge Ligure et l'évolution des canyons sous-marins durant le Pliocène



C-Figure 9-21 : Modèle actuel de la Marge Ligure, des configurations des canyons sous-marins en fonction de la déformation de la Marge Ligure et leur degré de maturité.

3.2. Modèle synthétique de formation et d'évolution des canyons sous-marins sur la Marge Calabro-Ionienne

- Les canyons de la Marge Calabro-Ionienne se seraient initiés au Pléistocène Moyen il y a 700 000 ans environ. Cette période correspond à la forte décélération de la migration du bloc Calabro-Péloritain associé au déplacement du front de subduction vers le Sud-Est et à l'accélération du soulèvement général de la Marge Calabro-Ionienne (1. A-Figure 9-22). Le bloc Calabre est alors plus bas de 600-800 m environ par rapport à l'actuel, ce qui permet l'émersion des seuls massifs cristallins formant le socle du bloc Calabre (1. A-Figure 9-22).

Le soulèvement de la marge provoque alors à terre la surrection des reliefs et une modification des systèmes de drainage. Les fleuves érodent davantage sous leur niveau de base, surtout au niveau de leur embouchure, afin de retrouver un profil d'équilibre ce qui provoque une augmentation des apports particulaires sur la marge continentale. Les dimensions des systèmes de drainage sont donc en constante augmentation au fil de leur réajustement (2. A-Figure 9-22) mais sont encore plus petits que ceux observés à l'actuel et donc, théoriquement trop peu sales pour former à leur embouchure des courants hyperpycnaux capables d'inciser la pente et le plateau continental (Mulder et al., 1996).

Dans le même temps, le soulèvement de la marge affecte également l'inclinaison de la pente continentale et donc sa stabilité (1. A-Figure 9-22). De nombreux glissements sont générés en haut de pente continentale qui a atteint son seuil critique de stabilité (Galloway, 1998) ou dans des zones de faiblesse telles les failles ou les zones de chevauchements (1. A-Figure 9-22 ; Owen et al., 2007 ; Leynaud et al., 2009 ; Migeon et al., 2011). La récurrence des glissements le long de la pente continentale génèrent à terme des incisions assimilables à des gullies. Le tracé de ces incisions est guidé par la présence de failles ou de hauts structuraux dans les cas des systèmes R1 ou par la plus grande pente dans le cas des systèmes R2 (2. A-Figure 9-22). Ces incisions évoluent en canyons embryonnaires par le passage répétés des écoulements gravitaires (Krastel et al., 2001 ; Pratson et Coakley, 1996 ; Puga-Bernabéu et al., 2011), mais ils n'ont encore aucun lien avec les systèmes de drainage à terre.

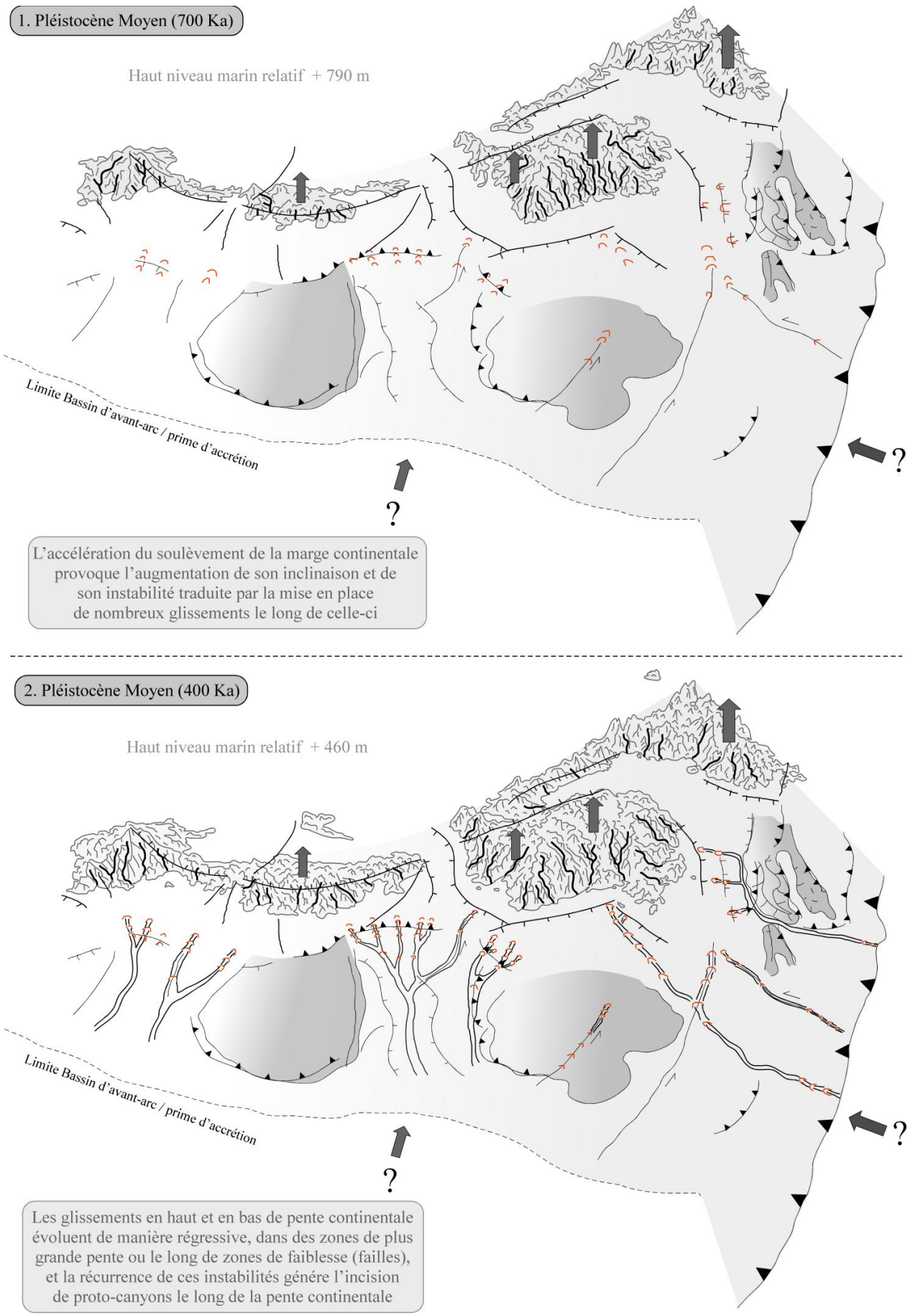
- Vers la fin du Pléistocène Moyen (vers 245 ka ; 3. B-Figure 9-22), les bassins versants à terre sont en cour de stabilisation. Les proto-canyons formés le long de la pente continentale voient leurs têtes s'agrandir vers le haut de la pente via des processus d'érosion régressive (3. B-Figure 9-22) jusqu'à atteindre et éroder le rebord du plateau continental (3. B-Figure 9-22). Les canyons deviennent alors de configuration de tête du type TC1 ou TC2 (B-Figure 9-22 ; canyons gris foncé). Ce type de configuration permet une connexion entre les têtes des canyons et les embouchures des fleuves lors de périodes de bas niveau marin, lorsque la ligne de rivage se rapproche du rebord du plateau continental (3. B-Figure 9-22). Un nouveau mode d'érosion prend alors le pas sur les processus d'érosion régressive : l'érosion des canyons résulte alors principalement des apports particulaires fluviatiles directs capables de générer des écoulements gravitaires turbiditiques ou

hyperpycnaux de forte capacité de transport (Pratson et Coakley, 1996 ; 3. B-Figure 9-22). Cependant, lors de phases de haut niveau marin relatif, tel celui de l'Interglaciaire Riss-Würm du Pléistocène Supérieur il y a 125 000 ans, certains systèmes de canyons se retrouvent déconnectés des fleuves à terre et deviennent alors « inactifs » (Babonneau et al., 2002 ; Gaudin et al., 2006). Toutefois, lors de la maturation des canyons sous-marins, la proximité de la tête des canyons du plateau continental constituent une piège pour les ondes marée interne et les courants dus à la houle et au vent qui permettent l'accumulation de particules dans les têtes de canyons (Petruncio et al., 1998 ; Mulder et al., 2012) et maintiennent une intense érosion (Galloway, 1998 ; Antobreh et Krastel, 2006 ; Puga-Bernabéu et al., 2011 ; 3. B-Figure 9-22). Le réservoir sédimentaire formé dans la tête des canyons constituent alors la source principale d'apports particulaires alimentant les canyons lors de phase de déconnexion avec les embouchures des fleuves.

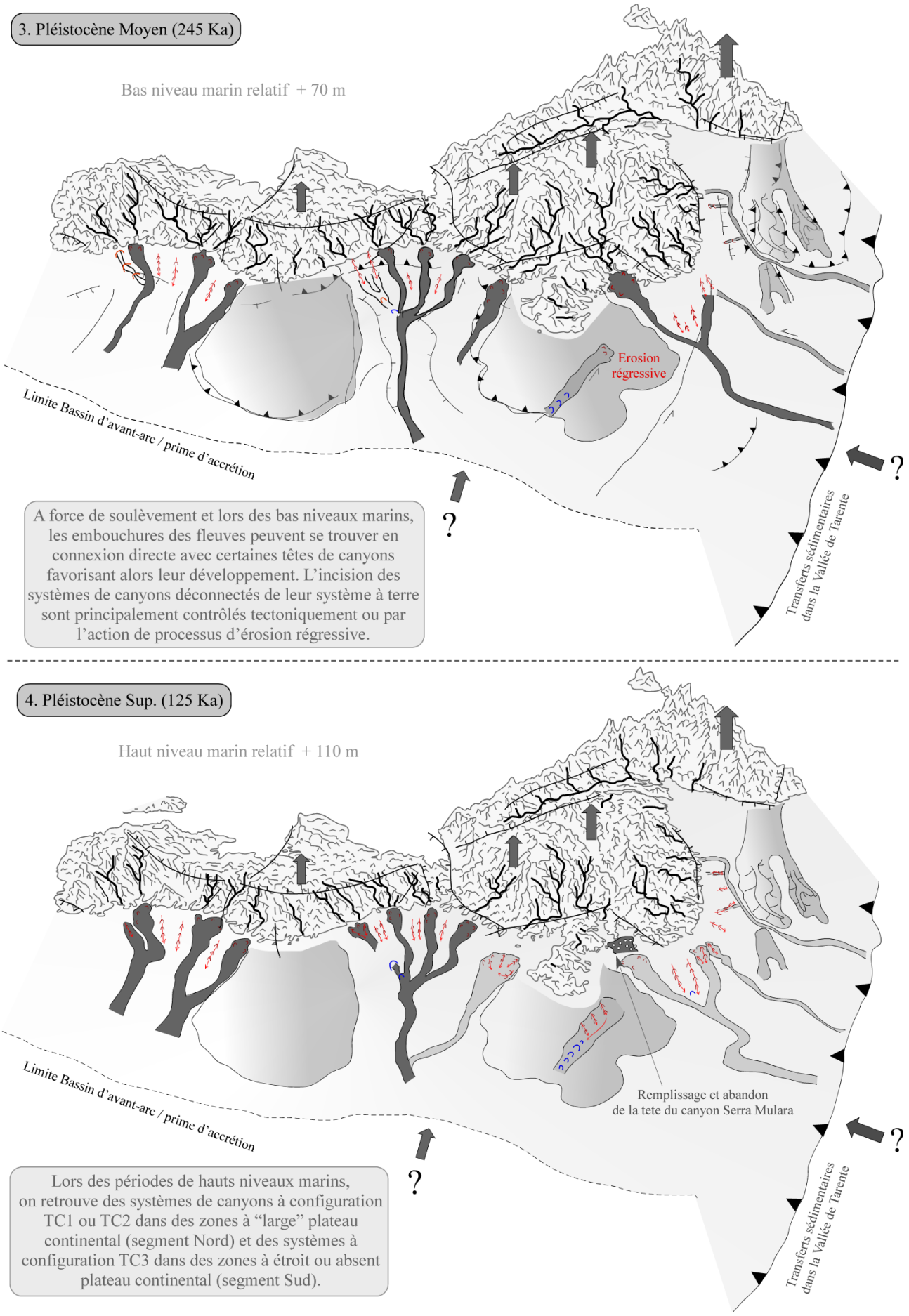
A force d'érosion, les canyons peuvent à terme adopter une configuration de tête du type TC3. L'aboutissement de l'évolution des canyons sous-marins consiste donc en leur connexion avec un système subaérien même en période de haut niveau marin lorsque leur tête a suffisamment érodé le plateau continental ; ils sont alors dits « matures » (Goff, 2001 ; Gaudin, 2006). On observe toutefois une majorité de configuration de tête TC3 dans les systèmes du type R2 situés majoritairement dans le segment Sud. Tandis que les systèmes de type R1, localisés majoritairement dans le segment Nord sont encore associés principalement à des configurations du type TC1 ou TC2. Ceci peut être corrélé à la différence du soulèvement entre les deux zones (B-Figure 9-22). Le soulèvement dans la partie Nord étant plus rapide, les processus d'érosion fluviatile ne peuvent pas le compenser et les canyons se retrouvent alors déconnectés des embouchures des fleuves et associés à des profils localement convexe, en voie de rééquilibrage. De plus, dans la partie Nord davantage sujette à la déformation, la présence de haut structuraux de direction parallèle à la marge contribue à former un type de ramifications R1 des systèmes de canyons, les contraignant à les contourner (B-Figure 9-22). Le soulèvement étant plus lent dans la partie Sud de la marge, l'érosion induite par les apports fluviatiles et les écoulements gravitaires générés peut le compenser, favorisant une configuration de tête de type TC3 et des profils topographiques longitudinaux des thalwegs à tendance concave, typique de canyons à l'équilibre (Gaudin, 2006). La déformation étant plus faible dans le segment Sud, les canyons situés dans des golfes ne sont pas contraints par la présence de hauts structuraux et se ramifient entre eux selon un type R2 principalement contrôlé par la direction de plus grande pente (B-Figure 9-22). De plus, la combinaison du soulèvement progressif de la Marge Calabro-Ionienne et des variations glacio-eustatiques auraient également provoqué l'abandon de canyons sous-marins par leur remplissage et émersion progressive (cas de la Formation *Serra Mulara* en amont de l'actuel canyon Neto ; 4. B-Figure 9-22).

- A l'Holocène, la baisse du niveau marin relatif de -120 m lors du LGM permet l'émersion du plateau continental de la Marge Calabro-Ionienne (5. C-Figure 9-22). Les fleuves et torrents des différents bassins versants sont désormais relativement stables grâce au ralentissement du soulèvement de la marge. Les têtes de canyons, mêmes celles confinées à la pente continentale mais

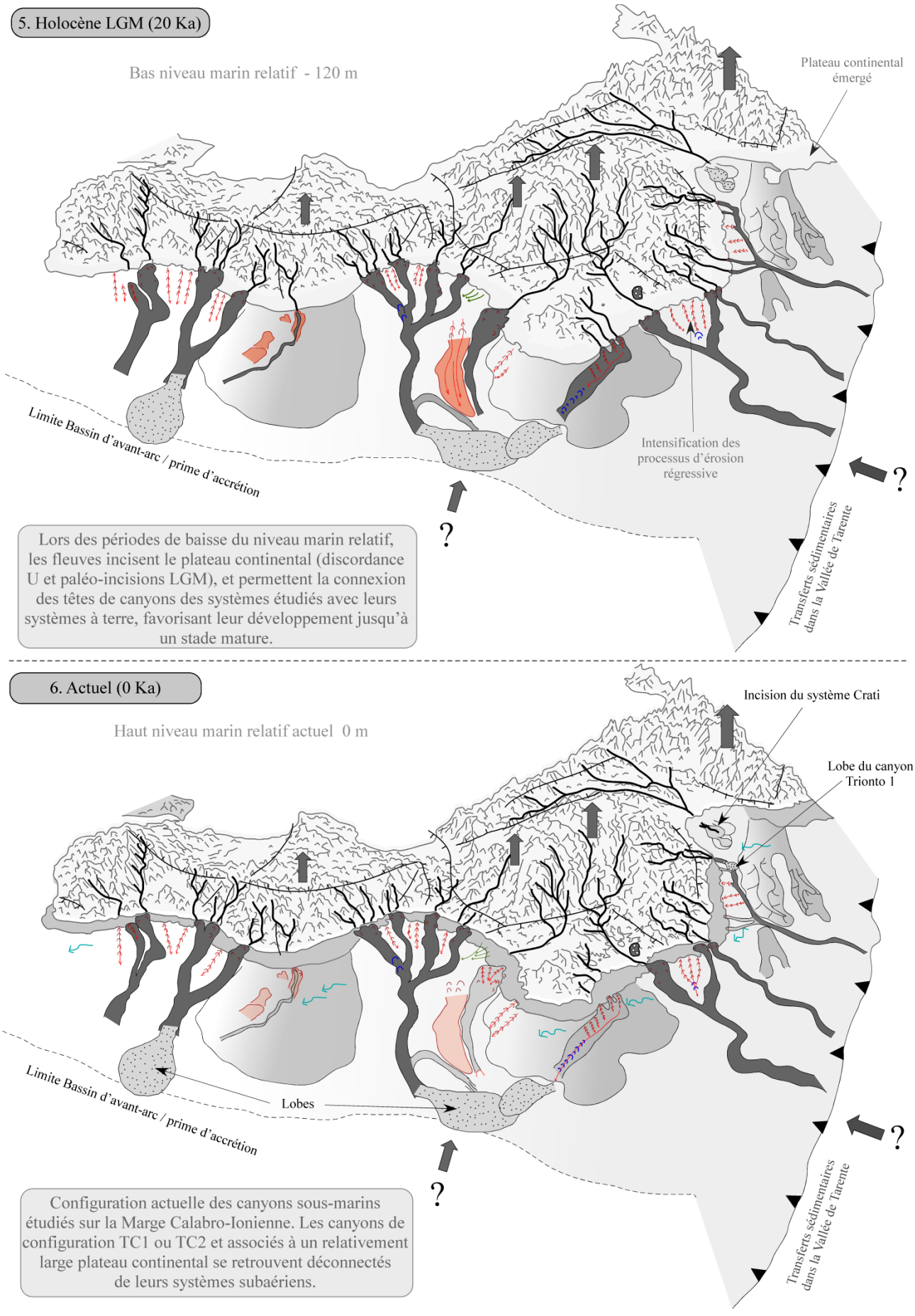
proche du rebord du plateau continental se retrouvent alors en connexion directe avec leur système subaérien (5. C-Figure 9-22). Les apports fluviatiles directs augmentent et génèrent la formation d'écoulements gravitaires de forte capacité de transport qui entrainent une nouvelle phase d'érosion intense. Tous les systèmes de canyons de type R1 et R2 sont considérés actifs au LGM (5. C-Figure 9-22). C'est également durant cette période de bas niveau marin et la phase successive de remontée du niveau marin que les canyons du type R3 se forment (C-Figure 9-22). Dans le cas du système Assi, ce sont des cicatrices d'arrachements sur la pente continentale qui captent les apports particulaires fluviatiles, permettant l'incision du canyon par les écoulements gravitaires lors du bas niveau marin. N'étant qu'à un stade juvénile de développement et associé à un bassin versant relativement petit, sa configuration de tête du type TC1 le fait devenir inactif lors du haut niveau marin actuel car privé de tout apport fluviatile direct (6. C-Figure 9-22). Pour le canyon Crati (6. C-Figure 9-22), son confinement dans le Bassin Corigliano et son association avec le plus grand fleuve de la Marge Calabro-Ionienne et donc avec les plus forts apports particulaires, ont permis de lui conférer une configuration de tête du type TC3 en seulement un cycle de remontée/haut niveau marin (C-Figure 9-22). Ainsi, à l'actuel, le canyon Crati est encore très actif (6. C-Figure 9-22) contrairement au canyon Assi de même type R3. Enfin, alors que les systèmes de canyons du type R1 et R2 se sont initiés au Pléistocène Moyen pendant le soulèvement de la marge, les canyons de type R3, plus récents semblent relativement peu associés au soulèvement de la marge, mais aux apports fluviatiles de leur bassin versant désormais formés et stables et des phases d'érosion/émersion/dépôt.



A-Figure 9-22 (page suivante) : 1). Modèle d'initiation des processus d'instabilités lors de l'accélération du soulèvement de la marge. 2). Modèle de la formation de proto-canyons durant une période de haut niveau marin.



B-Figure 9-22 : 3). Modèle du développement des canyons lors d'une phase de bas niveau marin. 4). Modèle des systèmes de canyons lors du haut niveau marin de l'interglaciaire Riss-Würm.



C-Figure 9-22 : 5). Modèle de la configuration des systèmes durant le LGM et de l'incision du plateau continental. 6). Modèle et configuration actuelle des systèmes de la Marge Calabro-Ionienne.

CONCLUSION

et

PERSPECTIVES

Ce travail de thèse s'est focalisé sur une analyse morphométrique, morphologique et structurale de canyons sous-marins sur la Marge ouest du Bassin Ligure (passive) et la Marge Calabro-Ionienne (active).

Les objectifs de ce travail, focalisé sur la pente continentale, étaient tout d'abord de faire ressortir les caractéristiques morphométriques et morphologiques des canyons et d'analyser la structure interne de leurs dépôts. Il a fallu, ensuite, identifier les différentes architectures à l'intérieur des canyons afin de contraindre leurs facteurs de contrôle, ainsi que le fonctionnement, la dynamique sédimentaire actuelle des canyons sous-marins et leurs processus de construction et leur évolution au cours du temps. Nous avons ensuite discriminé les facteurs et les paramètres de contrôle agissant sur le court et long terme sur la mise en place des canyons sous-marins. Pour finalement mieux appréhender les facteurs pouvant potentiellement correspondre à l'initiation actuelle des canyons, associée au variations du niveau marin relatif, aux changements climatiques, à l'effet de glissements gravitaires régressifs ou aux processus tectoniques ; pour finalement établir les différentes origines des canyons sous-marins, en les intégrant au contexte tectonique régional.

L'étude des échofaciès, morphologique et du fond des thalwegs a permis d'établir les conditions de formation des rides sédimentaires dans le fond des canyons. Il apparait que ces structures ondulées ne soient associées qu'avec des configurations de têtes de canyons du type TC3 ou TC2 et dans des morphologies de canyons en « U ». Ainsi, on n'observe peu ou aucune ride sédimentaire dans des canyons confinés à la pente continentale et complètement déconnectés de leur réseau fluviatile. Dans les configurations de canyons incisant le plateau continental mais déconnectés de leur système subaériens, la formation de rides sédimentaires ne semble être seulement associée aux corps et embouchure des canyons, présentant une morphologie en « U ». Nous observons les mêmes conditions pour une configuration de canyons incisant complètement le plateau continental et en connexion directe avec le fleuve en surface. Toutefois, il apparait que certains canyons de cette configuration présentent la présence de rides dans la tête, associée à des morphologies en « V » typiquement érosives. Ceci n'est vrai que lorsque l'inclinaison de la tête est inférieure à 5° permettant le dépôt sédimentaire dans le fond des canyons.

L'étude morphologique et sismique a permis de mettre en évidence la présence de nombreuses terrasses dans les têtes, les corps et les embouchures des canyons sous-marins, et en particulier ceux de la Marge Calabro-Ionienne. Les terrasses dans les têtes de canyons semblent être principalement le résultat de plusieurs phases d'instabilités affectant les flancs des canyons et à un déplacement vertical de l'embouchure des fleuves et la réincision du thalweg. Ces deux modes pourraient être fortement associés au contexte tectonique régional qui lors de phases sismiques ou de soulèvement pourraient favoriser la formation de terrasses et / ou le déplacement du thalweg. Les terrasses dans les corps des canyons sont généralement associées à la formation et l'évolution de méandres et semblent dépendre fortement de l'inclinaison de la pente continentale, des apports sédimentaires, des changements climatiques et du niveau marin relatif et peuvent être également

être contrôlées dans l'espace structuralement. La formation de terrasses au niveau des embouchures des canyons ou systèmes de canyons semble être associée à un retour à l'équilibre des thalwegs ayant subit une déformation et présentant un profil longitudinal localement convexe. Ce retour à l'équilibre se fait par la réincision du thalweg via des processus gravitaires qui par leur passage répété incisera l'ancien thalweg générant la formation de terrasses.

l ?étude morphologie des thalwegs a également pu mettre en relation la formation et l'association de zones de *knickpoints* à la présence de sur-incisions dans les canyons de la Marge Calabro-Ionienne. Alors que les incisions axiales sont généralement associées à des zones affectées par la présence de hauts structuraux, de forte sinuosité locale, d'un brusque changement de direction du thalweg ou à une diminution de la largeur du thalweg, les zones à knickpoints sont quant à elles associées se mettent en place dans des thalwegs plus linéaires, plus larges et présentant une morphologie en « U ». Ainsi, l'alternance entre sur-incisions et knickpoints serait le fruit d'un changement des processus d'érosion des écoulements turbiditiques, alternant entre une érosion longitudinale dans des endroits confinés et favorisant l'accélération des écoulements et une incision plus verticale et ponctuelle lors du relâchement des contraintes de confinement dans des zones plus larges.

L'étude plus spécifique des deux profils SAR à travers les thalwegs des canyons Roya et Taggia sur la Marge Ligure a permis d'établi l'activité actuelle de ces canyons et de l'évolution amont-aval des processus érosion/transport/dépôts. On a mis en évidence que malgré le caractère généralement érosif ou de *by-pass* des canyons sous-marins, des dépôts peuvent s'effectuer le long de leur thalweg, présentant une granularité décroissante vers l'aval, depuis des graviers/galets dans la tête et le corps jusqu'à des sables et peut être des argiles dans l'embouchure. La transformation des écoulements semble passer d'un régime laminaire à un régime turbulent et probablement associée à une augmentation progressive de la déstructuration du matériau et une incorporation de fluides ambiant. On observe, de plus, une étroite relation entre processus gravitaires et l'inclinaison locale du thalweg. Ainsi, en amont des profils des canyons, dans des thalwegs présentant une inclinaison localement élevée (>5°), généralement associées aux zones de têtes (voire de corps), on n'observe pas la présence d'un quelconque dépôt sédimentaire mais la présence de nombreuses cicatrices d'arrachement associées à des instabilités. Lorsque l'inclinaison du thalweg diminue jusqu'à 1-5°, on observe la présence de dépôt grossiers (galets) sous forme de rides de courants. Lors de changements brusque de l'inclinaison en base de pente continentale, le phénomène de ressaut hydraulique permet le dépôt instantané de matériaux grossiers type blocs. Enfin la construction des canyons sur le long terme serait corrélée à des phases d'émersion/érosion/dépôt associées aux variations du niveau marin relatif. Dans le cas de la Marge Ligure, ces variations seraient associées aux variations glacio-eustatiques, tandis que sur la Marge Calabro-Ionienne, ces variations seraient à la fois climatiques et tectoniques.

L'analyse et l'interprétation des données bathymétriques et les profils sismiques et Chirp des deux marges continentales ont permis de mettre en évidence différentes configurations de têtes de

canyons ; une configuration de tête TC1 confinée à la pente continentale et complètement déconnectée du réseau fluviatile à terre, une configuration de tête TC2 incisant le plateau continental mais déconnectée du système subaérien et une configuration de tête de canyon TC3 incisant complètement le plateau continental et directement connectée à l'embouchure des fleuves et torrents à terre.

Plus particulièrement, sur la Marge Ligure, on observe une évolution morpho-structurale des canyons vers l'Est le long la marge Ligure et, mais également du haut vers le bas de la pente continentale. La marge et les canyons, à l'Ouest, ont un profil de pente respectivement linéaire et concave. Les canyons du Var et du Paillon dans cette partie de la marge incisent totalement le plateau continental et sont en connexion directe avec les embouchures de leur système fluviatile. Ils se caractérisent par une tête très évasée vers la côte, ramifiée et d'indice de sinuosité élevé. Ces canyons sont dits matures car ils ont atteints leur profil d'équilibre ; les processus d'érosion y sont presque nuls. Par comparaison, la marge et les canyons plus a l'Est ont un profil de pente convexe. Les canyons de la Taggia et du Verde ont une tête confinée à la rupture de pente, et n'entre donc pas en connexion directe avec leur système fluviatile subaérien. Leur tête est peu évasée vers la cote et peu ramifiée, et elles ont un indice de sinuosité relativement faible. Ces canyons, dont l'exemple typique est le canyon Verde, sont dits juvéniles car ils n'ont pas atteint un profil d'équilibre. Le canyon Verde est en aggradation sur le haut de la pente, et en érosion sur le bas de la pente continentale ; la transition est marquée par une brutale rupture de pente.

Sur la Marge Calabro-Ionienne, les différents types de ramification R1 en râteau, R2 en arborescence et R3 isolé, semblent avoir une corrélation avec les différentes configurations de tête et le contexte régional de la marge. En effet, les systèmes de type R1 sont généralement associés au segment Nord de la Marge Calabro-Ionienne, dit fold-and-thrust belt, et présentent des profils longitudinaux linéaires à convexes. Ils se situent généralement au large de deltas ou dans des zones à larges plateau continental fortement associés à la présence de hauts structuraux contrôlant la trajectoire des canyons et leur conférant une ramification en râteau. Ils présentent en majorité des configurations de tête TC1 ou TC2, bien que l'on observe également des configurations TC3 au large des deltas. Les systèmes de canyons du type R2 sont généralement localisés dans le segment Sud de la marge, associé au bassin d'avant-arc de Crotone-Spartivento et limité par le prisme d'accrétion calabrais. Ils se caractérisent par des profils longitudinaux globalement concaves et se situent dans des golfes lors conférant la ramification en arborescence. Ils se localisent généralement dans des zones à plateau continental très étroit et sont donc associés en grande majorité à des configurations de tête de canyons du type TC3. Les systèmes de canyons du type R3 sont quant à eux des systèmes de canyons isolés dans des bassins sédimentaires ou sur des hauts structuraux, et associés à des contextes de fortes instabilités. Ce type de système est le plus récent observé sur la Marge Calabro-Ionienne. Alors que les systèmes de canyons R1 et R2 semblent s'être initié durant le Plio-Pléistocène, les systèmes isolés R3 seraient associés au Dernier Maximum Glaciaire. Une morphologie simple et isolée serait donc associée à des systèmes de canyons relativement récents,

qui a force d'évolution pourrait se ramifier et adopter des ramifications plus complexes du type R1 ou R2 suivant le contexte régional.

De plus, cette analyse sur les deux marges continentales a permis de mettre en évidence des facteurs de contrôle de la formation des canyons sous-marins, qui agissent certainement de manière simultanée dans le temps et l'espace. Ainsi, on a compris l'importance du type de marge dans la morphologie global des canyons.

Ainsi sur une marge passive relativement linéaire formera des canyons larges et isolés les uns des autres, chacun associé à un unique système de drainage subaérien et construits perpendiculairement à la marge. La morphologie plus complexe et accidentée d'une marge active formera des regroupements de canyons les ramifiant entres-eux et les faisant devenir des systèmes de canyons de différentes ramifications, suivant le contexte régional, et pouvant être associés à plusieurs systèmes fluviatiles. Ces ramifications en systèmes de canyons seront donc globalement plus vastes et étendus que des canyons isolés sur des marges passives. De plus, contrairement à la tendance observée sur les marges continentales, la Marge Ligure passive se caractérise par un plateau continental plus étroit, une inclinaison de pente plus élevées, des profondeurs atteintes plus élevées et une longueur d'extension de pente plus faible que la Marge Calabro-Ionienne active. Ainsi, les canyons associés à la Marge Ligure présentent des profils de pente plus courts mais plus pentus que les canyons de la Marge Calabro-Ionienne.

Les phases de bas niveau marin associées l'incision fluviatile du plateau continental et de la pente continentale (e.g. Crise de Salinité Messinienne sur la Marge Ligure et Dernier Maximum Glaciaire sur la Marge Calabro-Ionienne) semblent contrôler la position des canyons sous-marins empruntant le même chemin. En effet, que ce soit sur la Marge Ligure ou la Marge Calabro-Ionienne, les canyons actuels étudiés connectés ou déconnectés des fleuves se placent au-dessus de paléo-incisions de vallées générer lors de phases de baisse et de bas niveau marin. L'incision fluviatile semble donc être un facteur de conditionnement de l'emplacement des canyons en périodes de haut niveau marin.

Tous les bassins versants étudiés associés aux canyons sous-marins des Marges Ligure et Calabro-Ionienne sont de très petits bassins de drainage. Les cellules orageuses couvrent la totalité des bassins, générant des inondations régionales et augmentant la capacité de transport particulaires et des écoulements sédimentaires continus le temps des crues. Cependant, le régime hydraulique associé aux précipitations est torrentiel, bien que ceux de la Marge Ligure soient bimodaux alors que ceux de la Marge Calabro-Ionienne soient monomodaux. De plus, sur la Marge Ligure on observe une corrélation entre dimensions des canyons, configuration de la tête et dimensions des bassins versants. Ainsi, à l'Ouest, le large canyon du Var, incisant complètement le plateau continental et directement connecté à l'embouchure du fleuve, est associé au plus grand bassin versant de la marge. Et plus on se dirige vers l'Est, plus la dimension des bassins versants

dimensions, plus les canyons sont petits et confinés sur la pente continentale. Sur la Marge Calabro-Ionienne, on n'observe pas de relations évidentes entre bassins versants et canyons. Toutefois, l'histoire géodynamique de cette marge est telle que les bassins versants actuels tels qu'on les observe maintenant ne sont pas ceux initialement associés à la formation des canyons sous-marins. Le soulèvement de la marge depuis le Plio-Pléistocène et les grandes variations du niveau marin relatif font que cette marge et ses bassins versants sont relativement moins stables que ceux de la Marge Ligure. De plus, de manière générale, on retrouve les canyons sous-marins les plus profonds et les plus larges associés à la Marge Ligure, qui présente des réseaux fluviatiles à régime hydraulique bimodal. On suppose donc que l'érosion, l'incision, les dimensions et configurations des canyons sous-marins dépendraient fortement des dimensions des bassins versants associés, des saisons pluviales et des apports sédimentaires associés, faisant de l'activité des canyons sous-marins une activité saisonnière.

Nous avons observé, de plus, que la tectonique contrôle fortement la formation et l'évolution des canyons sous-marins, surtout dans le cas de la Marge active Calabro-Ionienne, bien que la Marge Ligure passive soit également reprise en compression. Ainsi, alors que la Marge Ligure est stable depuis qu'elle a atteint un stade de rifting océanique au Miocène Supérieur (Tortonien) et présente des canyons sous-marins depuis au moins la Crise Messinienne au Miocène Supérieur. En revanche, la Marge Calabro-Ionienne qui a subit une migration longitudinale associée au retrait du front de subduction de l'Eocène Supérieur au Plio-Pléistocène ne présente la formation de canyons que depuis l'arrêt de sa migration et sa position actuelle. La constante migration d'une marge semble donc empêcher ou effacer toute trace de la formation de canyons sous-marins. Le soulèvement local ou régional d'une marge (passive ou active) affecte l'aspect du profil topographique localement ou dans l'ensemble des marges elles-mêmes et des canyons sous-marins. La déformation dans la partie Est de la marge Ligure, par soulèvement et basculement, ou celle observée à la transition avec la Vallée de Tarente par convergence des plaques Apulienne et Calabre, agit directement sur les caractéristiques morpho-structurales des canyons en modifiant leur profil d'équilibre. Les processus de réajustement et de retour à l'équilibre se font à travers des processus d'érosion régressive ou la réincision des thalwegs générant des zones de *knickpoints* ou la formation de terrasses. Nous avons également émis l'hypothèse que le soulèvement d'une marge peut à long terme faire émerger une partie ou la totalité de la tête d'un canyon, qui sera remplie par des dépôts fluviatiles puis abandonnée, au profit du déplacement longitudinalement du canyon avec la ligne de côte et du retrait ou la formation d'une nouvelle tête de canyons en haut de pente continentale. Enfin, les failles et systèmes de failles semblent être des facteurs contrôlant la formation de terrasses ou contrôlant la trajectoire de certains canyons, les déviant par la présence de hauts structuraux ou les confinant dans des corridors contrôlés structuralement par des failles en profondeur. Les zones de failles semblent également être des chemins préférentiels pour la formation des canyons sous-marins, car ces zones dites de faiblesse se feront plus facilement éroder par les écoulements gravitaires surtout si elles sont proches de sources sédimentaires.

Pour des canyons sous-marins de configuration de tête TC1, confinée à la pente continentale et relativement éloignée de tout apport particulaire, d'autres processus semblent entrer en jeu dans l'érosion. On suppose que les processus de mouvements en masse générés dans les têtes ou l'action potentielle des courants marins puissent favoriser la formation et l'incision des canyons sous-marins privés de tout apport sédimentaires et non contrôlés structuralement.

La topographie messinienne pré-existante en forme de gouttières sur la Marge Ligure semble avoir un impact et un contrôle sur le moteur érosion/dépôt des canyons par le biais des écoulements gravitaires, de leur vitesse et de leur capacité d'érosion. Il apparait que plus la gouttière est étroite, plus les écoulements gravitaires seront confinés et accélérer, et ne feront que transiter par le canyon, érodant le fond et en transportant la majorité de leur charge sédimentaire vers l'aval. En revanche, plus la gouttière est large, plus les écoulements seront de faible vitesse, caractérisés par un pouvoir érosif plus faible et une capacité de dépôt plus grandes et un étalement plus facile des écoulements sur les bords du canyon et dans les thalwegs. On a fait l'hypothèse que des failles ont accentue la dépression des gouttières, permettant de canaliser d'avantage les flux et constituer des axes préférentiels pour la formation des canyons.

On a de plus émis l'hypothèse de l'action d'un gradient de pente critique de 5° au-delà duquel les morphologies des vallees sont en « V », et en-dessous duquel elles sont en « U ». Cet angle critique agirait directement sur la capacité d'érosion des écoulements gravitaires. Il semble être fortement associé également à la formation de rides dans les thalwegs. Et finalement on a émis l'hypothèse que les sorties de fluides et les MTDs, déstabilisés lors de baisses relatives du niveau marin pourraient être le lieu préférentiels de l'initiation de canyons sous-marins car soumis à une plus grande érosion.

On a ensuite envisagé différentes origines à la formation des différentes configurations de canyons observées :

- des canyons, associés à des systèmes fluviatiles subaériens, qui se sont formes lors d'une période d'un bas niveau marin et l'incision du plateau continental par les fleuves, qui lors de la transgression est entretenue par les écoulements gravitaires.

- des canyons confinés sur la pente et non-associés à un système fluviatile, dont la première phase de formation serait initiée par des glissements en base ou en haut de pente continentale provoqués par une déstabilisation associée à un réseau de failles, à l'activité sismique, à un soulèvement ou une simple action gravitaire, par l'érosion associée à des jeux de failles et l'action combinée de courants marins et d'érosion ou aux pouvoirs érosifs des écoulements gravitaires même en haut niveau marin. L'évolution de ces phénomènes vers le haut de la pente sous forme de glissements régressifs pourrait mener à long terme à l'apparition d'un canyon incisant du plateau continental.

Les marges actives présentent davantage de facteurs capables de se combiner pour initier la formation des canyons sous-marins, accélérant alors leur évolution. Ainsi, les processus de formation des canyons sous-marins à long terme sur la Marge Ligure qui n'est relativement pas soumise à de la déformation seront préférentiellement associés à des cycles d'émersion/érosion/dépôt probablement liés aux seuls cycles glacio-eustatiques. En revanche, la Marge Calabro-Ionienne présente un contexte tectonique plus riche et les variations eustatiques sont à la fois gouvernées par le climat et la tectonique.

On a finalement émis l'hypothèse que les canyons seraient un bon marqueur de la déformation d'une marge continentale. En effet, des indices comme la migration des thalwegs, la formation de terrasses ou de zones à *knickpoints*, la modification du profil de pente général, ou encore l'abandon potentiel de têtes de canyons, tendent à affirmer cette hypothèse. Ainsi, les canyons à l'extrême Ouest de la marge Ligure n'ont pas été affectés par les phases de déformation produites plus à l'Est. Les canyons de la Roya jusqu'à la Taggia ont été affectés par cette déformation et sont presque retournés à leur profil d'équilibre. Et le canyon du Verde, par érosion régressive du bas vers le haut de la pente, commence à rééquilibrer son profil de pente. On peut ainsi, d'après l'évolution des canyons, corroborer les hypothèses d'une déformation de la marge Ligure qui croit vers l'Est. Sur la Marge Calabro-Ionienne, la déformation du profil de pente des embouchures des systèmes se connectant à la Vallée de Tarente, associée à la formation de terrasses et de *knickpoints* comme processus de réajustement, pourrait laisser supposer une déformation récente ou encore active associée à la convergence de la plaque Apulienne avec la plaque Calabre. En revanche, la concavité des profils de pente des systèmes de canyons du Sud de la marge confirmerait la cessation de la migration du bloc Calabro-Péloritain et donc l'arrêt du retrait du slab. Toutefois, la présence de nombreuses terrasses dans les têtes, corps et embouchures confirmerait le soulèvement Plio-Pléistocène voire encore actuel de la Marge Calabro-Ionienne.

Perspectives

L'activité des canyons sous-marins même en périodes de haut niveau marin montre l'importance de nombreux processus sédimentaires capables d'éroder, transporter et déposer les matériaux sur leur fond. L'absence de connexion directe de certaines têtes de canyons avec l'embouchure du fleuve associé en surface pourrait suggérer l'importance de processus hydrodynamiques actifs couplés avec les canyons et responsable de la remobilisation des particules sédimentaires. Leur caractérisation précise pourrait être discriminée par des courantomètres, des turbidimètres, des pièges à particules ou encore par une étude de l'évolution bathymétrique au cours du temps. Ces études pourraient également apporter des indices quant à la vitesse ou la rapidité des processus agissant sur une marge active ou passive et leurs possibles différences.

Il serait également important de pouvoir caractériser la nature des dépôts sédimentaires, par des carottages. Elle permettrait de déterminer leur source réelle, et de mieux comprendre l'évolution

de leur nature et des processus à l'origine de leur mise en place. Elle serait d'autant plus importante dans le cas de la Marge Calabro-Ionienne, dont la configuration a évoluée rapidement en très peu de temps.

Un monitorage continu du débit des fleuves à terre et de leur charge solide pourrait contribuer à un avancement dans la connaissance et la corrélation fleuves / canyons, surtout dans le cas de marges actives, dont la morphologie change constamment, affectant autant les objets à terre qu'en mer. Ce monitorage pourrait également contribuer à une connaissance plus spécifique en fonction des changements climatiques ou saisonniers des apports sédimentaires directement à la tête des canyons sous-marins.

L'étude plus large et générale des canyons sous-marins du Bassin Méditerranéen permettrait de mieux comprendre leurs différences majeures entre marges actives et passives, ainsi que leur tendance générale en confrontation avec les autres marges continentales à travers le monde. Elle permettrait de mieux appréhender le contexte particulier qu'offre la Mer Méditerranée quant à la formation et l'évolution des canyons sous-marins.

REFERENCES

BIBLIOGRAPHIQUES

Amblas D., Canals M., Urgeles R., Lastras G., Liquete C., Hughes-Clarke J. E., Casamor J. L., et Calafat A. M., 2006. Morphogenetic mesoscale analysis of the northeastern Iberian margin, NW Mediterranean Basin. Marine Geology, 234:3-20.

Abreu V., Sullivan M., Pirmez C. et Mohrig D., 2003. Lateral accretion packages (LAPs): an important reservoir element in deep water sinuous channels. Marine and Petroleum Geology, 20(6-8): 631-648.

Adams E.W., et Schlager W., 2000. Basic types of submarine slope cuvature. Journal of Sedimentary Research, vol. 70, n°4, pp. 814-828.

Adams E.W., Schlager W., et Anselmetti F., 2001. Morphology and curvature of delta slopes in Swiss lakes : Lessons for the interpretation of clinoforms is seismic data. Sedimentology, 48:661-679.

Adams E.W., Schlager W., et Wattel E., 1998. Submarine slopes with an exponential curvature: Sedimentary Geology, v. 117, p. 135–141.

Adams J.R.C.E., et Roberts H.H., 1993. A model of effects of sedimentation rate on stability of the Mississippi Delta sediments. GeoMarine Letters, 21:1-7.

Ahnert F., 1970. Functional relationships between denudation, relief and uplift in large mid-latitude drainage basins. American Journal of Sciences, 268:243-263.

Algan O., Gokasan E., Gazioglu C., Yucel Z.Y., Alpar B., Guneysu C., Kirci E., Demirel S., Sari E., et Ongan D.U.-. 2002. A high-resolution seismic study in Sakarya Delta and Submarine Canyon, southern Black Sea shelf: Continental Shelf Research, v. 22, p. 1511-1527.

Allen S. E., et Durrieu de Madron X., 2009. A review of the role of submarine canyons in deep-ocean exchange with the shelf. Ocean Sci., 5:607-620.

Antobreh A.A., et Krastel S., 2006. Morphology, seismic characteristics and development of Cap Timiris Canyon, offshore Mauritania: A newly discovered canyon preserved-off a major arid climatic region: Marine and Petroleum Geology, v. 23, p. 37-59.

Antonioli F., Ferranti L., Lambeck K., Kershaw S., Verrubbi V., et Dai Pra G., 2006. Late Pleistocene to Holocene record of changing uplift rates in southern Calabria and northeastern Sicily (southern Italy, Central Mediterranean Sea). Tectonophysics, 422:23-40.

Antonioli F., Segre A.G. et Sylos Labini S., 2004. New data on Late Holocene uplift rate in Calabria and Messina Straits area, Italy. Quaternaria Nova 8:45-67.

Arzola R.G., Wynn R.B., Lastras G., Masson D.G., et Weaver P.P.E., 2008. Sedimentary features and processes in the Nazaré and Setùbal submarine canyons, west Iberian margin. Marine Geology, 250:64-88.

Babonneau N., Savoye B., Cremer M., et Bez M., 2004. Multiple terraces within the deep incised Zaire Valley (Zaïango Project): are they confined levees?: Confined Turbidite Systems. Geological Society, London, Special Publications, Loma, S. A. & Joseph, P. (eds), 222:91-114.

Babonneau N., Savoye B., Cremer M., et Bez M., 2010. Sedimentary architecture in meanders of a submarine channel: detailed study of the present Congo turbidite channel (Zaiango Project). Journal of Sedimentary Research, 80:852-866.

Babonneau N., Savoye B., Crémer M., et Klein B., 2002. Morphlogy and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. Marine and Petroleum Geology, 19:445-467.

Bache F., Popescu S.-M., Rabineau M., Gorini C., Suc J.-P., Clauzon G., Olivet J.-L., Rubino J.-L., Melinte-Dobrinescu M. C., Estrada F., Londeix L., Armijo R., Meyer B., Jolivet L., Jouannic G., Leroux E., Aslanian D., Tadeu Dos Reis A., Mocochain L., Dumurdžanov N., Zagorchev I., Lesic V., Tomic D., Çağatay M. N., Brun J.-P., Sokoutis D., Csato I., Ucarkus G., et Çakır Z., 2012. A two-step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis. Basin Research, 24:125-153.

Bagnold R.A., 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A. Mathematical and Physical Sciences, 225:49-63.

Bak. P., Tang C., et Wiesenfeld K., 1988. Self-organized criticality: Physical Review A, v. 38, p. 364–374.

Baraza J., Ercilla G., et Nelson C. H., 1999. Potential geologic hazards on the eastern Gulf of Cadiz slope (SW Spain). Marine Geology, 155:191-215.

Barnes P.M., et Lewis K.B., 1991. Sheet slides and rotational failurs on a convergent margin : the kidnappers slides, New-Zealand. Sedimentology, 38:205-221.

Bates C.C., 1953. Rotational theory of delta formation. AAPG Bulletin, 37:2119-2162.

Bates R.L. 1987. Glossary of geology. Robert L. Bates and Julia A. Jackson, editors, Alexandria, Va, 788 pp.

Bates R.L., et Jackson J.A., 1987. Dictionary of geological terms (3rd edition). American Geological Institute, 571 pp.

Baztan J., Berné S., Olivet J.L., Rabineau M., Aslanian D., Gaudin M., Réhault J.P., et Canals M., 2005. Axial incision : The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). Marine and Petroleum Geology, 22:805-826.

Berné, S., Carré, D., Loubrieu, B., Mazé, J.P., Morvan, L., Normand, A., 2004. Le Golfe du Lion, Carte morpho-bathymétrique ; IFREMER, Brest 2004.

Berné S., Loubrieu B. et l'équipe embarquée, 1999. Canyons et processus sédimentaires récents sur la marge occidentale du Golfe du Lion. Premiers résultats de la campagne Calmar. Comptes Rendus de l'Académie de Sciences 328:471-477.

Berné S., Satra C., Aloïsi J.C., Baztan J., Dennielou B., Droz L., Dos Reis A.T., Lofi J., Méar Y., et Rabineau M., 2002. Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion, notice explicative: Ifremer, Brest.

Bertoni C. et Cartwright J., 2005. 3D seismic analysis of slope confined canyons from the Plio-Pleistocene of the Ebro Continental Margin (Western Mediterreanean). Basin Research, 17:43-62.

Bessis F., et Burrus J., 1986. Etude de la subsidence de la marge du Golfe du Lion (Méditerranée Occidentale). Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 10 :123-141.

Bethoux J.P., Durrieu de Madron X., Nyffeler F., et Tailliez D., 2002. Deep water in the western Mediterranean : Peculiar 1999 and 2000 characteristics, shelf formation hypothesis, variability since 1970 and geochemical inferred. Journal of Marine Systems, 33-34:117-131.

Béthoux N., Fréchet J., Guyoton F., Thouvenot F., Cattaneo M., Eva C., Feignier B., Nicolas M. et Granet M., 1992. A closing Ligurian sea? – Pure and Applied Geophysics, 139, 2, 179-194.

Béthoux J.P., Prieur L., Nyffeler F., 1981. Utilisation de moyennes hydrologiques pour le calcul des flux d'eaux dans le bassin Liguro-Provençal. Rapp. Comm. int. Mer Médit., 27, 6: 193-196.

Béthoux N., Tric E., Chery J., et Beslier M.-O., 2008. Why is the Ligurian Basin (Mediterranean Sea) seismogenic? Thermomechanical modeling of a reactivated passive margin. Tectonics, 27, doi:10.1029/2007TC002232.

Bigot-Cormier, F., Sage, F., Sosson, M., Deverchere, J., Ferrandini, M., Guennoc, P., Popoff, M., Stephan, J.F., 2004. Deformations pliocenes de la marge nord- Ligure (France) : les consequences d'un chevauchement crustal sud-alpin, Bull. Soc. Geol. Fr., t. 175., n°2, p197-211.

Biju-Duval, B., Letouzey, J., and Montadert, L., 1978. Structure and evolution of the Mediterranean basins. *Init. Repts. DSDP,* 42 (Pt. 1): Washington (U.S. Govt. Printing Office), 951-984.

Biju-Duval, B., and Moore, J. C., et al., 1984. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 78A, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.

Boccaletti M., Nicolich R., et Tortorici L., 1984. The Calabrian arc and the Ionian sea in the dynamic evolution of the Central Mediterranean. Marine Geology, 55:219-245.

Borsetti A.-M., Cati F., et Gabbianelli G., 1989. Crociera IT/88: Indagini sismiche e biostratigrafiche sulla piattaforma e sulla scarpata continentale superiore ionica (Calabria centrale) e tirrenica (Sicilia nord-orientale). Risultati preliminari. Gionale di Geologia, ser. 3°, vol. 5111, pp. 179-200.

Bouma A.H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Elvesier 168.

Bourcart J., 1958. Problèmes de géologie sous-marine : le précontinent, le littoral et sa protection, la stratigraphie sous-marine Masson et cie, éditeurs, p. 125 pp.

Bourget J., Zaragosi S., Ellouz-Zimmermann N., Mouchot N., Garlans T., Schneider J.-L., Lanfumey V., et Lallemant S., 2011. Turbidite system architecture and sedimentary preocesses along topographically complex slopes: the Makran convergent margin. Sedimentology, 58:376-406.

Bourque P.A., 2006. Planète Terre.

Brami T.R., Pirmez C., Archie C. et Holman K., 2000. Late Pleistocene deep-water stratigraphy and depositional processes, offshore Trinidad and Tobago, in P. Weimer, R. M. Slatt, J. Coleman, N. C. Rosen, H. Nelson,A.H. Bouma,M. J. Styzen, and D. T. Lawrence, eds., Deep-water reservoirs of the world: Gulf Coast Section SEPM 20th Annual Research Conference, p. 104–115.

Bryn P., Berg K., Stoker M.S., Haflidason H., et Solheim A., 2005. Contourites and their relevance for mass wating along the Mid-Norwegian Margin. Marine and Petroleum Geology, 22:85-96.

Bryn P., Solheim A., Berg K., Lien R., Forsberg C.F., Haflidason H., Ottesen D., et Rise L., 2003. The Storegga slide complex : repeated large scale sliding in response to climatic cyclicity. In : Submarine Mass Movement and Their Consequences (Eds J. Locat and J. Mienert), pp. 215-222.

Bugge T., Befring S., Beldersson R.H, Eidvin T., Jansen E., Kenyon N.H., Holtedahl H. et Sejrup

H.P., 1987. A giant three-stage submarine slide off Norway. Geo-Marine Letters, 7: 191-198.

Burrus, J., et F. Audebert, 1990. Thermal and compaction processes in a young rifted basin containing evaporite: Gulf of Lions, France: Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., v. 74, p. 1420-1440.

Cacchione D.A., Pratson L.F., et Ogston A.S., 2002. The shaping of continental slopes by internal tides. Science, 296:724-727.

Campy M., et Macaire J.J., 2003. Géologie de la surface – Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux – 2ème edition, Dunod, Paris.

Canals M., Lastras G., Urgeles R., Casamor J.L., Mienert J., Cattaneo A., De Batist M., Haflidason H., Imbo Y., Laberg J.S., Locat J., Long D., Longva O., Masson D.G., Sultan N., Trincardi F., Bryn P., 2004. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data : case studies from the COSTA project. Marine Geology, 213:9-72.

Capozzi R., Artoni A., Torelli L., Lorenzini S., Oppo D., Mussoni P., Polonia A., 2012. Neogene to Quaternary tectonics and mud diapirism in the Gulf of Squillace (Crotone-Spartivento Basin, Calabrian Arc, Italy). Marine and Petroleum Geology, 35(1):219-234.

Carson B., Baker E.T., Hickey B.M., Nittrouer C.A., DeMaster D.J., Thorbjarnarson K.W., et Snyder G.W., 1986. Modern sediment dispersal and accumulation in Quinault submarine canyon -- A summary: Marine Geology, v. 71, p. 1-13.

Carter R.M., 1975b. A discussion and classification of subaqueous Mass-transport with particular application to grain-flow, slurry-flow and fluxoturbidites. Earth Science Reviews, 11:145-177.

Castilla R., Mouchot N., Ellouz N., Mahieux G., Leturmy P., et Loncke L., 2005. Morpho-tectonic and sedimentary processes of Pakistani Makran accretionary prism. Thrust belts and foreland Basins – Decembre 2005.

Catalano R., Doglioni C., et Merlini S., 2001. On the Mesozoic Ionian Basin. Geophys. J. Int., 144 :49-64.

Cattaneo A., Babonneau N., Dan G., Deverchere J., Domzig A., Gaullier V., Lepillier B., Mercier de Lepinay B., Nouguès A., Strzerzynski P., Sultan N., et Yelles K., 2010. Submarine Landslides Along the Algerian Margin: A Review of Their Occurrence and Potential Link with Tectonic Structures. D.C. Mosher et al. (eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, Advances in Natural and Technological Hazards Research, Vol 28.

Cattaneo A., Babonneau N., Ratzov G., Dan-Unterseh G., Yelles K., Bracene R., Mercier de Lepinay B., Boudiaf A., et Devechère J., 2012. Searching for the seafloor signature of the 21 May 2003 Boumerd`es earthquake offshore central Algeria. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 12, 2159–2172, 2012.

Cavazza W., et Barone M., 2009. Large-scale sedimentary recycling of tectonic mélange in a forearc setting: The Ionian basin (Oligocene–Quaternary, southern Italy). GSA Bulletin, 122(11):1932-1949.

Ceramicola, S., Civile, D., Caburlotto, A., Cova, A., Accettella, D., Caffau, M., Cotterle, D., Diviacco, P., Wardell, N., Ramella, R., 2008. Dinamiche morfo-sedimentarie del margine calabro ionico settentrionale per definire il rischio geologico (Progetto MaGIC). In: Oggiano, G., Carmignani, L., Funedda, A., Conti, P. (Eds.), Rendiconti Online della Società Geologica Italiana, vol. 3, pp. 210–211.

Ceramicola, S., Civile, D., Caburlotto, A., Cova, A., Cotterle, D., Diviacco, P., Caffau, M., Praeg, D., Accettella, D., Colizza, E., Critelli, S., Cuppari, A., Dominici, R., Fanucci, F., Morelli, D., Muto, F., Romano, C., Ramella, R., 2009. Features of mass-wasting along the submarine slopes of the Ionian Calabrian margin. In: Chiocci, F.L., Ridente, D., Casalbore, D., Bosman, A. (Eds.), Rendiconti Online della Società Geologica Italiana, vol. 7, pp. 87–89.

Chaumillon, E., Deverchere, J., Rehault, J.P. and Gueguen, E., 1994. Reactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligure (Mediterranee Occidentale). Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Paris, 319: 675-682.

Chiocci F.L., et De Alteriis G., 2006. The Ischia debris avalanche : the first clear submarine evidence in the Mediterrenean of a volcanic Island prehistorical collapse. Terra Nova, 18:202-209.

Cirac P., Bourillet J.-F., Griboulard R., et Normand A., 2001. Le canyon de Capbreton : nouvelles approches morphostructurales et morphosedimentaires. Premiers resultats de la campagne Itsas: Canyon of Capbreton: new morphostructural and morphosedimentary approaches. First results of the ITSAS cruise: Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science,332:. 447-455.

Clark J.D., Kenyon N.H., et Pickering K.T., 1992. Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: implications for the classification of submarine fans. Geology, 20:633-636.

Clark J.D. et Pickering K.T., 1996. Architectural elements and growth patterns of submarine channels: application to hydrocarbon exploration. AAPG Bulletin, 80(2): 194-221.

Clauzon G., 1996. Limites de séquneces et évolution géodynamique. Géomorphologie : relief, processus, environnement, 2 : 3-21.

Clauzon G., Cita M. B., Bossio A., Broglia C., Camerlenghi A., Catrullo D., Colombo A., Croce M., Giambastiani M., Gnaccolini M., Kastens K., Maccoy F., Malinverno A., Parisi E., et Salvatorini G., 1983. Néotectonique des fonds sous-marins de la Dorsale méditerranéenne en mer Ionienne au cours du Pléistocène moyen et supérieur. Méditerranée, 48(2):51-63.

Clauzon G., Rubino J.-L. et Savoye B., 1995. Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast.FieldTripGuideBook, 16th IAS regionalmeeting of Sedimentology. Publ. Ass. Séd. Fr., 23, 143-222.

Cochonat P., Bourillet J-F., et Savoye B., 1993. Geotechnical characteristics and instability of submarine slope sediments, the Nice Slope (N-W Mediterranean Sea). Marine Georesources and Geotechnology, 11:131-151.

Coelho H., Garcia A. C., et Neves R., 2003. Aspects of circulation over submarine canyons: A numerical study. 4° Symposium on the Iberian Atlantic Margin.

Colella A., et Di Geronimo I., 1987. Surface sediments and macrofaunas of the Crati submarine fan (Ionian Sea, Italy). Sedimentary Geology, 51:257-277.

Colella A., et Normark W. R., 1984. High-resolution side-scanning sonar survey of delta slope and inner fan channels of Crati submarine fan (Ionian sea). Mem. Soc. Geol. It., 27:381-390.

Coleman J.M., Roberts H.H. et Stone G.W., 1998. Mississippi river delta: an overview. Journal of coastal Research, 14(3): 698-716.

Collot J.Y., Lewis K.B., Lamarche G., et Lallemand S., 2001. The giant Ruatoria debris avalanche on the Northern Hikurangui Margin, New-Zealand : Result of oblique seamount subduction. Journal of Geophysical Research, 106:19271-19297.

Corbi F., Fubelli G., Lucà F., Muto F., Pelle T., Robustelli G., Scarciglia F., et Dramis F., 2009. Vertical movements in the Ionian margin of the Sila Massif (Calabria, Italy). Ital.J.Geosci. (Boll.Soc.Geol.It.), Vol. 128, No. 3, pp. 731-738.

Courboulex F., Deschamps A., Cattaneo M., Costi F., Déverchère J., Virieux J., Augliera P., Lanza V., et Spallarossa D., 1998. Source study and tectonic implications of the 1995 Ventimiglia (border of Italy and France) earthquake (ML=4:7). Tectonophysics, 290:245-257.

Coussot P., et Meunier M., 1996. Recognition, classification and mechanical description of debris-flows. Earth Sciences Reviews, 40:209-227.

Covault J. A., Fildani A., Romans B. W., et McHargue T., 2011. The natural range of submarine canyon-and-channel longitudinal profiles. Geosphere, 7(2):313-332.

Cravatte J., Dufaure P., Prim M., et Rouaix S., 1974. Les sondages du Golfe du Lion : stratigraphie, sédimentologie, Notes & Mémoires. Compagnies Françaises des Pétroles, pp. 209-274.

Cremer M., et Stow D.A.V., 1985. Sedmentary structures of fone-grained sediments from the Mississippi fan : Thin-section analysis. In : AH Bouma, JM Colemen, AW Meyer et al. (Eds). Initial Reports DSDP, Washington (US Govt. Printing Office), pp. 519-532.

Cronin B.T., 1994. Channel-fill architecture in deep-water sequences: variability, quantification and applications. Unpublished PhD thesis, University of Wales, 332 pp.

Cronin B.T., Akhmetzhanov A.M., Mazzani A., Akhamanov G., Ivanov M., Kenyon N.H., TTR-10 Shipboard Scientists, 2005. Morphology, evolution and fill : Implications for sand and mud distribution in filling deep-water canyons and slope channel complexes. Sedimentary Geology, 179:71-97.

Cronin B.T., et Kidd R.B., 1998. Heterogeneity and lithotype distribution in ancient deep-sea canyons : Point Lobos deep-sea canyon as a reservoir analogue. Sedimentary Geology, 115(4):315-349.

Cucci L., 2004. Raised marine terraces in the Northern Calabrian Arc (Southern Italy): a ~ 600 kyr-long geological record of regional uplift. Annals of Geophysics, vol. 47, n° 4.

Curray J.R., Emmel F.J., et Moorec D.G., 2003. The Bengal fan : Morphology, geometry, stratigraphy, history and processes. Marine Geology, 19:1191-1223.

D'Agostino N., D'Anastasio E., Gervasi A., Guerra I., Nedimovic M. R., Seeber L., et Steckler M., 2011. Forearc extension and slow rollback of the Calabrian Arc from GPS measurements. Geophysical Research Letters, vol. 38, doi:10.1029/2011GL048270.

Dailly G.C., 1983. Slope readjustment during sedimentation of continental margins, in Watkins J.S. and Drake C.L., eds., Studies in continental marine geology: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 34:593-608.

Daly R.A., 1936. Origine of submarine "canyons". Am. Jour. Sc., 31(186):401-420.

Damuth J. E., 1980. Use of high-frequency (3,5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the depp-sea: a review. Marine Geology, 38:51-75.

Dan G., Sultan N., et Savoye B., 2007. The 1979 Nice harbour catastrophe revisited: Trigger mechanism inferred from geotechnical measurements and numerical modeling. Marine Geology, 245:40-64.

Dan G., Sultan N., Savoye B., Deverchere J., et Yelles K., 2009. Quantifying the role of sandy–silty sediments in generating slope failures during earthquakes: example from the Algerian margin. Int. J. Earth Sci., 98:769-789.

Dan-Unterseh G., Savoye B., Gaullier V., Cattaneo A., Deverchère J., Yelles K., et Maradja 2003 Team., 2011. Algerian Margin sedimentation patterns (Algiers area, southwestern Mediterranean). Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings SEPM Special Publication No. 96, SEPM (Society for Sedimentary Geology), ISBN 978-1-56576-287-9, p. 69–84.

Dasgupta P., 2003. Sediment gravity flow – The conceptual problem. Earth Science Reviews, 62 :265-281.

DeCelles P.G., et Cavazza W., 1995. Upper Messinian conglomerates in Calabria, southern Italy: Response to orogenic wedge adjustment following Mediterranean sea-level changes. Geology, 23(9):775-778.

Del Ben A., Barnaba C., et Taboga A., 2007. Strike-slip systems as the main tectonic features in the Plio-Quaternary kinematics of the Calabrian Arc. Mar. Geophys Res., DOI 10.1007/s11001-007-9041-6.

Deptuck M.E., Steffens G.S., Barton M. et Pirmez C., 2003. Architecture and evolution of upper fan channel-belts on the Niger Delta slope and in the Arabian Sea. Marine and Petroleum Geology, 20(6-8): 649-676.

Dobricic, S., Pinardi N., Testor, P., and U. Send, 2008. Data assimilation of glider observations in the Ionian Sea (Eastern Mediterranean): a study of the path of the Atlantic Ionian Stream, J. Phys. Ocean., submitted.

Doglioni C., Merlini S., et Cantarella G., 1999. Foredeep geometries at the front of the Apennines in the Ionian Sea (central Mediterranean). Earth and Planetary Science Letters, 168:243-254.

Donda F., Brancolini G., Santis L.D., et Trincardi F., 2003. Seismic facies and sedimentary processes on the continental rise off Wilkes Land (East Antarctica): evidence of bottom current activity: Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, v. 50, p. 1509-1527.

Dott R.H.J., 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. AAPG Bulletin, 47:104-128.

Ducassou E., Migeon S., Mulder T., Murat A., Capotondi L., Bernasconi S. M., et Mascle J., 2009. Evolution of the Nile deep-sea turbidite system during the Late Quaternary: influence of climate change on fan sedimentation. Sedimentology, 56:2061-2090.

Duggen, S, Hoernie K, van den Bogaard, P, Rupke, L and Phipps Morgan, J, 2003. *Deep roots of the Messinian salinity crisis*, **Nature**, V. 422, p. 602-605.

Durrieu de Madron X., Zervakis V., Theocharis A., et Georpopoulos D., 2005. Comments on « Cascades of dense water around the world ocean". Progress in Oceanography, 64:83-90.

Egorov V.N., Luth U., Luth C., et Gulin M.B., 1998. Gas seeps in the submarine Dnieper canyon, Black Sea: acoustic, video and trawl data: n: Luth, U., Luth, C., Thiel, H. (Eds.), MEGASEEBS (Methane Gas Seep Explorations in the Black Sea) Project Report, Berichte aus dem ZMK, Reihe E. I., Hamburg University, Hamburg, v. 14, p. 11 – 21.

Elverhoi A., Harbitz C. B., Dimakis P., Mohrig D., Marr J., et Parker G., 2000. On the dynamics of subaqueous debris flows. Oceanography, vol. 13, n. 3.

Embley R.W., 1976. New evidence for occurence of debris flow deposits in the deep sea. Geology, 4: 371-374.

Estournel C., Zervakis V., Marsaleix P., Papadopoulos A., Auclair F., Perivoliotis L., et Tragou E., 2005. Dense water formation and cascading in the Gulf of Thermaikos (North Aegean). From observations and Modelling. Continental Shelf Research, 25:2366-2386.

Exon N.F., Hill P.J., Mitchell C., et Post A., 2005. Nature and origin of the submarine Albany canyons off southwest Australia: Australian Journal of Earth Sciences, v. 52.

Faccenna C., Becker T. W., Lucente F. P., Jolivet L., et Rossetti F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. Geophys. J. Int. 145:809–820.

Farre J.A., McGregor B.A., Ryan W.B.F., et Robb J.M., 1983. Breaching the shelf break : passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution. The shelfbreak critical interface on continental margins. Published by SEPM, Special Publication 33, pp. 25-39.

Faugères J.C. et Mulder T. 2011. Contour currents and contourite drifts. - Developments in Sedimentology, 63, 149-214.

Faugères J.C., Stow D., Imbert P. et Viana A. 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. - *Marine Geology*, 162, 1-38.

Felix D.W., et Gorsline D.S., 1971. Newport submarine canyon, California ; An example of the

effects of shifting loci of sand supply upon a canyon position. Marine Geology, 10:177-198.

Felix M., et Peakall J., 2006. Transformation of debris flows into turbidity currents : mechanisms inferres from laboratory experiments. Sedimentology, 53:107-123.

Ferranti L., Antonioli F., Mauz B., Amorosi A., Dai Pra G., Mastronuzzi G., Monaco C., Orrù P., Pappalardo M., Radtke U., Renda P., Romano P., Sansò P., et Verrubbi V., 2006. Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications. Quaternary International, 145-146:30-54.

Ferranti L., Santoro E., Mazzella M. E., Monaco C., et Morelli D., 2008. Active transpression in the Northern Calabria Apennines, southern Italia. Tectonophysics, 476(1-2):226-251.

Field M.E., Gardner J.V., et Prior D.B., 1999. Geometry and significance of stacked gullies on the California slope. Marine Geology, 154:271-286.

Fierro G., Corradi N., Fanucci F., Ferrari M., Firpo M., Ivaldi R., Piccazzo M., et Balduzzi I., 2010. La géologie sous-marine de la Mer Ligure : une synthèse. BSGLg, 54 :31-40.

Finetti I. et Morelli C., 2002. Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean Sea. Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, vol. XIV, n°56.

Fisher R.V., 1983. Flow transformation in sediment gravity flows. Geology, 11 :273-274.

Flageollet J.C., 1988. Les mouvements de terrain et leur prévention. Eds. Masson, Paris, pp. 224.

Flood R.D., Manley P.L., Kowsmann R.O., Appi C.J., et Pirmez C., 1991. Seismic facies and late Quaternary growth of Amazon submarine fan. In : Seismic facies an sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems (Eds P. Weiner and M.N. Link), pp.415-433. Spinger-Verlag, New-York.

Frankel K. L., Pazzaglia F. J., et Vaughn J. D., 2007. Knickpoint evolution in a vertically bedded substrate, upstream-dipping terraces, and Atlantic slope bedrock channels. GSA Bulletin, 119(3/4):476-486.

Fulthrope C.S., Austin J.A. et Mountain G.S., 2000. Morphology and distribution of Miocene slope incisions on New Jersey: are they diagnostic of sequence boundaries? GSA Bulletin, 112(6): 817-828.

Gacic M., Borzelli E., Civitarese G., Cardin V., et Yari S., 2010. Can internal processes sustain reversals of the ocean upper circulation? The Ionian Sea example. Geophysical Research Letters, 37, doi:10.1029/2010GL043216.

Galloway W.E., 1998. Siliclastic slope and base-of-slope depositional systems : Component, facies, stratigraphic architecture and classification. AAPG Bulletin, 82(4):569-595.

Galloway W.E. et Hobday D.K., 1996. Terrigenous clastic depositional system (2d ed.): Heidelberg, Springer-Verlag. P.489.

Garcia M., Alonson B., Ercilla G., et Garcia E., 2006. The tributary valleys systems of the Almeria canyon (Alboran Sea, SW Mediterranean) : Sedimentary Architecture. Marine Geology, 226:207-223.

Garcia-Catellanos D., Estrada F., Jiménez-Munt I., Gorini C., Fernàndez M., Vergés J., et De Vicente R., 2009. Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. Letters, 462:778-782.

Gardner W.D., 1989. Baltimore Canyon as a modern conduit of sediment to the deep sea. Deep-Sea Res., 36:323-358.

Garfield N., Rago T.A., Schnebele K.J., et Collins C.A., 1994. Evidence of a turbidity current in Monterey Submarine Canyon associated with the 1989 Loma Prieta earthquake: Continental Shelf Research, v. 14, p. 673-686.

Gargani J., et Rigollet C., 2007. Mediterranean Sea level variations during the Messinian salinity crisis. Geophysical Research Letters, Vol. 34. doi:10.1029/2007GL029885.

Garrett C., 2003. Internal tides and ocean mixing. Science, vol. 30.

Garrett C., et Kunze E., 2007. Internal Tide Generation in the Deep Ocean. Annu. Rev. Fluid Mech. 39:57–87.

Garrison L.E., Kenyon N.H., et Bouma A.H., 1982. Channel systems and lobe construction in the Mississippi fan. GeoMarine Letters, 2:1132-1157.

Garziglia S., Migeon S., Ducassou E., Loncke L., et Mascle J., 2008. Mass-transport deposits on the Rosetta Province (NW Nile deep-sea turbidite system, Egyptian Margin) : characteristics, distribution and potential causal processes. Marine Geology, 250 :180-198.

Gaudin M., 2006. Processus et enregistrements sédimentaires dans les canyons sous-marins Bourcart et de Capbreton durant le dernier cycle climatique. PhD tesis, Université de Bordeaux 1, Bordeaux.

Gaudin M., Berne S., Jouanneau J.-M., Palanques A., Puig P., Mulder T., Cirac P., Rabineau M. et Imbert, P., 2006. Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern

Mediterranean Sea). Marine Geology, 234: 111-128.

Gaullier V., Mart Y., Bellaiche G., Mascle J., Vendeville B.C., et Zitter T., 2000. Salt tectonics in and around the Nile deep-sea fan : Insights from the PRISMED II Cruise. Geological Society, London, Special Publications, 174:111-129.

Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.-P., Cravette, J., Violant, D., 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. C. R. Acad. Sci. Paris, Sér. 2 318, 1103-1109.

Gee M.J.R., Gawthorp R.L., Bakke K., et Friedmann S.J., 2007. Seismic geomorphology and evolution of submarine channels from the Angola continental margin. Journal of Sedimentary Research, 77:433-446.

Gee M.J.R., Gawthorpe R.L., Friedmann J.S., 2005. Giant striations at the base of a submarine landslide. Marine Geology, 214:287-294.

Gee M.J.R., Gawthorpe R. L., et Friedmann S. J., 2006. Triggering and evolution of a giant submarine landslide, offshore Angola, revealed by 3D seismic stratigraphy and geomorphology. Journal of Sedimentary Research, 76:9-19.

Gee M.J.R., Masson D.G., Watts A.B., et Allen P.A., 1999. The Saharian debris flow : An insight into the mechanics of long runout submarine debris flows. Sedimentology, 46:317-335.

Gibson R.E., 1958. The progress of consolidation in a clay layer increasing in thickness with time. Geotechnique, 8:171-182.

Goes S., Giardini D., Jenny S., Hollenstein C., Kahle H.-G., et Geiger A., 2004. A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean. Earth and Planetary Science Letters 226:335– 345.

Goff J.A., 2001. Quantitative classification of canyon systems on continental slope and a possible relationship on slope curvature. Geophysical Research Letters, 28(23):4359-4362.

Goffart A., J.H. Hecq, 2007. Projet Referentiel Plancton de la Baie de Calvi. I. Le Front Liguro-Provencal. RMC, STARESO, ULg Liege, 30 pp.

Goldfinger C., Morey A. E., Nelson C. H., Gutiérrez-Pastor J., Johnson J. E., Karabanov E., Chaytor J., Eriksson A., et Shipboard Scientific Party., 2007. Rupture lengths and temporal history of significant earthquakes on the offshore and north coast segments of the Northern San Andreas Fault based on turbidite stratigraphy. Earth and Planetary Science Letters 254:9–27.

Gonthier E., Faugères J.-C., Viana A., Figueiredo A., et Anschutz P., 2003. Upper Quaternary deposits on the Sao Tome. deep-sea channel levee system (South Brazilian Basin): major turbidite versus contourite processes. Marine Geology, 199:159-180.

Goodwin R.H., et Prior D.B., 1989. Geometry and depositionnal sequences pf the Mississippi Canyon, Gulf of Mexico. Journal of Sedimentary Petrology, 59: 318-329.

Gorini C., Lofi J., Duvail C., Tadeu Dos Reis A., Guennoc P., Lestrat P., et Mauffret A., 2005. The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: Interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin. Marine and Petroleum Geology, 22:695-712.

Gorsline D.S., 1970. Submarine canyons ; An introduction. Marine Geology, 8:183-186.

Gorsline D.S., 1978. Anatomy of Margin Basins. Journal of Sedimentary Petrology, 48:1055-1068.

Green A., 2011. Submarine canyons associated with alternating sediment starvation and shelf-edge wedge development: Northern KwaZulu-Natal continental margin, South Africa. Marine Geology, 284:114-126.

Green N., John A., Goff A., et Ron Uken, 2007. Geomorphological evidence for upslope canyon-forming processes on the northern KwaZulu – Natal shelf, SW Indian Ocean, South Africa. Geo. Mar. Letters, 27:399-409.

Greene H.G., Maher N.M., et Paull C.K., 2002. Physiography of the Monterey Bay National Marine Sanctuary and implications about continental margin development: Marine Geology, v. 181, p. 55-82.

Gueguen E., Doglioni C., et Fernandez M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics, 298:259-269.

Guiraud R. et Bosworth W., 1999. Phanerozoic geodynamic evolution of northeastern Africa and the northwestern Arabian platform. Tectonophysics, 315:73-108.

Haflidason H., Sejrup H.P., Nygard A., Mienert J., Bryn P., Lien R., Forsberg C.F., Berg K., et Masson D.G., 2004. The Storegga slide : architecture, geometry and slide development. Marine Geology, 213:201-234.

Hagen R.A., Vergara H., et Naar D.F., 1996. Morphology of San Antonio Submarine Canyon on the Central Chile Forearc. Marine Geology, 129:197-205.

Hampton M.A., Lee H.J., et Locat J., 1996. Submarine landslides. Reviews of Geophysics, 24:33-59.

Haq, B. U., 1993. Deep sea response to eustatic change and the significance of gas hydrates for

continental margin stratigraphy: International Association of Sedimentologists Special Publication 18, p. 93–106.

Haq B.U., 1998. Natural gas hydrates : Searching the long-term climatic and slope stability records. In : Gas hydrates : Relevance to world margin stability and climate change (Eds. JP. Henriet and J. Mienert), 137:303-318, Geological Society Special Publication, London.

Haq B. U., Hardenbol J., et Vail P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, vol. 235.

Harris P.T., et Whiteway T., 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margin. Marine Geology, 285:69-86.

Hasiotis T., Papatheodorou G., et Ferentinos G., 2005. A high resolution approach in the recent sedimentation processes at the head of Zakynthos Canyon, western Greece. Marine Geology, 214:49-73.

Haughton P., Davis C., McCaffrey W., et Barker S., 2009. Hybrid sediment gravity flows deposits – Classification, origin and significance. Marine and Petroleum Geology.

Hilgen F. J., 1991. Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene / Pliocene boundary. Earth Planet. Sci. Lett., 107:349-368.

Hill P.J., De Deckker P., et Exon N.F., 2005. Geomorphology and evolution of the gigantic Murray canyons on the Australian southern margin: Australian Journal of Earth Sciences, v. 52, p. 117-136.

Hiscott R. N., Hall F. R., et Pirmez C., 1997. Turbidity-current overspill from the Amazon channel: texture of the silt/sand load, paleoflow from anisotropy of magnetic susceptibility and implications for flow processes. Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., and Peterson, L.C. (Eds.), 1997 *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results,* Vol. 155.

Horton R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. Bull. of the Geol. Soc. of America, 56, pp. 275-370.

Hovius N., 1998. Controls on sediment supply by large rivers. In: Relative Role of Eustasy, Climate and Tectonics in Continental Rocks (Ed. by K.W. Shanley & P.J. McCabe), SEPM Spec. Publ., 59:3-16.

Hsü K.J., Cita M.B., Ryan W.B.F., 1973. Origin of the Mediterranean evaporites. In: Ryan, W.B.F, Hsü, K.J., et al. (Eds.), Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, 13, 1203–1231.

Hughes P. D., et Woodward J. C., 2008. Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. Journal of Quaternary Science, 23(6-7):575-588.

Imbrie J., Hays J. D., Martinson D. G., McIntyre A., Mix A. C., Morley, J. J., Pisias N. G., Prell W. L. & Shackleton N. J., 1984. The orbital theory of pleistocene climate : support from a revised chronology of the marine δ18O record – In Milankovitch and climate ; Berger A., Imbrie J., Hays J., Kukla G., Saltzman B. : 126 : p. 269-305.

Imran J., et Syvitski J.P.M, 2000. Impact of extreme river events on the coastal ocean. Oceanogrphy, vol. 13, n° 3.

Inman D.L., et Jenkins S.A., 1999. Climate change and the episodicity of sediment flux of small California rivers. J. Geol., 107:251-270.

Ito M., 2010. Are coarse-grained sediment waves formed as downstream-migrating antidunes? Insight from an early Pleistocene submarine canyon on the Boso Peninsula, Japan. Sedimentary Geology, 226:1-8.

Ivanov V.V., Shapiro G.I., Huthnance J.M., Aleynik D.L., et Golovin P.N., 2004. Cascades of dense water around the world ocean. Progress in Oceanography, 60:47-98.

Jaurand E., 1998. Les glaciers disparus de l'Apennin. Géomorphologie et paléoenvironnements glaciaires de l'Italie péninsulaire. Paris : Publications de la Sorbonne, pp. 382.

Jobe Z. R., Lowe D. R., et Uchytil S. J., 2011. Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea. Marine and Petroleum Geology, 28:843-860.

Karl H.A., et Carlson P.R., 1982. Large sand waves in Navarinski canyon head, Bering Sea. Géo-marine Letters, 2(3-4):157-162.

Kennett J.P., 1982. Marine Geology. Prentice – Hall, Inc., Englewood Cliffs, pp.752.

Kenter J.A.M., 1990. Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. Sedimentology 72, 777–794.

Kenyon N. H., Belderson R. H., et Stride A. H., 1978. Channels, canyons, and slump folds on the continental slope between Southwest Ireland and Spain: Oceanologica Acta, v. 1, no. 3, p. 369-380.

Kenyon N.H., Stride A.H., et Belderson R.H., 1975. Plan views of active faults and other features on the lower Nile Cone. GSA Bulletin, 86:1733-1739.

Khripounoff A., Vangriesheim A., Babonneau N., Crassous P., Dennielou B., et Savoye B., 2003. Direct observation of intense turbidity current activity in the Zaire submarine valley at 4000 m water depth. Marine Geology, 194:151-158.

Khripounoff A., Vangriesheim A., Crassous P., et Etoubleau J., 2009. High frequency of sediment gravity flow events in the Var submarine canyon (Mediterranean Sea). Marine Geology, 263:1-6.

Kirkby M.J., 1987. General models of long-term slope evolution through mass movement. In: Anderson, M.G., Richards, K.S. (Eds.), Slope Stability, Geotechnical Engineering and Geomorphology. Wiley, London, pp. 359-379

Klaucke I., et Cochonat P., 1999. Analysis of past sea¯oor failures on the continental slope off Nice (SE France). Geo-Marine Letters, 19:245-253.

Kneller B.C., 1995. Beyond the turbidite paradigm : Physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. In : A.J. Hartley and D.J. Prosser (Editors). Characterization of deeps marines clastic systems. Geological Society Special Publication, pp. 31-49.

Kneller B.C., 2003. The influence of flow parameters on turbidite slope channel architecture. Marine and Petroleum Geology, 20: 901-910.

Kneller B., et Buckee C., 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents : a review of some recent studies and their geological implications. Sedimentology, 47:62-94.

Kneller B.C. et McCaffrey W.D., 2003. The interpretation of vertical sequences in turbidite beds: the influence of longitudinal flow structure. Journal of Sedimentary Research, 73(5): 706-713.

Kolla V., Bandyopadhyay A., Gupta P., Mukherjee B., et Ramana D. V., 2012. Morphology and internal structure of a recent upper Bengal fan-valley complex. SEPM Special Publication No. 99.

Komar P. D., 1971. Hydraulic jumps in turbidity currents. Geological Society of America Bulletin, 82:1477-1488.

Krastel S., Smincke H.U., Jacobs C.L., 2001. Formation of submarine canyons on the flanks of the Canary Islands. Geo-Marine Letters, 20:160-167.

Krijgsman W., Hilgen F. J., Raffi I., Sierro F. J., et Wilson D. S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. Letters to Nature, 400:652-655.

Kuenen P.H., et Migliorini C.I., 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. Journal of Geology, Chicago, 58:91-127.

Kuvaas B., Kristoffersen Y., Guseva J., Leitchenkov G., Gandjukhin V., Lovas O., Sand M., et Brekke H., 2005. Interplay of turbidite and contourite deposition along the Cosmonaut Sea/Enderby Land margin, East Antarctica. Marine Geology, 217:143-159.

Laberg J.S., et Vorren T.O., 2000. The Trenadjupet slide, offshore Norway : Morphology, evacuation and triggering mechanisms. Marine Geology, 171(1-4):95-114.

Lacombe H., 1965. Courants de densité dans le détroit de Gibraltar. La Houille Blanche, 1965 (1), janvier-février, pp. 38-44.

Lajoie K.R., Ponti D.J., Powell C.L., Mathieson S.A. and Sarna-Wojcicki A.M., 1991. Emergent marine strandlines and associated sediments, coastal California; a record of Quaternary sea-level fluctuations, vertical tectonic movements, climate changes, and coastal processes, in Quaternary Non-Glacial Geology: Conterminous United States, edited by R.B. Morrison, Geological Society of America Decade of North America Geology, vol. K-2, 190-214.

Lamarche G., Joanne C., et Collot J.Y., 2008. Successive, large mass-transport deposits in the south Kermadec fore-arc basin, New-Zealand : the Matakaoa submarine instability complex. Geochem. Geophys. Geosyst., 9 (Q04001, doi:10.1029/2007GC001843).

Lambeck K., Antonioli F., Purcell A., et Silenzi S., 2004. Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr. Quaternary Science Reviews, 23:1567-1598.

Lancien P., 2007. Etude expérimentale des chenaux sous-marins. PhD thesis, Institut de Physique du Globe de Paris, Paris.

Larroque C., Béthoux N., Calais E., Courboulex F., Deschamps A., Déverchère J., Stéphan J.-F., Ritz J.-F., et Gilli E., 2001. Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw 80 (3-4): 255-272.

Larroque C., Delouis B., Godel B., et Nocquet J.M., 2009. Active deformation at the southwestern Alps–Ligurian basin junction (France-Italy boundary): evidence for recent change from compression to extension in the Argentera massif. Tectonophysics 467:1-4.

Larroque C., Mercier de Lépinay B., et Migeon S., 2011. Morphotectonic and fault–earthquake relationships along the northern Ligurian margin (western Mediterranean) based on high resolution, multibeam bathymetry and multichannel seismic-reflection profiles. Mar. Geophys. Res., 32:163-179.

Lastras, G., Canals, M., Amblas, D., Lavoie, C., Church, I., De Mol, B., Duran, R., Calafat, A.M., Hughes-Clarke, J.E., Smith, C., Heussner, S., Euroleón cruise shipboard party, 2011. Geomorphology of Blanes and La Fonera canyon heads, western Mediterranean Sea. Mar. Geol. doi:10.1016/j.margeo.2010.11.005.

Lastras G., Canals M., Hughes Clarke J.E., Moreno M., De Batist M., Masson D.G., et Cochonat P., 2002. Seafloor imagery from the BIG'95 debris flow, Western Mediterranean. Geology, 30(10):871-874.

Lastras G., Canals M., Urgeles R., De Batist M., Calafat A. M., et Casamor J.L., 2004. Characterisation of the recent BIG'95 debris flow deposit on the Ebro margin, Western Mediterranean Sea, after a variety of seismic reflection data. Marine Geology, 213:235-255.

Laurent R., 1971. Charge solide en suspension et géochimie dans un fleuve côtier méditerranéen. Le Var (Alpes Maritimes). Thèse de 3° cycle de sédimentologie, Univ. Nice, France, pp. 249.

Laursen J., et Normark W.R., 2002. Late quaternary evolution of the San Antonio Submarine Canyon in the Central Chile forearc (33°S). Marine Geology, 188:365-390.

Laval A., Cremer M., Beghin M., et Ravenne C., 1988. Density surges : two-dimensional experiments. Sedimentology, 35:73-84.

Lee S. H. et Chough S. K., 2001. High-resolution (2±7 kHz) acoustic and geometric characters of submarine creep deposits in the South Korea Plateau, East Sea. Sedimentology, 48:629-644.

Lee H.J., Syvitski J.P.M., Parker G., Orange D., Locat J., Hutton E.W.H., et Imran J., 2002. Distinguishing sediment waves from slope failure deposits : Field examples, including the "Humboldt slide", and modeling results. Marine Geology, 192:79-104.

Leopold L. B. et Maddock J. R., 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, Vol., 252.

Lewis K.B., et Barnes P.M., 1999. Kaikowa canyon, New-Zealand : Active conduit from near-shore sediment zones to trench-axis channel. Marine Geology, 162:39-69.

Leynaud D., Mienert J., et Vanneste M., 2009. Submarine mass movements on glaciated and non-glaciated European continental margins: A review of triggering mechanisms and preconditions to failure. Marine and Petroleum Geology, 26:618-632.

Leynaud D., Sultan N., et Mienert J., 2007. The role of sedimentation rate and permeability in the slope stability of the formerly glaciated Norwegian continental margin : The Storegga slide model. Landslides, 4:297-309.

Liu, J.T., Lin, H.-L., 2004. Sediment dynamics in a submarine canyon: a case of river–sea interaction. Marine Geology 207 (1–4), 55–81.

Locat J., et Lee H.J., 2002. Submarine landslides : Advances and challenges. Canadian Geotechnical Journal, 39:193-212.

Locat J., Lee H.J., Nelson C.H., Schwab W.C., et Twichell D.C., 1996. Analysis of the mobility of far reaching debris flows on the Mississippi fan. Gulf of Mexico. In : K. Senneset (Editor). Proceedings of the seventh international symposium on landslides, A. A. Balkema, Rotterdam, pp. 555-560.

Lofi, J., 2002. La Crise de Salinité Messinienne : conséquences immédiates et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du Golfe du Lion. Thèse 3ème cycle, Université Lille I.

Lofi J., et Berné S., 2008. Evidence for pre-Messinian submarine canyons on the Gulf of Lions slope (Western Mediterrenean). Marine and Petroluem Gelogy, 25(8):804-817.

Lofi, J., Déverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Guennoc, P., Loncke, L., Maillard, A., Sage, F., Thinon, I., 2011a. Atlas of the messinian seismic markers in the Mediterranean and Black Seas Special Edition : Commission de la Carte Géologique du Monde, Mémoires de la Société Géologique de France, 179, 72pp.

Lofi J., Gorini C., Berné S., Clauzon G., Dos Reis A.T., Ryan W.B.F., Steckler M., 2005. Paleoenvironmental changes and erosional processes on the western Gulf of Lions duringt he Messinian Salinity Crisis. Marine Geology 217 (1-2):1-30.

Loget N. et Van Den Driessche, 2009. Wave train model for knickpoint migration. Geomorphology, 106:376-382.

Lowe D.R., 1976a. Grain-flow and grain-flow deposits. Journal of Sedimentary Petrology, 46:188-199.

Lowe D.R., 1976b. Subaqueous liquifed and fluidized sediment flows and their deposits. Sedimentology, 23:285-308.

Lowe D.R., 1982. Sediment gravity flows : II depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology, 52(1):279-297.

Lowe D.R., et Guy M., 2000. Slurry flows depostits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea : A new perspective on the turbidity currents and debris flows problem. Sedimentology, 47:31-70.

Magne R., Belibassakis K.A., Herbers T.H.C., Ardhuin F., O'Reilly W.C.O., et Rey V., 2007. Evolution of surface gravity waves over a submarine canyon. Journal of Geophysical Research, 112.

Malinverno A., et Ryan W. B. F., 1986. Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. Tectonics, 5(2):227-245.

Malinverno A., et Ryan W.B.F., 1988. Sonar images of the path of recent failure events on the continental margin off Nice, France. Geological Society of America, Special Paper, 229:59-76.

Manley P.L., Pirmez C., Busch W. et Cramp A., 1997. Grain-size characterization of Amazon Fan deposits and comparison to seismic facies units. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Editors), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, pp. 35-52.

Mann C.J., Kanagy II S.P., 1990. Angles of repose that exceed modern angles. Geology 18, 358– 361.

Marr J.G., Harff P.A., Shanmugam G., et Parker G., 1997. Experiments on subaqueous sandy debris flows. In : AGU Fall Meeting, 78. San Francisco.

Marr J.G., Shanmugam G., et Parker G., 2001. Experiments on subaqueous sandy gravity flows : The role of clay and water content in flow dynamics and depositional structures. Bulletin of the Geological Society of America, 113:1377-1386.

Martinez J.F., Cartwright J., et Hall B., 2005. 3D seismic interpretation of slumps complexes : Examples from the continental margin of Israel. Basin Research, 17:83-108.

Mascle J., Auroux C., et Rossi S., 1984. Structure géologique superficielle et évolution récente de la dorsale apulienne (Mer Ionienne). Revue de l'institut français du Pétrole, vol 39, n° 2, mars-avril.

Maslin M., Mikkelsen N., Vilela C., et Haq B., 1998. Sea-level– and gas-hydrate–controlled catastrophic sediment failures of the Amazon Fan. Geology, 26(12):1107-1110.

Maslin M., Vilela C., Mikkelsen N. et Grootes P., 2005. Causes of catastrophic sediment failures of the Amazon Fan. Quaternary Science Reviews, 24:2180-2193.

Masson D.G., Canals M., Alonso B., Urgeles R., et V.H., 1998. The Canary debris flows : Source area morphology and failure mechanisms. Sedimentology, 45:411-432.

Masson D.G., Huggett Q.J., et Brunsden D., 1993. The surface texture of the Saharian debris flow deposit and some speculations on submarine debris flow processes. Sedimentology, 40:583-598.

Masson D.G., Watts A.B., Gee M.J.R., Urgeles R., Mitchell N.C., Le Bas T.P., et Canals M., 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. Earth-Science Reviews, 57:1-35.

Mattei M., Cifelli F., et D'Agostino N., 2007. The evolution of the Calabrian Arc: Evidence from paleomagnetic and GPS observations. Earth and Planetary Science Letters 263:259–274.

McAdoo B.G., Orange D.L., Screaton E., Lee H., et Kayen R., 1997. Slope basins, headless canyons and submarine paleosismology of the Cascadia accretionary complex. Basin Research, 9:313-324.

McAdoo B.G., Pratson L.F., et Orange D.L., 2000. Submarine landslide geomorphology, US continental slope. Marine Geology, 169:103-136.

McHugh C.M.G., Damuth J.E. et Mountain G.S., 2002. Cenozoic mass-transport facies and their correlation with relative sea-level change, New Jersey continental margin. Marine Geology, 184: 295-334.

McHugh C.M.G. et Olson H.C., 2002a. Pleistocene chronology of continental margin sedimentation: New insights into traditional models, New Jersey. . Marine Geology 185: 389-411.

McHugh C.M.G. et Olson H.C., 2002b. Pleistocene chronology of continental margin sedimentation:: New insights into traditional models, New Jersey. Marine Geology, 186(3-4): 389-411.

McHugh C.M.G., Ryan B.F., Eittreim W., et Donald Reed S., 1998. The influence of the San Gregorio fault on the morphology of Monterey Canyon: Marine Geology, 146:63-91.

Merlini S., Cantarella G., et Doglioni C., 2000. On the seismic profile Crop M5 in the Ionian Sea. Boll. Soc. Geol. It., 119:227-236.

Métivier F., Lajeunesse E., et Cacas M.C., 2005. Submarine canyons in the Bathtub. Journal of Sedimentary Research, 75(1):6-11.

Meunier M., 1991. Eléments d'hydraulique torrentielle. pp. 278. Série Montagne, n°1, edition CEMAGREF, ISBN 2-85362-263-0.

Michels K.H., Suckow A., Breitzke M., Kudrass H.R., et Kottke B., 2003. Sediment transport in the shelf canyon "Swatch of No Ground" (Bay of Bengal): Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, v. 50, p. 1003-1022.

Middleton G.V., 1966. Experiments on density and turbidity currents. In : Motion of the head canyon. Journal Earth Sciences, 3:523-546.

Middleton, G., 1970. Experimental studies related to the problems of flysch sedimentation. Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 7, 253-272.

Middleton G.V., et Hampton M.A., 1973. Sediment gravity flows : mechanics of flow and dispersion. In : Turbidities and deep-water sedimentation (Eds G.V. Middleton, Bouma A.H.), pp. 1-38. Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles.

Middleton G.V., et Hampton M.A., 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In : Marine Sediment Transport and Environmental Mangement (Eds. D.J. Stanley and D.J.P. Swift), pp.197-218. Wiley, New-York.

Migeon S., Cattaneo A., Hassou V., Larroque C., Corradi N., Fanucci F., Dano A., Mercier de Lepinay B., Sage F., et Gorini C., 2011. Morphology, distribution and origin of recent submarine landslides of the Ligurian Margin (North-western Mediterranean): some insights into geohazard assessment. Marine Geophysical Research, 32(1-2):225-243.

Migeon S., Garziglia S., Cattaneo A., Sage F., Hassoun V., et Sardou O., 2010. Submarine failures off the french Riviera (North-Western Mediterranean) : Impact of sediment supply, tectonic and earthquakes. Marine Geology.

Migeon S., Mascle J., Coste M., et Rouillard P., 2012. Mediterranean submarine canyons and channels: Morphological and geological backgrounds. *In* Mediterranean Submarine Canyons, Ecology and Governance, Ed. Würtz M., Chapitre 1.2., pp. 27-41.

Migeon S., Mulder T., Savoye B., Sage F., 2006. The Var turbidite system (Ligurian Sea, northwestern Mediterranean) – Morphology, sediment supply, construction of turbidite levee and sediment waves : implications for hydrocarbon reservoirs. GeoMarine Letters, 26:361-371.

Migeon S., Mulder T., Savoye B, et Sage F., 2012. HYdrodynamic processes, velocity structure and stratification in natural turbidity currents: Results inferred from field data in the Var Turbidite System. Sedimentary Geology, 245-246:48-62.

Migeon S., Savoye, B., Babonneau, N., et Spy-Anderson, F. L., 2004. Processes of sediment-wave construction along the present Zaire deep-sea meandering channel (Zaiango project): Journal of Sedimentary Research, 74: 580-598.

Migeon S., Savoye B., et Faugeresb JC., 2000. Quaternary development of migrating sediment waves in the Var deep-sea fan: distribution, growth pattern, and implication for levee evolution. Sedimentary Geology, 133(3-4):265-293.

Migeon S., Savoye B., Zanella E., Mulder T., Faugères J.C. et Weber O., 2001. Detailed seismic-reflection and sedimentary study of turbidite sediment waves on the Var Sediment Ridge (SE France) : Significance for sediment transport and deposition and for the mechanisms of sediment-wave construction. Marine and Petroleum Geology, 18:179-208.

Milia A., 2000. The Dhorn canyon: a response to the eustatic fall and tectonic uplift of the outer shelf along the eastern Tyrrhenian Sea margin, Italy: Geo-Mar Lett, 20: 101-108.

Milkov A. V., Sassen R., Novikova I., et Mikhailov E., 2000. Gas hydrates at minimum stability water depths in the Gulf of Mexico : Significance to geohazard assessment. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, Volume L., 2000. pp. 217-224.

Millot C., 1991. Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean. Dyn. Atm. Oceans, 15:179-214.

Millot C., 1992. Are there major differences between the largest Mediterranean seas ? A preliminary investigation. Bulletin de l'Institut Océanographique, Monaco, 11:3-25.

Millot C., et Monaco A., 1984. Deep intense currents and sedimentary transport in the northwestern Mediterranean Sea. Geo-Marine Letters, 4(1):13-17.

Millot C., et Taupier-Letage I., 2005. Circulation in the Mediterranean Sea. Handbook of Environmental Chemistry Volume 5K, 2005, pp 29-66.

Minelli L., et Faccenna C., 2010. Evolution of the Calabrian accretionary wedge (central Mediterranean). Tectonics, vol. 29. TC4004, doi:10.1029/2009TC002562.

Mitchell N.C., 2005. Interpreting long-profiles of canyons in the USA Atlantic continental slope: Marine Geology, v. 214, p. 75-99.

Mitchell N.C., 2005. Erosion of canyons in continental slopes. Geological Society, London, Special Publications, 244:131-140.

Mitchell N. C., 2006. Morphologies of knickpoints in submarine canyons. GSA Bulletin, 118(5/6):589-605.

Mitchell N.C. et Huthnance J.M., 2007. Comparing the smooth, parabolic shapes of interfluves in continental slopes to predictions of diffusion transport models. Marine Geology, 236:189-208.

Mitchum R. M. Jr., Vail P. R., et Thompson S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2 : the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In : C. W. Payton (Editor), Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 26:53-62.

Mohrig D., Whipple K.X., Hondzo M., Ellis C., et Parker G., 1998. Hydroplaning of subaqueous debris flows. Geological Society of America Bulletin, 110:387-394.

Moore G.T., 1969. Interaction of rivers and oceans ; Pleistocene petroleum potential. AAPG Bull., 53:2421-2430.

Moore J.G., Clague D.A., Holcomb R.T., Lipman P.W., Normark W.R., et Torresan M.E., 1989. Prodigious submarine landslides on the Hawaïan Ridge: Journal of Geophysical Research, 94:17465-17484.

Morelli D., Cuppari A., Colizza E., et Fanucci F., 2011. Geomorphic setting and geohazard-related features along the Ionian Calabrian margin between Capo Spartivento and Capo Rizzuto (Italy). Mar. Geophys. Res. DOI 10.1007/s11001-011-9130-4.

Morgenstern N., 1967. Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. In : Marine Geotechnique (Eds AF. Richards), pp. 189-220. University Illinois Press, Urbana.

Moscardelli L., Wood L., et Mann P., 2006. Mass-transport complexes and associated processes in the offshore area of Trinidad and Venezuela. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 90:1059-1088.

Moscardelli L., et Wood L., 2008. New classification system for mass-transport complexes in offshore Trinidad. Basin Research, 20:73-98.

Mosher D.C., Moran K., et Hiscott R.N., 1994. Late Quaternary sediment, sediment mass flow processes and slope stability on the Scotian slope, Canada. Sedimentology, 41:1039-1061.

Mosher D.C., Piper D.J.W., Campbell D.C., et Jenner K.A., 2004. Near-surface geology and sediment-failure geohazards of the Central Scotian slope. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 88(6):703-723.

Mountjoy J.J., Barnes P.M., et Pettinga J.R., 2009. Morphostructure and evolution of submarine canyons across an active margin : Cook Strait of the Hikurangi Margin, New Zealand. Marine Geology, doi:10.1016/j.margeo.2009.01.006.

Mountain G.S., Damuth J.E., Mc Hugh C.M.G., Lorenzo J.M., et Fulthorpe C.S., 1996. Origin, reburial, and significance of a middle miocene canyon, New Jersey continental slope: Mountain, G. S., Miller, K. G., Blum, P., Poag, C. W., and Twichell, D.C (Eds), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, v. 150.

Muir-Wood R., 2000. Deglaciation seismotectonics : A principal influence on intraplate seismogenesis at high latitudes. Quaternary Science Reviews, 19:1399-1411.

Mulder T., 1992. Aspects géotechniques de la stabilité des marges continentales. Application à la baie des Anges (Nice, France). PhD thesis. Institut National Polytechnique de Lorraine, Vandoeuvre-Lès-Nancy, France.

Mulder T., et Alexander J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and theirs deposits. Sedimentology, 48:269-299.

Mulder T., et Cochonat P., 1996. Classification of offshore mass-movements. Journal of Sedimentary Research, 6:43-57.

Mulder T., Hüneke H., et Van Loon A. J., 2011. Progress in Deep-sea sedimentology. In Heiko Hüneke and Thierry Mulder, editors: *Developments in Sedimentology,* Vol. 63*,* Amsterdam: The Netherlands, 2011, pp. 1-24.

Mulder T., Lecroart P., Hanquiez V., Marches E., Gonthier E., Guedes J.-C., Thiébot E., Jaaidi B., Kenyon N., Voisset M., Perez C., Sayago M., Fuchey Y., et Bujan S., 2006. The western part of the Gulf of Cadiz: contour currents and turbidity currents interactions. Geo-Maine Letters, 26(1):31-41.

Mulder T., Migeon S., Savoye B. et Faugères J.C., 2001a. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean. A record of deposits from flood-generated turbidity currents ? Geo-Marine Letters, 21:86-93.

Mulder T, Migeon S., Savoye B., et Jouanneau J.M., 2001b. Twentieth century floods recorded in the deep Mediterranean sediments. Geology, 29(11):1011-1014.

Mulder T., Savoye B., Syvitski J.P.M., et Parize O. 1996. Des courants hyperpycnaux dans la tête du canyon du Var ? Données hydrologiques et observations de terrain. Oceanol. Acta, 20, 607-626.

Mulder T., Savoye B., et Syvitski J.P.M., 1997b. Numerical modeling of a mid-sized gravity flows : The 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact). Sedimentology, 44:305-326.

Mulder T., Savoye B., Piper D.J.W., et Syvitski J.P.M., 1998. The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record: In M. S. Stocker, D. Evans, & A. Cramp (Eds.), Geological processes on continental margins: sedimentation, mass-wasting and stability. Geological Society of London, Special Publication, 129:145-166.

Mulder T., et Syvitski J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during

exceptional discharges to the world oceans. The Journal of Geology, 103:285-299.

Mulder, T., Syvitski, J.P.M., 1996. Climatic and morphologic relationships of rivers. Implications of sea level fluctuations on river loads. Journal of Geology 104, 509– 523.

Mulder T., Syvitski J.P.M., Migeon S., Faugères J-C., et Savoye B., 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. Marine and Petroleum Geology, 20:861-882.

Mulder T., Zaragosi S., Garlan T., Mavel J., Cremer M., Sottolichio A:, Sénéchal N. et Schmidt S., 2012. Present deep-submarine canyons activity in the Bay of Biscay (NE Atlantic). Marine Geology, 295-298:113-127.

Mullenbach B. L., et Nittrouer C.A., 2006. Decadal record of sediment export to the deep sea via Eel Canyon, Cont. Shelf Res., 26:2157- 2177.

Mullenbach B. L., Nittrouer C. A., Puig P., et Orange D. L., 2004. Sediment deposition in a modern submarine canyon : Eel Canyon, northern California. Marine Geology, 211:101-119.

Mullins H.T. et Neumann A.C., 1979. Carbonate slopes along open seas and seaways in the northern Bahamas, in Doyle, L.A., and Pilkey O.H., eds, Geology of Continental Slopes: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications, 27:95-117.

Mutti E., 1985. Turbidites systems and their relations to depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). Sedimentology, 24:107-131.

Mutti, E., 1992. Turbidite sandstones, Università di Parma, San Donato Milanes, Parma, pp. 275.

Mutti E., Bernoulli D., Ricci-Luchi F., et Tinterri R., 2009. Turbidites and turbidity currents from Alpine "flysch" to the exploration of continental margins. Sedimentology, 56(1):267-318.

Mutti E., Remacha E., Sgavetti M., Rosell J., Valloni R et Zamorano M., 1985. Stratigraphy and facies characteristic of the Eocene Hecho Group turbidite systems, south-central Pyrenees. In: Mila M.D. & Rosell J. (Eds.), Excursion Guidebook: VI Eur. Reg. Mtg I.A.S., Lerida, Spain, Excursion 12, pp. 521-576.

Mutti E., Steffans G.S., Pirmez C., et Orlando M., 2003. Proceedings from Parma, Italy Workshop. 21–25 May 2002. Marine and Petroleum Geology, 20:521-526.

Nakajima T., Satoh M. et Okamura Y., 1998. Channel-levee complexes, terminal deepsea fan and sediment wave fields associated with the Toyama Deep-Sea Channel system in the Japan Sea. Marine Geology, 149: 25-41.

Nardin T.R., Hein F.J., Gorsline D.S., et Edwards B.D., 1979. A review of mass-movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. In : Geology of Continental Slopes (Eds L.J. Doyle and O.H. Pilkey), pp. 61.73. SEPM Special Publication n°27, Tulsa.

Nesteroff W.D., Duplaix S., Sauvage J., Lancelot Y., Melières F., et Vincent E., 1968. Les dépôts récents du canyon de Capbreton: Bull Soc géol de France, v. 7, p. 218-252.

Nittrouer C. A., et Wright L. D., 1994. Transport of particles across continental shelves. Reviews of Geophysics, 32(1):85-113.

Noormets R., Dowdeswell J.A., Larter R.D., Cofaigh C.O., et Evans J., 2009. Morphology of the upper continental slope in the Bellingshausen and Amundsen Seas-Implications for sedimentary processes at the shelf edge of the West Antartica. Marine Geology, 258(1-4):100-114.

Normark W.R., et Carlson P.R., 2003. Giant submarine canyon : Is size any clue to their importance in the rock record ? Geological Society of America. Special Paper 370.

Normark W.R., McGann M., et Slider R., 2004. Age of Palos Verdes submarine debris avalanche, southern California. Marine Geology, 203:247-259.

Normark W.R., et Piper D.J.W., 1991. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents : Implications for the depositional record. SEPM Special Publication, 46:207-229.

Nummedal D., 2001. Internal tides and bedforms at the shelf edge. GSA Annual Meeting, November 5-8.

Oard M. J., 2005. The Messinian Salinity Crisis Questioned. TJ, 19(1):11-13.

O'Connell S., Normark W., Ryan W., et Kenyon N., 1991. An entrenched thalweg channel on the Rhode Fan: Interpretation from a seabeam and seamark I survey, in R.H. Osborne, ed., from shoreline to abyss. SEPM Special Publication, 46:259-272.

O'Connell S., Ryan W.B.F., et Normark W.R., 1987. Modes of development of slope canyons and their relation to channel and levee features on the Ebro sediment apron, off-shore northeastern Spain. Marine and Petroleum Geology, vol.4, pp.308.

Orange D.L., et Breen N.A., 1992. The effects of fluid escape on accretionary wedges seepage force, slope failure, headless submarine canyons and vents. Journal of Geophysical Research, 97:9277-9295.

Orange D.L., McAdoo B.G., Casey Moore J, Tobin H., Screaton E., Chezar H., Lee H., Reid M., et Vail R., 1997. Headless submarine canyons and fluid flow on the toe of the Cascadia accretionary complex. Basin Research, 9:303-312.

Owen M., Day S. et Maslin M., 2007. Late Pleistocene submarine mass movements: occurrence and causes. Quaternary Science Reviews, 26:958-978.

Paquet F., 2007. Morphostructural evolution of active subduction margin basins : the example of the Hawke Bay forearc basin New-Zealand. PhD tesis, Université de Rennes 1, Rennes. pp. 23-49.

Paquet F., Menier D., Estournès G., Bourillet J.-F., Leroy P., et Guillocheau F., 2010. Buried fluvial incisions as a record of Middle–Late Miocene eustasy fall on the Armorican Shelf (Bay of Biscay, France). Marine Geology, 268(1-4):137-151.

Pasquale V., Verdoya M., et Chiozzi P., 1995. Rifting and thermal evolution of the Northwestern Mediterranean. Annali di Geofisica, vol XXXVIII, n°1, march, pp. 43-53.

Paull C. K., Mitts P., Ussler III P., Keaten R. et Greene H.G., 2005. Trail of sand in upper Monterey Canyon: offshore California. Geological Society of America Bulletin, 117(9-10):1134-1145.

Pedley, H.M., Grasso, M., Maniscalco, R. and Esu, D., 2007. The Monte Carrubba Formation (Messinian, Sicily) and its correlatives: New light on basin-wide processes controlling sediment and biota distributions during the Palaeomediterranean– Mediterranean transition. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 253, 363–384.

Pennetta M., 1992. Morfologia e sedimentazione della piattaforma continentale e scarpata nel tratto di costa compreso tra Punta Alice e Capo Rizzuto (Golfo di Taranto). Bol Soc Geol Ital 111:149–161.

Pescatore T, Senatore MR., 1986. A comparison between a presentday (Gulf of Taranto) and a Miocene (Irpinian Basin) foredeep of the Southern Apennines (Italy). IAS Spec Pub 8:169–182.

Petruncio E. T., 1996. Observations and modeling of the internal tide in a submarine canyon, *Ph.D. dissertation*, Dept. of Oceanography, Naval Postgraduate School,Monterey, CA, pp. 181.

Petruncio E.T., Rosenfeld L.K., et Paduan J.D., 1998. Observations of the internal tide in Monterey Canyon. Journal of Physical Oceanography, 28:1873-1902.

Petter A. L. et Steel R. J., 2006. Hyperpycnal flow variability and slope organization on an Eocene shelf margin, Central Basin, Spitsbergen. AAPG Bulletin, vol. 90, n. 10, pp. 1451-1472.

Pierson T.C., et Costa J.E., 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water-flows. In : Debris-flows, avalanches : Process, Recognition, and Mitigation (Eds J.E. Costa and G.F. Wieczorek), 7, pp. 1-12. Gelogy Society of America Reviews in Engineering Geology, Boulder, Colorado.

Pierson T.C., et Scott K.M., 1985. Downstream dilution of a lahar : Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. Water Resources Research, 21:1511-1524.

Pilkey O.H., Locker S.D., et Clearey W.J., 1980. Comparison of san-layer geometry on flat floors of 10 modern depositional basins. AAPG Bulletin, 46:841-856.

Pinardi N., et Masetti E., 2000. Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 158:153-173.

Pinet P., et Souriau M., 1988. Continental erosion and large-scale relief. Tectonics, 7:563-582.

Pinheiro-Moreira J. L., Nalpas T., Joseph P. et Guillocheau F., 2001. Stratigraphie sismique de la marge éocène du Nord du bassin de Santos (Brésil) : relations plate-forme/ systèmes turbiditiques ; distorsion des séquences de dépôt. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes, vol. 332, n. 8, pp. 491-498.

Piper D.J.W., 1978. Turbidites, muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. In : Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches (Eds. D.J. Stanley and G. Kelling), pp. 163-176. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg.

Piper D.J.W., Cochonat P., et Morrison M.L., 1999. The sequence of events around the epicenter of the 1929 Grand Bank Earthquake : Initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar. Sedimentology, 46:79-97.

Piper D.J.W., MacDonald A.W.A., Ingram S., Williams G.L. & McCall C. 2005. Late Cenozoic architecture of the St Pierre Slope. Canadian Journal of Earth Sciences.

Piper D.J.W., et Normark W.R., 2009. Processes that initiate turbidity currents and their influence on turbidites : A marine geology perspective. Journal of Sedimentary Research, 79:347-362.

Piper D.J.W., et Savoye B., 1993. Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deepsea fan, north-west Mediterranean Sea. Sedimentology, 40:557-582.

Piper, D.J.W., Shaw, J., et Skene, K.I., 2007. Stratigraphic and sedimentological evidence for late Wisconsinan subglacial outburst floods to Laurentian Fan: Palaeogeography,

Palaeoclimatology, Palaeoecology,v. 246, p. 101–119.

Pirazzoli P.A., Mastronuzzi G., Saliège J.F., Sansò P., 1997. Late Holocene emergence in Calabria, Italy. Marine Geology, 141, 61-70.

Planinšek P., 2011. Analisi morfobatimetrica e sismica di una frana sottomarina nel Margine Calabro Ionico e simulazione numerica del conseguente tsunami. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Trieste, Italia.

Pomar L., et Ward W. C., 1995. Sea-level changes, carbonate production and platform architecture: the Llucmajor platfrom, Mallorca, Spain. Sequence Stratigraphy and Depositional Response to Eustatic, Tectonic and Climatic Forcing, 87-112.

Pomerol C., Lagabrielle Y., et Renard M., 2005. Elements de Géologie (13ème édition). UnivSciences. Dunod. Paris.

Popescu I., Lericolais G., Panin N., Normand A., Dinu C., et Le Drezen E., 2004. The Danube submarine canyon (Black Sea): morphology and sedimentary processes: Marine Geology, v. In Press, Corrected Proof.

Porebski S.J. et Steel R.J., 2003a. Shelf margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands. Earth-Science Reviews, 62(3-4): 283-326.

Porebski S.J. et Steel R.J., 2006. Deltas and sea-level change. Journal of Sedimentary Research, 76: 390-403.

Posamentier H.W., 2003. Depositional elements associated with a basin floor channel-levee system : Case study from the Gulf of Mexico. Marine and Petroleum Geology, 20:677-690.

Posamentier H., Allen G.P., James D.P. et Tesson M., 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework : concepts, examples and exploration significance. AAPG Bulletin, 76(1687-1709).

Posamentier H. W., Erskine R. D., et Mitchum R. M. Jr., 1991. Models for submarine-fan deposition within a sequence-stratigraphic framework. In : Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems, Springer-Verlag New-York Inc., pp. 127-136.

Posamentier H.W., Jersey M.T. et Vail P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I. Conceptual framework - In Sea-Level Changes an Integrated Approach ; Wilgus C. K., Hastings B. S. et al. : SEPM Spec. Pub. 42, Tulsa : p. 102-124.

Posamentier H.W., et Vail P.R., 1988a. Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and system track models. In: Sea-level Changes – An Integrated Approach (Ed. J.C. Van Wagoner), Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 42, 110–124.

Posamentier H.W., et Vail P.R., 1988b. Eustatic controls on clastic deposition II. Sequences and system tract models - In Sea-Level Changes- an Integrated Approach ; Wilgus C. K., Hastings B. S. et al. : SEPM Spec. Pub. 42, Tulsa : p. 125-154.

Postma G., Nemec W., et Kleinspehn K.L., 1988. Large floating clasts in turbidites : A mechanism for their emplacement. Sedimentary Geology, 58:47-61.

Pottier N., et Untermaier J., 1998. L'utilisation des outils juridiques de prévention des risques d'inondation : Evaluation des effets sur l'Homme et l'occupation des sols dans les plaines alluviales (Application à la Saône et à la Marne). PhD tesis, Ecole Nationale des Ponts et chaussées, Paris.

Powell J.W., 1875. Exploration of the Colorado river of the west and its tributaries. Government Printing Office, Washington DC.

Praeg, D., Ceramicola, S., Barbieri, R., Unnithan, V., Wardell, N., 2009. Tectonicallydriven mud volcanism since the late Pliocene on the Calabrian accretionary prism, central Mediterranean Sea. Marine and Petroleum Geology 26, 1849–1865.

Pratson L.F., et Coakley B.J., 1996. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediments flows. GSA Bulletin, 108(2):225-234.

Pratson L.F., et Haxby W.F., 1996. What is the slope of the U.s. continental slope ? Geology, 24 (1): 3-6.

Pratson L.F., Ryan W.B.F., Mountain G.S., et Twichell D.C., 1994. Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows : Evidence in late Cenozoic strata on the New-Jersey continental slope. Geological Society of American Bulletin, 106:395-412.

Prior, D.B. et Coleman, J.M., 1984. Chapter 10: Submarine Slope Instability. *Slope Instability*, ed. D. Brunsden, D.B., Prior, John Wiley & Sons Ltd., 419-455.

Puga-Bernabéu A., Webster J. M., Beaman R. J., et Guilbaud V., 2011. Morphology and controls on the evolution of a mixed carbonate–siliciclastic submarine canyon system, Great Barrier Reef margin, north-eastern Australia. Marine Geology, 289:100-116.

Puig P., Ogston A. S., Mullenbach B. L., Nittrouer C. A., et Sternberg R. W., 2003. Shelf-to-canyon sediment-transport processes on the Eel continental margin (northern California). Marine Geology, 193:129-149.

Puig P., Palanques A., Guillen J., et Garcia-Ladona E., 2000. Deep slope currents and suspended particle fluxes in and around the Foix submarine canyon (NW Mediterranean): Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 47:343-366.

Rabineau M., 2001. Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires de la plate-forme du Golfe du Lion : enregistrement des cycles glacioeustatiques de 100 000 ans.: Ph. D. Thesis, Université de Rennes 1, p. 445 pp.

Rahmstorf S., 2006. Thermohaline Ocean Circulation. In : Encyclopedia of Quaternary Sciences, Edited by S. A. Elias. Elsevier, Amsterdam 2006.

Rasmussen E.S., 1994. The relationship between submarine canyon fill and sea-level change: an example from Middle Miocene ojshore Gabon, West Africa. . Sedimentary Geology, 90: 61-75.

Ratzov G., Collot J.-Y., Sosson M., et Migeon S., 2010. Mass-transport deposits in the northern Ecuador subduction trench: Result of frontal erosion over multiple seismic cycles. Earth and Planetary Science Letters, 296:89-102.

Ratzov G., Sosson M., Collot J.-Y., et Migeon S., 2012. Late Quaternary geomorphologic evolution of submarine canyons as a marker of active deformation on convergent margins: The example of the South Colombian margin. Marine Geology, 315-318:77-97.

Ravenne C., et Beghin P., 1983. Apport des experiences en canal à l'interprétation sédimentologiques des dépôts de cônes détritiques sous-marins. Revue de l'Institut Français du Pétrôle, 38(3) :279-297.

Rebesco M., Neagu R. C., Cuppari A., Muto F., Accettella D., Dominici R., Cova A., Romano C., et Caburlotto A., 2009. Morphobathymetric analysis and evidence of submarine mass movements in the western Gulf of Taranto (Calabria margin, Ionian Sea). Int. J. Earth Sci., 98:791-805.

Réhault J.P., 1981. Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin Ligure (Méditerranée Occidentale). PhD thesis, Paris VI, Paris.

Réhault J.P., Boillot G., et Mauffret A., 1984. The western Mediterranean basin geological evolution. Marine Geology, 55:447-477.

Ricci Lucchi F., Colella A., Gabbianelli G., Rossi S., et Normark W. R., 1984. The Crati submarine fan, Ionian Sea. Geo-Marine Letters, 3:71-77.

Robinson A. R., Leslle W. G., Theocharls A., et Lascaratos A., 2001. Mediterranean Sea Circulation. Ocean Currents. doi:10.1006/rwos.2001.0376.

Romagnoli, C., et G. Gabbianelli, 1990. Late Quaternary sedimentation and soft-sediment deformation features in the Corigliano Basin, north Ionian Sea (Mediterranean): Gior. Geologia, v. 52, p. 33-53.

Romans B. W., Normark W. R., McCann M., Covault J. A., et Graham S. A., 2009. Coarse-grained sediment delivery and distribution in the Holocene Santa Monica Basin, California: Implications for evaluating source-to-sink fl ux at millennial time scales. GSA Bulletin, 121(9-10):1394-1408.

Rosgen D., 1996. Field survey procedures for characterization of river morphology. http://www.wildlandhydrology.com/assets/Field_Survey_Procedures_for_Characterization_of_River_Morph.pdf.

Ross W.C., Halliwell B.A., May J.A., Watts D.E., et Syvitski J.P.M., 1994. Slope readjustment: A new model for the development of submarine fans and Aprons. Geology, 22:511-514.

Rossi S., Auroux C., et Mascle J., 1983. The Gulf of Taranto (southern Italy) : Seismic stratigraphy and shallow structure. Marine Geology, 51:327-346.

Rossi S., et Gabbianelli G., 1978. Geomorfologia del Golfo di Taranto. Boll. Soc. Geol. It., 97:423-437.

Rossi S., Pescatore T., Senatore M.R., 1989. A geomorphological Map of the Gulf of Taranto (Southern Italy). Marine Geol., 87, 103-104.

Rossi, S. et R. Sartori, 1980. A seismic reflection study of the external Calabrian Arc in the N. Ionian Sea (eastern Mediterranean), Marine Geophysical Researches, 4, p. 403-426.

Rothwell R.G., Reeder M.S., Anastasakis G., Stow D.A.V., Thomson J., et Kahler G., 2000. Low sea-level stand emplacement of megaturbidites in the western and eastern Mediterranean Sea. Sedimentary Geology, 135:75-88.

Rouillard P., 2010. Modèle architectural et lithologique du système de Rosetta (delta du Nil, Méditerranée Orientale) : Implication pour un analogue actuel de réservoir pétrôlier. PhD tesis, Université Nice-Sophia Antipolis, Nice.

Roveri, M., A. Bernasconi, M. E. Rossi, and C. Visentin, 1992. Sedimentary evolution of the Luna Field Area, Calabria, southern Italy, in Generation, Accumulation, and Production of Europe's Hydrocarbons, edited by A. M. Spencer pp. 217–224, Oxford Univ. Press, Oxford, U. K.

Ruddiman W. F., Raymo M. E., Martinson D. G., Clément B. M. & Backman J., 1989. Pleistocene

evolution : Northern hemisphere ice sheets and north Atlantic ocean - Paleoceanography, 4 (4) : p. 353-412.

Ryan W.B.F., 1976. Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the late Miocene salinity crisis. Sedimentology 23(6):791-813.

Ryan W. B. F., 2009. Decoding the Mediterranean salinity crisis. Sedimentology, 56:95-136.

Sage F., Beslier M.-O., Thinon I., Larroque C., Dessa J.-X., Migeon S., Angelier J., Guennoc P., Schreiber D., Michaud F., Stephan J.-F., et Sonnette L., 2011. Structure and evolution of a passive margin in a compressive environment: Example of the south-western AlpseLigurian basin junction during the Cenozoic. Marine and Petroleum Geology, 28:1263-1282.

Sala B., 2005. Mammalian faunas and environment from the Würmian Glacial Maximum of the Italian peninsula (approx. 22±2 ka cal BP). Annali dell'Università degli Studi di Ferrara Museologia Scientifica e Naturalistica, ISSN 1824-2707 volume speciale 2005.

Saller A.H., Noah J.T., Prama Ruzuar A., et Schneider R., 2004. Linked lowstand delta to basin-floor fan deposition, offshore Indonesia: An analog for deep-water reservoir systems. AAPG Bulletin, vol. 88, n. 1, pp. 21-46.

Sartori R., 2003. The Tyrrhenian back-arc basin and subduction of the Ionian lithosphere. Episodes, Vol. 26, no. 3.

Savoye B., et Piper D.J.W., 1991. The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. Mar. **Geol.,** 97:279-304.

Savoye B., Piper D.J.W., et Droz L., 1993. Plio-Pleistocene evolution of the Var deep--sea fan off the French Riviera. Marine and Petroleum Geology, 10: 550-571.

Schlager W., et Adams E.W., 2001. Model for the sigmoidal curvature of submarine slopes. Geology, 29(10):883-886.

Schlager W. et Camber O., 1986. Submarine slope angles. Drowning unconformities, and self-erosion of limestone escarpments. Geology, 14:762-765.

Schwab W.C., Lee H.J., Twichell D.C., Locat J., Nelson C.H., McArthur W.G., et Kenyon N.H., 1996. Sediment mass-flow processes on a depositional lobe, outer Mississippi fan. Journal of Sedimentary Research, 66(5):916-927.

Senatore M.R., Normark W.R., Pescatore T., Rossi S., 1988. Structural framework of the Gulf of Taranto (Ionian Sea). Boll. Soc. Geol. It., 41, 533-539.

Shanmugam G., 1996. High-density turbidity currents : are they sandy debris flows ? Journal of Sedimentary Research, 66(1):2-10.

Shanmugam G., 1997. The Bouma sequence and the turbidite mind set. Earth-Science Reviews, 42:201-229.

Shanmugam G., 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950ème S – 1990ème S) : Deep-water processes and facies model – A critical perspective. Marine and Petroleum Geology, 17:285-342.

Shanmugam G., 2003. Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons. Marine and Petroleum Geology, 20:471-491.

Shanmugam G., 2008. Deep-water bottom currents and their deposits. Developments in Sedimentology, Volume 60.

Shanmugam G., Lehtonen L.R., Straume T., Syvetsen S.E., Hodgkinson R.J., and Skibeli M., 1994. Slump and debris-flow dominated upper slope facies in the Cretaceous of the Norwegian and Northern North Sea (61-67°N) : Implications for sand distribution. AAPG Bulletin, 78(6):910-937.

Shanmugam, G., Spalding, T.D., Rofheart, D.H., 1993. Process sedimentology and reservoir quality of deep-marine bottom-current reworked sands (sandy contourites): an example from the Gulf of Mexico. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 77, 1241– 1259.

Shapiro G.I., and Hill A.E., 1997. Dynamics of dense water cascades at the shelf edge. Journal of Physical Oceanography, 27:2381-2394.

Shepard, F.P., R.R. Revelle and R.S. Dietz. 1939. Ocean bottom currents off the California coast. Science a~488-469.

Shepard, F.P ., 1975. Progress of internal waves along submarine canyons. Mar. Geol., 19(3) : 131-138.

Shepard F. P., Marshall N.F., et McLoughlin P.A., 1974. Currents in Submarine Canyons and Other Sea Valleys, 173 pp., Am. Assoc. of Petrol. Geol., Tulsa, Okla.

Shepard F.P., 1981. Submarine canyons : Multiple causes and long-term persistence. American Association of Petroleum Geology Bulletin, 65:1062-1077.

Shepard et Dill, 1966. Submarine canyons and other sea valleys. Rand McNally and company. Chicago.

Shackleton N. J. & Opdyke N. D. , 1977. Oxygen isotopes and palaeomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation - Nature, 270 : p. 216-219.

Smith D. P., Kvitek R., Iampietro P. J., et Wong K., 2007. Twenty-nine months of geomorphic change in upper Monterey Canyon (2002–2005). Marine Geology, 236:79-94.

Smith D. P., Rulz G., Kvitek R., et Lampletro P.J., 2005. Semiannual patterns of erosion and deposition in upper Monterey Canyon from serial multibeam bathymetry. Geological Society of America Bulletin, 117(9-10):1123-1133.

Smith G.A., et Lowe D.R., 1991. Lahars : Volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. In : Fisher R.V. and Smith G.A., Eds Sedimentation in Volcanic Settings. SEPM, Special Publication, 45:59-70.

Sohn Y.K., 2000. Depositional processes of submarine debris flows in the Miocene fan deltas, Pohang Basin. SE Korea with special reference to flow transformation. Journal of Sedimentary Research, 70:491-503.

Sohn Y.K., Choe M.Y., et Jo H.R., 2002. Transition from debris flow to hyperconcentrated flow in a submarine channel (the Cretaceous Cerro Toro formation, southern Chile). Terra Nova, 14:405-415.

Somme T.O., Helland-Hansen W., Martinsen O.J., et Thurmond J.B., 2009. Relationships between morphological and sedimentological parameters in source-to-sink systems : A basis for predicting semi-quantitative characteristics in subsurface systems. Basin Research, 21:361-387.

Sournia A., Brylinski J.M., Dallot S., Le Corre P., Leveau M., Prieur L., Froget C., 1990. Fronts hydrologiques au large des côtes françaises: Les sites-ateliers du programmeì Frontal. Oceanol. Acta, 13: 413-438.

Spencer J.W., 1903. Submarine valleys off the American Coasts and in the North Atlantic. GSA Bulletin, 14:207-226.

Speranza, F., Maniscalco, R., and Grasso, M., 2003. Pattern of orogenic rotations in central-eastern Sicily: Implications for the timing of spreading in the Tyrrhenian Sea: Journal of the Geological Society of London, v. 160, p. 183–195.

Spinelli G.A., et Field M.E., 2001. Evolution of continental slope gullies on the northern California Margin. Journal of Sedimentary Research, 71:237-245.

Stampfli, G.M. et Borel, G.D. 2004. The TRANSMED transect in spave and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. In: Cavazza, W., Roure, F.M., Spakman, W., Stampfli, G.M. and Ziegler, P.A. (eds), The TRANSMED atlas, the Mediterranean region from crust to mantle. Springer/Heidelberg, p. 53-80.

Stampfli, G.M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T. et Borel, G., 1998. Subduction and obduction processes in the Swiss Alps, Tectonophysics, 296:159-204.

Stanley J.-D., 2007. Kaulonia, southern Italy: Calabrian Arc tectonics inducing Holocene coastline shifts. Méditerranée, n° 108, Risques littoraux en Méditerranée, pp. 7-15.

Steckler M. S., et Watts A. B., 1980. The Gulf of Lion : subsidence of a young continental margin. Nature, 287:425-429.

Stow D.A.V., 1984a. Deep-sea clastics : where are we and where are we going ? Geological Society, London. Special Publications, 18:67-93.

Stow D.A.V., 1984b. Fine-grained sediments : deep-water processes and facies. Geological Society Special Publication, 15. Blackwell Scientific, Oxford, pp.659.

Stow D. A. V., 1985. Eulerian velocity measurements of hydrodynamic surfaces using optical flow methods. International Journal of Remote Sensing, Volume 6, Issue 12.

Stow D.A.V., 1994. Deep-sea processes of sediment transport and deposition. Sediment transport and depositional processes : K. Pye, Oxford, Blackwell Scientific Publications, pp. 257-287.

Stow D.A.V. 2002. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. The Geological Society of London, 22: 7-20.

Stow D.A.V., Faugeres J.C., Howe J.A., Pudsey C.J., et Viana A.R., 2002. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts : Currents state-of-the-art. In : Stow DAV, Pudsey CJ, Howe JA, Faugeres JC and Viana AR (Eds). Deep-water contourites systems : Moderm drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics. London U.K., Geological Society of London, 22:7-20.

Stow D.A.V., et Shanmugam G., 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites : Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments . Sedimentary Geology, 25:23-42.

Stow D.A.V. et Tabrez A. 1998. Hemipelagites: facies, processes and models. Geological Society, London, Special Publications, 129, 317 338.

Strachan L.J., 2002. Slump-initiated and controlled syndepositionnal sandstone remobilization : an example from the Namurian of County Clare, Ireland. Sedimentology, 49:25-41.

Strachan L.J., 2008. Fow transformations in slumps : a case study from the Waitemata Basin, New-Zealand. Sedimentology, 55(5):1311-1332.

Subrahmanyam V., Krishna K.S., Ramana M.V., et Murthy K.S.R., 2008. Marine geophysical investigations across the submarine canyon (Swatch-of-No-Ground), northern Bay of Bengale. Current Science, 94(4).

Sultan N., Cochonat P., Canals M., Cattaneo A., Dennielou B., Haflidason H., Laberg J.S., Long D., Miniert J., Trincardi F., Urgeles R., Vorren T.O., et Wilson C., 2004. Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins : A geotechnical approach. Marine Geology, 213:291-321.

Summerhayes S.P., Borhold B.D., et Embley R.W., 1979. Surficial slides and slumps on the continental slope and rise of southwest Africa : A reconnaissance study. Marine Geology, 31:265-277.

Suter J. R. et Berryhill JR., 1985. Late Quaternary shelf-margin deltas, northwest Gulf of Mexico. The American Association of Petroleum Geologists Bulltein, V. 69, n°3, pp. 77-91.

Syvitski J.P.M., Peckham S.D., Hilberman R., et Mulder T., 2003. Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean : a planetary perspective. Sediment. Geol., 162:5-24.

Syvitski J.P.M., et Schafer C.T., 1996. Evidence for an earthquake-triggered basin collapse in Saguenay Fjord. Canada Sed. Geol., 104:127-153.

Tabrez A. R., Stow D. A. V., et Inam A., 2004. Quaternary Echofacies Characteristics and Distribution on the Makran Margin. 5th international conference on Asian Marine Geology.

Talling P.J., Wynn R.B., Masson D.G., Frenz M., Cronin B.T., Schiebel R., Akhmetzhanov A.M., Dallmeier-Tiessen S., Benetti S., Weaver P.P. Georgiopoulou A., Zuhlsdorff C., et Amy L.A., 2007. Onset of submarine debris flow deposition far from original giant landslide. Nature Letters, vol. 450, doi:10.1038/nature06313.

Tansi C., Muto F., Critelli S., et Iovine G., 2007. Neogene-Quaternary strike-slip tectonics in the central Calabrian Arc (southern Italy). Journal of Geodynamics, 43:393-414.

Tessarolo C., Malinverno E., Agate M., Di Grigoli G., et Corselli C., 2008. Preliminary data concerning the morphology of a Calabrian Ionian margin area: Caulonia and Marina di Gioiosa canyons. Chemistry and Ecology, vol. 24, n° S1, pp. 225-242.

Toggweiler J. R. et Key R. M., 2001. Thermohaline circulation. doi: 10.1006/rwos.2001.0111

Torres J., 1995. Analyse détaillée du transfert de sédiments du continent vers le basin : Le Quaternaire terminal au large du Delta du Rhône (Méditerranée nord-Occidentale). PhD tesis, Université de Bretagne Occidentale, pp.353.

Trincardi F., Foglini F., Verdicchio G., Asioli A., Correggiari A., Minisini D., Piva A., Remia A., Ridente D., et Taviani M., 2007. The impact of cascading currents on the Bari Canyon System, SW Adriatic Margin (Central Mediterranean). Marine Geology, 246:208-230.

Tripsanas E.K. et Piper D.J.W., 2008. Glaciogenic debris-flow deposits of Orphan Basin, offshore Eastern Canada : Sedimentological and Rheological properties, origin and relationship to meltwater discharge. Journal of Sedimentary Research, 78(11):724-744.

Tripsanas E.K., Piper D.J.W., Jenner K.A., et Bryan W.R., 2007. Submarine mass-transport facies: new perspectives on flow processes from cores on the eastern North America margin. Sedimentology, 55:97-136.

Twichell D.C., et Roberts D.G., 1982. Morphology, distribution and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Canyons. Geology, 10:408-412.

Twichell D.C., Schwab W.G., Nelson C.H., Lee H.J., et Kenyon N.H., 1992. Characteristics of a sandy depositional lobe on the outer Mississippi fan from SeaMARCIA sidescan images sonar. Geology, 20:689-692.

Ui T., Takarada S., et Yoshimoto M., 1999. Debris avalanches. In : Encyclopedia of volcanoes (Eds. H. Sigurdsson, J. Stix, B. Houghton, S.R. McNutt and H. Ryner), pp.617-626. Academic press.

Unterseh, S., 1999. Cartographie et caractérisation du fond marin par sondeur multifaisceaux. Thèse de Doctorat d'université, Institut national polytechnique de Lorraine, ENSG Nancy.

Urgeles R., Canals M., Baraza J., Alonso B., et Masson D.G., 1997. The most recent megalandslides of the Canary Isslands : El Golfo debris avalanche and the Canary debris flow, West El Hierro Island. Journal Of Geophysical Research, 102:20305-20323.

Urgeles R., Canals M., et Masson D.G., 2001. Flank stability and processes off the western Canary Islands : A review from El Hierro and La Palma. Sci. Mar., 65:21-31.

Urgeles R., Cattaneo A., Puig P., Liquete C., De Mol B., Amblàs D., Sultan N. et Trincardi F., 2011. A review of undulated sediment features on Mediterranean prodeltas: distinguishing sediment transport structures from sediment deformation. Mar. Geophys. Res., 32 :49-69.

Vagner P., 2001. Séquences de dépôt du Quaternaire supérieur et variations climatiques en Mer de Chine de l'Est: Ph.D. Thesis, Université de Lille 1, Lille, p. 247 pp.

Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez- Cruz, C., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology — an overview. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), Cycles and Events in Stratigraphy, pp. 617–659.

Vail P.R., Mitchum R.M., Jr, Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S., III, Sangree J.B., Bubb J.N., et Hatleilid W.G., 1977. Seismic stritigraphy and global changes of sea level. In : Seismic stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration (Eds CE Payton), American Association of Petroleum Geologists Memoir., 26:49-212.

Van Dijk, J.P., 1994. Late Neogene kinematics of intra-arc oblique shear zones: The Petilia-Rizzuto Fault Zone (Calabrian Arc, Central Mediterranean). Tectonics, 13(S): 1201-1230.

Van Dijk J. P., Barberis A., Cantarella G., Massa E., et Pescatori L., 1998. Central Mediterranean Messinian basin evolution: tectono-eustasy or eustato-tectonics? Annales Tectonicae, vol XII, N. 1-2, pp. 7-27.

Vanneste M., Mienert J.R. et Bünz S., 2006. The Hinlopen Slide: A giant, submarine slope failure on the northern Svalbard margin, Arctic Ocean. Earth and Planetary Science Letters, 245(1-2): 373-388.

Van Rooij D., Iglesias J., Hernandez-Molina F.J., Ercilla G., Gomez-Ballesteros M., Casa D., Llave E., De Hauwere A., Garcia-Gil S., Acosta J., et Henriet J.-P., 2010. The Le Danois Contourite Depositional System: Interactions between the Mediterranean Outflow Water and the upper Cantabrian slope (North Iberian margin). Marine Geology, 271:1-20.

Varnes D.J., 1958. Landslides types and processes. In : Landslides and Engineering practice (Eds EB. Eckel), 29, pp. 20-47. Highway Res. Bd. Spec. Rept.

Vialon P., Rochette P., et Ménard G., 1989. Identation and rotation in the Western Alpine Arc. In Alpine Tectonics (eds Coward, M. P., Dietrich D., and Park R. G.). Geol. Soc. Spec. Publ., 45:326-338.

Von Rad U., et Tahir M., 1997. Late Quaternary sedimentation on the outer Indus shelf and slope (Pakistan): evidence from high-resolution seismic data and coring: Marine Geology, v. 138, p. 193-196.

Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., LAambeck K., Balbon E. et Labracherie M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. Quat. Sci. Rev., 21:295-305.

Walsh J.P., Alexander C.R., Gerber T., Orpin A.R., et Sumners B.W., 2007. Geophysical Research Letters, vol. 34, L20606, doi:10.1029/2007GL031142.

Wortel M. J. K., et Sparkman W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean Carpathian region. Science, 290:1910-1917.

Wright, L. D., Yang, Z.-S., Bornhold, B. D., Keller, G. H., Prior, D. B., & Wisenam, W. J., Jr, 1986. Hyperpycnal flows and flow fronts over the Huanghe (Yellow River) delta front. Geo-Marine Letters, 6, 97–105.

Wu S., Zhang G., Huang Y., Liang J., et Wong H. K., 2005. Gas hydrate occurrence on the continental slope of the northern South China Sea. Marine and Petroleum Geology, 22:403-412.

Wunsch C., 2002. What is the thermohaline circulation. Science, 298:1179-1181.

Wynn R.B. et Stow D.A.V., 2002. Classification and characterisation of deep-water sediment waves. Marine Geology, 192(1-3): 7-22.

Wynn R. B., Weaver P. P. E., Masson D. G., et Stow D. A., V., 2002. Turbidite depositional architecture across three interconnected deep-water basins on the north-west African margin. Sedimentology, 49:669-695.

Xu J.P., Noble M., Eittreim S.L., Rosenfeld L.K., Schwing F.B., et Pilskaln C.H., 2002. Distribution and transport of suspended particulate matter in Monterey Canyon, California: Marine Geology, 181:215-234.

Xu J. P., Wong F. L., Kvitek R., Smith D. P., et Paull C. K., 2008. Sandwave migration in Monterey Submarine Canyon, Central California. Marine Geology, 248 :193-212.

Yu H.S., et Jiunn Chenn Lu, 1995. Development of the shale diapir-controlled Fangliao Canyon on the continental slope off southwestern Taiwan: Journal of Southeast Asian Earth Sciences, v. 11, p. 265-276.

Yu H.S., et Hong E., 2006. Shifting submarine canyons and development of a foreland basin in SW Taiwan : Controls of foreland sedimentation and longitudinal sediment transport. Journal of Asian Earth Sciences, 27:922-932.

Zaragosi S., Le Suavé R., Bourillet J.-F., Auffret G., Faugères J.-C., Pujol C., et Garlan T., 2001. The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay), a multiple source, ramp model: Geo-Marine Letters, v. 20, p. 219–232.

Zecchin M., Caffau M., et Roda C., 2011. Relationships between high-magnitude relative sea-level changes and filling of a coarse-grained

submarine canyon (Pleistocene, Ionian Calabria, Southern Italy). Sedimentology, 58:1030-1064.

Zecchin M., Ceramicola S., Gordini E., Deponte M., et Critelli S., 2011. Cliff overstep model and variability in the geometry of transgressive erosional surfaces in high-gradient shelves: The case of the Ionian Calabrian margin (southern Italy). Marine Geology, 281:43-58.

Zecchin M., Massari F., Mellere D., et Prosser G., 2004b. Architectural styles of prograding wedges in a tectonically active setting, Crotone Basin, Southern Italy. Journal of the Geological Society, 160:863-880.

Zecchin, M., Mellere, D. and Roda, C., 2006. Sequence stratigraphy and architectural variability in growth fault-bounded basin fills: a review of Plio-Pleistocene stratal units of the Crotone Basin (southern Italy). J. Geol. Soc. London, 163, 471–486.

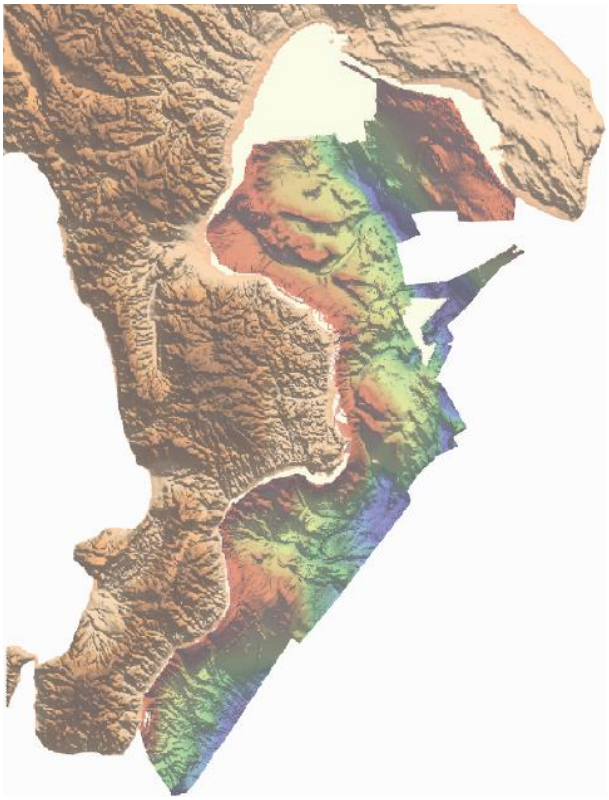
THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS

Mention : Sciences de l'Univers – Spécialité : Géologie Marine

Marianne COSTE

Les processus sédimentaires, depuis la pente continentale jusqu'au bassin, en contexte de tectonique active : Analyse comparée entre la Marge Calabro-Ionienne et la Marge Ligure durant les derniers 5 Ma.

ANNEXES



Université de Nice-Sophia Antipolis (UNSA) – Nice – France

Géoazur - Observatoire de la Côte d'Azur – Valbonne – France

OGS, Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale – Trieste – Italia

ANNEXES

Descriptions Détaillées des Systèmes

de Canyons Non-Typiques,

Calculs des Débits Solides Théoriques,

Graphiques de Comparaison Morphométrique

INDEX

Annexes 1 à 6 : Descriptions détaillées des systèmes de canyons non-typiques ..... p. 1

Annexe 1 : Description détaillée du système Punta di Alice ..... p. 1

Annexe 1-1 : Carte bathymétrique et situation du système Punta di Alice ..... p. 2

Annexe 1-2 : Interprétation physiographique et morphologique du système Punta di Alice (Voir la légende dans le Chapitre précédent) ..... p. 3

Annexe 1-3 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique de la tête du canyon Punta di Alice ..... p. 5

Annexe 1-4 : Interprétation de profils Chirp dans la tête du canyon principal Punta di Alice (Voir leur localisation sur l'Annexe 1-3) ..... p. 6

Annexe 1-5 : Interprétation morphologique du corps du canyon Punta di Alice ..... p. 8

Annexe 1-6 : Interprétation de deux profils Chirp dans le corps du canyon Punta di Alice (Voir la localisation sur l'Annexe 1-5) ..... p. 10

Annexe 1-7 : Interprétation morphologique des canyons tributaires Votagrande ..... p. 11

Annexe 1-8 : Interprétation morphologique des têtes des canyons du système Punta di Alice p.12

Annexe 1-9 : Interprétation de profils Chirp dans les têtes des canyons tributaires Votagrande (Voir leur localisation sur l'Annexe 1-8) ..... p. 13

Annexe 1-10 : Interprétation sismique d'une ligne Ministeriali passant à travers la partie supérieure des canyons Votagrande et Punta di Alice (Voir sa localisation sur l'Annexe 1-2) ..... p. 16

Annexe 1-11 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente, localisation des bassins versants, et graphiques des précipitations, des débits liquides mesurés et des charges sédimentaires théoriques du torrent Votagrande et du canal Olivitella ..... p. 18

Annexe 2 : Description détaillée du système Esaro di Crotone ..... p. 19

Annexe 2-1 : Carte bathymétrique et situation du système Esaro di Crotone ..... p. 21

Annexe 2-2 : Interprétation physiographique et morphologique du système Esaro di Crotone ..... p. 22

Annexe 2-3 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique de la tête du canyon Esaro di Crotone ..... p. 23

Annexe 2-4 : Interprétation d'une ligne sismique à travers le système Esaro di Crotone (Voir la localisation du profil sur l'Annexe 2-2) ..... p. 25

Annexe 2-5 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente, localisation du bassin versant, et graphique des précipitations, des débits liquides mesurés et des charges sédimentaires théoriques du fleuve Esaro di Crotone ..... p. 26

Annexe 3 : Description détaillée du système Lipuda / Neto ..... p. 28

Annexe 3-1 : Carte bathymétrique et situation du système Lipuda / Neto ..... p. 29

Annexe 3-2 : Interprétation physiographique et morphologique du système Lipuda / Neto (Voir légende dans la partie précédente) ..... p. 30

Annexe 3-3 : Interprétation morphologique du degré 1 du système Lipuda / Neto ..... p. 32

Annexe 3-4 : Interprétation d'un profil sismique à travers le degré 1 du système Lipuda / Neto (Voir localisation du profil sur l'Annexe 3-2) ..... p. 35

Annexe 3-5 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation de la zone des têtes des canyons Lipuda et Neto ..... p. 38

Annexe 3-6 : Interprétations de profils Chirp à travers les têtes des canyons Lipuda et Neto (voir localisation des profils sur l'Annexe 3-5) ..... p. 39

Annexe 3-7 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétations morphologique des canyons Lipuda et Neto ..... p. 41

Annexe 3-8 : Carte localisant le bassin versant du torrent Lipuda et du fleuve Neto, et leurs principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant leurs précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels ..... p. 42

Annexe 4 : Description détaillée du système Botricello ..... p. 44

Annexe 4-1 : Cartes bathymétriques et situation du système Botricello ..... p. 45

Annexe 4-2 : Interprétation physiographique et morphologique du système Botricello (Voir légende dans la partie précédente) ..... p. 46

Annexe 4-3 : Interprétation morphologique du degré 1 du système Botricello ..... p. 48

Annexe 4-4 : Interprétation de profils Chirp, A) à travers une sur-incision et B) à travers une large cicatrice d'arrachement, en aval du thalweg du canyon principal du système Botricello (voir localisation des profils sur l'Annexe 4-3) ..... p. 49

Annexe 4-5 : Interprétation d'un profil sismique à travers le degré 1 du système Botricello (Voir localisation du profil sur l'Annexe 4-2) ..... p. 51

Annexe 4-6 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique des têtes des canyons Botricello ..... p. 54

Annexe 4-7 : Interprétations de profils Chirp à travers les têtes des canyons Botricello 1 et 2 (voir localisation des profils sur l'Annexe 4-6) ..... p. 55

Annexe 4-8 : Interprétations morphologique des canyons Botricello 1 et 2 ..... p. 57

Annexe 4-9 : Carte localisant le bassin versant du fleuve Tacina, et ses principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant leurs précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels ..... p. 58

Annexe 5 : Description détaillée du système Caulonia / Siderno ..... p. 60

Annexe 5-1 : Cartes bathymétriques et situation du système Caulonia / Siderno ..... p. 61

Annexe 5-2 : Interprétation physiographique et morphologique du système Caulonia / Siderno (Voir légende dans la partie précédente) ..... p. 62

Annexe 5-3 : Interprétation morphologique du degré 1 du système Caulonia / Siderno et profils transverses à travers des zones à larges rides sédimentaires ..... p. 64

Annexe 5-4 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique des têtes des canyons Caulonia et Siderno ..... p. 68

Annexe 5-5 : Interprétations de profils Chirp à travers les têtes des canyons Caulonia et Siderno (voir localisation des profils sur l'Annexe 5-4) ..... p. 69

Annexe 5-6 : Interprétations morphologique des canyons Caulonia et Siderno ..... p. 71

Annexe 5-7 : Carte localisant les bassins versants de la rivière torrentielle Allaro et du fleuve Tòrbido, et leurs principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant leurs précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels ..... p. 72

Annexe 6 : Description détaillée du système Bovalino / La Verde ..... p. 74

Annexe 6-1 : Cartes bathymétriques et situation du système Botricello ..... p. 75

Annexe 6-2 : Interprétation physiographique et morphologique du système Bovalino / La Verde (Voir légende dans la partie précédente) ..... p. 76

Annexe 6-3 : A) Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente. B) Interprétation morphologique. C) Interprétation de profils Chirp à travers le canyon principal du système Bovalino / La Verde ..... p. 78

Annexe 6-4 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique des têtes des canyons Bovalino et La Verde ..... p. 81

Annexe 6-5 : Interprétations de profils Chirp à travers les têtes des canyons Bovalino et La Verde (voir localisation des profils sur l'Annexe 6-4) ..... p. 82

Annexe 6-6 : Interprétations morphologique des canyons Bovalino et La Verde ..... p. 84

Annexe 6-7 : Carte localisant le bassin versant des rivières torrentielles Bonamico et La Verde, et leurs principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant leurs précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels ..... p. 86

Annexe 7 : Calculs des débits solides théoriques ..... p. 87

Annexe 7-1 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Crati p.88

Annexe 7-2 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Trionto ..... p. 88

Annexe 7-3 : Calculs des débits solides théoriques du torrent Arso ..... p. 89

Annexe 7- 4 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Nicà ..... p. 89

Annexe 7-5 : Calculs des débits solides théoriques du canal Olivitella ..... p. 90

Annexe 7-6 : Calculs des débits solides théoriques du torrent Votagrande ..... p. 90

Annexe 7-7 : Calculs des débits solides théoriques du torrent Lipuda ..... p. 91

Annexe 7-8 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Neto ..... p. 91

Annexe 7-9 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Esaro di Crotone ..... p. 92

Annexe 7-10 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Tacina ..... p. 92

Annexe 7-11 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Simeri ..... p. 93

Annexe 7-12 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Corace ..... p. 93

Annexe 7-13 : Calculs des débits solides théoriques du torrent Sovareto ..... p. 94

Annexe 7-14 : Calculs des débits solides théoriques du torrent Vodà ..... p. 94

Annexe 7-15 : Calculs des débits solides théoriques de la rivière torrentielle Assi ..... p. 95

Annexe 7-16 : Calculs des débits solides théoriques de la rivière torrentielle Allaro ..... p. 95

Annexe 7-17 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Tòrbido ..... p. 96

Annexe 7-18 : Calculs des débits solides théoriques de la rivière torrentielle Bonamico ..... p. 96

Annexe 7-19 : Calculs des débits solides théoriques de la rivière torrentielle La Verde ..... p. 97

Annexe 7-20 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Var ..... p. 97

Annexe 7-21 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Roya ..... p. 98

Annexe 7-22 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Nervia ..... p. 98

Annexe 7-23 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Argentina (Taggia) ..... p. 99

Annexe 7-24 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Impero (Verde) ..... p. 99

Annexe 8 : Graphiques de comparaison morphométrique ..... p. 100

Annexe 8-1 : Tableau récapitulatif de tous les paramètres morphométriques des systèmes de canyons étudiés sur la Marge Calabro-Ionienne ..... p. 101

Annexe 8-2 : Graphiques comparatifs des paramètres morphométriques des canyons sous-marins en fonction du périmètre des bassins versants (données disponibles seulement pour la Marge Calabro-Ionienne ..... p. 102

Annexe 8-3 : Graphiques comparatifs des paramètres morphométriques des canyons sous-marins en fonction de la superficie des bassins versants ..... p. 103

Annexe 8-4 : Graphiques comparatifs des paramètres morphométriques des canyons sous-marins en fonction de la longueur du plus grand affluent du bassin versant p.104

Annexe 8-5 : Graphiques comparatifs des paramètres morphométriques des canyons sous-marins en fonction de l'altitude maximale des bassins versants..... p. 105

Annexe 8-6 : Graphiques comparatifs des paramètres morphométriques des canyons sous-marins en fonction de l'inclinaison moyenne des bassins versants ..... p. 106

Annexe 8-7 : Graphiques comparatifs de différents paramètres morphométriques des canyons sous-marins en fonction du débit liquide mesuré des bassins versants associés ..... p. 106

Annexe 8-8 : Graphiques comparatifs de différents paramètres morphométriques des canyons sous-marins en fonction de la charge en suspension moyenne théoriques des bassins versants associés ..... p. 107

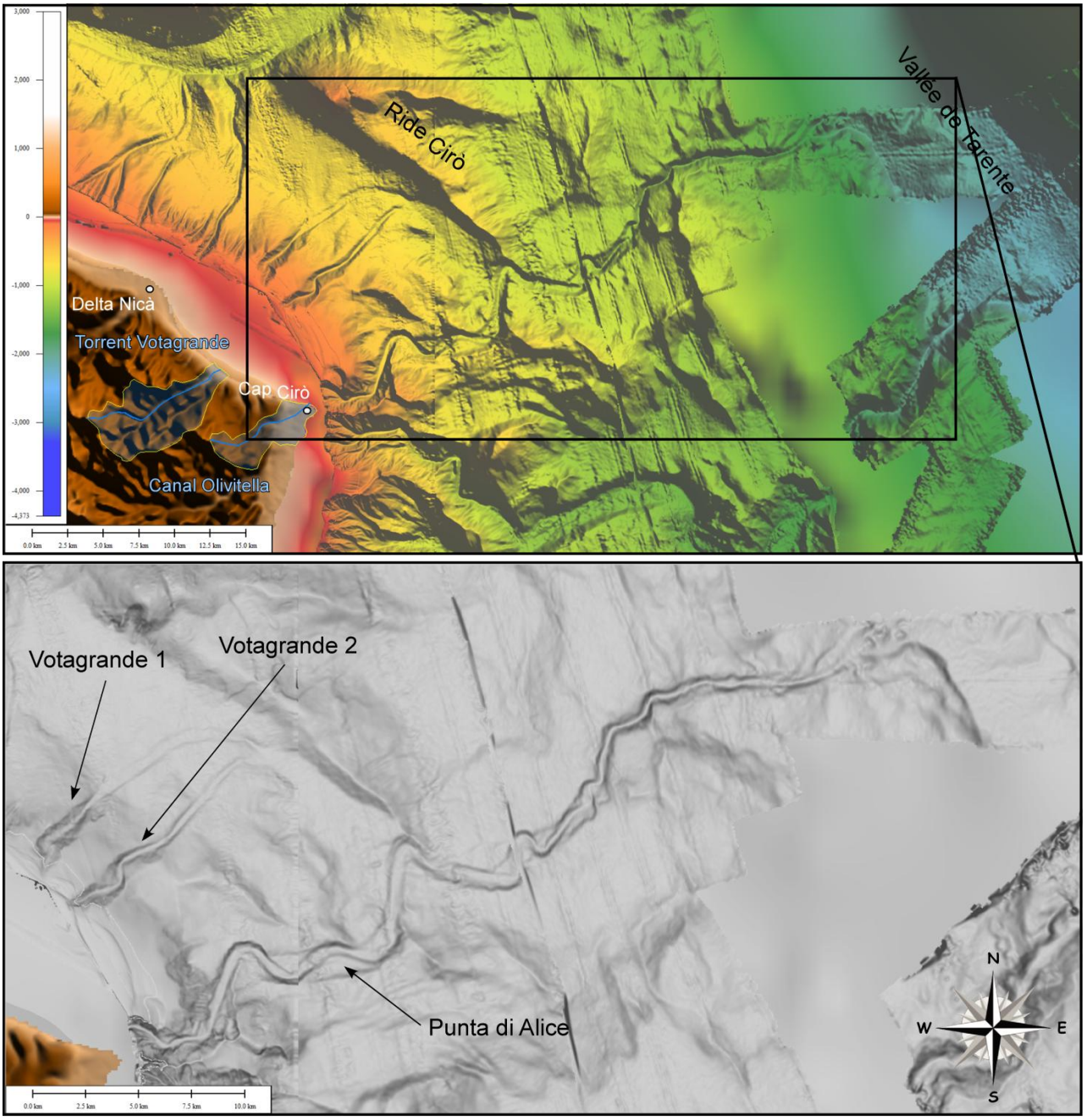
Annexe 8-9 : Graphiques comparatifs de différents paramètres morphométriques des canyons sous-marins en fonction des apports sédimentaires annuels moyens théoriques des bassins versants associés ..... p. 107

ANNEXE 1

Description Détaillée du

Système Punta di Alice

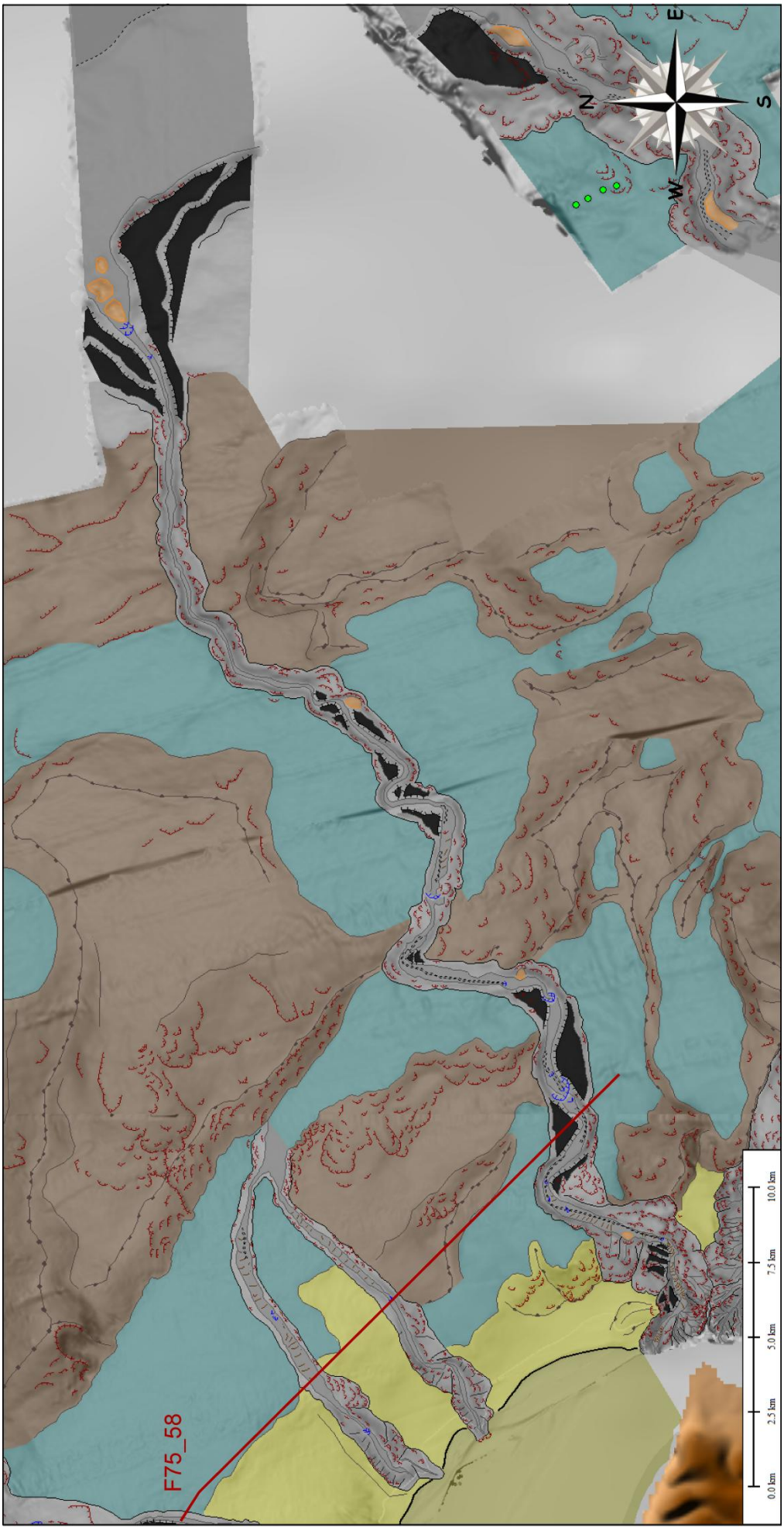
Le système Punta di Alice



Annexe 1-1 : Carte bathymétrique et situation du système Punta di Alice.

Le système Punta di Alice se situe dans le segment Nord de la Marge Calabro-Ionienne, au Sud-Est du système Corigliano (Annexe 1-1). Il s'étend sur 12 km de large du delta Nicà jusqu'au Cap Cirò formé par le delta du fleuve Punta di Alice, et sur plus de 40 km vers le large selon une direction générale SW/NE, de 100 à 1900 m des profondeurs d'eau, jusqu'à la Vallée de Tarente (Annexe 1-1).

Le système Punta di Alice se compose du canyon Punta di Alice constituant le corps principal du système, sur lequel se connectent deux tributaires, les canyons Votagrande 1 et 2 (Annexe 1-1).



Annexe 1-2 : Interprétation physiographique et morphologique du système Punta di Alice (Voir la légende dans le Chapitre précédent).

Le canyon Punta di Alice débute à moins de 200 m de profondeur d'eau, à quelques 800 m de l'embouchure du Canal Olivitella (Annexe 1-1). Il semble inciser totalement l'étroit plateau continental et pourrait donc être en connexion directe avec le Canal Olivitella (Annexe 1-1).

Bien qu'il ne soit pas le plus typique des systèmes de type R1, le système Punta di Alice a été classé dans cette catégorie car ses canyons tributaires ne se ramifient que sur un seul côté du canyon principal (Annexes 1-1 et 1-2), lui conférant donc une ramification en « râteau ». Son degré de ramification n'est pas très élevé, du degré 1 du système correspondant au canyon Punta di Alice jusqu'à un maximum de 4-5 dans les têtes des canyons tributaires Votagrande et dans la tête du canyon Punta di Alice (3-Annexe 7-6-6).

Le canyon Punta di Alice

Configuration du canyon

Le canyon Punta di Alice, le degré 1 du système, s'étend longitudinalement sur toute la Marge Calabro-Ionienne (Annexe 1-2), entre 200 m et 1900 m de profondeur d'eau. Tout comme le Chenal Corigliano, le canyon Punta di Alice voit son parcours être influencé le long de la marge par la présence de bassins sédimentaires perchés sur la pente continentale et séparés par le haut structural de la Ride Cirò, et (Annexe 1-2). De direction globalement Est-Ouest dans le premier bassin, le thalweg prend ensuite une direction N/S en longeant le haut structural pour finalement l'inciser. Le thalweg érode là où le haut structural présente la plus faible hauteur. En effet, alors que la Ride Cirò mesure jusqu'à 400 m de haut, le thalweg incise sa portion haute seulement de 25-20 m. En traversant la Ride Cirò, le canyon entre dans le second bassin et prend une direction NW/SE.

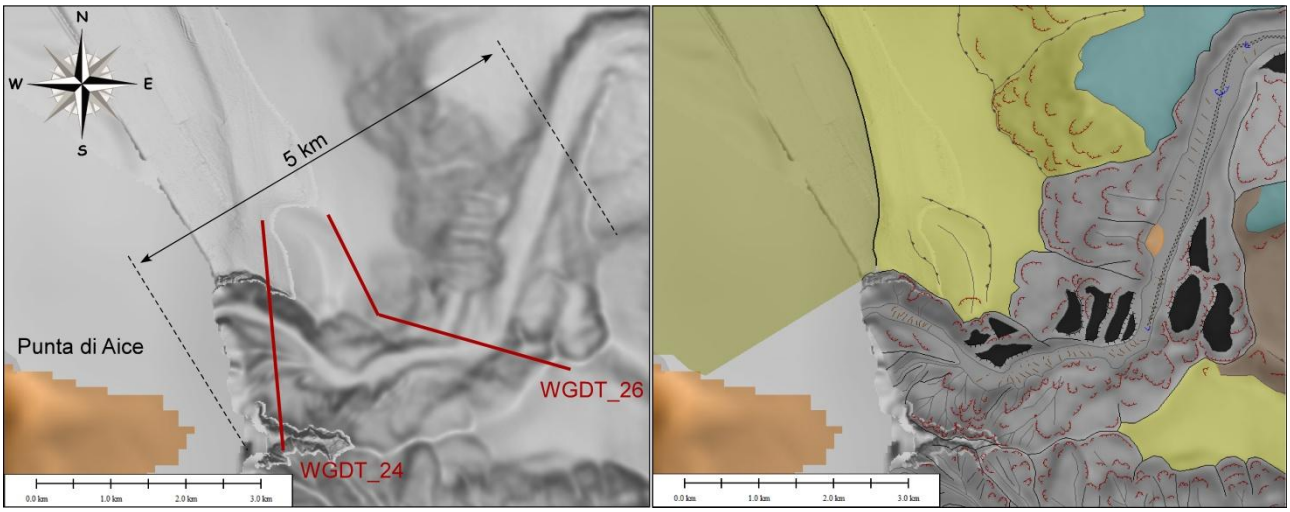
Le corps du canyon principal Punta di Alice incise les bassins sédimentaires limités par des hauts structuraux (Annexe 1-2). Les bassins sédimentaires présentent un faciès lité continus avec des réflecteurs subparallèles de moyenne à faible amplitude, caractéristique d'un échofaciès II (Annexe 7-5-9). Les réflecteurs sont tronqués là où incise le canyon, impliquant l'érosion de sédiments des bassins (Annexe 1-6). Le canyon Punta di Alice se caractérise donc par un caractère érosif dominant tout le long de son thalweg, incisant hauts structuraux et bassins sédimentaires. De plus, les dépôts associés au thalweg du canyon présentent généralement un échofaciès VI (sourd) associé à des dépôts grossiers et on n'observe aucun remplissage du canyon ou caractère aggradant (Figures 5-9 et Annexe 6-45). Enfin, on observe également la présence de faciès complètement transparents (VII) associés aux dépôts de transport en masse (Annexe 1-6). Les flancs des hauts structuraux présentent quelques cicatrices d'arrachements, source possible des MTD (Annexe 1-2).

Le plateau continental, large de 2 km au nord du Cap Cirò ne mesure plus que 500 m à 1 km de large au large du Cap et du delta Punta di Alice. La tête du canyon, située à 700-800 m de la ligne de côte au large du delta, incise fortement le plateau continental et pourrait se connecter

directement au canal Olivitella (Annexes 1-1 et 1-2). Le canyon Punta di Alice est ainsi classé dans les canyons de type TC3.

Morphologie de la tête de canyon

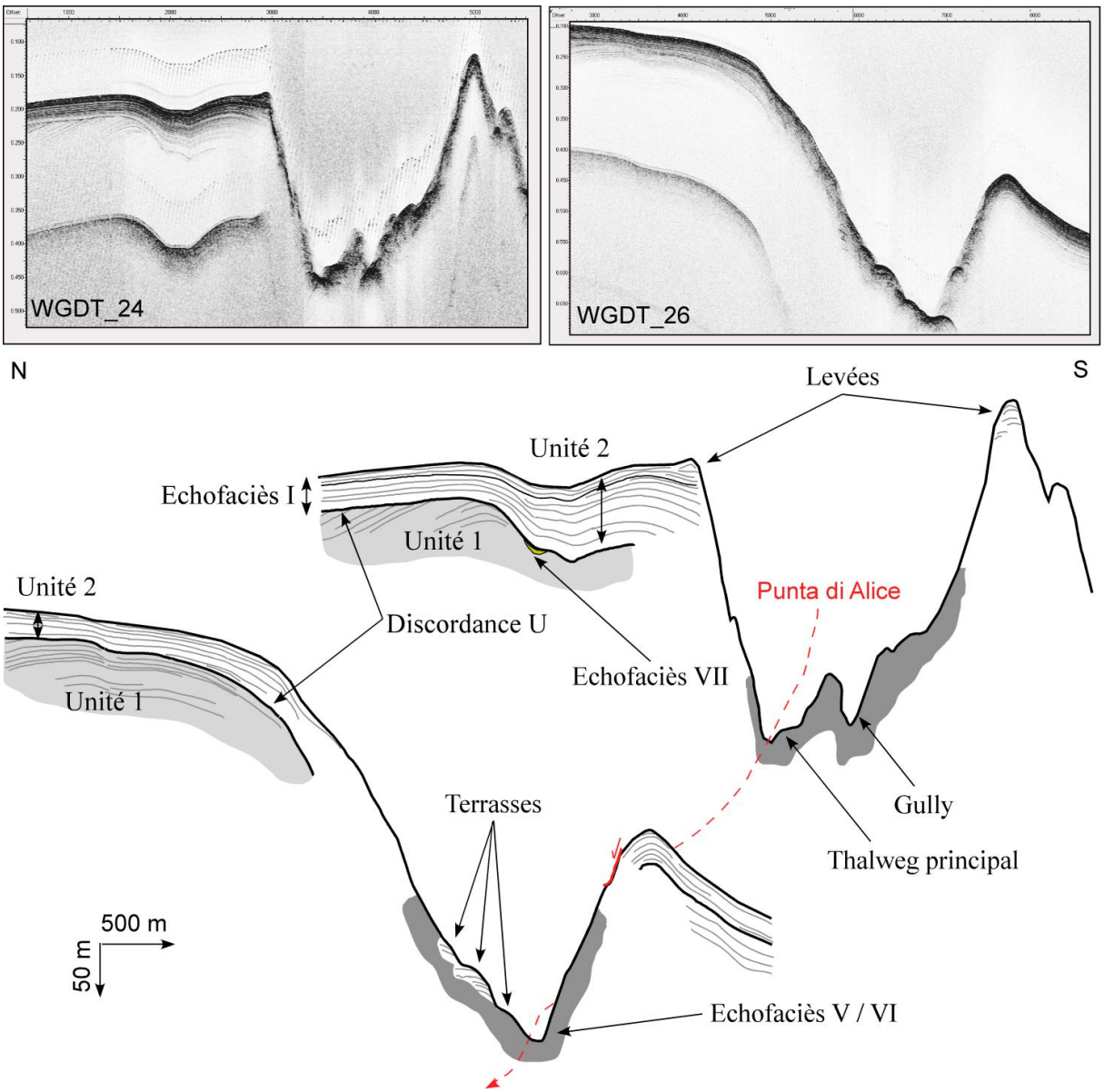
La tête du canyon Punta di Alice s'étend sur une largeur de 1,6 à 3 km et sur une distance de 5,7 km vers le large. Elle présente une profondeur d'incision de 200-300 m. Son thalweg mesure 7,2 km de long et présente une sinuosité d'environ 1,33. La tête a une forme évasée. Elle est constituée d'un seul thalweg principal dont les flancs sont affectés par de nombreuses cicatrices d'arrachements. Celles-ci ont des dimensions de 30-70 m de hauteur et 40 à 450 m de large et une densité de 15-20 par km^2. Elles témoignent du déclenchement de nombreux glissements qui ont permis l'érosion latérale progressive des flancs de la tête et son élargissement et qui lui confèrent une morphologie en grappe (Annexe 1-3). La tête du canyon Punta di Alice est donc classée dans le type T2a (Annexe 1-3).



Annexe 1-3 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique de la tête du canyon Punta di Alice.

En plus des cicatrices, des terrasses sont aussi présentes sur les flancs gauche et droit de la tête (Annexe 1-3). Les terrasses situées les plus en amont et les plus en aval se composent de deux générations situées à 100-110 m de haut et à 50 m de haut au dessus du fond du canyon. Elles ont des extensions latérales de 200 à 800 m. Les terrasses d'une même génération peuvent être disposées côte-à-côte sur une faible distance le long du thalweg. Un groupe intermédiaire de terrasses se compose de quatre générations (Annexe 1-3), la première à 150-160 m, la deuxième à 90-100 m, la troisième à 40-50 m et la quatrième à environ 20 m au dessus du fond du canyon. Elles s'organisent en replats parallèles disposés en marches d'escalier. Les deux premières générations sont caractérisées par un échofaciès lité et la troisième génération par un échofaciès sourd (Annexe

1-4), la quatrième génération n'étant pas recoupé par un profil. Les trois premières générations ont une extension latérale similaire de l'ordre de 800 m. Les deux générations des terrasses les plus en amont et en aval correspondraient par leur élévation aux générations 2 et 3 des terrasses intermédiaires.



Annexe 1-4 : Interprétation de profils Chirp dans la tête du canyon principal Punta di Alice (Voir leur localisation sur l'Annexe 1-3).

Enfin, des figures de fond semblables à des rides sédimentaires sont présentes dans le fond du thalweg de la tête, sur ses 4 premiers kilomètres (Annexe 1-3). Elles ont des amplitudes de l'ordre de 3-5 m et des longueurs d'onde d'environ 40-70 m, ces deux paramètres augmentant vers l'aval à 3-6 m et 60-80 m respectivement. Dans sa partie inférieure, la tête Punta di Alice est également marquée par la présence d'une sur-incision haute de 4-5 m et large de 80-110 m. Elle s'initie en

aval d'un escarpement de 8-9 m de haut semblable à un *knickpoint*. On trouve également d'autres formes de fond plus éparses associées à la sur-incision, comme un dépôt de transport en masse.

La surface de discordance U et les Unités 1 et 2 sont observées comme dans le système Corigliano. Sur le profil Chirp le plus en amont (WGDT_24-Annexe 1-4), cette surface de discordance se trouve à une profondeur de 50 à 80 m sous le fond marin actuel et tend à être de moins en moins profonde vers l'aval (WGDT_26-Annexe 1-4), pour disparaitre complètement. Dans la partie supérieure de la tête, un rehaussement récent des flancs est interprété comme un phénomène de construction de levées (Annexe 1-4). Ces levées sont caractérisées par des réflecteurs lités et continus de forte amplitude, en d*ownlap* sur les réflecteurs sous-jacents. Le fond du thalweg est caractérisé par un faciès sourd, caractéristique de dépôts grossiers non drapés de sédiments hémipélagiques, alors que les flancs internes du thalweg sont plutôt caractérisés par un échofaciès hyperbolique définissant de nombreuses instabilités. Une cicatrice d'arrachement récente, haute de 50 m, a été identifiée dans la partie supérieure du flanc Sud (profil WGDT_26-Annexe 1-3).

Caractéristiques morphométriques

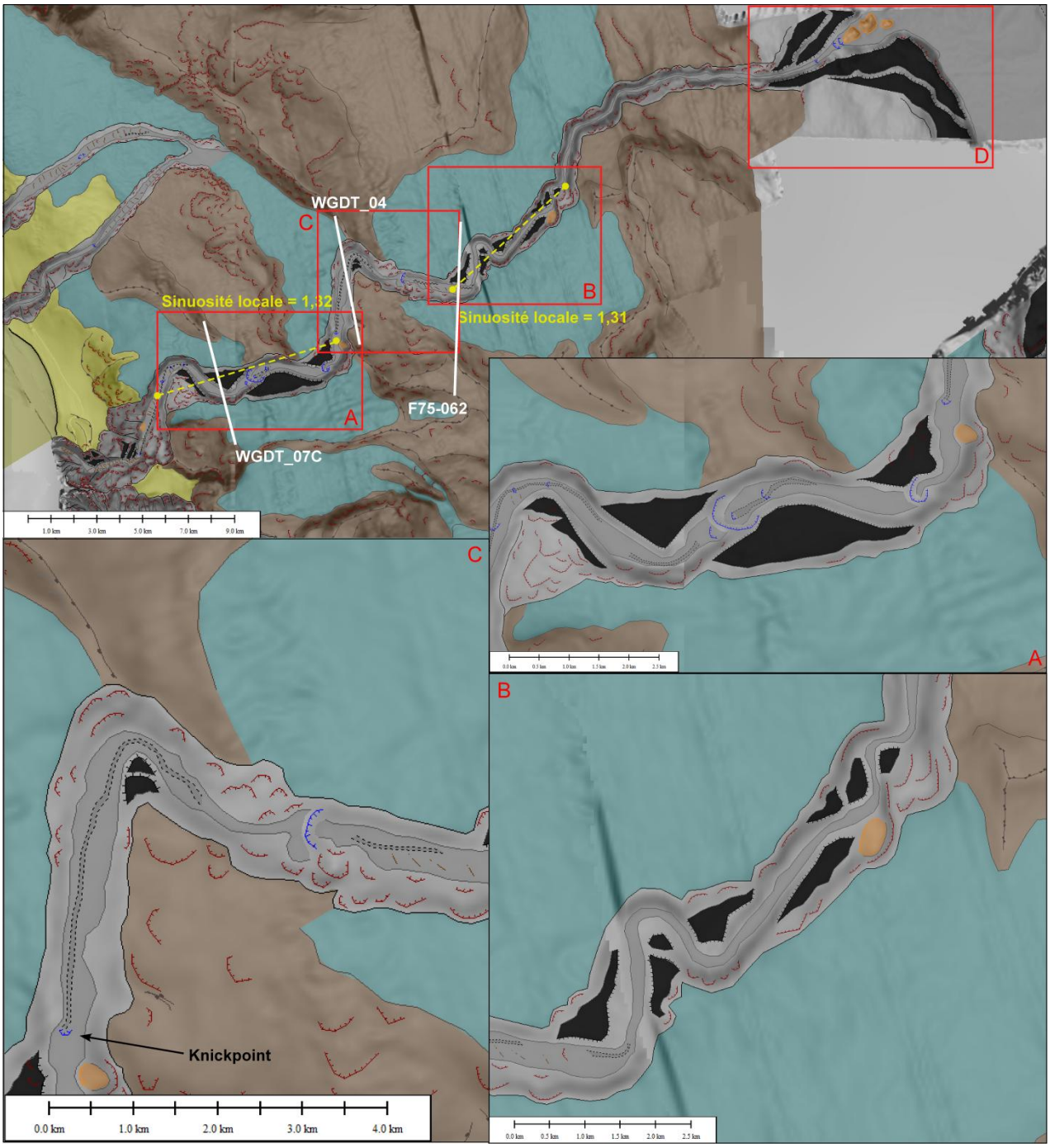
Le canyon Punta di Alice est long de 61 km et large de 1,7 km, avec un thalweg large de 500 m (Cahier Annexe-Punta di Alice). Son profil topographique présente une tendance plutôt concave dans sa partie supérieure et convexe dans sa partie inférieure (Annexe Punta di Alice). Son inclinaison moyenne est de 2°, la zone de la tête se caractérisant par une valeur de 2,9°. La partie inférieure convexe du canyon présente une inclinaison plus faible que celle de la tête, d'environ 1,9° (Cahier Annexe-Punta di Alice). L'indice de sinuosité du thalweg en entier se caractérise par une moyenne de 1,35 et est donc considéré comme un thalweg globalement sinueux (Cahier Annexe-Punta di Alice).

En coupes transverses, le canyon se présente une morphologie majoritairement en forme de V, avec une profondeur d'incision moyenne de 120 m (Cahier Annexe-Punta di Alice). Celle-ci est légèrement plus accentuée dans la partie amont du canyon. En effet, la comparaison des profils des interfluves, présentant également une partie supérieure concave et une partie inférieure convexe, avec le profil topographique du thalweg indique une plus grande différence d'élévation dans la partie supérieure du canyon (Cahier Annexe-Punta di Alice). De plus, le haut des interfluves se confond progressivement avec le thalweg dans sa partie inférieure (profil convexe). Les flancs du canyon tendent donc à disparaitre à son embouchure, à la transition avec la Vallée de Tarente (Cahier Annexe-Punta di Alice).

Eléments architecturaux

Une analyse de détail concernant la tête du canyon ayant été faite dans la partie précédente, cette partie ne décrit que les éléments identifiés dans le corps du canyon. Très peu de rides

sédimentaires ont été identifiées dans le fond du canyon, et principalement à la transition tête / corps. Ces rides présentent alors les mêmes caractéristiques que celles décrites précédemment. On observe aussi des cicatrices d'arrachement de 30-50 m de haut et de 100-400 m de large sur les flancs internes du canyon. Par rapport aux observations faites dans la tête, leur densité diminue à 6-8 de cicatrices par km^2.



Annexe 1-5 : Interprétation morphologique du corps du canyon Punta di Alice.

Des terrasses sont présentes en trois principaux endroits le long du corps (Annexe 1-5). Elles peuvent être unique ou constituer de plusieurs générations. Elles présentent des dimensions de l'ordre de la centaine de mètres à plus de 2 km de long et des largeurs de la centaine à plusieurs

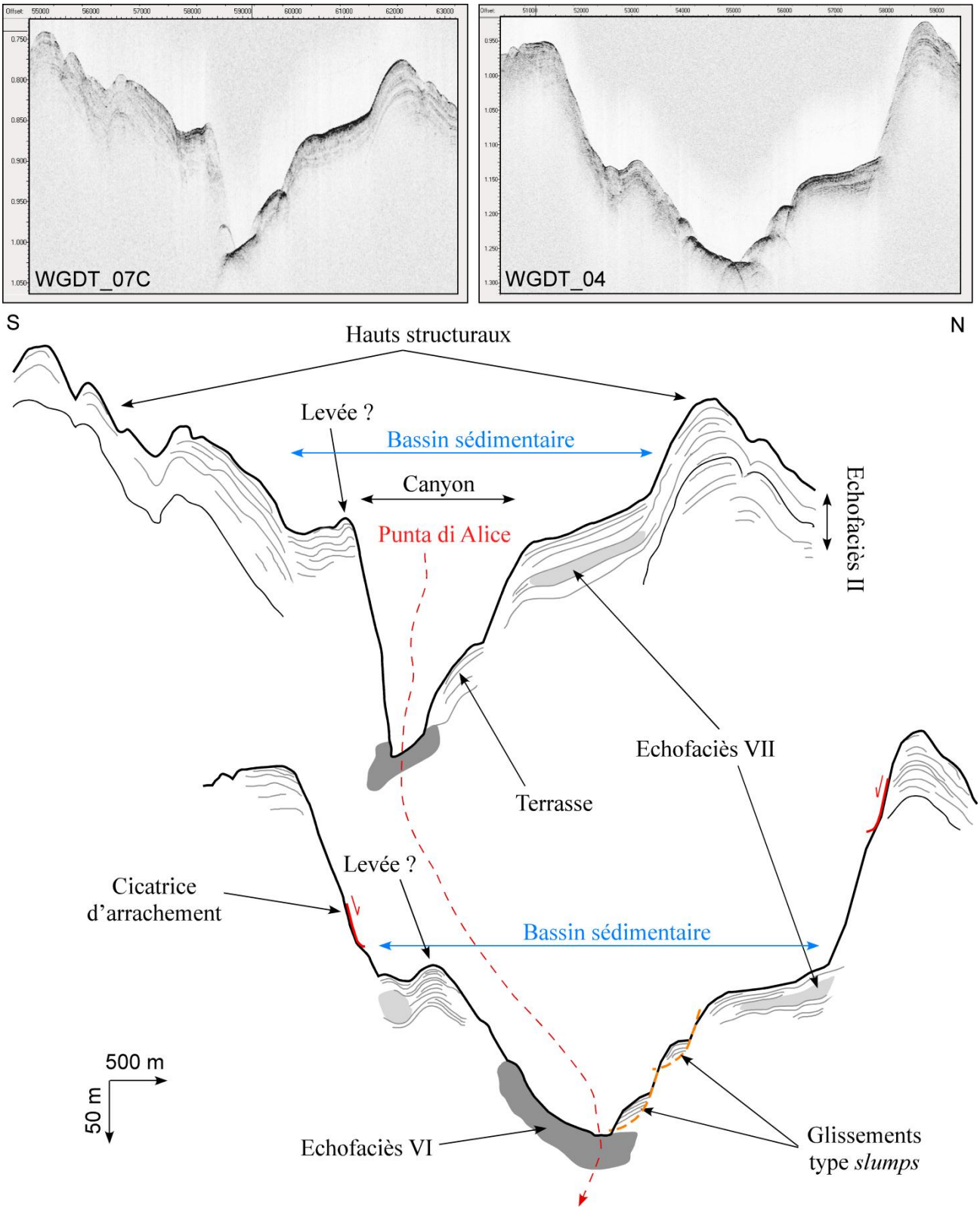
centaines de mètres. Le premier ensemble de terrasses (A-Annexe 1-5) se trouve en aval de la tête du canyon. Les terrasses sont disposées alternativement à la base des flancs droit et gauche du canyon sur presque 9 km. Les deux terrasses le long du flanc Sud du canyon se trouvent à une hauteur d'environ 45 m, et les terrasses du flanc Nord à 25 m au dessus du fond. Le deuxième ensemble de terrasses (B-Annexe 1-5) se trouve dans la partie médiane du corps.

Les terrasses y sont aussi disposées alternativement à droite et à gauche. Elles sont isolées ou constituées de deux générations imbriquées. Ces dernières présentent toutes deux une première génération de terrasses à 40 m et une seconde à 20 m au dessus du fond. Toutes les autres terrasses simples sont à une hauteur de 25-30 m, et se disposent autant le long du flanc Nord que du flanc Sud du canyon. Ces deux ensembles de terrasses sont localisés dans des bassins sédimentaires séparés par un haut structural de la Ride Cirò (Annexe 1-5). Dans ces deux zones, les terrasses ont généré une forte sinuosité locale, de l'ordre de 1,3 (Annexe 1-5). Le troisième ensemble de terrasse (D-Annexe 1-5) se trouve à l'embouchure du canyon, à sa transition avec la Vallée de Tarente. Il montre deux générations de terrasses, une première à une centaine de mètres au dessus du fond et une seconde à 30-40 m. Les dimensions de ces dernières sont de plus de 5 km de long et presque 1 km de large. Pour finir, là où le canyon incise les hauts structuraux, il ne présente pas ou peu de terrasses (Annexe 1-5).

Là où le canyon entaille la Ride Cirò, une sur-incision de 5 m de haut, 100 m de large et 9 km de long a été identifiée (C-Annexe 1-5). De plus, elle se positionne et reprend son cours en aval de deux *knickpoints* (C-Annexe 1-5). Le premier *knickpoint* est haut de moins de 10 m et large de 60 m. Le second, situé dans le thalweg à la transition entre la Ride Cirò et le second bassin sédimentaire, est haut de 20 m et large de presque 400 m. Des *knickpoints* sont aussi associés au premier ensemble de terrasses dans la partie amont du corps (Annexe 1-5). Ils peuvent atteindre plus de 25 m de haut et plus de 500 m de large. D'autres, enfin, à l'embouchure du canyon, sont situés en amont de grands blocs de 20-30 m de haut et de 500-700 m de large obstruant en partie le thalweg.

Sur les profils Chirp (Annexe 1-6), on observe la formation de terrasses dans le fond du canyon, présentant les mêmes caractéristiques que celles déjà décrites précédemment (WGDT_07C-Annexe 1-6). Les flancs du canyon sont sujets à quelques glissements présentant encore une structure interne litée et continue, avec des réflecteurs de moyenne à faible amplitude (WGDT_04-Annexe 1-6). Etant sur le flanc externe de méandres, donc sensible à l'érosion, et que l'on n'observe pas de façon évidente la présence de terrasses, ces paquets, bien que présentant des caractéristiques acoustiques semblables aux terrasses, sont interprétés comme étant des déstabilisations sédimentaires. Des levées, identifiées potentiellement par un rehaussement du sommet des flancs et par des réflecteurs lités continus et se terminant en *onlap/downlap* sur les dépôts sous-jacents sont localisées au niveau dans les zones de bassins sédimentaires (Annexe 1-6). Enfin, le fond du canyon est caractérisé par un échofaciès sourd, laissant suggérer la présence de dépôts grossiers ou d'une érosion récente. L'interprétation de profils Chirp dans la partie aval du

canyon est difficile du fait de la présence systématique d'un échofaciès hyperbolique pouvant être associé à un remaniement généralisé du fond du canyon, ou l'association de déstabilisations et de dépôts grossiers.

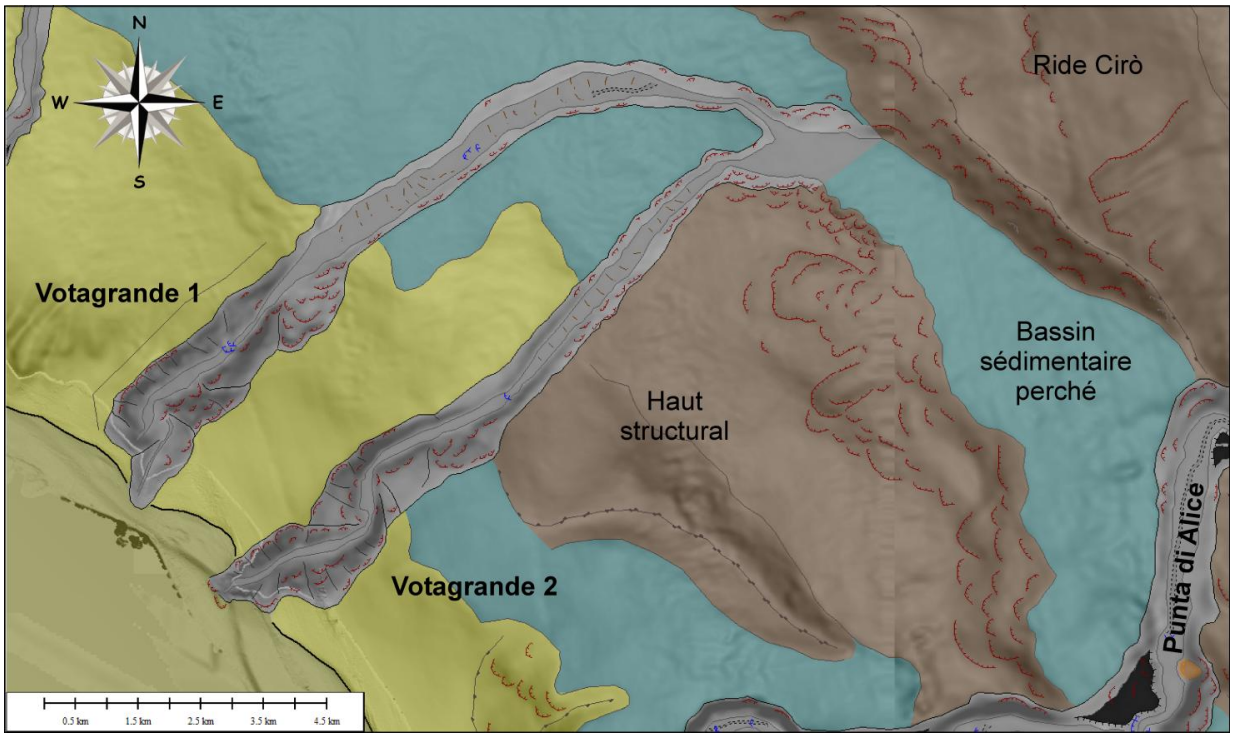


Annexe 1-6 : Interprétation de deux profils Chirp dans le corps du canyon Punta di Alice (Voir la localisation sur l'Annexe 1-5).

Les canyons tributaires Votagrande 1 et 2

Configuration des canyons

Les tributaires Votagrande 1 et 2 s'étendent du rebord du plateau continental, à environ 100-110 m de profondeur d'eau, jusqu'à 790 m de profondeur d'eau selon une direction SW/NE. Ils se mettent donc en place sur la pente continentale puis continuent leur trajet dans un bassin perché, situé à 5-7 km en aval de la ligne de côte, à une profondeur d'eau de 600-700 m (Annexe 1-7). Ce bassin de forme triangulaire est compris entre deux hauts structuraux dont les flancs sont fortement affectés par des instabilités. Il constitue une zone de transition entre les canyons tributaires et le canyon Punta di Alice (Annexe 1-7). Dans le bassin, les deux tributaires se réunissent, prenant alors une direction générale WNW/ESE, et disparaissent de la morphologie de surface. Leur changement de direction est lié à la présence de la Ride Cirò.



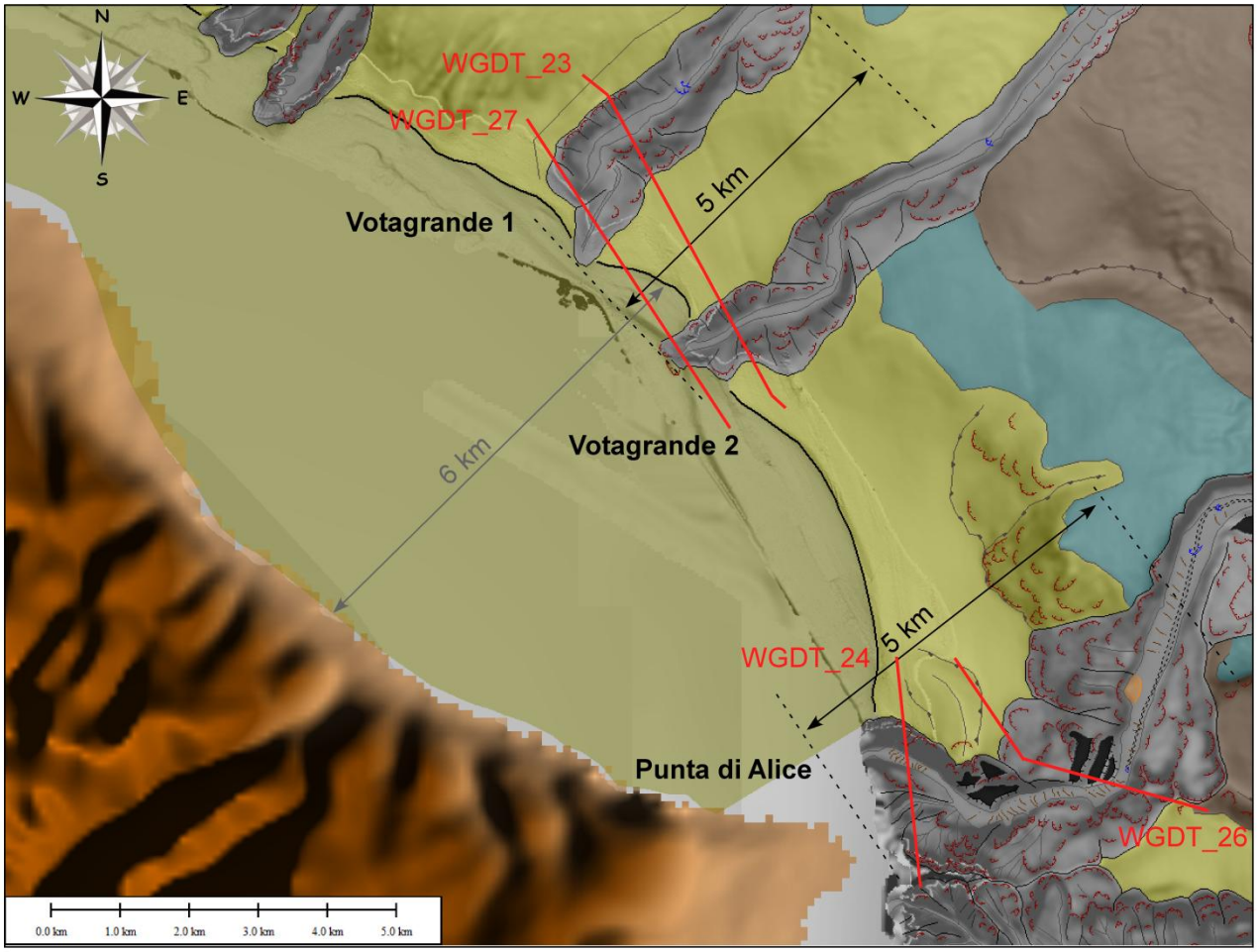
Annexe 1-7 : Interprétation morphologique des canyons tributaires Votagrande.

Ces deux tributaires se situent dans la continuité du torrent Votagrande qui se positionne entre deux deltas. Dans cette zone, le plateau continental est large de 5 à 7 km. Ces deux tributaires ne remontent pas sur le plateau continental et sont donc classés comme des canyons de type TC1.

Morphologies des têtes de canyons

Les têtes Votagrande 1 et 2 sont larges d'environ 1 km. Elles sont, chacune, caractérisées par un thalweg unique d'une longueur respective de 4,3 et 3,9 km, d'une largeur d'environ 200 m et

d'une profondeur de 90 m. Elles apparaissent donc deux à trois fois plus petites que celle du canyon Punta di Alice. Dans ces têtes, chaque thalweg est plutôt rectiligne, avec un indice de sinuosité faible, variant entre 1,06 et 1,11.



	longueur du thalweg (km)	profondeur d'incision (m)	largeur thalweg (km)	largeur canyon (km)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
Votagrande 1	4,3	87	0,2	0,96	1,06	5,6
Votagrande 2	3,9	99	0,24	0,99	1,11	5,5
Punta di Alice	7,9	182	0,57	2,21	1,33	2,9

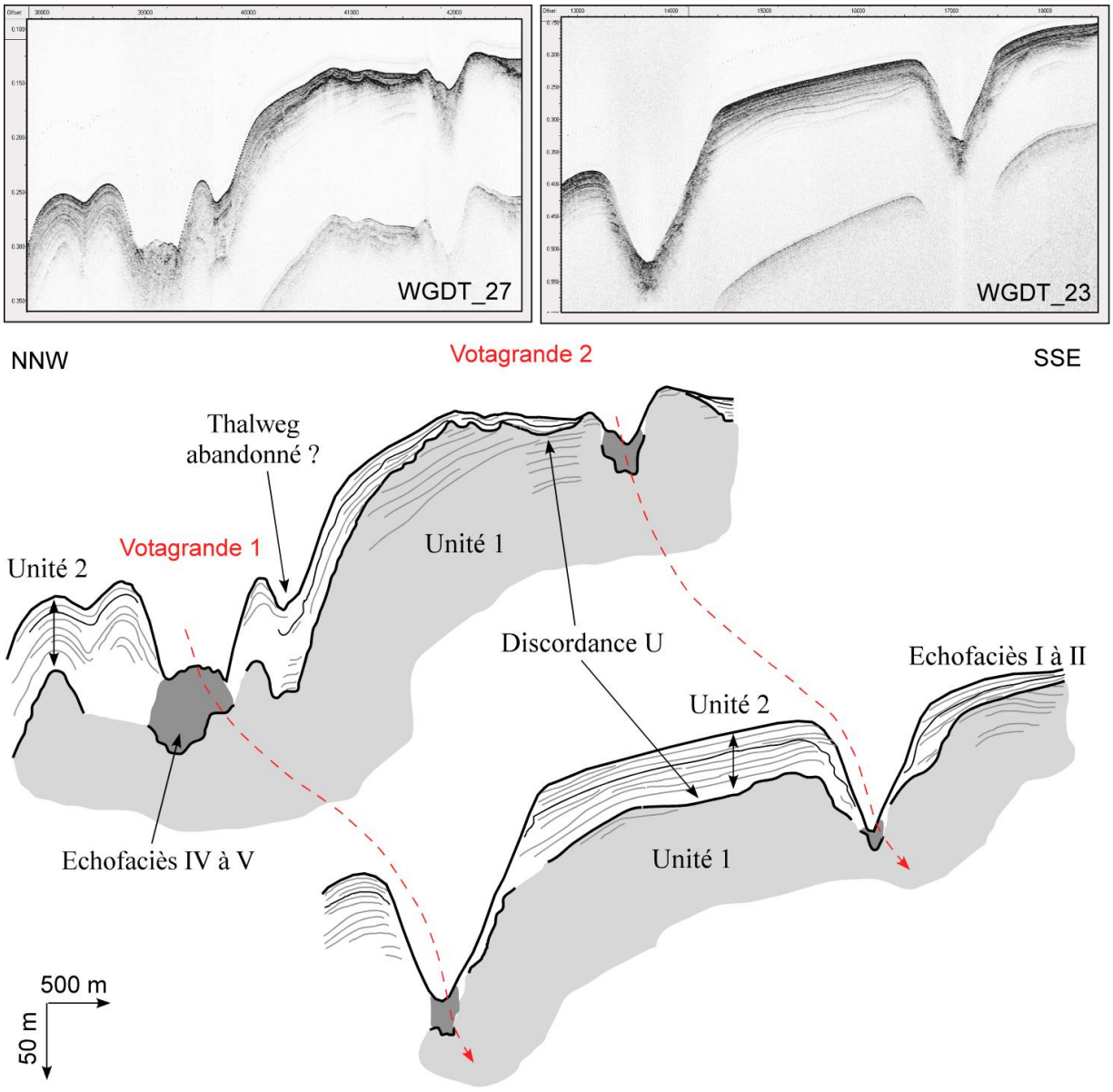
Annexe 1-8 : Interprétation morphologique des têtes des canyons du système Punta di Alice.

Des cicatrices de glissements de 15 à 40 m de haut et de 80 à 300 m de large affectent les flancs de chaque thalweg (Annexe 1-8) avec une densité de 5 à 8 cicatrices par km^2. Ces glissements sont responsables de la forme évasée des têtes. Celles-ci sont donc classées dans le type T2a (en grappe – morphologie simple).

On ne note pas la présence de rides sédimentaires sur le fond des thalwegs et de terrasses (Annexe 1-8). Deux *knickpoints* de 30 m de haut ont été identifiés dans la tête Votagrande 1.

Sur les données Chirp, les têtes des tributaires Votagrande semblent également se mettre en place sur la surface de discordance U décrite précédemment (Annexe 1-9). Celle-ci se trouve à une profondeur moyenne de 50 m sur toute la zone (Annexe 1-9). Cette surface commence à disparaitre vers 200 m de profondeur d'eau. Elle tronque localement sur 1-2 km les dépôts de l'Unité 1

constitués de réflecteurs lités subparallèles et continus de basse amplitude (Annexe 1-9). Au-dessus de cette surface d'érosion, l'Unité 2 varie d'une dizaine à une cinquantaine de mètres d'épaisseur et s'amincie vers la tête du canyon Votagrande 2, au niveau du plateau continental actuel (Annexe 1-9). Elle est caractérisée par des réflecteurs lités subparallèles et continus de forte à moyenne amplitude, se terminant en *onlap* sur la surface d'érosion. Cette couche sédimentaire est également caractérisée par une discordance angulaire observable par un réflecteur de forte amplitude.



Annexe 1-9 : Interprétation de profils Chirp dans les têtes des canyons tributaires Votagrande (Voir leur localisation sur l'Annexe 1-8).

L'incision des têtes de canyon semble déjà être visible sur cette surface (Annexe 1-9). Elle y est caractérisée par un réflecteur de forte amplitude et des terminaisons des réflecteurs sur celle-ci en *onlap* des dépôts sus-jacents et en *toplap* des dépôts sous-jacents. Les flancs des têtes de canyons sont caractérisés par un échofaciès plus chaotique à hyperbolique, caractéristique de la présence

d'instabilités (Annexe 1-9). Leur thalweg présente également un faciès chaotique pouvant être associé au dépôt de matériaux grossiers ou du remaniement récent (Annexe 1-9). Un échofaciès lité caractérisant un phénomène de remplissage est présent dans le thalweg de la tête Votagrande 1, suggérant une inactivité de ce tributaire (Annexe 1-9). Les têtes sont caractérisées par une morphologie en V, caractéristique d'une érosion du thalweg. Elles se construisent de manière semblable à la tête Punta di Alice.

Caractéristiques morphométriques

Les tributaires Votagrande 1 et 2 sont caractérisés par une longueur totale de leur thalweg de l'ordre de 13-15 km. Ils s'étendent de 80 m à 800 m de profondeur d'eau. Leurs thalwegs d'aspect plutôt rectiligne ont une sinuosité de 1,1-1,2 (Cahier Annexe-canyons Votagrande). Ils ont une profondeur d'incision moyenne d'environ 50-60 m et une largeur moyenne de 870 à 1000 m, le canyon Votagrande 2 étant légèrement plus large. En revanche, la largeur de leurs thalwegs est de l'ordre de 300 m.

Leurs profils longitudinaux des thalwegs sont de forme générale convexe avec une inclinaison moyenne de 2,6-3°. Dans le détail, ils sont constitués de trois segments dont l'inclinaison diminue vers l'aval de 5,6° à 2-2,5° puis 1-1,5° (Cahier Annexe-canyons Votagrande). La première rupture de pente se trouve à la transition entre la pente continentale et le bassin perché. La seconde est directement localisée dans le bassin et n'est associée à aucun changement visible sur le fond marin. Les interfluves du canyon Votagrande 1 présentent un profil « convexe » avec une rupture de pente à la transition entre la pente continentale et le bassin perché. La comparaison des profils du thalweg et des interfluves pour ce tributaire met en évidence une plus forte incision, de l'ordre de 100 m, dans sa partie supérieure que dans sa partie inférieure, de l'ordre de 20 m. En revanche, le tributaire Votagrande 2 présente des interfluves dont le profil longitudinal est plus linéaire, sans réelle rupture de pente. Ceci peut s'expliquer dans ce cas par la plus grande étendue de la pente continentale. Ce tributaire incise la pente continentale de manière plus uniforme, sur une centaine de mètres de profondeur, pour finir par une incision de 10-20 m à son embouchure. L'interfluve gauche du canyon Votagrande 2 montre davantage de ruptures de pente le long de son profil topographique, probablement du fait de la présence d'un haut structural.

Les profils transverses de Votagrande 1 et 2 présentent des morphologies évoluant de V à U vers l'aval (Cahier Annexe-canyons Votagrande).

Eléments architecturaux

Les corps des tributaires présentent dans leur partie la plus aval des formes de fond correspondant à des rides sédimentaires (Annexe 1-7). Elles se caractérisent par une longueur d'onde de 150-250 m et une amplitude de 4-5 m.

On observe aussi dans le canyon Votagrande 1 la présence de *knickpoints* d'une profondeur de 5-6 m et d'une sur-incision en bas de pente (Annexe 1-7). Elle est observable sur environ 1 km de long, fait une centaine de mètre de large et environ 1 m de profondeur. Elle se trouve en amont du rétrécissement du thalweg, qui passe alors d'une largeur locale d'environ 400 m à un peu plus d'une centaine de mètres.

Les flancs des deux canyons Votagrande présentent des cicatrices d'arrachements, bien que Votagrande 2 semble être plus affecté (Annexe 1-7). Les cicatrices sont larges de 100-150 m et hautes au maximum d'une dizaine de mètres. Leur densité est de 4-7 cicatrices par km^2, ce qui est deux à trois fois moins élevé que dans les zones des têtes Votagrande.

Contexte de mise en place

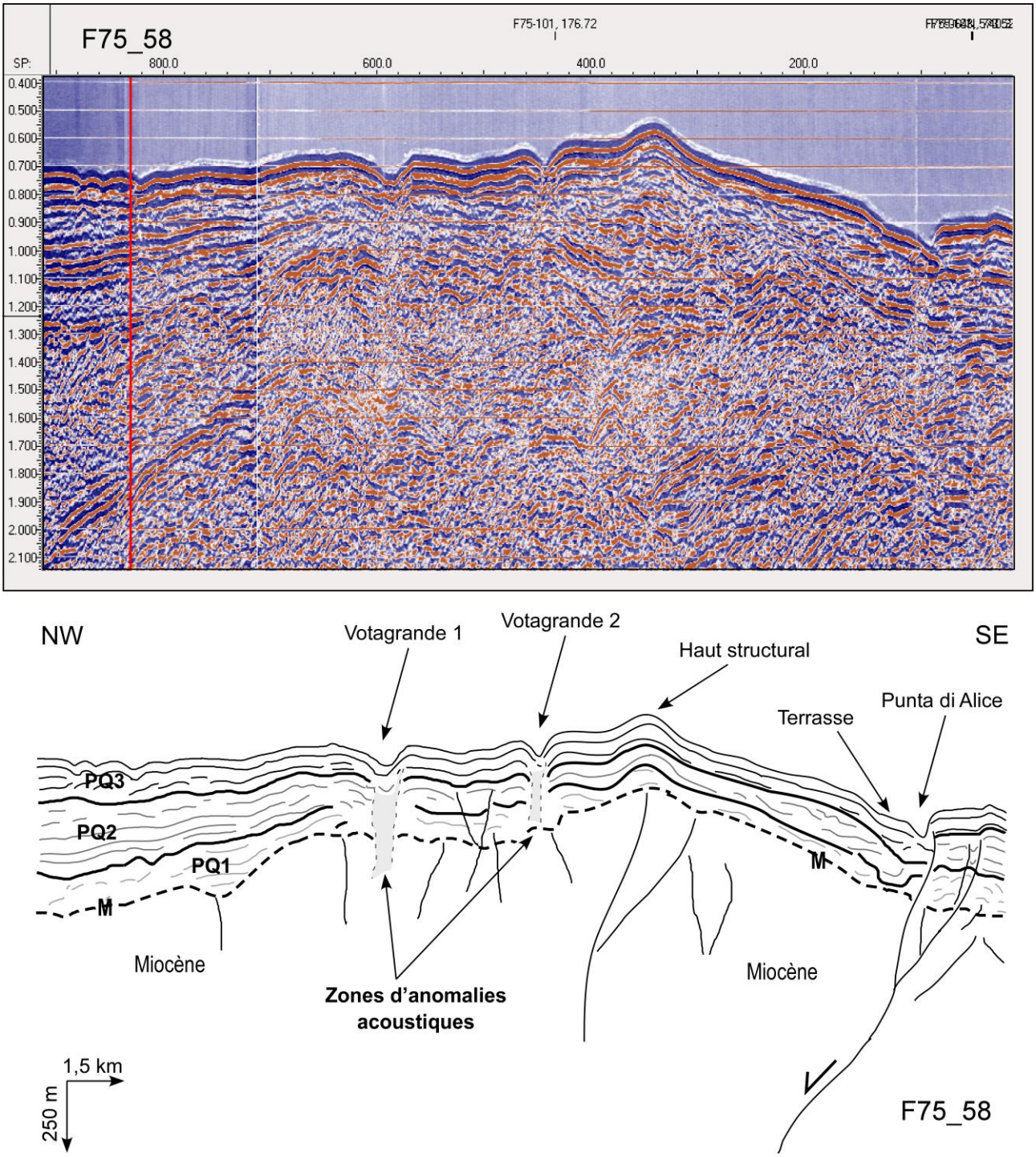
La partie supérieure du système Punta di Alice montre sur les profils sismiques une organisation similaire à celle décrite dans la zone du système Corigliano, à savoir la présence de trois unités (PQ1, PQ2 et PQ3) séparées par des discordances principales, et reposant sur la surface d'érosion Messinienne (Annexe 1-10). L'épaisseur de ces unités, de l'ordre de 200 m au niveau des hauts structuraux et de 600 m sur la pente continentale, diminue vers le Sud de la marge (Annexe 1-10). Aucun paléo-canyon n'est identifié directement associé à la surface d'érosion Messinienne (M), leur formation est donc post-Messinienne (Annexe 1-10).

Le thalweg du canyon Punta di Alice se met en place au droit d'une zone de failles, visible par le décalage vertical des réflecteurs des unités PQ et des surfaces de discordances entre les unités (Annexe 1-10). Ce décalage de l'ordre de 100 m est bien visible dans l'Unité PQ3, suggérant une activité récente de cette zone de failles. Un système de terrasses est également présent sur le flanc NW du canyon Punta di Alice au droit de la zone de failles (Annexe 1-10).On n'observe aucune paléo-incision à travers les Unités sismiques PQ1 et PQ2 (Annexe 1-10). Le canyon Punta di Alice ne semble, en effet, inciser seulement que l'Unité la plus récente PQ3, et est donc interprétée comme étant contemporain au dépôt de l'Unité PQ3 (Annexe 1-10).

Les tributaires Votagrande ne sont associés à la présence de failles. Toutefois, sous leurs thalwegs, on observe une modification du faciès sismique et les réflecteurs, de plus faible amplitude, montrent une concavité orientée vers le bas (Annexe 1-10). Alors que sous le tributaire Votagrande 1 cette zone de changement acoustique semble s'arrêter à l'interface entre les unités PQ2 et PQ3, elle remonte jusqu'au niveau du tributaire Votagrande 2 (Annexe 1-10).

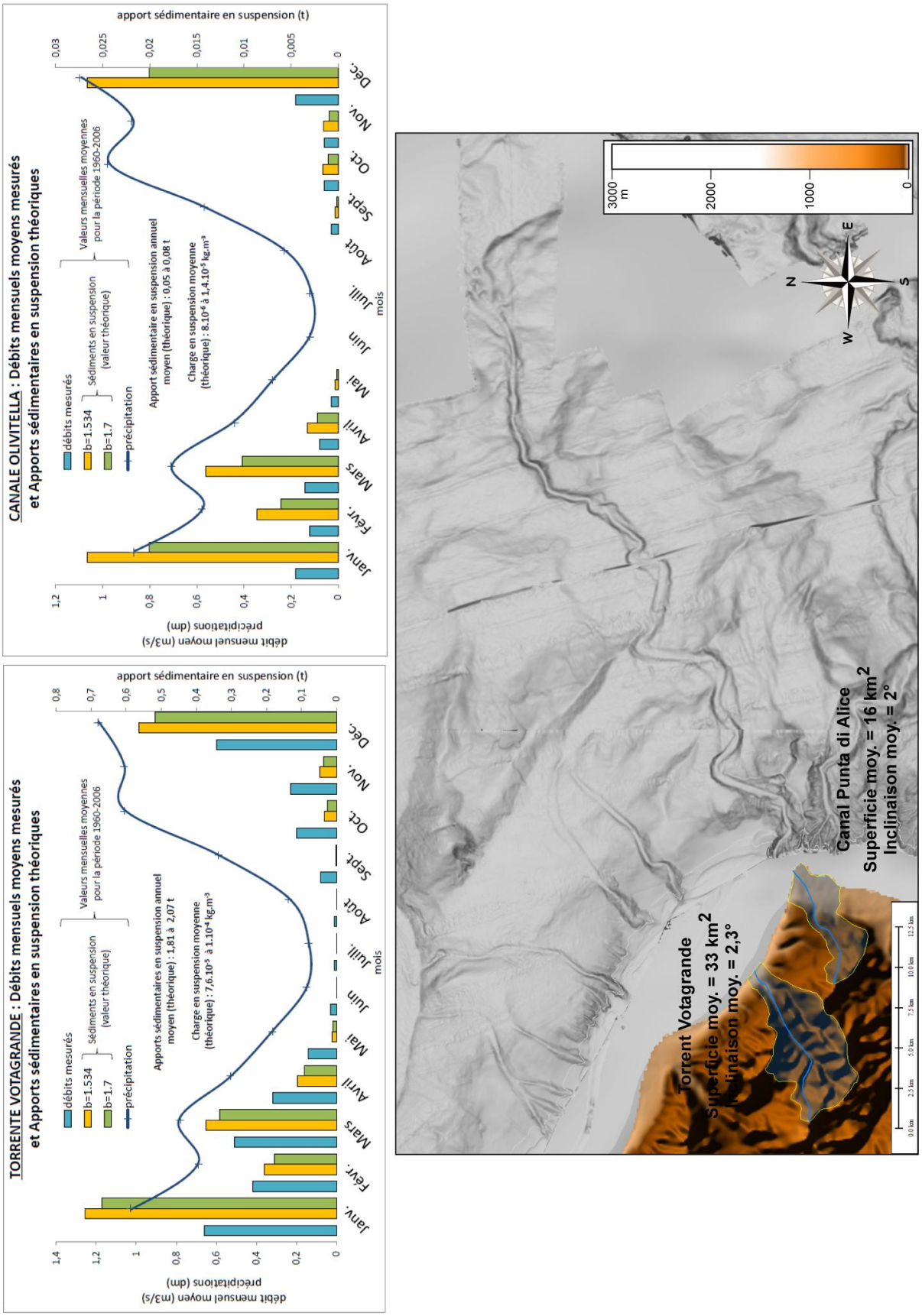
Ces zones d'anomalies acoustiques semblent prendre racines sur la surface d'érosion Messinienne ou dans le Miocène (Annexe 1-10). Ce type d'anomalie pourrait être interprété comme un masque acoustique lié à la présence de matériaux grossiers dans les thalwegs, mais au vu des basses fréquences utilisées, ces anomalies pourraient caractériser la présence de circulations de fluides affectant le signal acoustique dans les unités sédimentaires qu'elles traversent. Dans ce cas,

les circulations associées au canyon Votagrande 2 seraient encore actives, et celles associées à Votagrande 1 auraient été scellées par l'Unité PQ3 (Annexe 1-10). Bien que ces anomalies acoustiques masquent légèrement les dépôts sous-jacents, aucune paléo-incision associée aux canyons Votagrande n'est réellement visible dans les Unités sismiques PQ1 ou PQ2 (Annexe 1-10). Leur mise en place est donc relativement récente, est contemporaine au dépôt de l'Unité PQ3 (Annexe 1-10).



Annexe 1-10 : Interprétation sismique d'une ligne Ministeriali passant à travers la partie supérieure des canyons Votagrande et Punta di Alice (Voir sa localisation sur l'Annexe 1-2).

Bassins versants et caractéristiques hydrologiques



Annexe 1-11 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente, localisation des bassins versants, et graphiques des précipitations, des débits liquides mesurés et des charges sédimentaires théoriques du torrent Votagrande et du canal Olivitella.

Les tributaires Votagrande sont confinés à la pente continentale et le plateau continental est large d'environ 6 km. Cependant, ces tributaires sont potentiellement associés au Torrent Votagrande, situé directement en aval de leurs têtes (Annexe 1-11). Le bassin versant du torrent Votagrande présente une superficie de 33 km^2. La longueur du plus grand affluent est de plus de 10 km et son altitude maximum est de 430 m (Cahier Annexe-canyons Votagrande). La pente moyenne de cet affluent est de 2.3° environ. Son débit liquide suit les variations des précipitations durant les mois d'octobre à mars et atteint un maximum de 0,7 $m^3.s^{-1}$ aux mois de décembre et janvier. Le débit est quasi nul en été (Annexe 1-11). D'après les données de débits liquides mesurés acquises entre 1960 et 2006 et publiées par le Département Politique de l'Environnement de la Région Calabraise, nous avons pu estimer les charges solides et débits solides théoriques (Annexe 1-11). Les apports particulaires en suspension annuels moyens du torrent Votagrande présentent une moyenne de 1,81 à 2,07 $t.an^{-1}$. En revanche, la charge en suspension moyenne est de $7,6x10^{-5}$ à $1x10^{-4}$ $kg.m^{-3}$ (Annexe 1-11).

La tête du canyon Punta di Alice du système incise le plateau continental et peut être en relation directe avec un système subaérien. Le bassin versant qui lui est potentiellement rattaché est celui du Canal Olivitella, à moins d'1 km en amont de la tête de canyon (Annexe 1-11). La superficie du bassin versant est d'environ 16 km^2 et son altitude maximum de presque 290 m. La longueur du canal est de plus de 8 km et se caractérise par une inclinaison moyenne de 2° (Cahier Annexe-canyon Punta di Alice). Ce bassin versant est deux fois plus petits que celui du torrent Votagrande. Le canal Olivitella présente des précipitations semblables à celles du bassin versant Votagrande. Cependant, les débits mesurés du canal atteignent à peine 0,2 $m^3.s^{-1}$ en hiver, et sont totalement nuls en été (Annexe 1-11). Les apports sédimentaires annuels moyens théoriques sont par conséquent d'à peine 0,05-0,08 t. La charge en suspension moyenne est quant à elle de $8x10^{-6}$ à $1,4x10^{-5}$ $kg.m^{-3}$ (Annexe 1-11).

ANNEXE 2

Description Détaillée du

Système Esaro di Crotone

Le système Esaro di Crotone

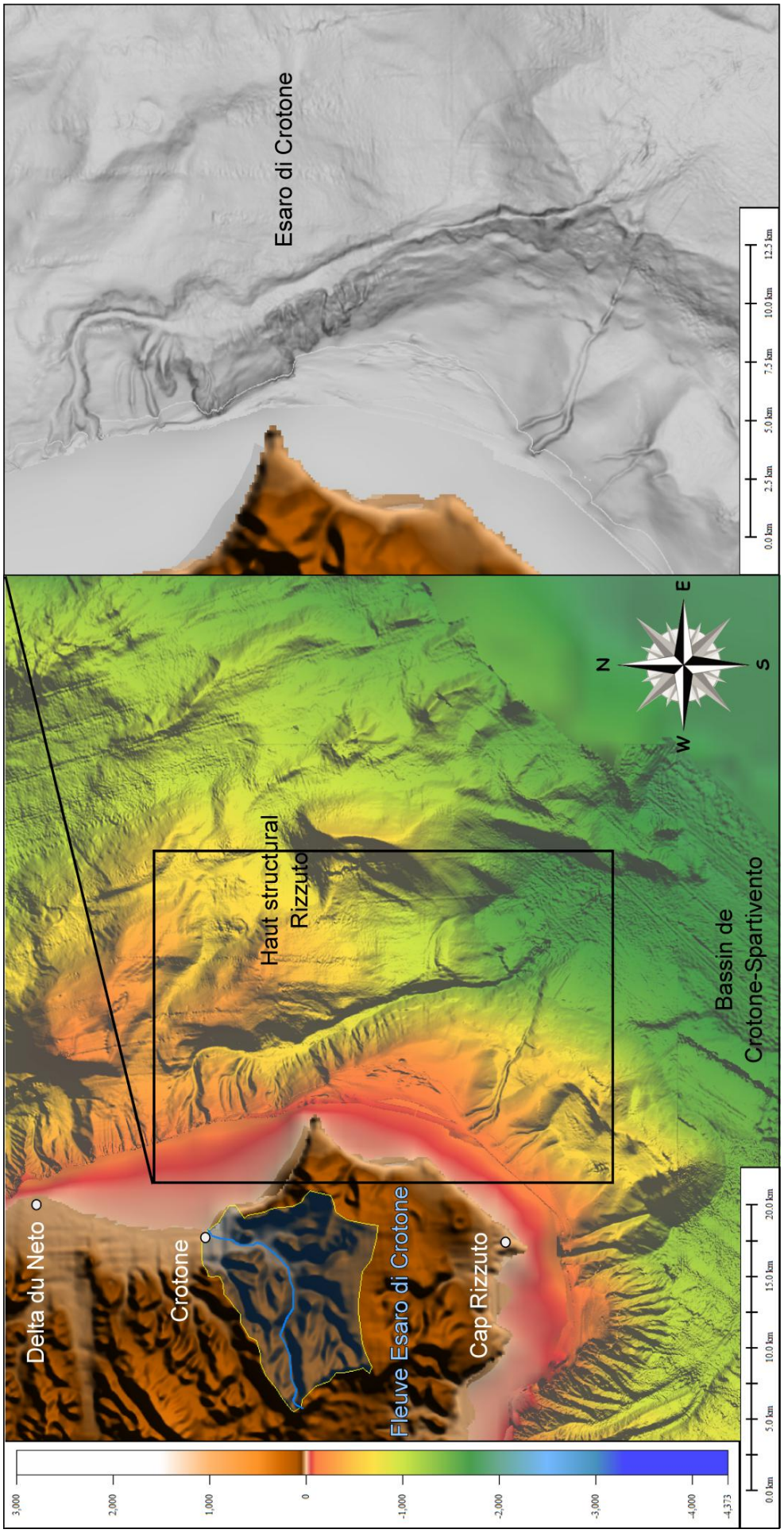
Configuration

Le système Esaro di Crotone se situe dans la partie Nord du segment Sud de la Marge Calabro-Ionienne. Il s'étend latéralement sur environ 30 km depuis le Sud du delta du Neto jusqu'à l'Est du Cap Rizzuto (Annexes 2-1 et 2-2) et se termine vers le large dans le Bassin d'avant-arc Crotone-Spartivento (Annexe 2-1). Il suit une direction générale NNW/SSE mais sa partie supérieure est de direction W/E (Annexes 2-1 et 2-2).

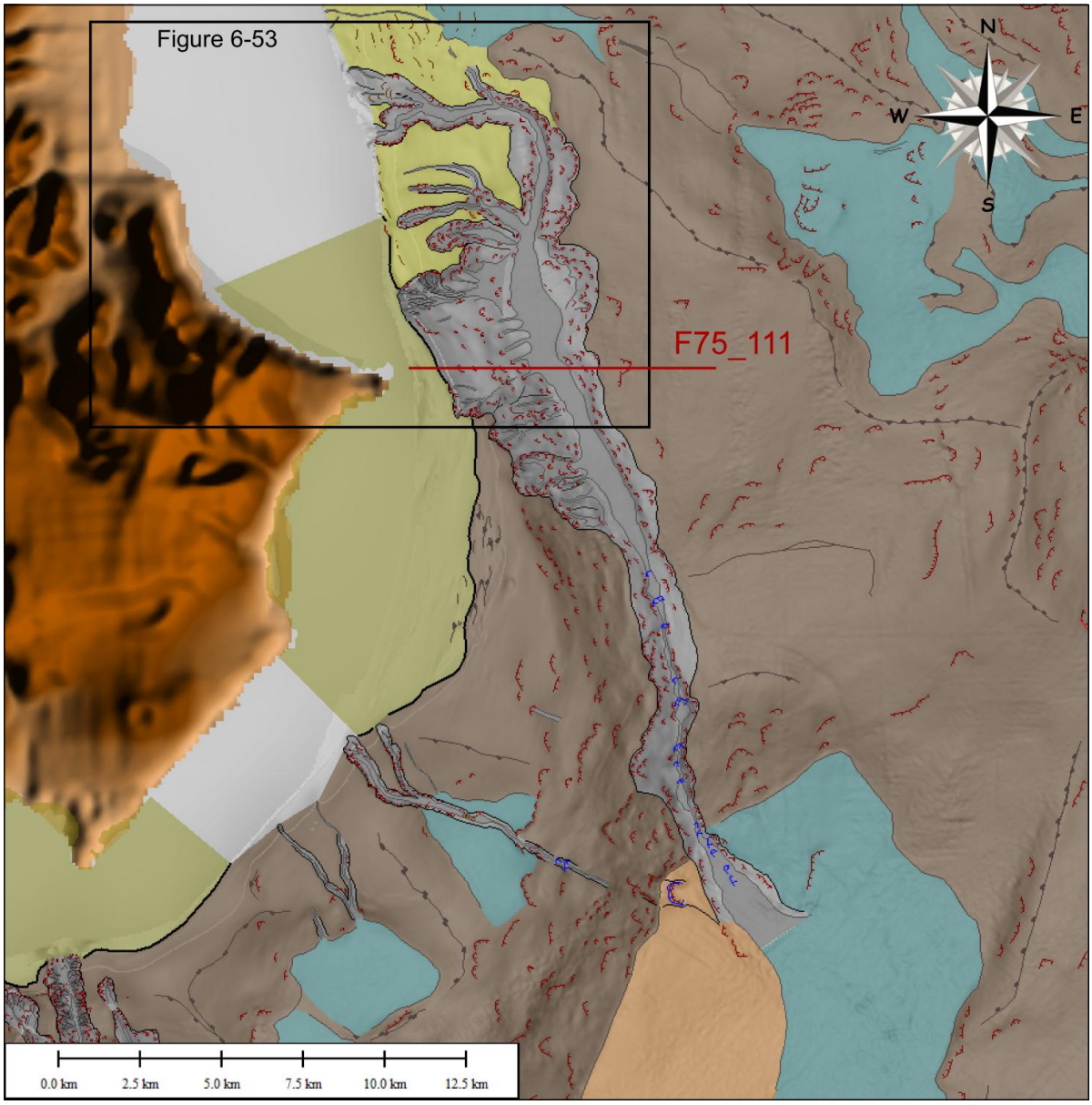
Ce système s'étend de 110-120 m de profondeur d'eau au niveau du plateau continental à 1700 m de profondeur au pied du haut structural Rizzuto (Annexe 2-2). Dans la partie supérieure du système, les données bathymétriques ne couvrent pas le rebord du plateau continental ; on peut cependant estimer plus au Sud que le plateau a la largeur la plus grande de la zone, variant de 1,5 à 5,5 km (Annexes 2-1 et 2-2). Le système Esaro di Crotone serait donc de type TC1, confiné à la pente continentale et sans connexion directe avec un système fluviatile subaérien. De plus, le thalweg de la tête du canyon présente des dimensions relativement petites, et son incision dans la pente continentale parait trop faible pour pouvoir atteindre la ligne de côte.

Alors que les deux autres systèmes décrits précédemment prenaient place entre des hauts structuraux, le système Esaro di Crotone évolue au sommet de l'un des deux principaux hauts structuraux du segment Sud de la marge, le haut structural Rizzuto (Annexe 2-1). Ce haut structural présente une inclinaison moyenne de 1,5° suivant une direction W/E, et de presque 3° suivant une direction N/S. Le système Esaro di Crotone semble donc se mettre en place suivant la direction de plus grande pente (Annexe 2-1).

Le système Esaro di Crotone se compose d'un thalweg principal, Esaro di Crotone, et d'une vingtaine de petits tributaires, type *gullies*, se connectant sur toute la longueur de son flanc Ouest (Annexe 2-1). Ces tributaires se ramifient de manière perpendiculaire à sub-perpendiculaire au thalweg principal du système Esaro di Crotone, lui conférant ainsi un type de système de canyons R1, en râteau (5-Annexe 7-6-6). Les tributaires présentent des longueurs d'environ 3-4 km, sauf celui positionné le plus au Sud et se connectant à l'embouchure du thalweg principal, qui mesure presque 13 km (Annexe 2-1). Leur profondeur d'incision varie de 30 à 50 m tandis que leur largeur est de plusieurs centaines de mètres. Le flanc droit Ouest du système, au large du Cap au Sud de Crotone, se caractérise par une érosion diffuse, remontant la pente continentale jusqu'au rebord du plateau continental (Annexe 2-1). Cette zone est le lieu de la mise en place de nombreux petits *gullies* alimentant le thalweg principal du système. Aucun fleuve ou torrent n'existant dans cette zone, ces tributaires ne sont pas nommés et ne seront pas considérés comme des tributaires principaux du système. Seule la zone de la tête du thalweg principal comportant trois tributaires dans la continuité du fleuve Esaro di Crotone seront considérés comme des tributaires principaux (Annexe 2-1).



Annexe 2-1 : Carte bathymétrique et situation du système Esaro di Crotone.



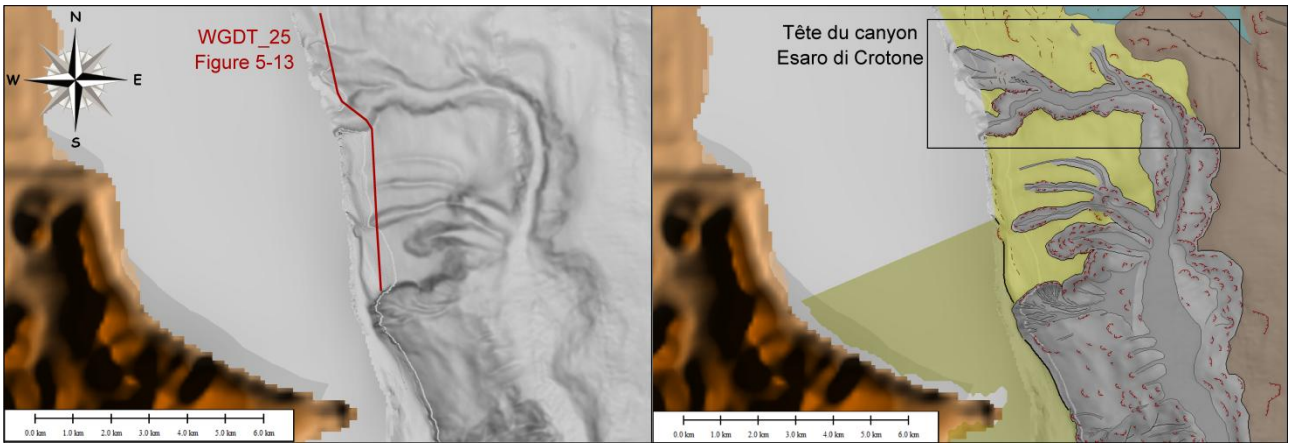
Annexe 2-2 : Interprétation physiographique et morphologique du système Esaro di Crotone.

Morphologie de la tête de canyon

La zone de la tête du canyon Esaro di Crotone présente une direction générale W/E et s'étend vers le large sur plus de 5 km (Annexe 2-3). Elle est formée de trois tributaires principaux s'unifiant vers 300 m de profondeur pour ne former qu'un unique thalweg (Annexe 2-3). Un quatrième thalweg de direction N-S est présent dans sa partie inférieure mais semble être abandonné (Annexe 2-3). Cette tête a donc été classée dans le type T1b, en ruban complexe (Annexe 2-3). Les tributaires sont larges de 500-600 m et profond de 30-60 m, avec un thalweg large de quelques dizaines de mètre à plus de 150 m.

La zone de la tête ne présente comme éléments architecturaux que des cicatrices d'arrachement de 15-20 m de haut et de plusieurs dizaines de mètres de large (Annexe 2-3). Leur densité est de 5-7 cicatrices par km^2. Cette zone de la tête du canyon se rapproche davantage des

têtes de canyons tributaires des systèmes précédemment décrites, confinées à la pente continentale et sans connexion directe avec un système subaérien.



Annexe 2-3 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique de la tête du canyon Esaro di Crotone.

Contrairement aux observations déjà effectuées, les thalwegs de la zone de la tête sont plutôt caractérisés par un échofaciès type IV, suggérant la présence de dépôts internes associés à des instabilités, ou de plus faible granularité.

<u>Caractéristiques morphométriques</u>

Le thalweg principal Esaro di Crotone se caractérise par une longueur de plus de 35 km, une largeur de 2200 m environ et une profondeur d'incision moyenne de 130 m, pour un thalweg de 130 m de large (Cahier Annexe-Canyon Esaro di Crotone). Cependant, dans la tête et la partie aval, la largeur du canyon et du thalweg est inférieure à celle de la partie médiane, avec des valeurs respectives de 700-1900 m et 100-300 m (Annexe 2-1).

Son profil topographique longitudinal a une tendance générale convexe (Annexe Esaro di Crotone). La zone de la tête du système présente, cependant localement, un profil à tendance concave, sur ses premiers 5-7 km (Cahier Annexe-canyon Esaro di Crotone). La comparaison des profils longitudinaux des interfluves et du thalweg (Cahier Annexe-canyon Esaro di Crotone) met en évidence que le flanc Est du canyon Esaro di Crotone se trouve à une hauteur moyenne de 200-300 m au dessus du thalweg, et l'interfluve du flanc Ouest à 400-600 m. L'incision du canyon Esaro di Crotone n'est donc pas symétrique.

La sinuosité du thalweg est de 1,2. Bien que celui-ci change de direction de W/E à NNW/SSE, il reste relativement rectiligne (Cahier Annexe-canyon Esaro di Crotone). L'inclinaison moyenne du thalweg est de 2,5°. Cependant, la partie supérieure correspondant à la zone de la tête, et présentant une direction W/E, se caractérise localement par une inclinaison de 3,5°. La zone de

l'embouchure, située dans le Bassin Crotone-Spartivento, a une inclinaison moyenne de 1,2° (Cahier Annexe-canyon Esaro di Crotone). Tout le long de son cours, le canyon Esaro di Crotone se caractérise par des morphologies en « V », typiques d'une érosion (Cahier Annexe-canyon Esaro di Crotone).

Eléments architecturaux

Aucune ride sédimentaire n'a été identifiée sur le fond dans le corps et l'embouchure du canyon. Par contre, le corps présente dans sa zone médiane une érosion provoquant son élargissement, et liée à la présence de nombreuses cicatrices (Annexe 2-2). Ces cicatrices ont des dimensions similaires à celles observées dans la tête du canyon, mais leur densité augmente légèrement jusqu'à une valeur de 7-8 cicatrices par km^2.

De nombreux *knickpoints* s'alignent sur plus de 10 km dans la partie inférieure et l'embouchure du canyon (Annexe 2-2). Cette zone correspond à une plus forte inclinaison du profil topographique du canyon et du haut structural Rizzuto (Annexe Esaro di Crotone). Les *knickpoints* sont espacés de 500 m à 1,5 km de moyenne et semblent se resserrer dans la zone de l'embouchure (Annexe 2-2). Leur hauteur moyenne est de 30-40 m et leur largeur est de 100-250 m.

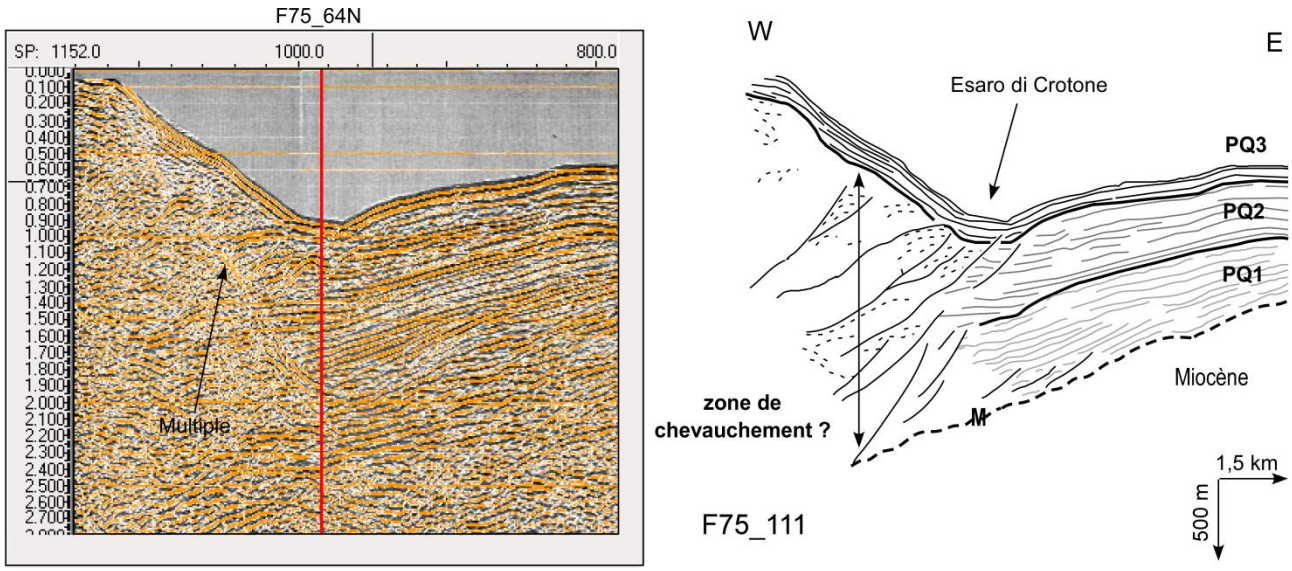
La majeure partie du thalweg du canyon Esaro di Crotone est caractérisé par un échofaciès V, associé aux nombreuses instabilités générées sur les flancs du canyon. L'embouchure du canyon Esaro di Crotone est bordée au Sud/Sud-Ouest par un bombement de plus de 9 km de large et de 5 km de long (Annexe 2-2). Cette structure présente un échofaciès de type II, et pourrait être associée à une zone de dépôt sédimentaire. Les flancs du haut structural est sujet à de nombreuses instabilités (Annexe 2-2), mais ne sont pas associées à la présence de MTDs dans cette zone de dépôts (Annexe 7-5-9). Cette zone caractérisée par un échofaciès II, pourrait alors être associée à des dépôts turbiditiques ou de levée du système Esaro di Crotone latéralement à sa direction. En effet, cet échofaciès est typique d'une alternance de dépôts hémipélagiques et turbiditiques et le système Esaro di Crotone est la source la plus potentielle pouvant générer ces écoulements et se déposer latéralement à son embouchure (Annexe 2-2).

Enfin, au large de l'embouchure du système Esaro di Crotone, une large zone caractérisée par un échofaciès type VI s'étend dans le Bassin Crotone-Spartivento et jusqu'au système Squillace (Annexe 7-5-9). Comme nous l'avons déjà observé précédemment, cet échofaciès à l'embouchure d'un canyon ou d'un système de canyon est typique d'un lobe.

Contexte de mise en place

Le contexte de mise en place du système Esaro di Crotone n'est pas évident. De nombreuses failles ainsi que la présence d'un multiple empêchent de suivre la continuité des réflecteurs vers la zone du plateau continental, à l'Ouest (Annexe 2-4). Il semble, cependant, évident que la surface

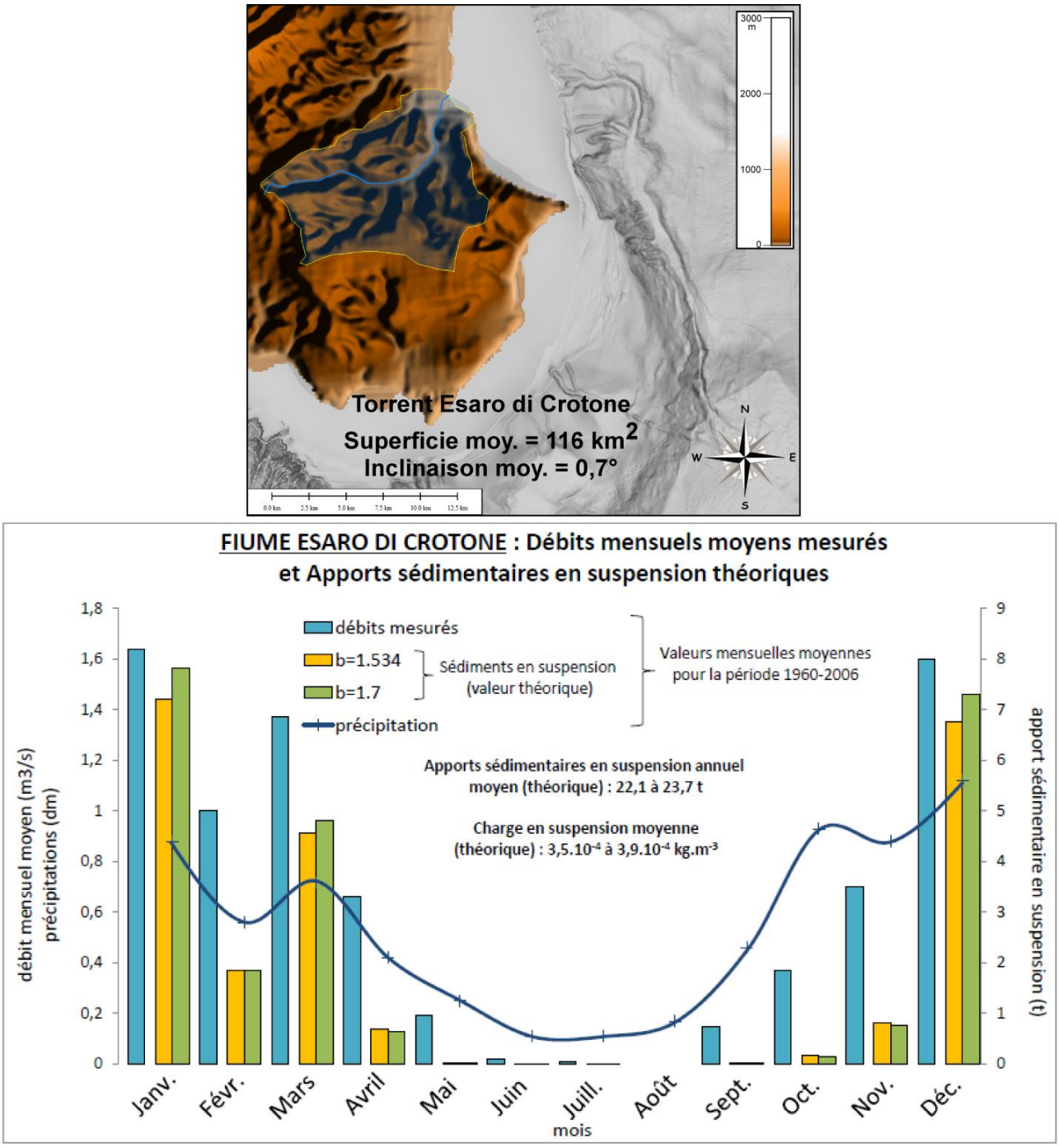
d'érosion Messinienne et la surface de discordance entre les Unités sismiques PQ1 et PQ2 plongent vers l'Ouest. En effet, la surface M se situant à presque 900 m de profondeur à l'Est du profil sismique, se retrouve à une profondeur de plus de 1200 m à l'aplomb du système Esaro di Crotone (Annexe 2-4). De manière plus discrète la surface de discordance entre PQ1 et PQ2 passe ainsi de plus de 450 à 650 m environ d'Est en Ouest (Annexe 2-4). L'épaisseur des deux Unités PQ1 et PQ2 augmentent ainsi d'Est en Ouest vers le plateau continental et au moins jusqu'à l'aplomb du système Esaro de Crotone. Le plongement des ces Unités, ainsi que la présence de nombreuses failles limitant leur partie Ouest pourrait marquer une zone de chevauchement et une activité syn-sédimentaire à PQ1 et PQ2 (Annexe 2-4). En revanche, l'Unité la plus récente, PQ3, drape la zone suivant une épaisseur diminuant de 200 à plus de 100 m vers l'Est (Annexe 2-4). Cette Unité PQ3 ne semble pas ou relativement peu affectée par une déformation, laissant suggérer que cette Unité est postérieure à l'activité du supposé chevauchement.



Annexe 2-4 : Interprétation d'une ligne sismique à travers le système Esaro di Crotone (Voir la localisation du profil sur l'Annexe 2-2).

Le système Esaro di Crotone se met en place dans l'Unité PQ3 la plus récente (Annexe 2-4). La présence de cette zone de faille ne permet pas une certitude, mais il semble que les Unités PQ2 et PQ1 ne soient pas associées à des paléo-incisions évidente et relative au système Esaro di Crotone (Annexe 2-4). On observe toutefois des troncatures d'érosion des réflecteurs supérieurs de l'Unité PQ2, en-dessous du flanc gauche Est du système actuel, suggérant une érosion et la possible incision d'un paléo-canyon (Annexe 2-4). On n'observe pas de troncatures d'érosion dans l'Unité PQ3, à l'aplomb du système Esaro di Crotone (Annexe 2-4). Ceci étant, étant syn-tectonique, ces Unités sismiques ont pu perdre toute trace d'incision, du fait que le système Esaro di Crotone se situe exactement au-dessus de la zone de chevauchement (Annexe 2-4). Nous concluons donc en suggérant que ce système de canyon est probablement contemporain à l'incision de l'Unité PQ2 et au dépôt de l'Unité sismique PQ3.

Bassin versant et caractéristiques hydrologiques



Annexe 2-5 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente, localisation du bassin versant, et graphique des précipitations, des débits liquides mesurés et des charges sédimentaires théoriques du fleuve Esaro di Crotone.

Le système Esaro di Crotone est situé dans la continuité du fleuve Esaro di Crotone. Par comparaison avec les autres fleuves de la Marge Calabro-Ionienne, celui-ci est certainement un des plus petits : sa superficie est de 116 km^2, son périmètre de 48 km, son altitude maximale d'à peine 220 m, et la longueur de son affluent principal de 17 km (Cahier Annexe-canyon Esaro di Crotone).

L'inclinaison moyenne du fleuve Esaro di Crotone est également très faible, avec une valeur de 0,7°. Le fleuve se caractérise par un régime torrentiel monomodal (Annexe 2-5).

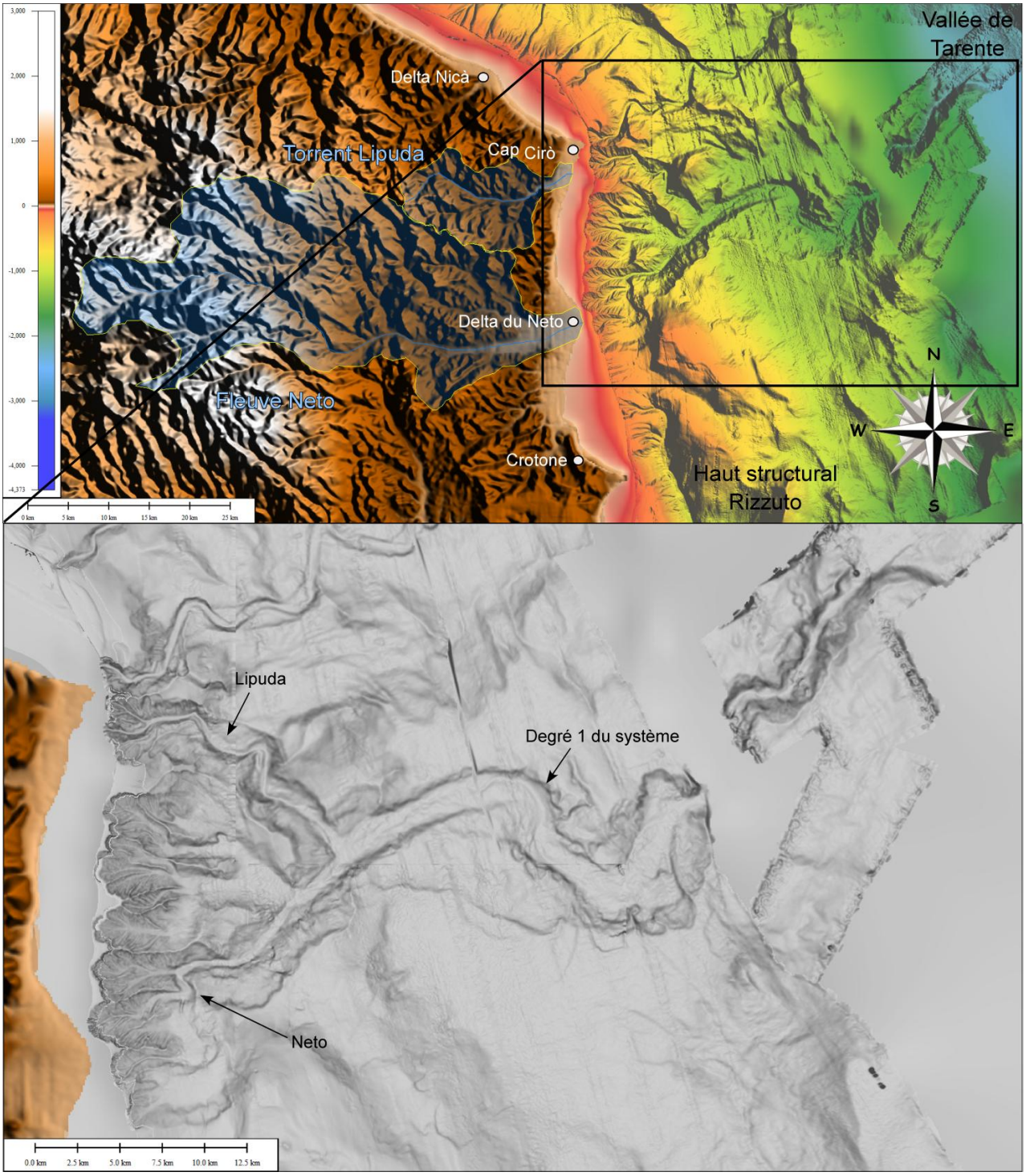
La courbe de ses débits liquides suit la tendance des précipitations, plus élevée en hiver qu'en été (Annexe 2-5). Cependant, ses débits liquides restent faibles, inférieurs à 1 $m^3.s^{-1}$ durant les mois hivernaux, et quasi-nuls à nuls durant les périodes estivales (Annexe 2-5), comme pour le canal Olivitella. De ce fait, les apports sédimentaires théoriques calculés sont également faibles, voire nuls lorsque le débit liquide mensuel est nul (Annexe 2-5). Ainsi, les apports en suspension annuels moyens du fleuve Esaro di Crotone sont évalués à 22,1 à 23,7 t, avec des valeurs nulles au mois d'août (Annexe 2-5). La charge en suspension moyenne est estimée à 3,5 à $3{,}9.10^{-4}$ $kg.m^{-3}$ (Annexe 2-5). Le fleuve Esaro di Crotone semble donc se caractériser par des caractéristiques morphométriques et hydrauliques plus proches d'un canal, que d'un torrent ou d'un fleuve.

ANNEXE 3

Description Détaillée du

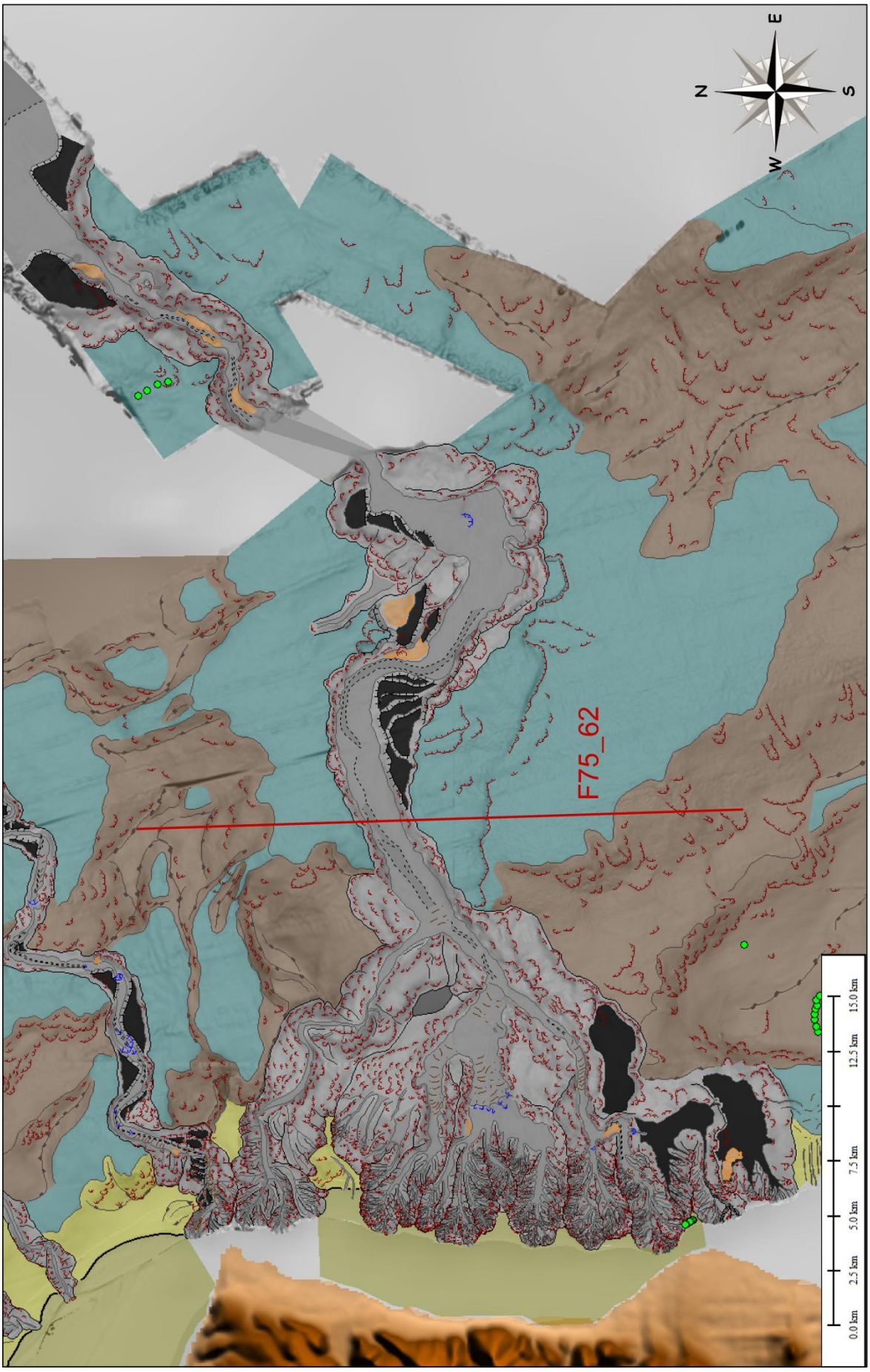
Système Lipuda / Neto

Le système Lipuda / Neto



Annexe 3-1 : Carte bathymétrique et situation du système Lipuda / Neto.

Le système Lipuda / Neto est le seul système de canyons ayant le type de ramification R2 et se localisant dans le segment Nord de la Marge Calabro-Ionienne et se ramifiant à la Vallée de Tarente (Annexes 3-1 et 3-2). Ce système de canyons s'étend latéralement sur plus de 25 km du Cap Cirò (ou Delta Punta di Alice) jusqu'au Delta du Neto (Annexes 3-1 et 3-2). Il s'étend longitudinalement du plateau continental à partir de profondeurs d'eau de l'ordre de 50 m et jusqu'à la Vallée de Tarente à des profondeurs d'eau de 2160 m (Annexes 3-1 et 3-2).



Annexe 3-2 : Interprétation physiographique et morphologique du système Lipuda / Neto (Voir légende dans la partie précédente).

Sa direction générale est W/E, bien qu'il montre une partie inférieure aval dont la direction est plutôt SSW/NNE (Annexes 3-1 et 3-2). Le système Lipuda / Neto se compose d'un corps principal, dit degré 1 du système, sur lequel se ramifient à son extrémité amont deux canyons tributaires principaux : le canyon **Lipuda** au Nord et le canyon **Neto au Sud** (Annexe 3-1). On retrouve d'autres tributaires entre ces deux canyons, mais qui ne constituent pas par leur empreinte morphologique des tributaires principaux (Annexes 3-1 et 3-2). Nous étudierons donc seulement les canyons Lipuda et Neto.

Alors que toute la partie supérieure du système semble être associée à la présence de hauts structuraux, dont le principal est le haut Rizzuto au Sud du système, la partie inférieure se met en place dans un bassin sédimentaire (Annexe 3-2). Les deux canyons tributaires Lipuda et Neto, dont la direction générale respective est NW/SE et SW/NE, se ramifient au degré 1 du système vers 1270 m de profondeur d'eau (Annexe 3-1). Ces deux tributaires sont associés à un système subaérien qui leur est propre : le torrent Lipuda et le fleuve Neto (Annexe 3-1).

Le degré 1 du système

Les caractéristiques morphométriques

Le corps principal, ou degré 1 du système Lipuda / Neto, s'étend sur presque 53 km de long et suivant des profondeurs d'eau de 1270 à 2160 m (Cahier Annexe-canyon Li-Ne degré 1). Il se caractérise par une partie supérieure de 22 km environ et dont la direction globale est W/E et une partie inférieure de 31 km de direction SSW/NNE (Cahier Annexe-canyon Li-Ne degré 1). Le profil topographique longitudinal du thalweg est plutôt à tendance linéaire dans sa partie supérieure avec une inclinaison moyenne de 0,7°, et à tendance légèrement convexe notamment à sa transition avec la Vallée de Tarente et dont l'inclinaison augmente jusqu'à des valeurs de 1-1,2° (Cahier Annexe-canyon Li-Ne degré 1). Son inclinaison moyenne est presque de 1° (Cahier Annexe-canyon Li-Ne degré 1). Le changement de tendance dans le profil longitudinal, ainsi que de son inclinaison, sont associés au changement de direction du thalweg (Cahier Annexe-canyon Li-Ne degré 1). Les interfluves du corps principal du système se caractérisent par un profil topographique longitudinal à tendance concave dans leur partie supérieure et convexe dans leur partie inférieure, et disparaissent complètement à la ramification avec la Vallée de Tarente (Cahier Annexe-canyon Li-Ne degré 1).

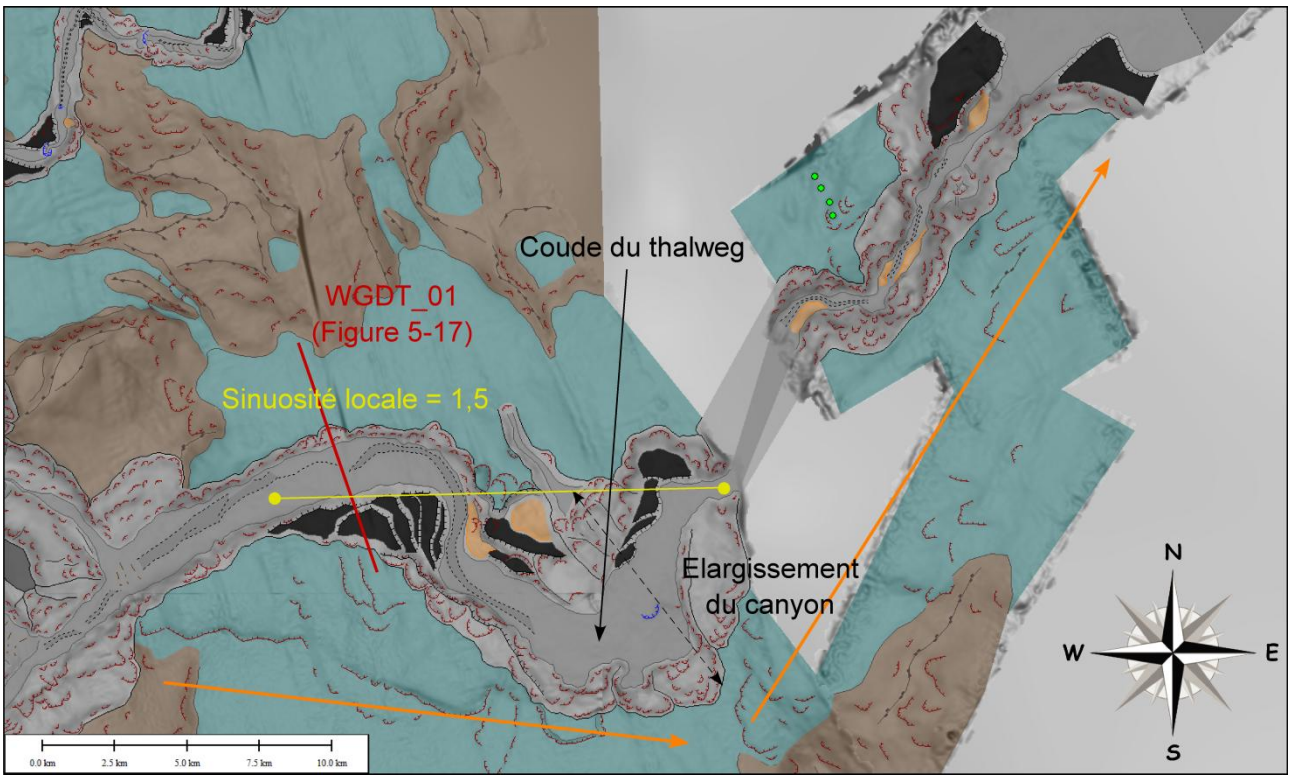
Le corps principal du système Lipuda / Neto se caractérise par un indice de sinuosité global de 1,3, lui conférant ainsi un caractère sinueux, même dans sa globalité (Cahier Annexe-canyon Li-Ne degré 1).

Il se caractérise par une profondeur d'incision moyenne de plus de 230 m (Cahier Annexe-canyon Li-Ne degré 1). On observe, par une comparaison entre profils topographiques des interfluves et du thalweg, que la profondeur d'incision est globalement la même sur tout le thalweg, variant majoritairement de 150 à 250 m (Cahier Annexe-canyon Li-Ne degré 1). Au niveau de sa

ramification avec la Vallée de Tarente, les interfluves tendent à se confondre avec le profil du thalweg (Cahier Annexe-canyon Li-Ne degré 1). Le corps principal du système présente une largeur moyenne de 3,7 km, bien que l'on observe des largeurs de plus de 6-7 km au niveau du coude du thalweg caractérisant son changement de direction générale (Cahier Annexe-canyon Li-Ne degré 1). Son thalweg se caractérise par une largeur moyenne de 2,1 km (Cahier Annexe-canyon Li-Ne degré 1). Cependant, il peut atteindre des largeurs de plus de 3 km dans le coude du corps et se rétrécit fortement en aval jusqu'à des valeurs de quelques centaines de mètres environ (Cahier Annexe-canyon Li-Ne degré 1).

Le corps principal du système se caractérise par des morphologies en « V » et en « U » (Cahier Annexe-canyon Li-Ne degré 1). Les morphologies en « U » sont généralement associées à des zones présentant un élargissement du thalweg. Les morphologies en « V » sont généralement associées à des zones présentant localement une sinuosité plus élevée ou se développent dans la partie inférieure du système présentant localement une augmentation de l'inclinaison (Cahier Annexe-canyon Li-Ne degré 1).

Eléments structuraux



Annexe 3-3 : Interprétation morphologique du degré 1 du système Lipuda / Neto.

Les flancs du corps principal ou degré 1 du système se caractérisent par la présence de cicatrices d'arrachement, dont la densité est relativement peu élevée puisqu'elle n'atteint que 4-6 cicatrices par km^2 (Annexe 3-3). On observe, cependant, que les flancs externes du canyon sont

associés à plus d'instabilités que les flancs internes (Annexe 3-3). De même, il semble que la partie aval du canyon soit davantage sujette aux instabilités (Annexe 3-3).

On observe la présence de sur-incision au fond du thalweg, dans la partie amont et dans la partie aval (Annexe 3-3). La sur-incision située la plus en amont est visible sur presque 19 km. Elle se caractérise par une largeur de quelques centaines de mètres et une profondeur de 10-15 m. La sur-incision présente en aval du thalweg semble relativement plus petite (Annexe 3-3). Elle se caractérise par une longueur totale de plus de 9 km, une largeur moyenne de 100-150 m et une profondeur d'un maximum de 5 m. L'unique zone du thalweg qui n'est pas associée à la présence d'une sur-incision est la zone de fort élargissement du thalweg et du canyon (Annexe 3-3). Il semble donc que les sur-incisions soient dans ce cas, associées à des zones dont le thalweg est relativement étroit (Annexe 3-3).

Plusieurs dépôts de transport en masse se localisent au fond du thalweg et semblent être associés à des cicatrices d'arrachement situées sur les flancs du canyon plus en amont (Annexe 3-3). Deux dépôts sédimentaires se positionnent sur ou en base du flanc gauche Nord, au niveau du coude du thalweg (Annexe 3-3). Ils sont longs de 1 à 2 km et larges de plusieurs centaines de mètres (Annexe 3-3). C'est la partie inférieure du thalweg qui compte le plus grand nombre de dépôts sédimentaires dans son thalweg (Annexe 3-3). En effet, on observe quatre dépôts autant en base de flanc gauche Nord qu'en base de flanc droit Sud (Annexe 3-3). Ils s'étendent dans la direction du thalweg sur plusieurs centaines de mètres (Annexe 3-3).

On observe la présence d'un *knickpoint* dans la zone du coude du thalweg (Annexe 3-3). Il se caractérise par une hauteur de 60-70 m et semble être associé au changement de direction générale du corps principal, et du changement de la tendance du profil topographique (Annexe 3-3).

Enfin, on observe la présence de terrasses en trois endroits distincts du canyon principal. Le premier ensemble de terrasses à 5 générations se situe dans la partie supérieure du canyon, dans une zone où la sinuosité est localement plus élevée, de 1,5 (Annexe 3-3). La première génération se situe à 150 m de hauteur, la deuxième à un peu plus de 100 m, la troisième à 80-90 m, la quatrième à une cinquantaine de mètres et la cinquième et dernière génération se situe à environ 20 m du fond du thalweg. Ces terrasses sont imbriquées et se localisent sur le flanc interne (Annexe 3-3). Elles sont associées à un rétrécissement local du thalweg jusqu'à des valeurs de 400-500 m de large (Annexe 3-3). Le flanc externe opposé se caractérise, quant à lui, par une forte érosion remarquable par la présence de cicatrices d'arrachement (Annexe 3-3). Ces terrasses semblent être associées à la formation d'un méandre. On retrouve ensuite plusieurs terrasses d'une seule ou deux générations dans la zone du coude du canyon et situées sur le flanc interne gauche (Annexe 3-3). Les terrasses se situant à la base du flanc du canyon, et généralement associées à une seule génération, se situent à une hauteur variant de 10 à 50 m. La terrasse de deuxième génération se situe en revanche à environ 150 m. Toutes ces terrasses, contrairement à celles décrites précédemment, ne s'imbriquent pas et sont associées à de nombreuses cicatrices d'arrachement (Annexe 3-3). Elles ne sont pas

associées à la formation d'un méandre mais semblent plutôt associées à une forte érosion du flanc du canyon (Annexe 3-3). Enfin, on retrouve deux terrasses au niveau de l'embouchure du canyon, dans sa zone de ramification avec la Vallée de Tarente (Annexe 3-3). Une terrasse se positionne sur chaque flanc et vers la Vallée de Tarente (Annexe 3-3). Elles se caractérisent par des dimensions relativement plus larges que les terrasses observées plus en amont (Annexe 3-3). Ces deux terrasses se localisent dans la partie du thalweg associée à une tendance fortement convexe et donc à une augmentation de l'inclinaison. Elles se positionnent de manière plutôt symétrique de par et d'autre du thalweg et à une hauteur de 30-40 m par rapport au fond du thalweg (Annexe 3-3). Ces terrasses ne sont pas associées à la formation d'un méandre mais semblent être fortement associées au profil de pente.

Dans un profil Chirp déjà interprété dans le Chapitre 5, on observe que le thalweg du canyon principal du système se caractérise par un échofaciès VI (sourd) et V (hyperbolique) sur les flancs (Annexe 7-5-17). Il se caractérise par un caractère fortement érosif, puisque incisant profondément et tronquant les réflecteurs des couches du bassin sédimentaire, caractérisé par un échofaciès type II (discontinu) et qu'il n'est associé à aucun caractère aggradant (Annexe 7-5-17). En effet, aucune construction sédimentaire n'est visible dans le fond du thalweg, qui semble seulement être associé aux dépôts de matériaux grossiers (Annexe 7-5-17). La partie aval du canyon se caractérise par un type d'échofaciès globalement V (hyperbolique) associé à de fortes instabilités ou au dépôt de matériaux grossiers (Annexe 7-5-9). Le corps principal du système Lipuda / Neto semble donc se caractériser par un caractère érosif dominant.

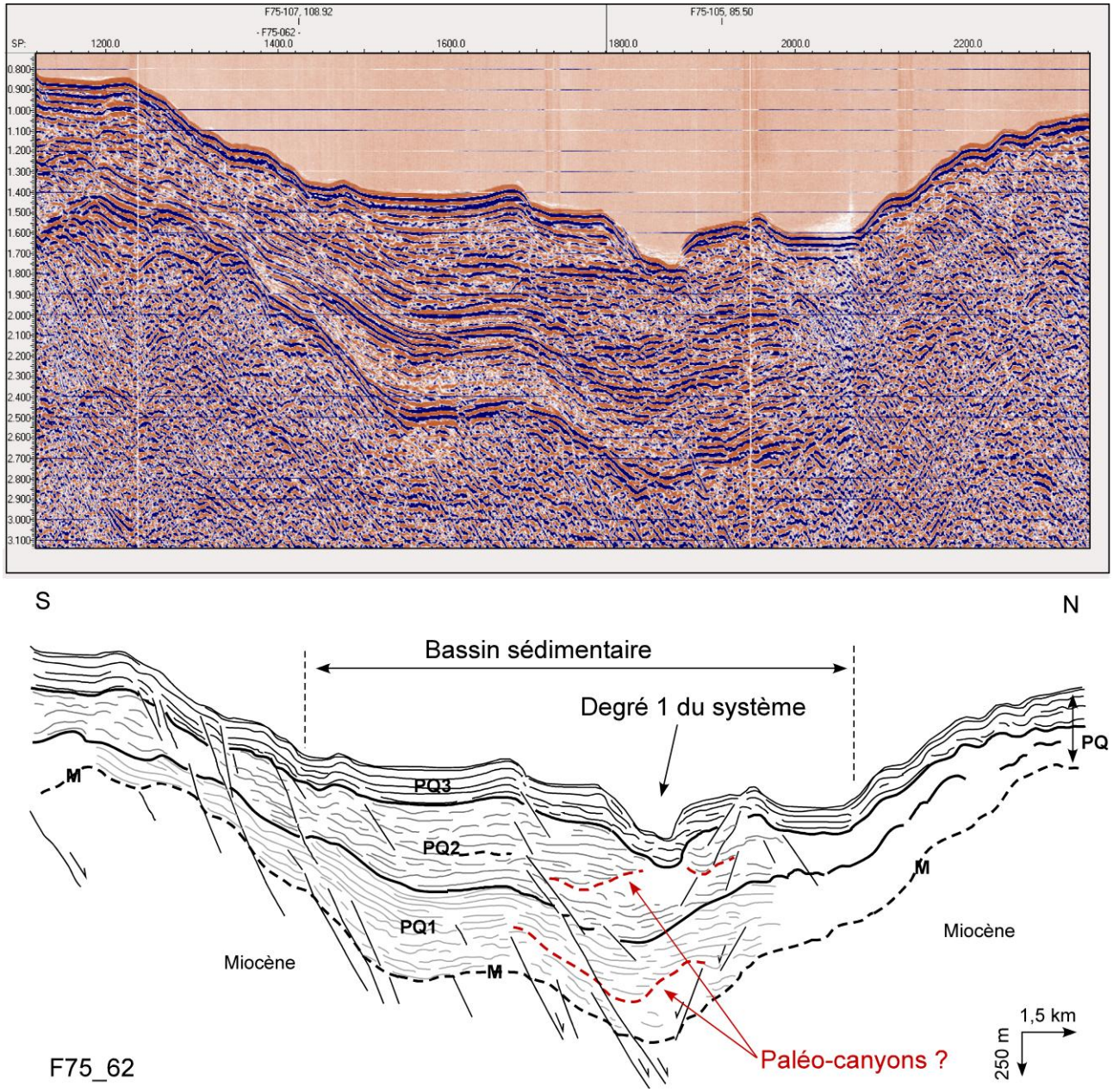
Contexte de mise en place

Le canyon principal du système Lipuda / Neto semble se mettre en place au-dessus d'une dépression Messinienne, visible par un décalage de presque 1,4 s (twt), soit environ 1500 m, de la surface d'érosion Messinienne (Annexe 3-4). Cette gouttière Messinienne est large de plus de 20 km (Annexe 3-4). Cette dépression semble se mettre en place dans un système de failles qui affecte les séries sédimentaires jusque dans l'Unité sismique PQ2 (Annexe 3-4). L'épaisseur des Unités sédimentaires PQ1 et PQ2 augmente vers le centre de la gouttière d'environ 0,15-0,2 s à 0,4-0,5 s (twt) (Annexe 3-4). Ces Unités, très affectées par la présence de failles, sont syn-tectoniques. L'Unité PQ3, drapante, présente une épaisseur relativement constante de 0,15 s (twt) en moyenne (Annexe 3-4). Elle est relativement peu affectée par des failles, et s'est déposée de manière post-tectonique (Annexe 3-4).

Le canyon actuel se met en place dans l'Unité sédimentaire PQ3 (Annexe 3-4). On observe cependant dans les Unités PQ2 et PQ1, la présence de réflecteurs de forte amplitude, et présentant des terminaisons en troncatures d'érosion ou en *onlap* (délimitées avec un trait en pointillé rouge-Annexe 3-4). L'interface de ces terminaisons forme des structures semblables à des incisions

enfouies (Annexe 3-4). Ces structures pourraient alors être la trace de paléo-canyons et leur évolution jusqu'à l'actuel (Annexe 3-4).

A ce moment-là le canyon principal du système Lipuda / Neto daterait de l'Unité PQ1, et aurait migré suivant une direction Nord-Sud pour arriver à sa position actuelle dans l'Unité sismique PQ3 (Annexe 3-4).



Annexe 3-4 : Interprétation d'un profil sismique à travers le degré 1 du système Lipuda / Neto (Voir localisation du profil sur l'Annexe 3-2).

<u>Les canyons tributaires Lipuda et Neto</u>

Configuration des canyons

Les deux tributaires principaux Lipuda et Neto de ce système de canyons se situent aux extrêmes Nord et Sud et suivant des directions générale NW/SE et SW/NE respectivement, et se ramifient en formant un angle de 90° (Annexes 3-1 et 3-2). Ils renferment en leur centre toute une série de tributaires secondaires dont de nombreux *gullies*, érodant toute la pente continentale et le rebord du plateau continental (Annexes 3-1 et 3-2). De plus, ces tributaires se mettent en place dans une zone affectée par la présence de hauts structuraux, notamment dans leurs zones médianes et plus en aval (Annexes 3-1 et 3-2). Ces deux tributaires se caractérisent par un échofaciès du type VI (sourd) au niveau des thalwegs, et V (hyperbolique) sur les flancs des canyons et parfois au niveau des thalwegs (Annexe 7-5-9). Les canyons tributaires semblent donc déposés des matériaux grossiers dans les thalwegs et être très affectés par des déstabilisations sur les flancs.

Le rebord du plateau continental n'est pratiquement pas visible dans la région des têtes de canyons car fortement incisé (Annexes 3-1 et 3-2). Il est visible uniquement au Sud du tributaire Lipuda et se caractérise par une largeur de 4,4 km (Annexe 3-5). Le tributaire Lipuda érode le plateau continental sur au moins 1500 m et se situe à un maximum de 700 m à 2 km de la ligne de côte (Annexe 3-5). Le tributaire Neto, en revanche, se situe à une distance de 450 m environ de la ligne de côte (Annexe 3-5). Ces deux canyons tributaires érodent donc profondément le plateau continental et très près de la ligne de côte, et sont donc considérés comme une configuration de tête de canyons TC3, en connexion directe avec leur système subaérien, bien que les données bathymétriques ne montrent pas cette connexion (Annexe 3-5).

Caractéristiques morphométriques

Les canyons Lipuda et Neto se caractérisent par une longueur de plus de 20 km et s'étendent du plateau continental à 50 m de profondeurs d'eau et se ramifient au canyon principal sur la pente continentale supérieure à presque 1300 m de profondeur (Cahier Annexe-canyons Lipuda et Neto). Leurs profils topographiques longitudinaux exhibent une tendance plutôt concave avec un gradient de pente plus élevé dans la zone de la tête, bien que cette tendance soit plus accentuée pour le thalweg Neto (Cahier Annexe-canyons Lipuda et Neto). En effet, alors que le thalweg Lipuda évolue d'une inclinaison de 4,5° à 2° vers l'aval, le thalweg Neto exhibe une inclinaison de 5,5° dans sa partie amont et baisse vers l'aval jusqu'à des valeurs de 1,8° (Cahier Annexe-canyons Lipuda et Neto). Le gradient de pente moyen de ces deux canyons est de 2,9° pour le Lipuda et de 3,2° pour le canyon Neto (Cahier Annexe-canyons Lipuda et Neto). Les interfluves du canyon Lipuda se caractérisent par un profil topographique linéaire dans leurs parties supérieures à convexe dans leurs parties inférieures (Cahier Annexe-canyon Lipuda). Celles du canyon Neto sont sensiblement les mêmes, bien que l'interfluve droit présente une tendance concave dans sa partie amont (Cahier Annexe-canyon Neto). De manière générale, leurs interfluves internes (droit pour

Lipuda et gauche pour Neto) se caractérisent par une plus forte érosion affectant leur profil de pente (Cahier Annexe-canyons Lipuda et Neto).

Le canyon Lipuda présente un indice de sinuosité de 1,25 tandis que le canyon Neto de 1,15 (Cahier Annexe-canyons Lipuda et Neto). Ils sont donc caractérisés par une tendance plutôt rectiligne (<1,3). Cependant, ils peuvent présenter localement un indice de sinuosité plus élevé. En effet, le canyon Lipuda présente un indice de sinuosité pouvant atteindre 1,4 dans sa zone médiane (Annexe 3-7), alors que le canyon Neto peut atteindre un indice de sinuosité de presque 1,5 dans la zone de transition entre sa tête et son corps (Annexe 3-5).

La profondeur d'incision des canyons Lipuda et Neto est respectivement de 270 m et de 215 m (Cahier Annexe-canyons Lipuda et Neto). En observant la comparaison entre les profils des interfluves et des thalwegs, on se rend compte que le canyon Lipuda présente une profondeur d'incision plus grande dans sa partie amont qu'aval, diminuant ainsi de 300-350 m à 200 m (Cahier Annexe-canyon Lipuda). Le canyon Neto, en revanche, montre une situation plus complexe, avec deux interfluves, à tendance différente, se croisant (Cahier Annexe-canyon Neto). On observe, cependant, que suivant l'interfluve gauche dans sa partie amont, le canyon atteint 150-200 m de profondeur d'incision, tandis que dans sa partie aval et en fonction de son interfluve droit, le canyon exhibe une profondeur d'incision de 300-350 m (Cahier Annexe-canyon Neto). Il semble donc que sa profondeur d'incision augment vers l'aval. Les canyons Lipuda et Neto se caractérise par une largeur moyenne de 4350 m et 3350 m respectivement qui reste relativement la même sur tout le long des canyons (Cahier Annexe-canyons Lipuda et Neto). La largeur de leur thalweg est sensiblement la même avec une valeur de 1170 m pour le canyon Lipuda et de 1130 m pour le canyon Neto (Cahier Annexe-canyons Lipuda et Neto). Leurs thalwegs semblent faiblement s'élargir vers l'aval, au niveau de la ramification avec le canyon principal du système (Cahier Annexe-canyons Lipuda et Neto).

Enfin, ces deux canyons tributaires présentent une morphologie en « V » sur tout le long de leurs profils, laissant suggérer un fort caractère érosif en profondeur de ces deux canyons (Cahier Annexe-canyons Lipuda et Neto).

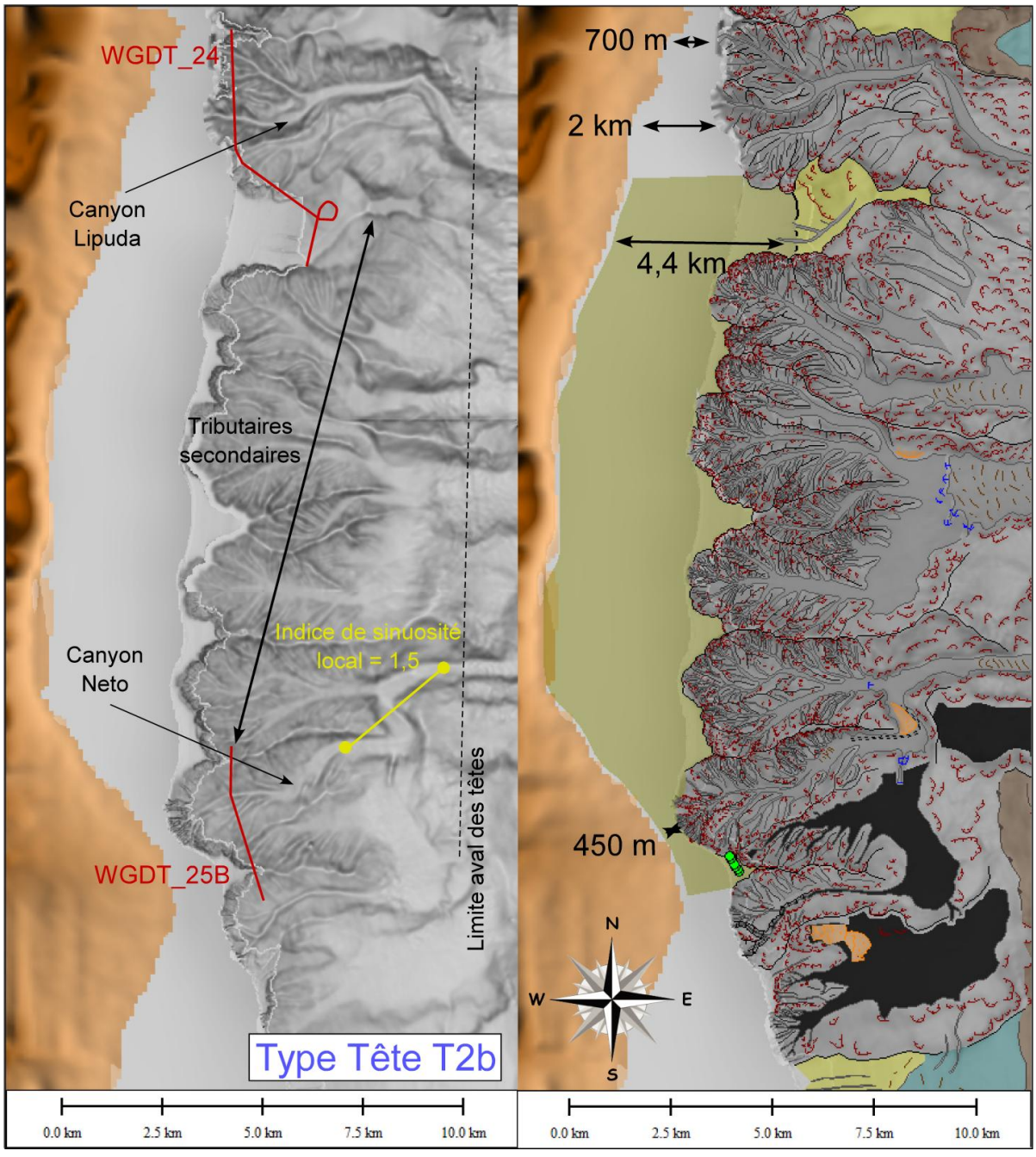
Morphologie des têtes de canyons

Les têtes des canyons Lipuda et Neto se caractérisent par la présence d'un thalweg principal et de nombreux *gullies* jouant le rôle de petits tributaires secondaires et qui leur confèrent une dendricité très élevée (Annexe 3-5). Ces têtes de canyons se caractérisent donc par une morphologie de tête du type T2b, en grappe et complexe (Annexe 3-5). Elles présentent des largeurs moyennes de 3 km et s'étendent vers l'aval sur presque 6 km (Annexe 3-5).

En termes d'éléments morphologiques, les têtes des canyons tributaires Lipuda et Neto sont relativement simples. Elles se composent de nombreuses cicatrices d'arrachement associées

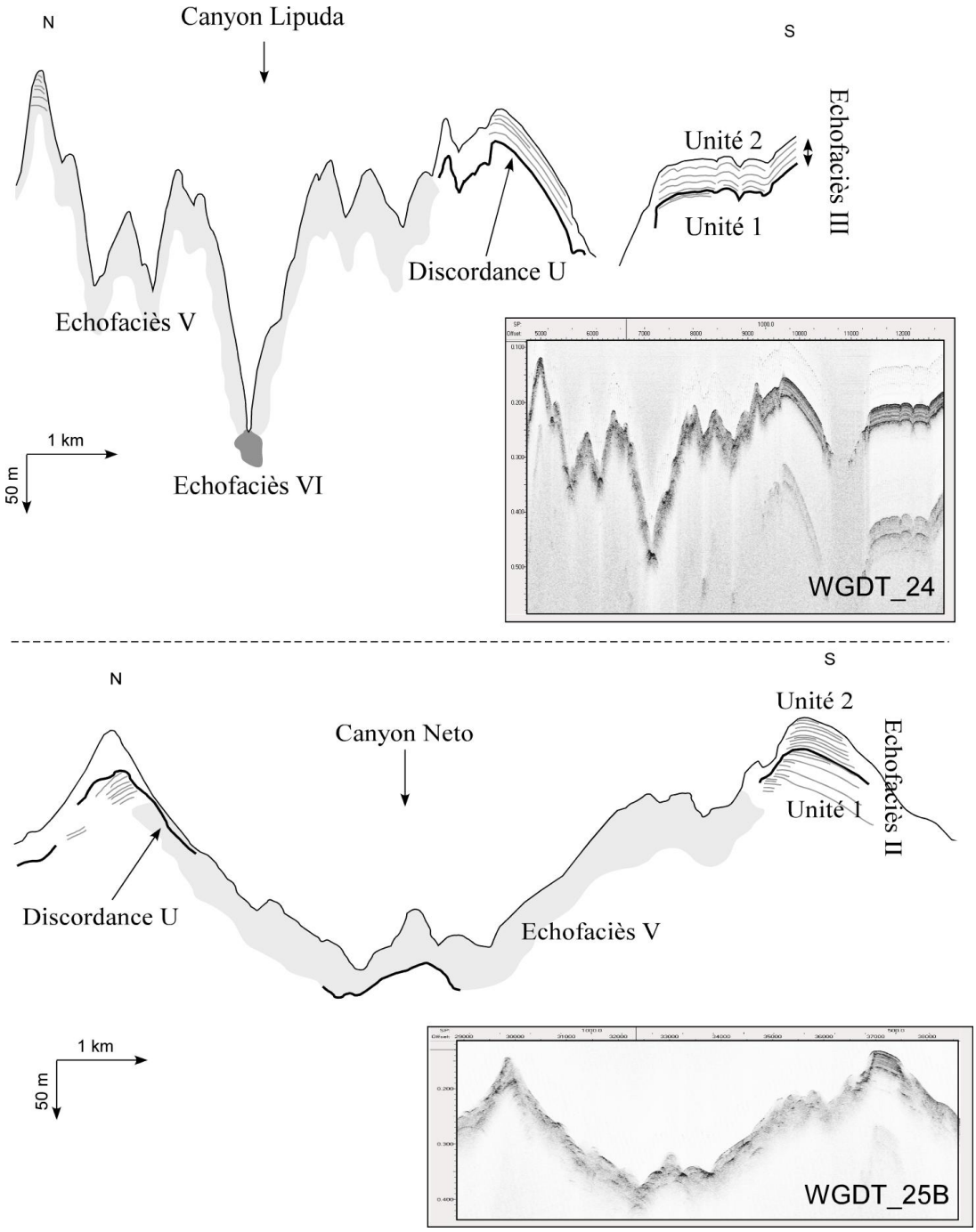
généralement à la formation de petits *gullies* (Annexe 3-5). Leur densité moyenne est de 15-30 cicatrices par km^2 (Annexe 3-5).

Alors que la tête du canyon Lipuda ne présente pas d'autres caractéristiques que la présence de nombreuses instabilités, celle du canyon Neto se caractérise par un dépôt de transport en masse dans sa partie aval et associé aux instabilités (Annexe 3-4). Dans cette même zone, on retrouve la trace d'une sur-incision qui se positionne dans une partie du thalweg présentant localement une augmentation de son indice de sinuosité (Annexe 3-5). Elle se caractérise par une longueur de 2,5 km, une largeur d'une centaine de mètres et une profondeur de quelques mètres. Elle se positionne et évolue sur le flanc externe de la tête du canyon (Annexe 3-5).



Annexe 3-5 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation de la zone des têtes des canyons Lipuda et Neto.

On observe, cependant, la présence de trois terrasses au Sud et à l'Est de la tête du canyon Neto (Annexe 3-5). Ces terrasses, larges de 1 à 2 km, se mettent toutes en place sur le flanc droit Sud de la tête (Annexe 3-5). Les terrasses situées les plus en amont forment deux générations d'un même ensemble et semblent fortement associées à un déplacement saccadé du thalweg de la tête du canyon (Annexe 3-5). La première se situe à une hauteur de plus de 200 m du thalweg, et la seconde à plus de 100-150 m de hauteur. Elles semblent montrer un déplacement du thalweg de la tête Neto vers le Nord et en plusieurs étapes (Annexe 3-5).



Annexe 3-6 : Interprétations de profils Chirp à travers les têtes des canyons Lipuda et Neto (voir localisation des profils sur l'Annexe 3-5).

La troisième terrasse, située plus en aval, se situe à une hauteur de 150 m, et pourrait donc être contemporaine à la terrasse de seconde génération de l'ensemble plus en amont (Annexe 3-5). Cette troisième terrasse se situe très en hauteur su le flanc du canyon, à la transition entre la tête et le corps (Annexe 3-5). Elle est associée à de nombreuses instabilités, et pourrait donc être la conséquence d'une forte érosion du flanc. On observe, cependant, que cette terrasse se situe à une distance longitudinale de 500-700 m du thalweg actuel, et que cette distance est sensiblement la même entre la terrasse de seconde génération de l'ensemble amont et le thalweg (Annexe 3-5). Elle pourrait donc marquée le déplacement vers le Nord de la partie aval du thalweg de la zone de la tête et être contemporaine à celui de la partie amont (Annexe 3-5).

Enfin, on observe que la zone de la tête des tributaires secondaires du système Lipuda / Neto, situés entre les deux canyons tributaires principaux, se caractérise par une érosion diffuse, avec la présence de nombreuses instabilités et *gullies*. Les têtes des tributaires présentent la même morphologie de tête T2b (Annexe 3-5). On observe, de plus, la présence de *knickpoints* de plus de 100 m de haut qui marquent la limite aval de cette zone de têtes (Annexe 3-5).

Les têtes des canyons Lipuda et Neto semblent se mettre en place dans une incision préexistante dans la surface de discordance U (Annexe 3-6). On observe, en effet, le réflecteur marquant cette surface s'incurver légèrement vers le bas, au niveau des flancs des têtes de canyons (Annexe 3-6). Cependant, les têtes érodent profondément les Unités 1 et 2 dont les réflecteurs présentent des terminaisons en troncatures d'érosion (Annexe 3-6). La surface U n'est pas visible au centre des canyons, car totalement érodée (Annexe 3-6). On ne peut donc pas dire avec précision si cette incision de la surface de discordance U se continuerait à l'aplomb des thalwegs actuels. On en déduit toutefois que les têtes des canyons tributaires du système Lipuda / Neto ont un caractère érosif dominant (Annexe 3-6).

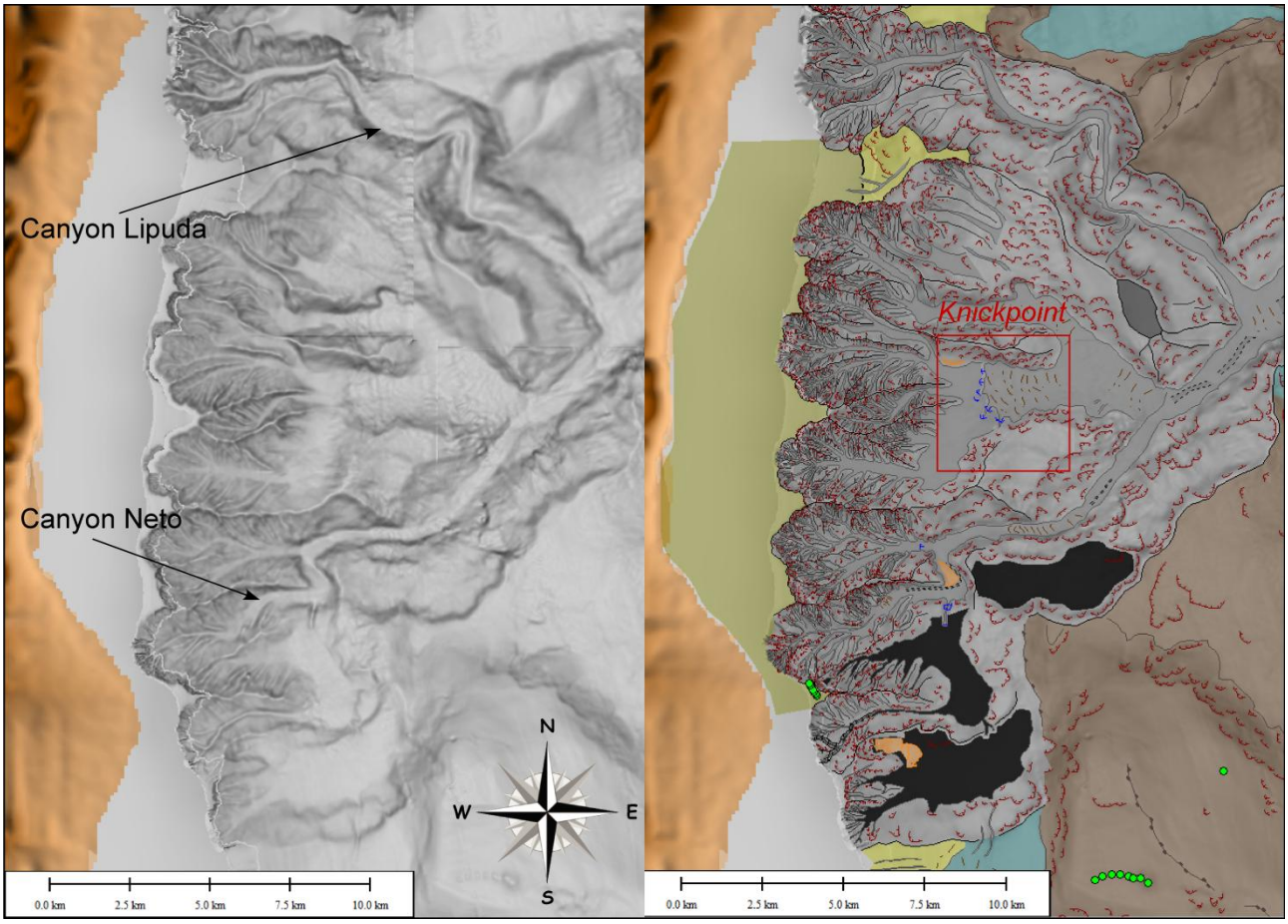
Eléments architecturaux

A l'image de la zone de leur tête, les corps des canyons tributaires Lipuda et Neto sont relativement simples morphologiquement, ne se caractérisant que par très peu d'éléments architecturaux (Annexe 3-7). On n'observe par exemple, aucune formation de terrasses sur leurs flancs (Annexe 3-7).

Leurs flancs sont toutefois sujets à de nombreuses instabilités, visibles par la présence de cicatrices d'arrachement (Annexe 3-7). Leur densité moyenne est de 6 à 10 cicatrices par km^2, inférieure à la zone des têtes de canyons (Annexe 3-7). Elles se caractérisent par des dimensions de 50-80 m de hauteur et peuvent atteindre la centaine de mètres, et des largeurs pouvant être de plusieurs centaines de kilomètres.

Le corps du canyon Lipuda ne présente aucun autre élément architectural (Annexe 3-7). En revanche, le canyon Neto présente dans sa partie amont des rides sédimentaires (Annexe 3-7). Elles se caractérisent par des amplitudes de 2-3 m et des longueurs d'onde de 150-200 m.

En aval de ces rides, une sur-incision se met en place dans le thalweg, jusqu'au niveau de la ramification avec le canyon principal, bien que sa trace soit perdue sur quelques kilomètres (Annexe 3-7). Dans la zone amont du corps cette sur-incision présente des largeurs d'un peu plus de la centaine de mètre et une profondeur de 3-4 m. Plus en aval du canyon, elle atteint des largeurs de 150-200 m et des profondeurs de 5-6 m. Les dimensions de la sur-incision semblent donc augmenter vers l'aval (Annexe 3-7).

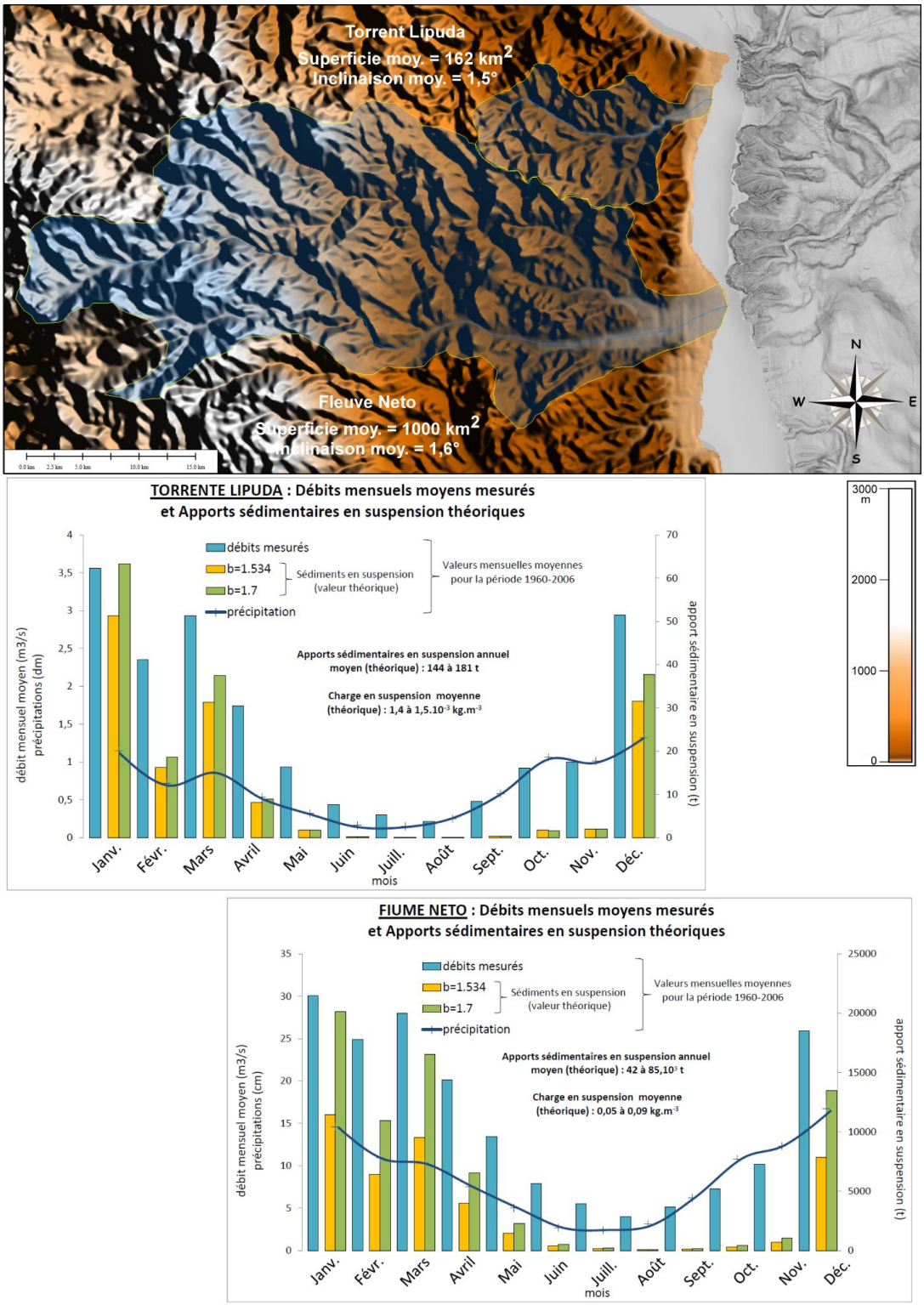


Annexe 3-7 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétations morphologique des canyons Lipuda et Neto.

Bassins versant et caractéristiques hydrologiques

Les bassins versants associés au torrent Lipuda et au fleuve Neto présentent des caractéristiques morphométriques complètement différentes. En effet, le bassin du torrent Lipuda fait 162 km^2 pour un périmètre de 64 km (Cahier Annexe-canyon Lipuda). Le bassin versant du fleuve Neto présente une superficie de 1000 km^2 pour un périmètre de 285 km (Cahier Annexe-

canyon Neto). Ce dernier est donc au moins six fois plus grand que celui du torrent Lipuda. La longueur du plus grand affluent est de 24,5 km pour le torrent Lipuda et de plus de 68 km pour le fleuve Neto, soit presque trois fois plus long (Cahier Annexe-canyons Lipuda et Neto).



Annexe 3-8 : Carte localisant le bassin versant du torrent Lipuda et du fleuve Neto, et leurs principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant leurs précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels.

Leur altitude maximum est de 660 m et 1870 m respectivement pour le Lipuda et le Neto ; ce dernier montrant une altitude maximum trois fois supérieure à celle du Lipuda (Cahier Annexe-canyons Lipuda et Neto). En revanche, leur inclinaison moyenne est sensiblement la même, avec une valeur de 1,53° pour le torrent Lipuda et de 1,57° pour le fleuve Neto (Cahier Annexe-canyons Lipuda et Neto).

Le régime des débits liquides du torrent Lipuda et du fleuve Neto est un régime torrentiel monomodal, avec un maximum durant les mois hivernaux (Annexe 3-8). Pour le torrent Lipuda, les débits liquides sont d'environ 0,5 $m^3.s^{-1}$ durant les mois d'été et de 3-3,5 $m^3.s^{-1}$ durant la période d'hiver (Annexe 3-8). Les débits liquides du fleuve Neto sont plus élevés, avec un minimum de 5 $m^3.s^{-1}$ au mois d'août et un maximum de 30 $m^3.s^{-1}$au mois de janvier (Annexe 3-8).

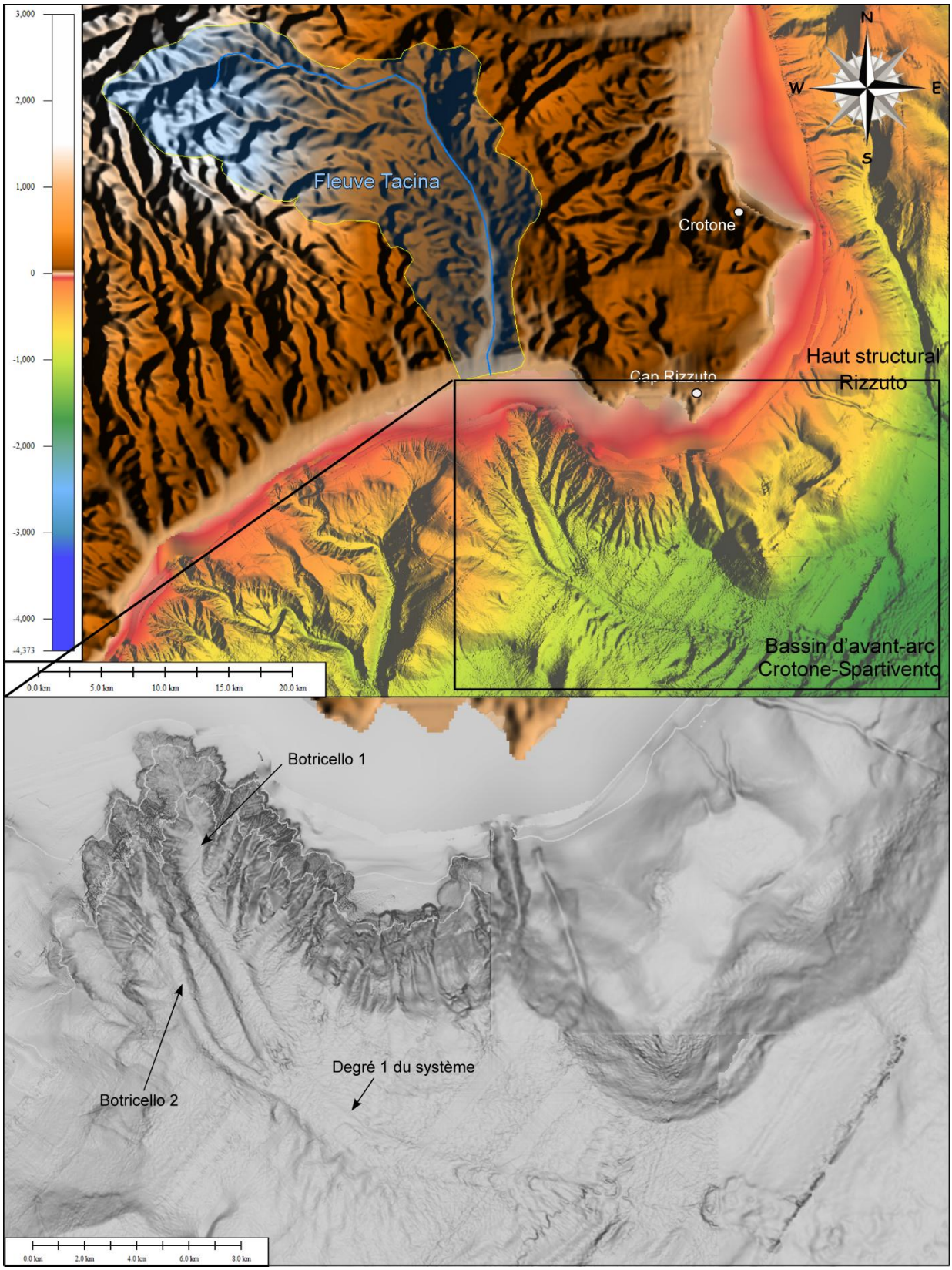
Les débits solides théoriques mensuels des deux bassins versants suivent la tendance des débits liquides et donc des précipitations (Annexe 3-8). Les apports sédimentaires annuels moyens théoriques calculés sont estimés de 144 à 181 t pour le torrent Lipuda et de 42.10^3 à 85.10^3 pour le fleuve Neto (Annexe 3-8). Les apports sédimentaires annuels du fleuve Neto sont donc 300 fois à presque 500 fois plus grands que ceux du torrent Lipuda (Annexe 3-8). La charge en suspension moyenne est quant à elle estimée à 1,4-1,5.10^{-3} $kg.m^{-3}$ pour le torrent Lipuda et à 0,05-0,09 $kg.m^{-3}$ pour le fleuve Neto (Annexe 3-8).

ANNEXE 4

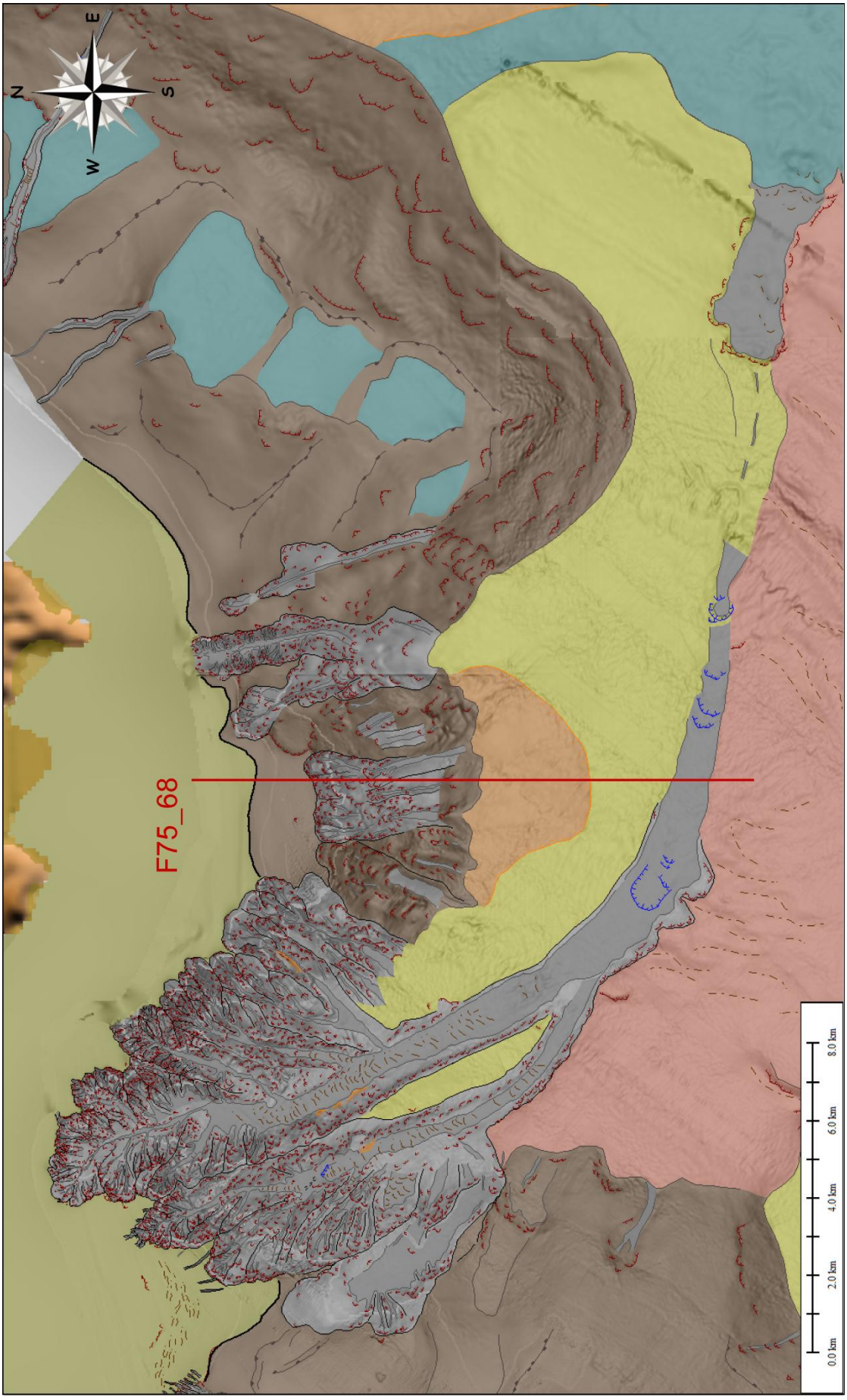
Description Détaillée du

Système Botricello

Le système Botricello



Annexe 4-1 : Cartes bathymétriques et situation du système Botricello.



Annexe 4-2 : Interprétation physiographique et morphologique du système Botricello (Voir légende dans la partie précédente).

Le système Botricello est le système de canyons du type R2 situé le plus au Nord du segment Sud de la Marge Calabro-Ionienne (Annexe 4-1). Il s'étend latéralement sur presque 10 km de large et de manière longitudinale sur presque 40 km vers le large, suivant des profondeurs d'eau de 50 m sur le plateau continental jusqu'à 1650 m dans le bassin d'avant-arc Crotone-Spartivento (Annexes 4-1 et 4-2). Il se caractérise par une direction générale NW/SE, bien qu'il présente une partie supérieure NNW/SSE, correspondant aux canyons tributaires du système, et une partie inférieure WNW/ESE, correspondant au canyon principal (Annexes 4-1 et 4-2).

Le système Botricello se compose donc d'un corps principal, dit degré 1 du système, sur lequel se ramifient à son extrémité amont deux canyons tributaires principaux : les canyons **Botricello 1 et 2** (Annexes 4-1 et 4-2).

La pente continentale supérieure de la zone du système Botricello est affectée par la présence de hauts structuraux, tandis que la partie de la pente continentale inférieure correspond à la zone du bassin d'avant-arc (Annexes 4-1 et 4-2). Les deux canyons tributaires du système Botricello sont associés à un unique système subaérien : le fleuve Tacina (Annexe 4-1).

Le degré 1 du système

Les caractéristiques morphométriques

Le corps principal du système Botricello se caractérise par une longueur de plus de 25 km et s'étend suivant des profondeurs d'eau de 1110 à 1650 m (Cahier Annexe-Botricello degré 1). Il présente une direction générale WNW/ESE (Cahier Annexe-Botricello degré 1). Son profil topographique longitudinal présente une tendance linéaire supérieure et inférieure délimitée par une rupture de pente (Cahier Annexe-Botricello degré 1). La partie supérieure de son thalweg (16 km) se caractérise par une inclinaison de 1,5°, puis diminue fortement en aval sur ses derniers 9 km jusqu'à une valeur de 0,3° (Cahier Annexe-Botricello degré 1). Son inclinaison moyenne est de 1,2° (Cahier Annexe-Botricello degré 1). Les interfluves du canyon principal du système se caractérisent par le même profil topographique longitudinal à tendance linéaire avec une rupture de pente, mais elles ont également tendance à se confondre avec le thalweg à l'embouchure du système (Cahier Annexe-Botricello degré 1).

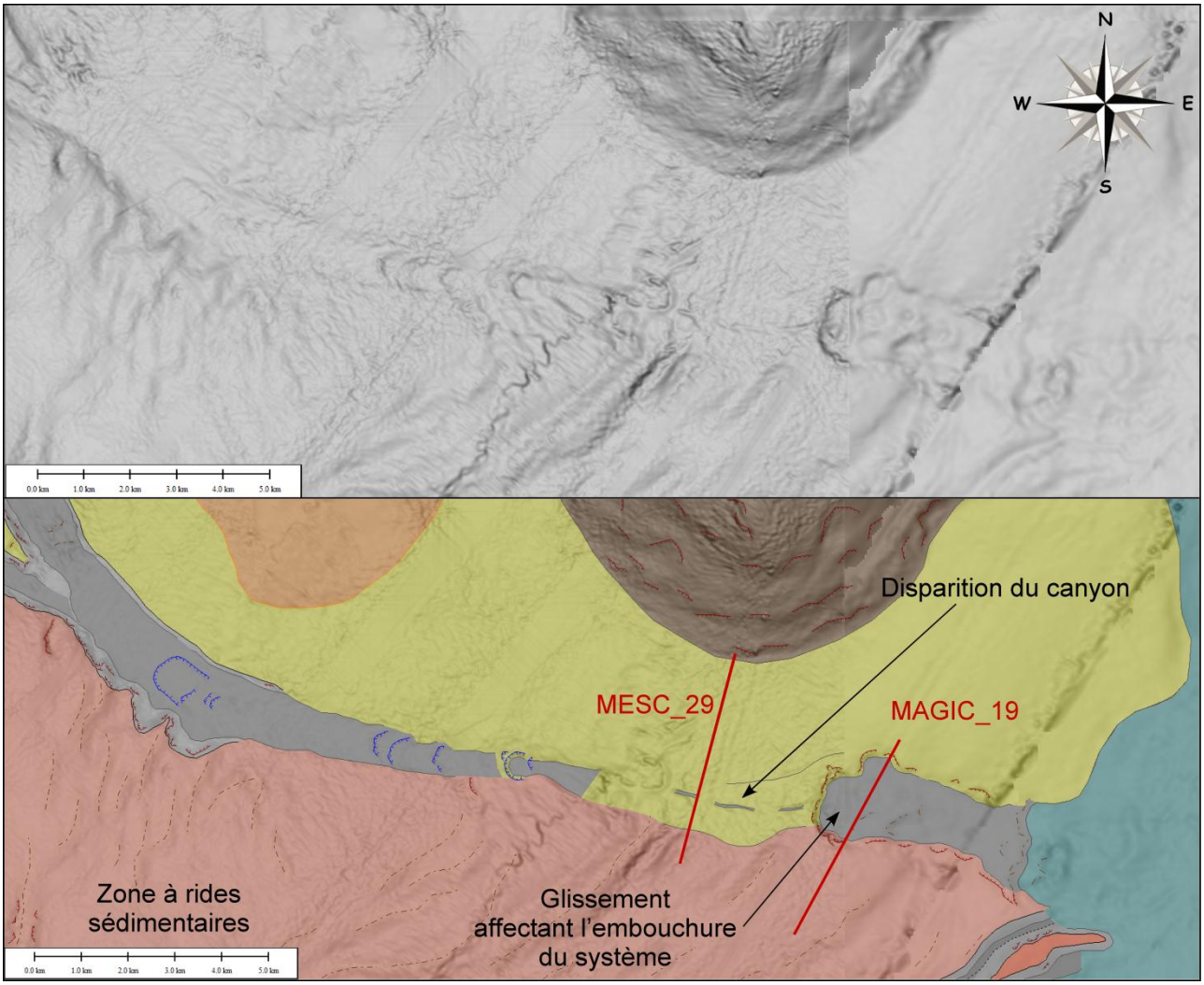
L'indice de sinuosité moyen du système Botricello est relativement faible avec une valeur de 1,09, lui conférant donc une morphologie relativement rectiligne (Cahier Annexe-Botricello degré 1). Même de manière locale, la sinuosité reste relativement peu élevée.

Il se caractérise par une profondeur d'incision très faible, avec une valeur moyenne de 47 m (Cahier Annexe-Botricello degré 1). Elle est relativement constante sur tout le parcours du système puisque la différence de hauteur entre les profils longitudinaux des interfluves et du thalweg reste sensiblement la même (Cahier Annexe-Botricello degré 1).

La largeur du canyon et de son thalweg présentent des largeurs moyennes respectives de 880 m et de 1930 m (Cahier Annexe-Botricello degré 1). On observe, toutefois, un segment dans la zone médiane pour lequel la trace du canyon et du thalweg tend à disparaitre, diminuant ainsi jusqu'à des largeurs de 500 m (Cahier Annexe-Botricello degré 1 et Annexe 4-3).

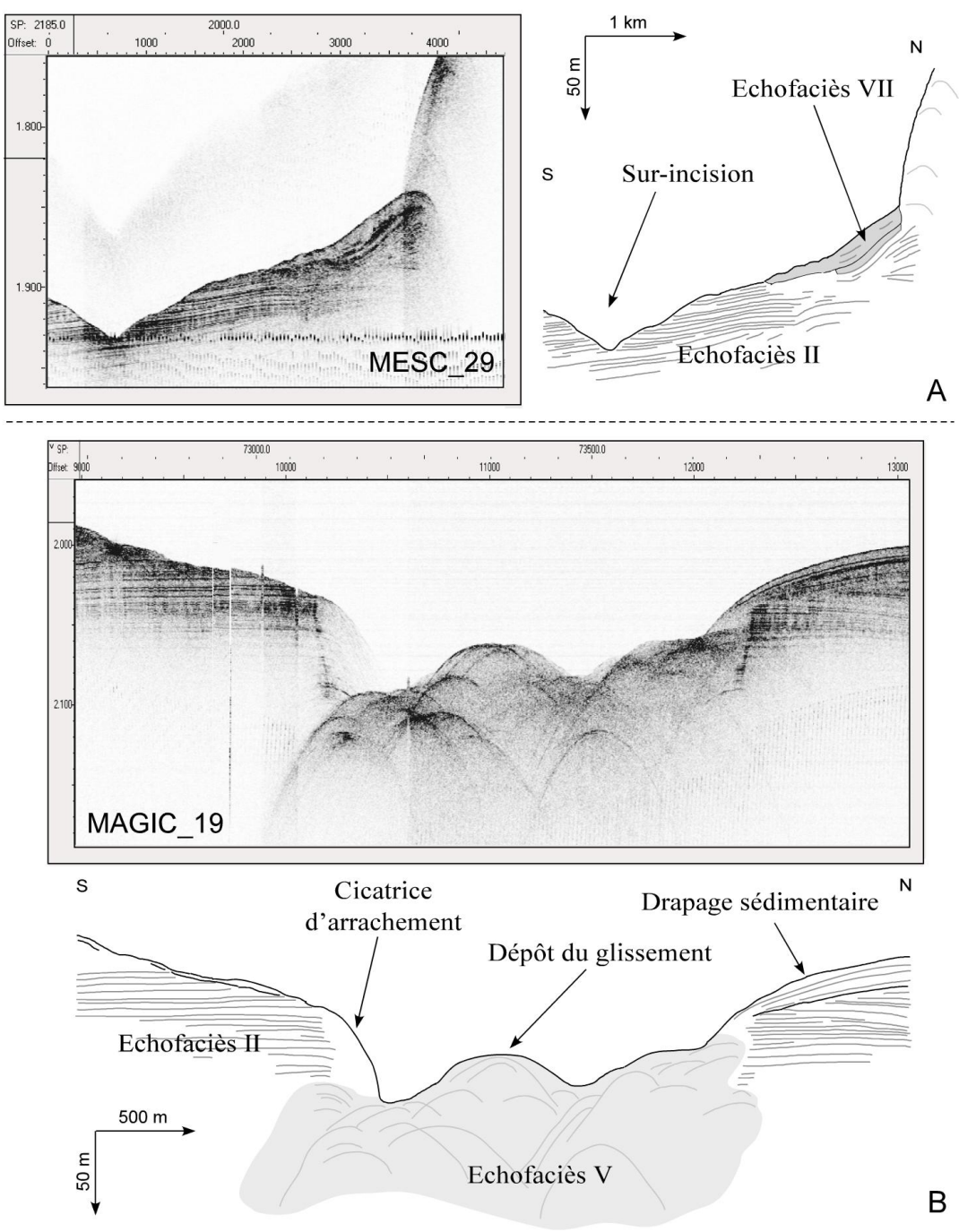
Le canyon principal du système Botricello se caractérise de tout son long par une morphologie en « U », caractéristique d'un élargissement du thalweg, au profit d'une érosion en profondeur (Cahier Annexe-Botricello degré 1).

Eléments structuraux



Annexe 4-3 : Interprétation morphologique du degré 1 du système Botricello.

Comme nous l'avons vu précédemment, le canyon principal du système Botricello est très peu inscrit dans la morphologie de la Marge Calabro-Ionienne (Annexe 4-3). Il présente ainsi une morphologie relativement simple. Il se met en place, de tout son long, de manière collée sur le bord Nord de la zone aux rides sédimentaires précédemment décrite (Système Squillace-Chenal Annexe). Sa direction semble, en effet, contrainte par ces structures (Annexe 4-3).



Annexe 4-4 : Interprétation de profils Chirp, A) à travers une sur-incision et B) à travers une large cicatrice d'arrachement, en aval du thalweg du canyon principal du système Botricello (voir localisation des profils sur l'Annexe 4-3).

On observe la présence de quelques *knickpoints*, notamment dans la partie supérieure et médiane du thalweg (Annexe 4-3). Les *knickpoints* situés les plus en amont présentent des hauteurs de 10 m environ. Ces hauteurs ont tendance à augmenter vers l'aval, atteignant des valeurs de 20 puis 40 m dans les *knickpoints* de la zone médiane du thalweg.

En aval de ces *knickpoints*, la morphologie du canyon principal tend à s'effacer (Annexe 4-3). On observe, cependant, dans cette zone trois traces linéaires et alignées d'amont en aval (Annexe 4-

3). Ces traces sont interprétées comme des sur-incisions dont la largeur est de 100-150 m en moyenne et la profondeur de 5 à 10 m. A travers un profil Chirp (A-Annexe 4-4), on observe l'érosion des sédiments, générée par la présence de la sur-incision et visible par des troncatures d'érosion (A-Annexe 4-4). La morphologie de cette sur-incision est en « V », typique d'une érosion en profondeur (A-Annexe 4-4). Elle semble relativement récente puisque l'on observe aucun drapage sédimentaire la recouvrant et scellant les sédiments érodés (A-Annexe 4-4).

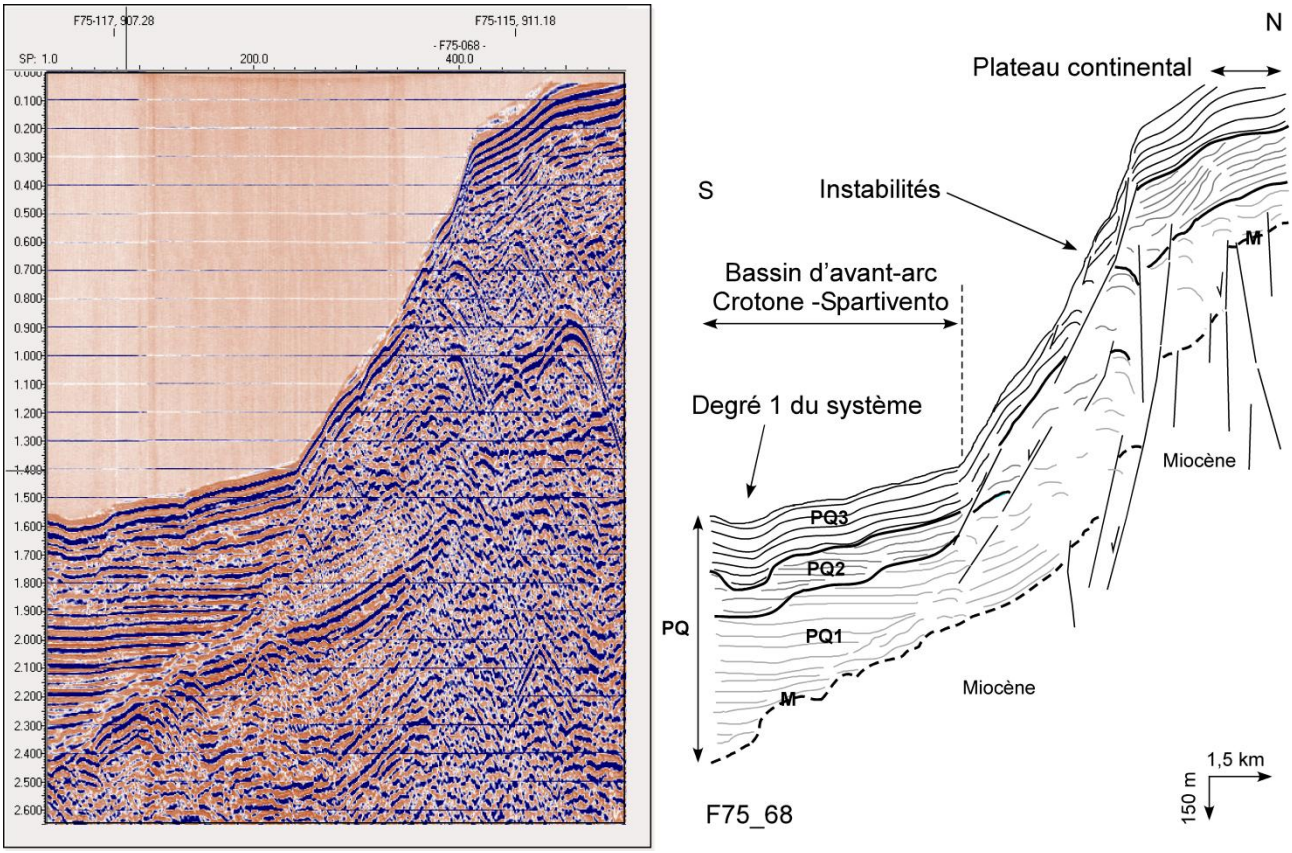
On n'observe que très peu de cicatrices d'arrachement sur les flancs du canyon principal (Annexe 4-3). La majorité se situe sur le flanc droit Sud, le plus élevé, au niveau de la zone à rides sédimentaires (Annexe 4-3). Leur densité moyenne est de 3-5 cicatrices par km^2 (Annexe 4-3). De plus, dans la zone de l'embouchure du système, alors que sa trace morphologique sur les données bathymétriques commence à disparaitre, on observe la présence de cicatrices d'arrachement dans la lignée du thalweg (Annexe 4-3). La partie amont de cette zone exhibe une forme semi-circulaire et présente un escarpement de plus de 50 m. En revanche, la partie centrale présente une surface rugueuse et ondulée (Annexe 4-3). Sur les données Chirp, on observe des réflecteurs avec des troncatures d'érosion au niveau de l'escarpement, générées par les cicatrices d'arrachement (B-Annexe 4-4). Ces troncatures d'érosion mettent donc en évidence le déplacement d'une masse sédimentaire. Au centre de la dépression créée, on observe une surface bosselée avec un échofaciès V (hyperbolique) qui pourrait être associée à des dépôts remaniés associés à la déstabilisation (B-Annexe 4-4). Cette structure, présentant des cicatrices d'arrachement, est donc interprétée comme un glissement ayant affecté la zone de l'embouchure du canyon principal du système Botricello (Figures 6-89 et 6-90). On observe toutefois un drapage sédimentaire recouvrant les sédiments érodés, laissant supposer que ce glissement n'est relativement pas récent (B-Annexe 4-4).

Contexte de mise en place

Le canyon principal du système de canyon Botricello se met en place en base de pente continentale supérieure, dans un replat formé par le bassin d'avant-arc Crotone –Spartivento (Annexe 4-5). On observe que l'épaisseur sédimentaire Plio-Quaternaire augmente dans le bassin, de la base de la pente continentale supérieure vers le large (vers le Sud ; Annexe 4-5). Ainsi l'épaisseur totale des Unités sismiques PQ atteint presque 900 m à l'aplomb du canyon principal (Annexe 4-5). On observe un réseau de failles qui affecte la limite entre la pente continentale supérieure et le bassin d'avant-arc et pourrait être responsable de l'effondrement de ce dernier (Annexe 4-5). Ces failles affectent surtout le Miocène et l'évènement semble être post-Messinien puisque il génère un décalage dans la surface d'érosion Messinienne de 1,8 s (twt), soit presque 200 m entre le plateau continental et le bassin d'avant-arc (Annexe 4-5). L'Unité sismique PQ1 semble syn-tectonique car elle ne présente pas une épaisseur constante et elle semble être affectée par quelques failles (Annexe 4-5). Seule l'unité PQ3 apparait comme réellement post-tectonique, drapant la marge suivant une épaisseur relativement constante, et qui ne semble pas être affectée par

des failles (Annexe 4-5). L'escarpement de la pente continentale supérieure présente toutefois quelques instabilités générant la formation de *gullies* (Annexes 4-2 et 4-5).

Le canyon principal semble se mettre en place dès la surface de discordance entre PQ2 et PQ3 (Annexe 4-5). On observe, en effet, des troncatures d'érosion des réflecteurs de l'Unité sismique PQ2, puis remplie par l'Unité sédimentaire PQ3 (Annexe 4-5). La formation du canyon principal du système de canyons Botricello est donc relativement récente (Annexe 4-5).



Annexe 4-5 : Interprétation d'un profil sismique à travers le degré 1 du système Botricello (Voir localisation du profil sur l'Annexe 4-2).

Les canyons tributaires Botricello 1 et 2

Configuration des canyons

Les deux tributaires Botricello 1 et 2 se mettent en place parallèlement suivant une direction générale NNW/SSE (Annexe 4-6). Leur partie supérieure semble être affectée par la présence de hauts structuraux de part et d'autre des canyons, tandis que leur partie inférieure se met en place dans le bassin d'avant-arc Crotone-Spartivento (Annexes 4-1 et 4-2). Les thalwegs principaux de chaque canyon se caractérise par un échofaciès de type VI (sourd), alors que la zone des têtes et des tributaires secondaires se caractérisent par un échofaciès de type V (hyperbolique) (Figure 5-9). Ces canyons déposent donc des matériaux grossiers dans leurs thalwegs tandis que les flancs et les têtes

sont très affectés par des déstabilisations. Des deux tributaires, celui qui semble être le plus marqué dans la morphologie de la Marge Calabro-Ionienne est le canyon tributaire Botricello 1 (Annexe 4-6).

La largeur du plateau continental est estimée à 5-8 km (Annexe 4-6). Les canyons Botricello incisent profondément le plateau continental, sur 5 km environ, mais la limite amont de leurs têtes à 2,8 km et 4,1 km de la ligne de côte, pour Botricello 1 et 2 respectivement (Annexe 4-6). Les têtes de canyons Botricello 1 et 2 sont donc complètement déconnectées de leur système subaérien (Annexe 4-6). En effet, bien qu'érodant profondément le plateau continental, les têtes se situent encore trop loin de l'embouchure du fleuve Tacina pour une connexion directe et constante (Annexe 4-6). Les deux canyons tributaires du système Botricello sont donc considérés comme une configuration de tête de canyons TC2, érodant le plateau mais déconnectés du fleuve (Figure 6-83).

Caractéristiques morphométriques

Les canyons Botricello 1 et 2 se caractérisent respectivement par une longueur totale de leur thalweg de plus de 16 km et 15,5 km (Cahier Annexe-canyons Botricello 1 et 2). Ils s'étendent du plateau continental à des profondeurs d'eau de 50 m jusqu'en base de pente continentale supérieure à 1110 m (Cahier Annexe-canyons Botricello 1 et 2). Ils se caractérisent tous deux par un profil de pente topographique de type concave, avec un gradient de pente supérieure dans la zone de la tête et diminuant vers l'aval (Cahier Annexe-canyons Botricello 1 et 2). Le canyon Botricello 1 voit ainsi son inclinaison diminuer de 6,6° à 1,3°, tandis que l'inclinaison du canyon Botricello 2 diminue de 8,2° dans la zone de la tête jusque 1,6° dans son corps (Cahier Annexe-canyons Botricello 1 et 2). Ce dernier présente donc une inclinaison générale plus élevée avec une moyenne de 3,9°, tandis que celle du Botricello 2 fait 3,7° (Cahier Annexe-canyons Botricello 1 et 2). Les interfluves du canyon tributaire Botricello 1 se caractérise par une tendance linéaire subhorizontale au niveau du plateau continental et qui évolue suivant une tendance linéaire à concave sur la pente continentale (Cahier Annexe-canyons Botricello 1). Les interfluves du Botricello 2 se caractérisent par une tendance convexe dans sa partie supérieure et linéaire en base de pente pour l'interfluve droit Ouest, et légèrement concave pour l'interfluve gauche Est (Cahier Annexe-canyons Botricello 2). On observe, en revanche, très peu la tendance linéaire subhorizontale des interfluves au niveau du plateau continental du fait que ce canyon incise beaucoup moins le plateau (Cahier Annexe-canyons Botricello 2). Les tendances de ces interfluves nous indiquent que la marge continentale dans la zone des canyons ne semble pas être affectée par les hauts structuraux, mise à part à l'Ouest du canyon Botricello 2, où la marge exhibe un bombement vers le haut (Cahier Annexe-canyons Botricello 1 et 2).

Les canyons Botricello 1 et 2 se caractérisent par un indice de sinuosité relativement faible avec une valeur moyenne respective de 1,05 et 1,09 (Cahier Annexe-canyons Botricello 1 et 2). Ils

sont donc considérés comme des canyons globalement linéaires (Cahier Annexe-canyons Botricello 1 et 2). Même de manière plus locale, on n'observe pas de segments de thalweg sinueux.

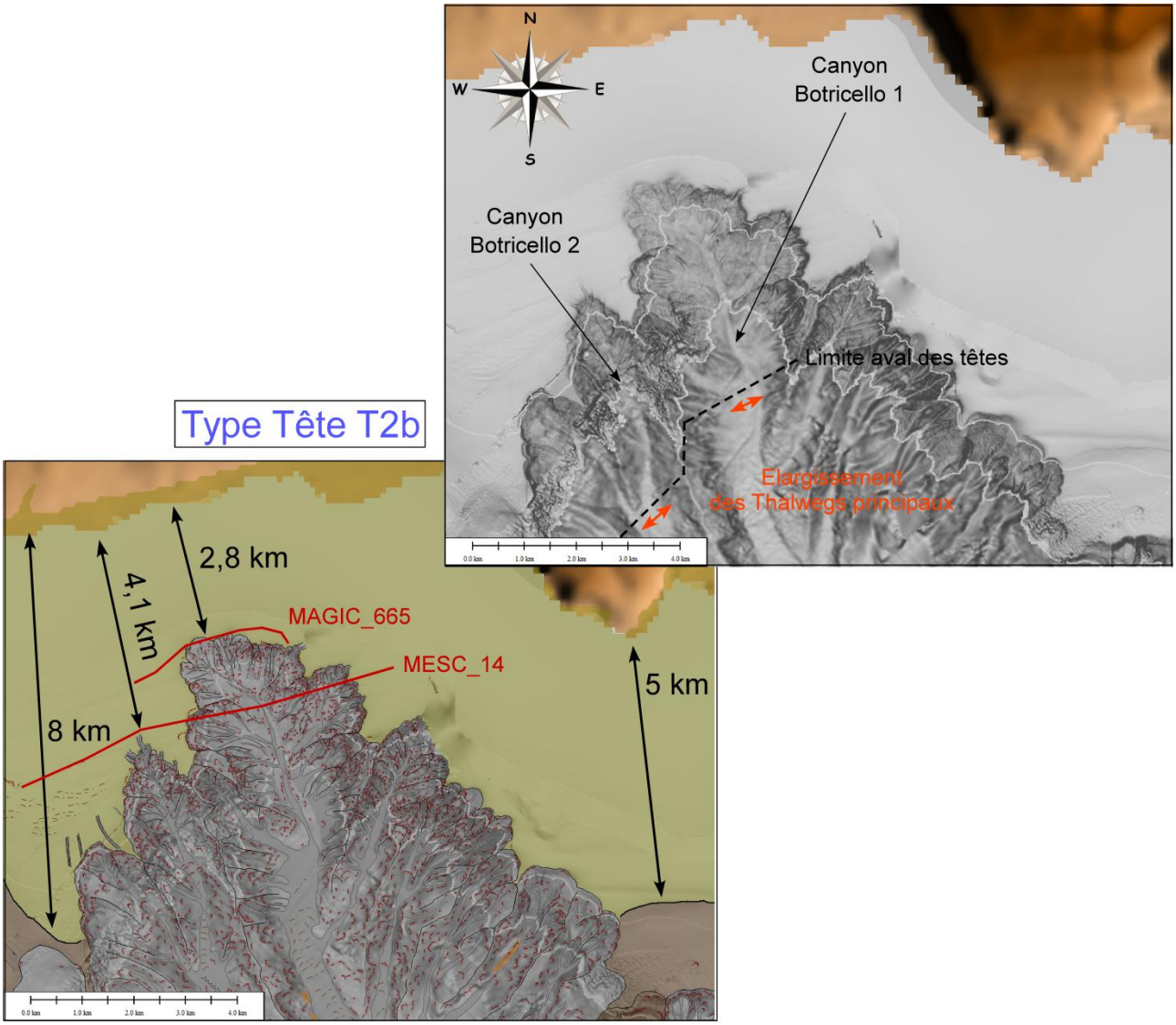
La profondeur d'incision moyenne de ces deux canyons tributaires est de 144 m pour Botricello 1 et de 114 m pour Botricello 2 (Cahier Annexe-canyons Botricello 1 et 2). La comparaison des profils topographiques des interfluves avec ceux des thalwegs nous permet d'observer que pour les deux canyons, la profondeur d'incision diminue fortement vers l'aval (Cahier Annexe-canyons Botricello 1 et 2). En effet, au niveau du plateau continental, le canyon Botricello se caractérise par une profondeur d'incision jusqu'à 500 m dans la zone de la tête et qui diminue jusqu'à des valeurs de moins de 100 m au niveau de sa ramification avec le thalweg principal (Cahier Annexe-canyons Botricello 1). La profondeur d'incision du canyon Botricello 2 évolue de 300-400 m dans la tête du canyon jusqu'à environ 40 m à sa ramification avec le canyon principal du système (Cahier Annexe-canyons Botricello 2). La largeur des canyons est quant à elle de presque 2 km en moyenne pour le canyon Botricello 1 et de 1,5 km pour Botricello 2 (Cahier Annexe-canyons Botricello 1 et 2). Leur largeur est toutefois beaucoup plus importante dans la zone des têtes de canyons et vers l'amont qu'au niveau du corps, puisqu'elle comprend toute la zone des tributaires secondaires (Cahier Annexe-canyons Botricello 1 et 2). La largeur de leur thalweg se caractérise par une moyenne de 675 m pour Botricello 1 et de 520 pour Botricello 2 (Cahier Annexe-canyons Botricello 1 et 2). La largeur du thalweg, en revanche, augmente vers l'aval pour les deux canyons (Cahier Annexe-canyons Botricello 1 et 2). En effet, vers l'aval, les flancs sont moins développés et larges et la largeur du thalweg à tendance à se confondre avec celle du canyon (Cahier Annexe-canyons Botricello 1 et 2).

Les deux canyons tributaires du système Botricello se caractérisent par une morphologie en « V » dans leur partie supérieure et qui évolue en « U » vers l'aval, au niveau de leur corps (Cahier Annexe-canyons Botricello 1 et 2). Il semble donc que ces canyons incisent en profondeur sur la pente continentale supérieure et tendent à s'élargir dans leur corps. Ceci convergent avec l'élargissement du thalweg vers l'aval (Cahier Annexe-canyons Botricello 1 et 2).

Morphologie des têtes de canyons

Les têtes des canyons Botricello se composent tous deux d'un thalweg principal (qui formera le corps du canyon plus en aval) sur lequel se ramifient de nombreux tributaires secondaires (Annexe 4-7). La zone des têtes s'étend sur un peu plus de 4 km vers l'aval et sa limite aval s'arrête là où le thalweg principal de chaque canyon commence à s'élargir fortement (Annexe 4-6). Alors que le canyon Botricello voit son nombre de tributaires secondaires plus élevé sur son flanc gauche Est, les tributaires secondaires du canyon Botricello 2 se ramifient en majeure partie sur son flanc droit Ouest (Annexe 4-6). En effet, les deux canyons possèdent un interfluve en commun qui se subdivise vers 700 de profondeur d'eau (Annexe 4-7). De plus, il semble que le canyon Botricello 1 possèdent davantage de tributaires secondaires et plus développés (Annexe 4-6). Cette dendricité

élevée des têtes de canyons confère à Botricello 1 et 2 une morphologie de tête de canyon de type T2b, en grappe et complexe (Annexe 4-6).

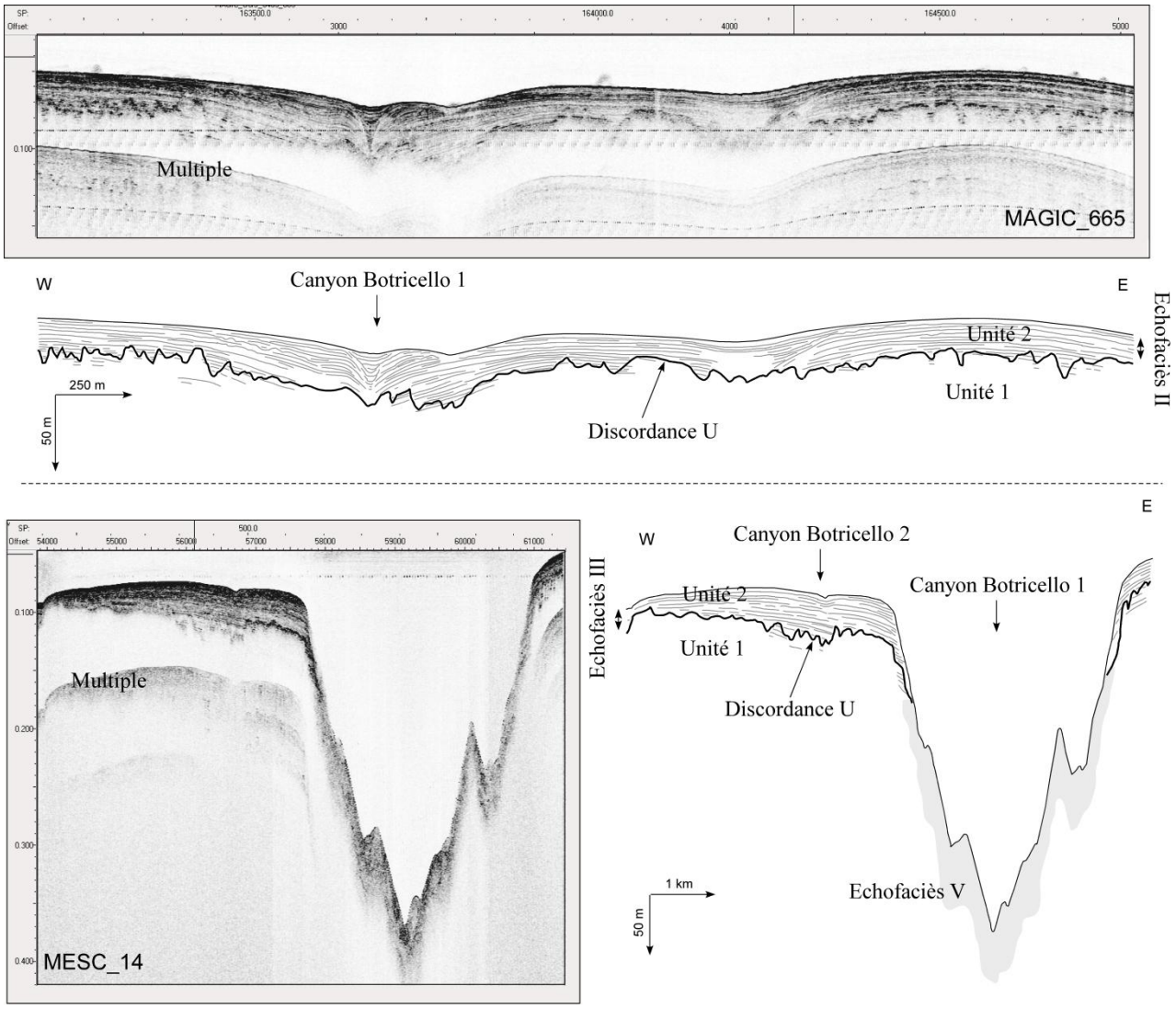


Annexe 4-6 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique des têtes des canyons Botricello.

Les têtes des canyons Botricello sont très largement affectées par des instabilités sur leurs flancs, remarquables par des cicatrices d'arrachement et générant de nombreux *gullies* jouant le rôle de tributaires secondaires et amplifiant la dendricité des têtes (Annexe 4-6). La densité moyenne des instabilités est d'environ 30-50 cicatrices par km^2 (Annexe 4-6). Elles se caractérisent par des dimensions de 10-20 m de hauteur et de plusieurs dizaines de mètres.

Quelques rides sédimentaires sont présentent dans la partie aval de la tête du canyon Botricello 2 (Annexe 4-6). Elles se caractérisent par une amplitude moyenne de 4-5 m et des longueurs d'onde de 150 m environ. On ne trouve pas la trace de rides dans la tête du canyon Botricello 1 (Annexe 4-6).

On ne retrouve non plus, ni la formation de terrasses, ni la présence de knickpoints ou de dépôts sédimentaires associés aux instabilités (Annexe 4-6). Les têtes des canyons tributaires du système Botricello sont donc relativement très simples en termes de morphologie, mais possèdent toutefois un caractère méandriforme très accentué qui en font des têtes très développées (Annexe 4-6).



Annexe 4-7 : Interprétations de profils Chirp à travers les têtes des canyons Botricello 1 et 2 (voir localisation des profils sur l'Annexe 4-6).

En amont de la limite amont des têtes des deux canyons tributaires, on observe des dépressions creusées dans l'Unité 1 et dans leur lignée (Annexe 4-7). Dans le cas du canyon Botricello 1 (MAGIC_665-Annexe 4-7), la dépression se caractérise par une profondeur de 0,03 s (twt), soit une trentaine de mètres et une largeur de plus d'1 km (Annexe 4-7). Ces dépressions sont marquées la discordance U, qui présente une surface en dents de scie (Annexe 4-7). Il semble donc

que l'érosion de l'Unité 1 ait été très chaotique, y formant de nombreuses petites incisions en « V » (Annexe 4-7). Le creusement de la surface U pourrait donc marquer la paléo-position des têtes des canyons, qui aurait été ensuite comblé par les dépôts sédimentaires de l'Unité 2 (Annexe 4-7). Dans ce cas-là les têtes des canyons auraient reculé sur le plateau continental et se seraient éloignés de la ligne de côte.

De la même manière, à l'emplacement actuel de la tête du canyon Botricello 1 (MESC_14-Annexe 4-7), on observe que la surface de discordance U s'incurve vers le bas à l'aplomb des flancs du canyon (Annexe 4-7). Ceci suggère que la tête actuelle du canyon se met en place dans une paléo-incision de l'Unité 1 (Annexe 4-7). L'Unité sédimentaire 2 se caractérise par des réflecteurs avec des troncatures d'érosion au niveau des flancs du canyon (Annexe 4-7). Les têtes des canyons Botricello se caractérisent par un caractère érosif dominant. De plus, la surface de discordance U à complètement été éroder au niveau des thalwegs actuels des canyons et incisent profondément l'Unité 1 (Annexe 4-7).

Eléments architecturaux

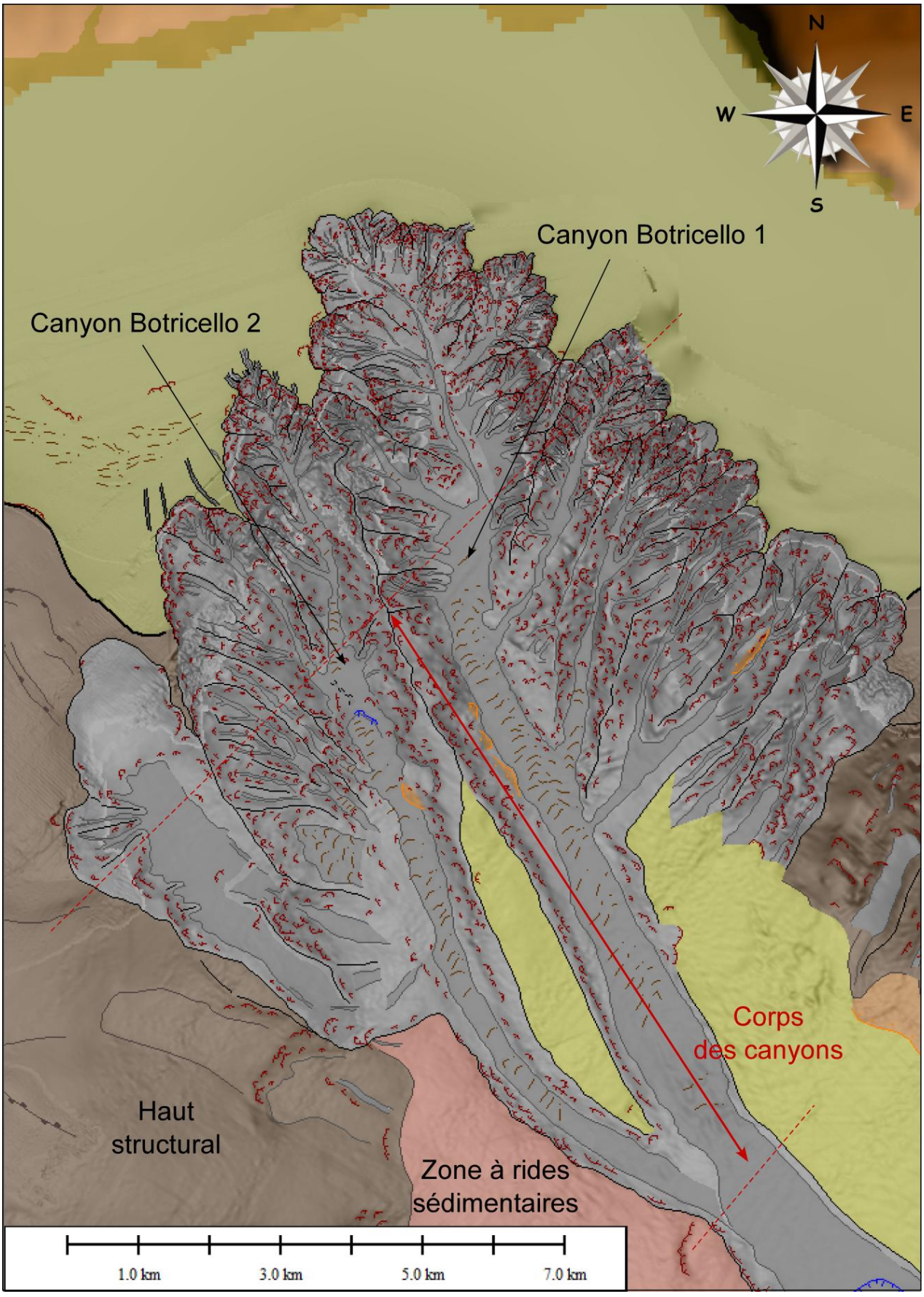
Les flancs des corps des canyons sont eux-aussi affectés par des instabilités mais qui sont relativement moins nombreuses que dans la zone des têtes des canyons (Annexe 4-8). La densité moyenne est d'une dizaine de cicatrices d'arrachement et elles se caractérisent par des dimensions de 30 à 60 m de hauteur et de la dizaine à la centaine de mètres (Annexe 4-8).

On observe quelques dépôts de transport en masse en base de flancs de canyon et en aval de cicatrices d'arrachement (Annexe 4-8). Dans les cas de deux canyons, ces dépôts se situent à la base de leur flanc interne commun, non associé à la ramification de tributaires secondaires (Annexe 4-8).

Dans la partie amont du corps Botricello 2, juste en aval de la tête du canyon, on observe la présence d'une petite sur-incision de quelques centaines de mètres (Annexe 4-8). Elle se caractérise par des dimensions de la centaine de mètres de largeur et d'environ 5 m de profondeur. En revanche, on ne retrouve aucune sur-incision dans le corps Botricello 1 (Annexe 4-8).

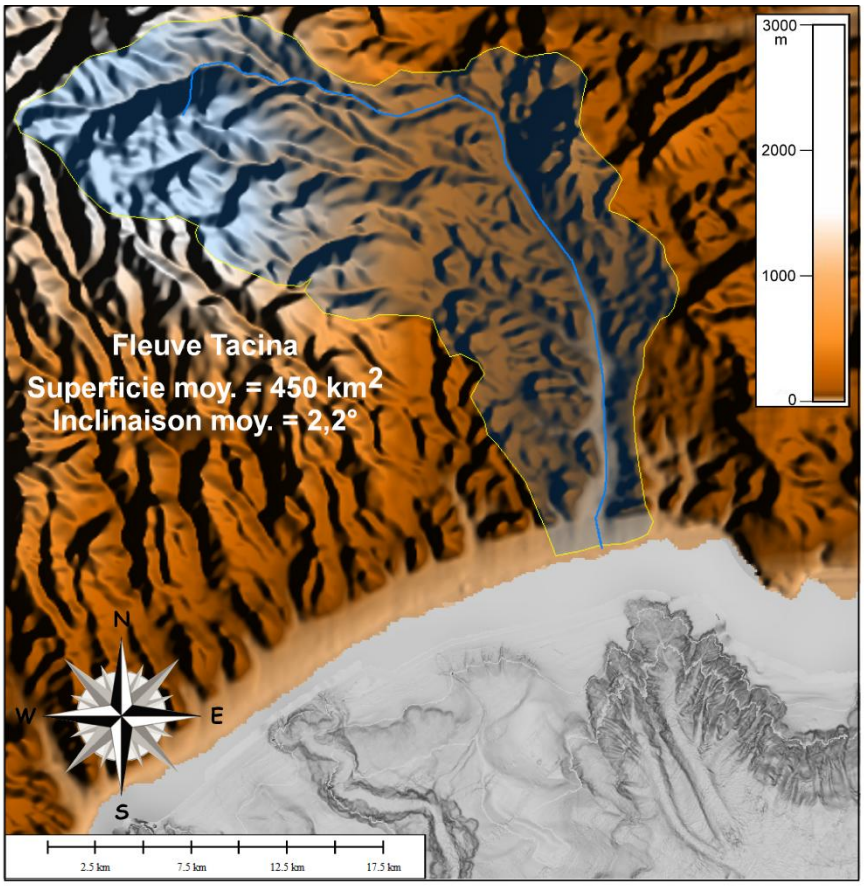
De plus, en aval de cette sur-incision, on observe la présence d'un knickpoint d'une quarantaine de mètres, générant localement une morphologie en marche d'escalier dans le profil topographique (Annexe 4-8).

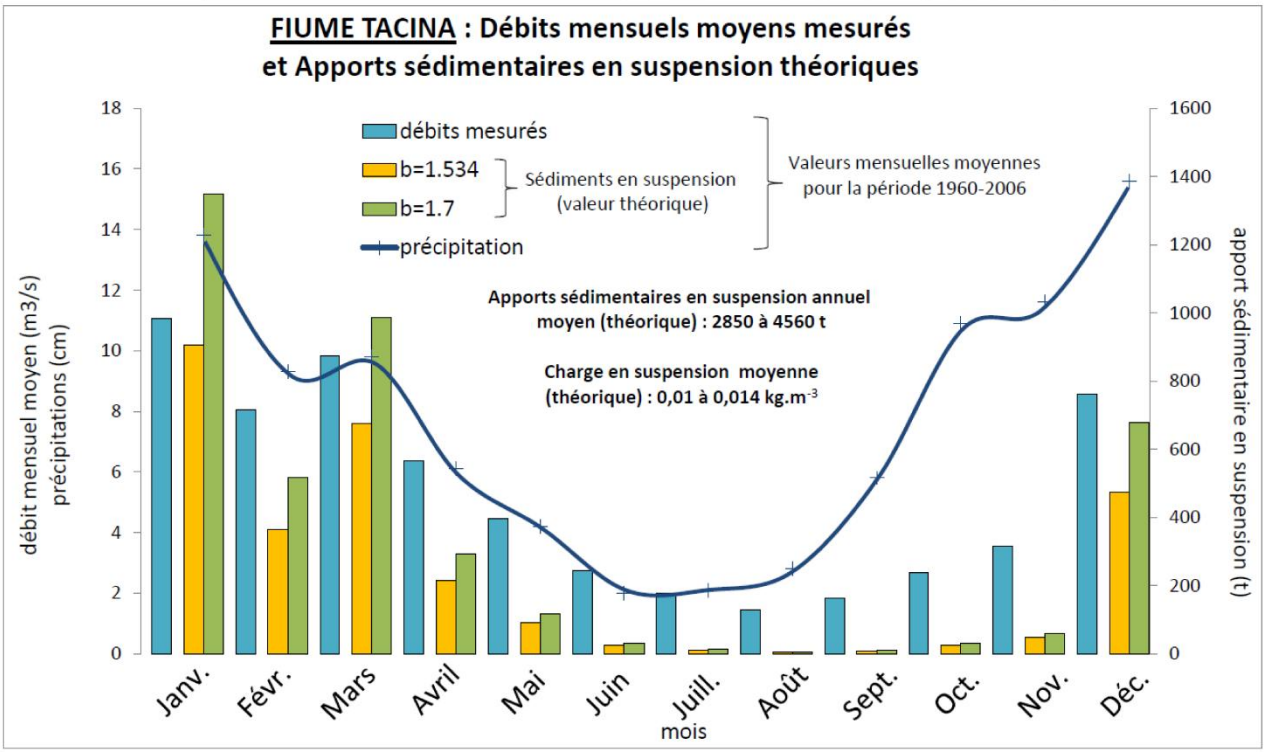
Enfin, les corps des canyons Botricello se caractérisent sur la grande majorité de leur thalweg par la présence de rides sédimentaires (Annexe 4-8). Elles se caractérisent par une amplitude de 2-3 m et une longueur d'onde de 100-150 m. Alors que leur amplitude reste relativement la même jusqu'en aval des thalwegs, leur longueur d'onde augmente jusqu'à des valeurs de 200 m environ (Annexe 4-8).



Annexe 4-8 : Interprétations morphologique des canyons Botricello 1 et 2.

Bassins versant et caractéristiques hydrologiques





Annexe 4-9 : Carte localisant le bassin versant du fleuve Tacina, et ses principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant leurs précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels.

Le bassin versant associés au fleuve Tacina présente une superficie de 450 km^2 pour un périmètre de 110 km (Cahier Annexe-canyons Botricello 1 et 2). La longueur du fleuve Tacina est de plus de 44 km et son altitude maximum est de plus de 1700 m (Annexes canyons Botricello 1 et 2). L'inclinaison moyenne du fleuve Tacina est de 2,2° (Cahier Annexe-canyons Botricello 1 et 2).

Le régime du débit liquide du fleuve Tacina est un régime torrentiel monomodal, avec un maximum durant les mois hivernaux et un minimum durant les mois estivaux (Annexe 4-9). Ainsi, le débit atteint des valeurs de 6 à 11 $m^3.s^{-1}$ du mois de décembre aux mois de d'avril-mai (Annexe 4-9). Ils diminuent jusqu'à des valeurs inférieure à 2 $m^3.s^{-1}$ au mois de juillet (Annexe 4-9).

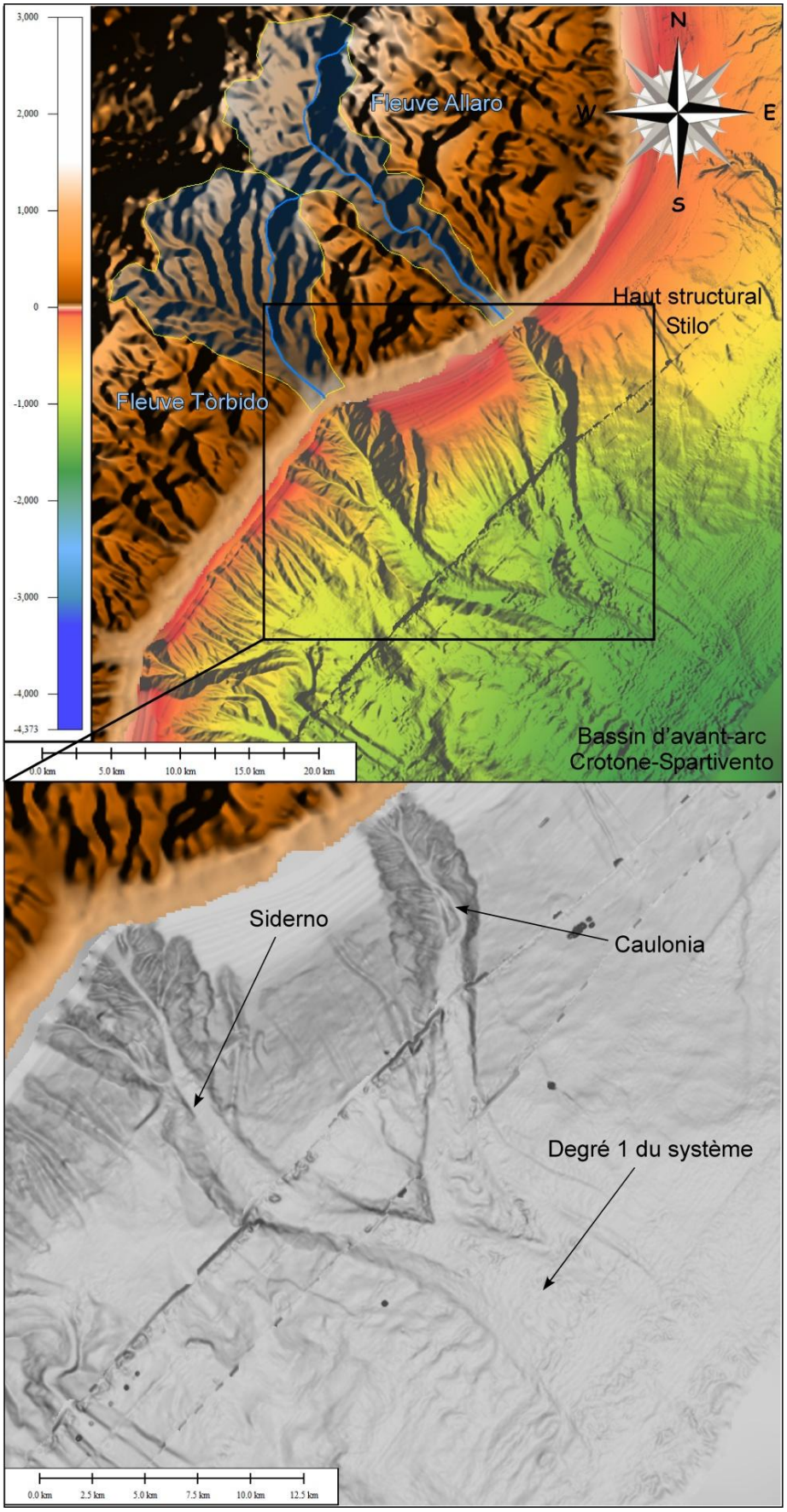
Les débits solides théoriques mensuels suivent la tendance des débits liquides et donc des précipitations, avec un maximum de 400 à 1300 t durant les mois hivernaux et diminuent fortement durant les mois estivaux jusqu'à des valeurs de 5-10 t (Annexe 4-9). Les apports sédimentaires annuels moyens théoriques calculés sont estimés de 2850 à 4560 t et la charge en suspension moyenne est quant à elle estimée à 0,01 à 0,014 $kg.m^{-3}$ (Annexe 4-9).

ANNEXE 5

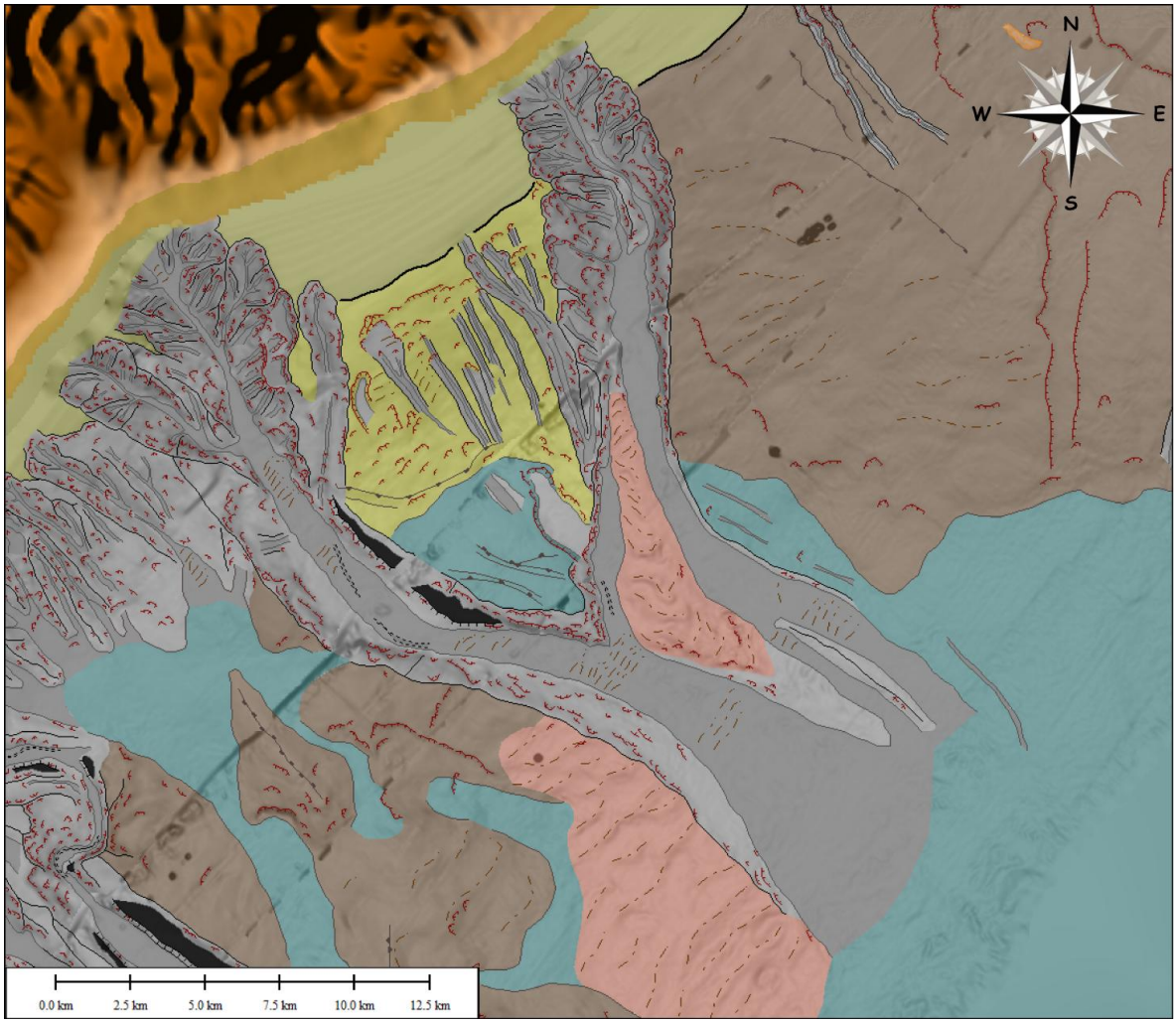
Description Détaillée du

Système Caulonia / Siderno

Le système Caulonia / Siderno



Annexe 5-1 : Cartes bathymétriques et situation du système Caulonia / Siderno.



Annexe 5-2 : Interprétation physiographique et morphologique du système Caulonia / Siderno (Voir légende dans la partie précédente).

Le système Caulonia / Siderno est un des deux systèmes de canyons du type R2 situé le dans le Golfe de Bovalino-La Verde dans le segment Sud de la Marge Calabro-Ionienne (Annexe 5-1). Il s'étend latéralement sur plus de 21 km de large au Sud du haut structural Stilo et sur 31 km de manière longitudinale vers le large. Il s'étend suivants des profondeurs d'eau d'une quarantaine de mètres sur le plateau continental jusqu'à 1690 m dans le bassin d'avant-arc Crotone-Spartivento (Annexes 5-1 et 5-2). Il se caractérise par une direction générale NW/SE, bien qu'il présente une partie supérieure NNW/SSE à N/S sur la pente continentale supérieure (Annexes 5-1 et 5-2).

Le système Caulonia / Siderno se compose d'un corps principal, dit degré 1 du système, sur lequel se ramifient à son extrémité amont deux canyons tributaires principaux : le canyon **Caulonia** et le canyon **Siderno** (Annexes 5-1 et 5-2).

La pente continentale supérieure à l'Est du système Caulonia / Siderno se caractérise par la présence du haut structural Stilo, tandis que à son Ouest, la pente continentale est relativement peu affectée par de la déformation (Annexe 5-2). Chacun des canyons tributaires est associé à un système subaérien qui leur est propre : le fleuve Allaro et le fleuve Tòrbido (Annexe 5-1).

Le degré 1 du système

Les caractéristiques morphométriques

La longueur du corps principal du système Caulonia / Siderno est de presque 13 km et s'étend suivant des profondeurs d'eau de 1420 à 1690 m (Cahier Annexe-canyon Caulonia / Siderno degré 1). Sa direction générale NW/SE et son profil topographique longitudinal présente une tendance linéaire sur tout le long de son profil de pente (Cahier Annexe-canyon Caulonia / Siderno degré 1). Son inclinaison moyenne est de 1,07° mais diminue de 1,8° à 0,6° vers l'aval (Cahier Annexe-canyon Caulonia / Siderno degré 1). Les interfluves du canyon principal du système se caractérisent également par un profil de pente topographique à tendance linéaire mais tendent à se confondre avec le thalweg à l'embouchure du système (Cahier Annexe-canyon Caulonia / Siderno degré 1).

Le canyon principal du système Caulonia / Siderno est considéré comme rectiligne avec un indice de sinuosité d'une valeur de 1,01 (Cahier Annexe-canyon Caulonia / Siderno degré 1).

Sa profondeur d'incision moyenne est relativement faible avec une valeur de 70 m (Cahier Annexe-canyon Caulonia / Siderno degré 1). La comparaison entre les profils longitudinaux des interfluves et du thalweg permettent cependant de ce rendre compte que la profondeur d'incision du canyon principal du système diminue fortement vers l'aval (Cahier Annexe-canyon Caulonia / Siderno degré 1). En effet, à son embouchure, la différence de hauteur entre interfluves et thalweg devient quasi-inexistante, signant la disparition du système de la morphologie de la Marge Calabro-Ionienne (Cahier Annexe-canyon Caulonia / Siderno degré 1).

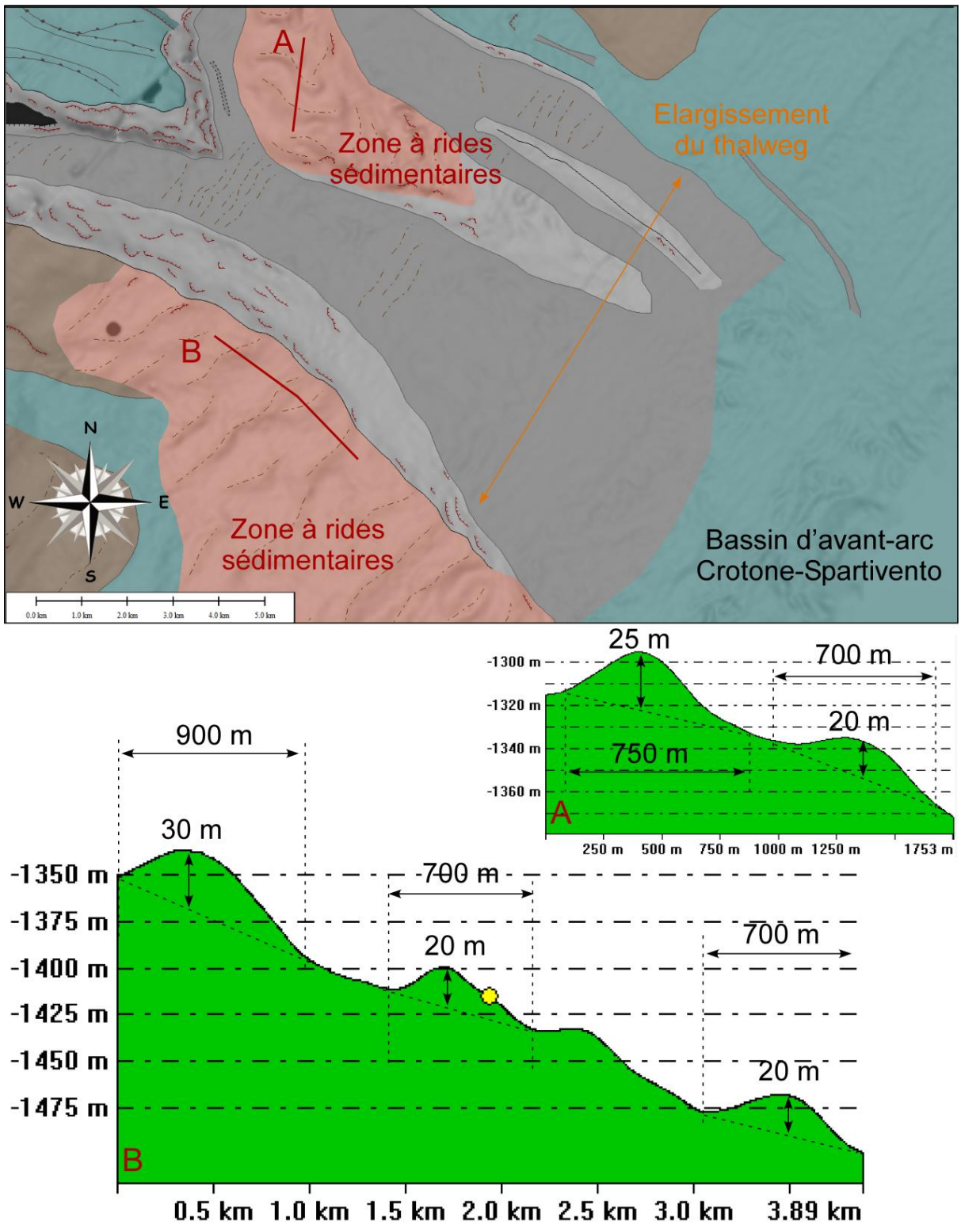
La largeur du canyon est de 9240m en moyenne, tandis que celle de son thalweg est de 8167 m (Cahier Annexe-canyon Caulonia / Siderno degré 1). Le thalweg exhibe des dimensions semblables à celle du canyon, caractérisant un fort élargissement du thalweg. Ce dernier augmente ainsi de 6 km en moyenne dans sa partie amont à 8.8 km à son embouchure, tandis que le canyon s'élargit de 7.9 km à 9.2 km vers l'aval (Cahier Annexe-canyon Caulonia / Siderno degré 1).

Le canyon principal du système Caulonia / Siderno se caractérise de tout son long par une morphologie en « U », caractéristique également d'un élargissement du thalweg, au profit d'une érosion en profondeur (Cahier Annexe-canyon Caulonia / Siderno degré 1).

Eléments architecturaux

Le canyon principal du système Caulonia / Siderno présente deux zones présentant de larges formes de fond, à son centre, en aval du canyon Caulonia, ainsi que sur tout le long de son flanc droit Sud-Ouest (Annexe 5-3). Ces deux zones s'étalent vers l'aval sur plus de 10 km de manière longitudinale vers l'aval (Annexe 5-3). Ces formes de fond se développent de manière orthogonale au sens de la pente de la marge, et semblent évoluer vers l'aval (Annexe 5-3). Elles se caractérisent

par des amplitudes de 20 à 30 m et des longueurs d'onde 700 à 900 m (A et B-Annexe 5-3). Ces formes présentent un flanc amont plus raide que celui aval (Annexe 5-3). Ces formes de fond sont donc interprétées comme des rides sédimentaires, semblables à celles observées dans la zone du Chenal Annexe du système Squillace, précédemment décrites.



Annexe 5-3 : Interprétation morphologique du degré 1 du système Caulonia / Siderno et profils transverses à travers des zones à larges rides sédimentaires.

Les flancs du canyon principal de ce système de canyons semblent faiblement affectés par des instabilités (Annexe 5-3). Leur densité est, en effet, seulement de 3-4 cicatrices d'arrachement par km^2 (Annexe 5-3). Elles se caractérisent par des hauteurs de 25-40 m et des largeurs de la centaine de mètres. Elles se localisent majoritairement sur le flanc droit Sud-Ouest du canyon, qui présente une plus grande hauteur de flanc (Annexe 5-3).

Enfin, on observe des rides sédimentaires dans le fond du thalweg (Annexe 5-3). Il est difficile d'observer leur continuité jusque dans la zone de l'embouchure du fait du bruit sur les données bathymétriques. Leur amplitude est toutefois estimée à 2-3 m et elles présentent des longueurs d'onde d'environ 250 m.

Le canyon principal du système Caulonia / Siderno présente peu d'éléments architecturaux et présente donc une morphologie relativement simple (Annexe 5-3).

Les canyons tributaires Botricello 1 et 2

Configuration des canyons

Le canyon tributaire Caulonia se positionne sur la Marge Calabro-Ionienne suivant une direction générale quasi N/S, tandis que le canyon Siderno présente plutôt une direction générale NNW/SSE (Annexe 5-4). Alors que le canyon Caulonia se positionne sur le flanc Ouest du haut structural Stilo, le canyon Siderno se positionne sur une marge continentale peu ou pas déformée par un haut structural (Annexe 5-4). Les thalwegs des canyons se caractérise par un échofaciès de type VI (sourd), alors que la zone des têtes et les flancs se caractérisent par un échofaciès de type V (hyperbolique) (Figure 5-9). Ces canyons déposent donc des matériaux grossiers dans leurs thalwegs tandis que les flancs et les têtes et les flancs sont affectés par des déstabilisations.

Le plateau continental dans la zone de ce système de canyon est large de 2,9 à 3,7 km, mais semble inexistant au Sud-Ouest de la tête du canyon Siderno, érodé par de nombreux *gullies* (Annexe 5-4). Les têtes des canyons Caulonia et Siderno érodent, cependant, la totalité du plateau continental et les données bathymétriques permettent d'estimer qu'elles se positionnent à un maximum de 200-300 m de la ligne de côte (Annexe 5-4). Les configurations des têtes de ces canyons est donc une configuration TC3, incisant complètement le plateau continental et ayant une connexion directe avec leur système subaérien (Annexe 5-4).

Caractéristiques morphométriques

La longueur totale des thalwegs des canyons Caulonia et Siderno est respectivement de18,9 km et 23,3 km (Cahier Annexe-canyons Caulonia et Siderno). Ils s'étendent du plateau continental à des profondeurs d'eau de 40 m jusqu'en base de pente continentale supérieure à environ de 1400 m

(Cahier Annexe-canyons Caulonia et Siderno). Leur profil topographique longitudinal se caractérise par une tendance de type légèrement concave, avec un gradient de pente supérieure dans la zone de la tête et diminuant vers l'aval (Cahier Annexe-canyons Caulonia et Siderno). Ainsi l'inclinaison du canyon Caulonia diminue de 5,6° à 1,4° vers l'aval, tandis que celle du canyon Siderno diminue de 4,3° à 1,5° (Cahier Annexe-canyons Caulonia et Siderno). Leur inclinaison moyenne est respectivement de 3,6° et de 2,6° ; le canyon Siderno étant légèrement moins raide (Cahier Annexe-canyons Caulonia et Siderno). L'interfluve gauche du canyon Caulonia, se situant sur le flanc Sud-Ouest du haut structural Stilo, se caractérise par une tendance générale linéaire, tandis que le droit présente une tendance plutôt concave (Cahier Annexe-canyon Caulonia). Tous deux présentent une partie linéaire subhorizontale au niveau du plateau continental (Cahier Annexe-canyon Caulonia). Les interfluves du canyon Siderno se caractérisent tous deux par une tendance concave, mais seul l'interfluve gauche présente un segment supérieur linéaire subhorizontal, car le plateau continental est inexistant au niveau de l'interfluve droit (Cahier Annexe-canyon Siderno).

Les canyons Caulonia et Siderno présentent respectivement un indice de sinuosité de 1,2 et 1,09, leur conférant une morphologie plutôt rectiligne (Cahier Annexe-canyons Caulonia et Siderno). Cependant, le canyon Caulonia est légèrement plus sinueux que le canyon Siderno, alors que celui-ci présente un changement de direction de NNW/SSE à WNW/ESE entre ses parties supérieure et inférieure (Cahier Annexe-canyons Caulonia et Siderno). Cependant, dans sa tête, le canyon Caulonia présente localement une augmentation de sa sinuosité avec un indice de 1,3, alors considéré comme un thalweg localement sinueux (Cahier Annexe-canyon Caulonia et Annexe 5-4).

La profondeur d'incision moyenne des canyons est respectivement de 250 m pour le Caulonia et de 310 m pour le Siderno (Cahier Annexe-canyons Caulonia et Siderno). Sur les graphiques comparant les profils topographiques longitudinaux des interfluves et des thalwegs des canyons, on observe que pour les deux canyons la profondeur d'incision diminue fortement vers l'ava (Cahier Annexe-canyons Caulonia et Siderno). Ainsi, celle du canyon Caulonia diminue de 400-450 m dans la zone de la tête jusqu'à moins de la centaine de mètres au niveau de sa ramification avec le canyon principal (Cahier Annexe-canyon Caulonia). Celle du canyon Siderno diminue d'amont en aval d'environ 500 m à 100 m (Cahier Annexe-canyon Siderno). La largeur moyenne des canyons est quant à elle de 3,2 km pour le canyon Caulonia et de 3,6 km pour le Siderno (Cahier Annexe-canyons Caulonia et Siderno). Leur thalweg est respectivement large de 1,3 km et de 1,7 km et s'élargissent tous deux vers l'aval des canyons (Cahier Annexe-canyons Caulonia et Siderno). Ainsi, à la limite aval des têtes de canyons, la largeur des thalwegs passent de la centaine de mètres à plus d'1 km pour les deux canyons du système Caulonia / Siderno (Cahier Annexe-canyons Caulonia et Siderno).

Les canyons tributaires Caulonia et Siderno se caractérisent par une morphologie en « V » dans la zone de leur tête et évolue en « U » vers l'aval, au niveau de leur corps (Cahier Annexe-canyons Caulonia et Siderno). Il semble donc que ces canyons incisent en profondeur sur le plateau continental et la pente continentale supérieure et tendent à s'élargir dans leur corps, confirmant

alors l'élargissement des thalwegs vers le bas de la pente continentale (Cahier Annexe-canyons Caulonia et Siderno).

De manière générale, les deux canyons tributaires du système Caulonia / Siderno ont des dimensions morphométriques semblables, bien que le canyon Siderno soit légèrement plus grand (Cahier Annexe-canyons Caulonia et Siderno). En revanche, le canyon Caulonia se caractérise par une inclinaison et un indice de sinuosité plus élevé (Cahier Annexe-canyons Caulonia et Siderno).

Morphologie des têtes de canyons

Les têtes des canyons du système Caulonia / Siderno se composent tous deux d'un thalweg principal sur lequel se ramifient de nombreux tributaires secondaires type *gullies* (Annexe 5-4). Elles s'étendent sur 7 km environ vers l'aval et sa limite aval s'arrête là où le thalweg principal de chaque canyon commence à s'élargir fortement (Annexe 5-4). La dendricité des têtes est élevée leur conférant une morphologie de tête de canyon de type T2b, en grappe et complexe (Annexe 5-4). On observe, toutefois, un très léger élargissement vers la ligne de côte du thalweg principal du canyon Siderno (Annexe 5-4). Il s'élargit de plus de 100 m vers 600 m de profondeur à plus de 600 m à 400 m de profondeur d'eau (Annexe 5-4). Cette caractéristique pourrait donc lui conférer une morphologie de tête T3b, en entonnoir et complexe. Cependant, au vue du faible élargissement relatif aux autres têtes de ce type, déjà décrites, nous considérons la tête du canyon Siderno comme une morphologie T2b (Annexe 5-4).

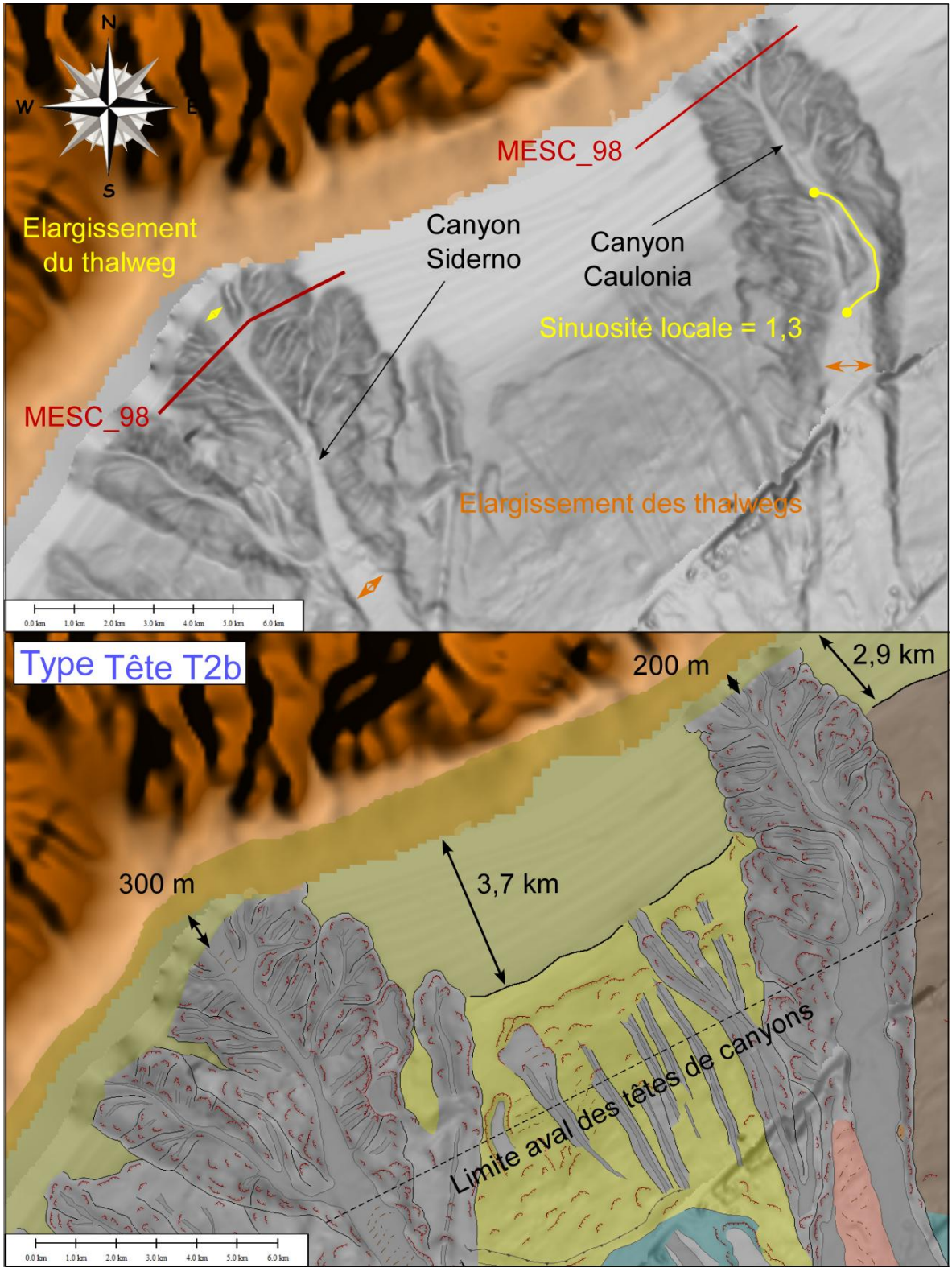
Ces têtes de canyons ne comportent que très peu d'éléments architecturaux (Annexe 5-4). Elles se caractérisent toutefois par de nombreuses instabilités souvent associées à la formation de *gullies* (Annexe 5-4). La densité moyenne de ces instabilités est de 6 à 15 cicatrices d'arrachement par km^2 (Annexe 5-4). Elles se caractérisent par des hauteurs de 40 à 60 m en moyenne et de plusieurs dizaines de mètres à quelques centaines de mètres de large.

Outre ces instabilités, on observe seulement la présence de quelques rides sédimentaires dans la zone amont de la tête du canyon Siderno, à quelques centaines de mètres de la ligne de côte (Annexe 5-4). Elles se positionnent alors que le thalweg s'élargit jusqu'à 600 m (Annexe 5-4). Elles se caractérisent par des amplitudes de 1-2 m et des longueurs d'onde de 150-200 m.

On n'observe ni dépôts de transport en masse dans les thalwegs, ni la formation de terrasses ni de *knickpoints* dans les têtes de canyons Caulonia et Siderno (Annexe 5-4).

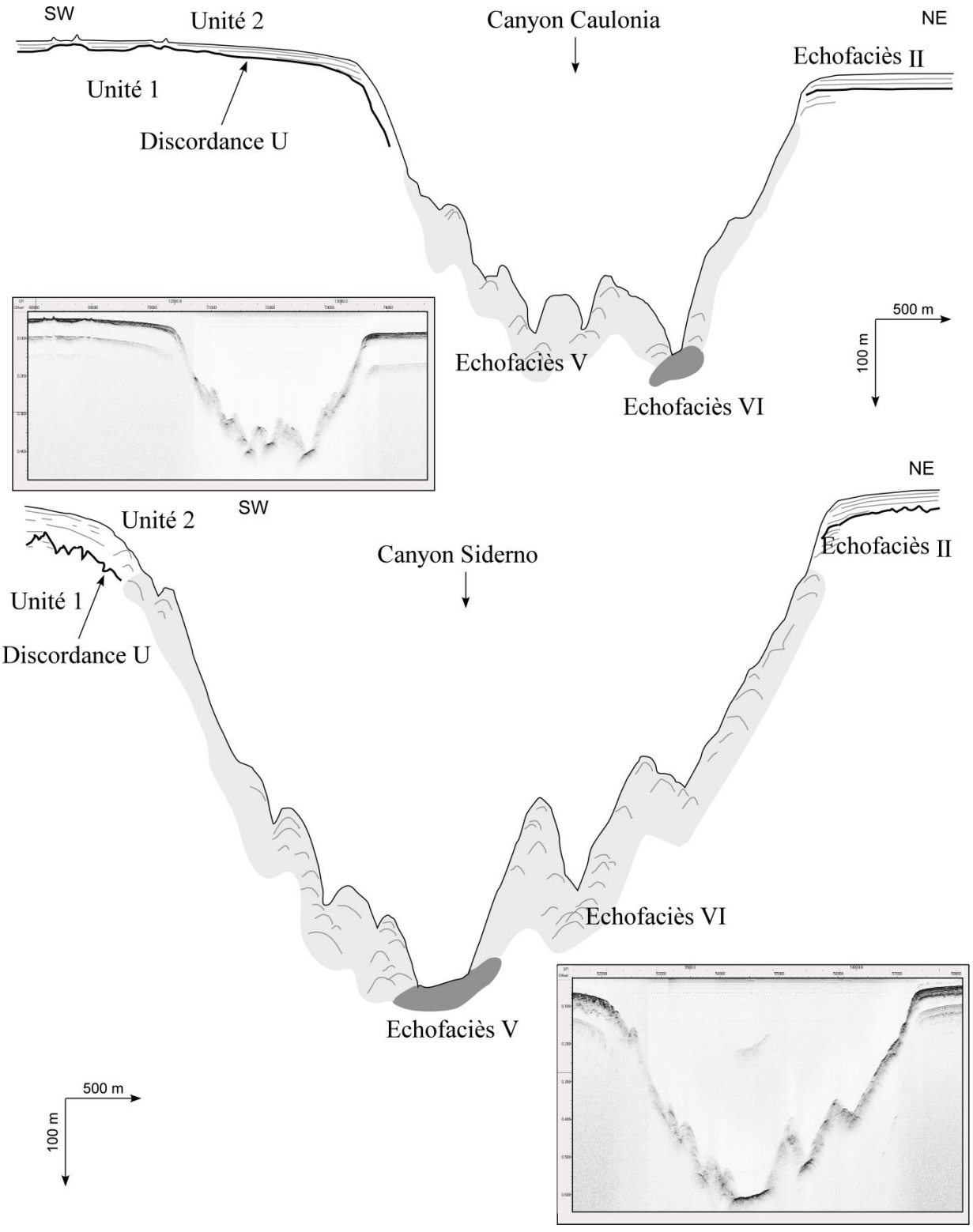
Contrairement aux autres têtes de canyon de systèmes de canyons de type R2, dans le cas du système Caulonia / Siderno, il n'est pas clair si les têtes des canyons se mettent en place dans des paléo-incisions creusées dans l'Unité 1 et remarquable par la surface de discordance U (Annexe 5-5). En effet, bien que l'on puisse observer une légère incurvation du réflecteur de la discordance U vers le bas, au niveau des flancs des canyons, l'épaisseur de l'Unité 2 étant tellement faible (à peine une vingtaine de mètres rendant le signal de l'Unité 1 sourd, et le caractère érosifs des têtes

tellement grand, que cette information n'est pas évidente (Annexe 5-5). Les unités sédimentaires 1 et 2 sont caractérisées par des réflecteurs avec des troncatures d'érosion, incisés par les canyons (Annexe 5-5). Le caractère érosif dominant des têtes des canyons Caulonia et Siderno a permis l'érosion presque totale de la surface de discordance au niveau des canyons (Annexe 5-5).



Annexe 5-4 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique des têtes des canyons Caulonia et Siderno.

Les deux têtes de canyons se caractérisent par un échofaciès de type V (hyperbolique) sur les flancs et de type VI (sourd) au fond du thalweg, empêchant également une bonne pénétration du signal. On estime tout de même que ces têtes de canyons puissent se mettre en place dans des paléo-incisions datant de la surface de discordance U (Annexe 5-5).



Annexe 5-5 : Interprétations de profils Chirp à travers les têtes des canyons Caulonia et Siderno (voir localisation des profils sur l'Annexe 5-4).

Eléments architecturaux

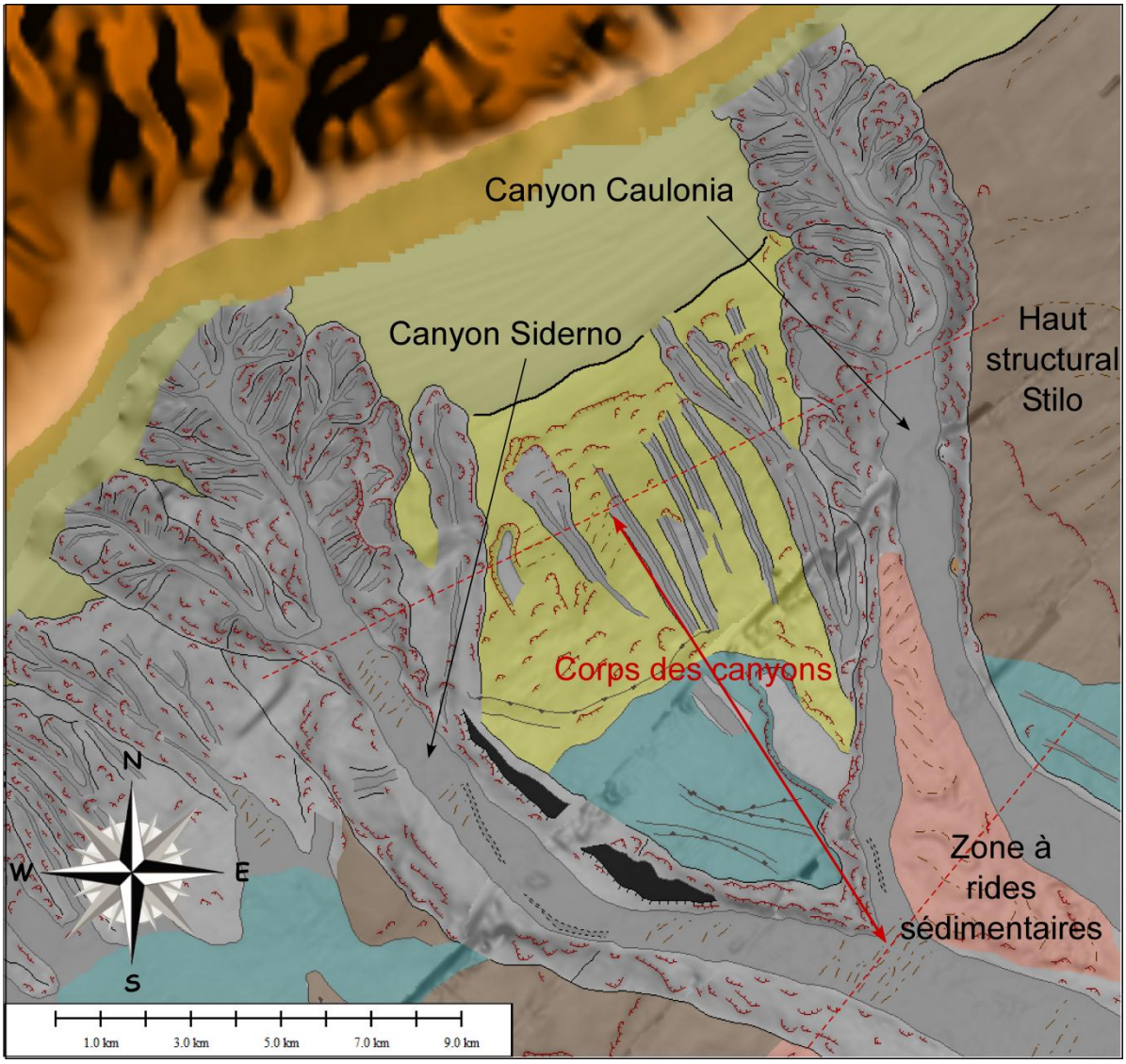
On observe quelques instabilités sur les flancs de canyons associées à la présence de cicatrices d'arrachement (Annexe 5-6). Leur densité est plus faible que celles observées dans la zone des têtes de canyons, avec une valeur de 3 à 6 cicatrices d'arrachement par km^2 (Annexe 5-6). Leur hauteur moyenne est de 30 à 60 m et leur largeur est de la centaine à quelques centaines de mètres. C'est le canyon Siderno qui exhibe le plus d'instabilités sur ces flancs ; la hauteur de ces derniers étant plus grande de ceux du canyon Caulonia (Annexe 5-6).

Dans le thalweg du canyon Caulonia, on observe, tout comme dans le canyon principal, la présence de la zone à larges rides sédimentaires (Annexe 5-6). Alors que dans sa partie supérieure, cette zone se localise de manière collée au flanc droit Ouest du canyon (Annexe 5-6). En revanche, après seulement 2 km, cette structure commence à s'éloigner du flanc jusqu'à plus de 800 m, laissant apparaitre une sorte de thalweg (Annexe 5-6). Sur les profils Chirp, étant donné du fait que ces rides se situent dans un thalweg à échofaciès VI (sourd), il nous est impossible de déterminer s'il y a continuité entre le flanc du canyon et la zone à rides. Nous observons de plus, que cette zone, à l'image de la tendance du thalweg principal, change de direction de quasi-N/S dans la partie inférieure du canyon Caulonia à NW/SE au niveau de sa ramification avec le canyon principal (Annexe 5-6). De plus, les rides observées à la surface de la zone suivent le sens de la pente, ce qui laisse suggérer que ces rides sont fortement associées au canyon Caulonia et ses écoulements (Annexe 5-6).

En revanche, dans le canyon Siderno, on observe la présence d'une terrasse (Annexe 5-6). Celle-ci se trouve sur le flanc gauche Nord-Est du canyon, correspondant au flanc interne (Annexe 5-6). En effet, cette terrasse se met en place au niveau du changement de direction général du thalweg, de NNW/SSE à WNW/ESE (Annexe 5-6). Elle se situe à environ 80 m de hauteur, et ne s'inscrit pas dans la formation d'un méandre (Annexe 5-6). Cette terrasse pourrait être toutefois être associée à un déplacement du thalweg vers le Sud-Ouest, et au changement de direction générale du thalweg (Annexe 5-6).

Dans cette même zone du canyon Siderno, nous observons la présence de deux sur-incisions (Annexe 5-6). Elles évoluent vers l'aval en se plaquant de plus en plus contre le flanc externe du canyon, notamment dans la zone de plus grande courbe (Annexe 5-6). Ces sur-incisions sont longues de 1,7 km environ, et présentent des largeurs de 100 m en moyenne et des profondeurs de 4-5 m.

Enfin, Le thalweg du canyon Siderno présente, sur une grande partie de sont thalweg, des rides sédimentaires (Annexe 5-6). On les observe surtout dans des segments du thalweg localement rectilignes ; on ne les observe pas dans la zone de changement de direction générale du thalweg (Annexe 5-6). Leur amplitude moyenne est de 2-3 m, tandis que leur longueur d'onde est de plus de 250 m.

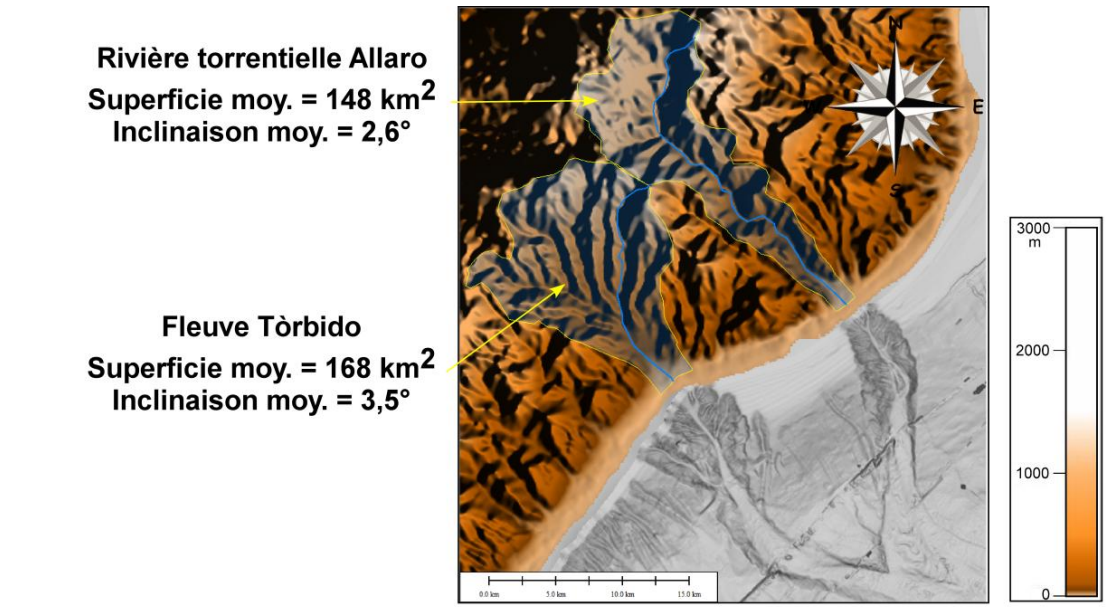


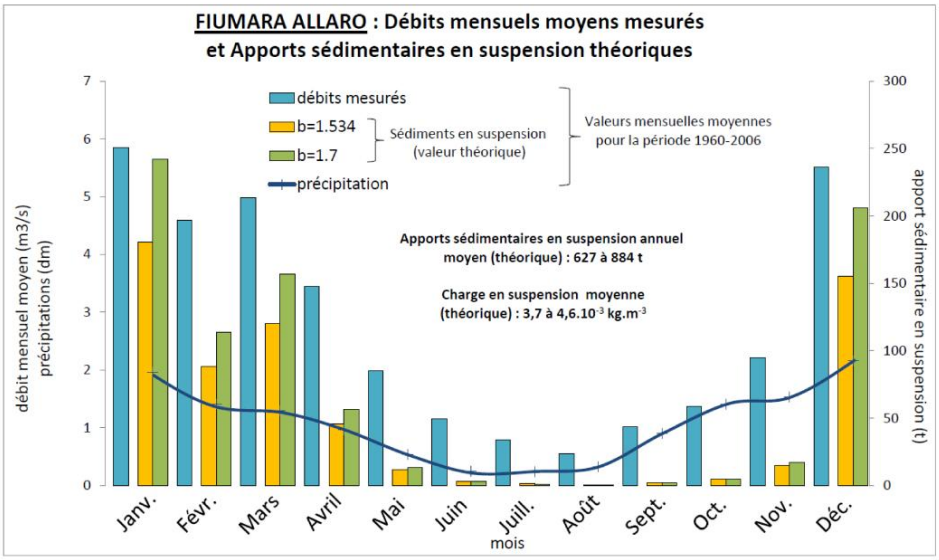
Annexe 5-6 : Interprétations morphologique des canyons Caulonia et Siderno.

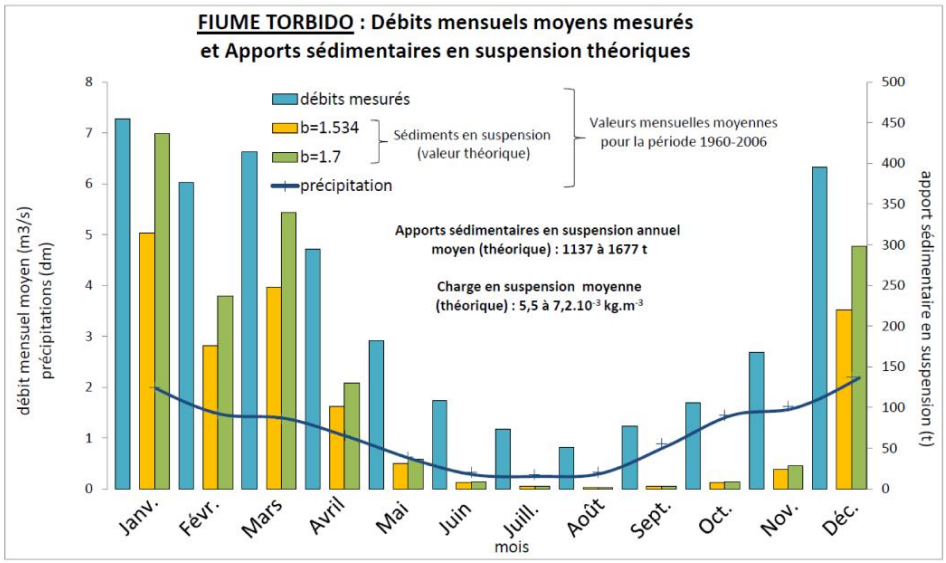
Morphologiquement parlant, le canyon Siderno semble plus complexe et plus diversifié que le canyon Caulonia (Annexe 5-6).

Bassins versant et caractéristiques hydrologiques

Les bassins versants associés Allaro et Tòrbido présentent respectivement une superficie de 148 km^2 et 168 km^2 pour un périmètre respectif de 75 km et 62 km (Cahier Annexe-canyons Caulonia et Siderno). La longueur de la rivière torrentielle Allaro est de plus de 30 km et son altitude maximum est de presque 1400 m, tandis que le fleuve Tòrbido est long de 19 km et son altitude maximum est de 1170 m (Cahier Annexe-canyons Caulonia et Siderno). Leur inclinaison respective moyenne est de 2,6° et de 3,5° (Cahier Annexe-canyons Caulonia et Siderno). Les dimensions morphométriques sont plus grandes pour la rivière Allaro, de manière générale, bien qu'elle présente la plus faible inclinaison.







Annexe 5-7 : Carte localisant les bassins versants de la rivière torrentielle Allaro et du fleuve Tòrbido, et leurs principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant leurs précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels.

Le régime du débit liquide de la rivière torrentielle Allaro et du fleuve Tòrbido sont tous deux des régimes torrentiels monomodaux, avec un maximum durant les mois hivernaux et un minimum durant les mois estivaux (Annexe 5-7). Le débit maximums de la rivière Allaro est de 5-6 $m^3.s^{-1}$ et celui du fleuve Tòrbido est de 6-7 $m^3.s^{-1}$ du mois de décembre aux mois de mars (Annexe 5-7). Ils atteignent des valeurs inférieures à 1 $m^3.s^{-1}$ au mois d'aout (Annexe 5-7).

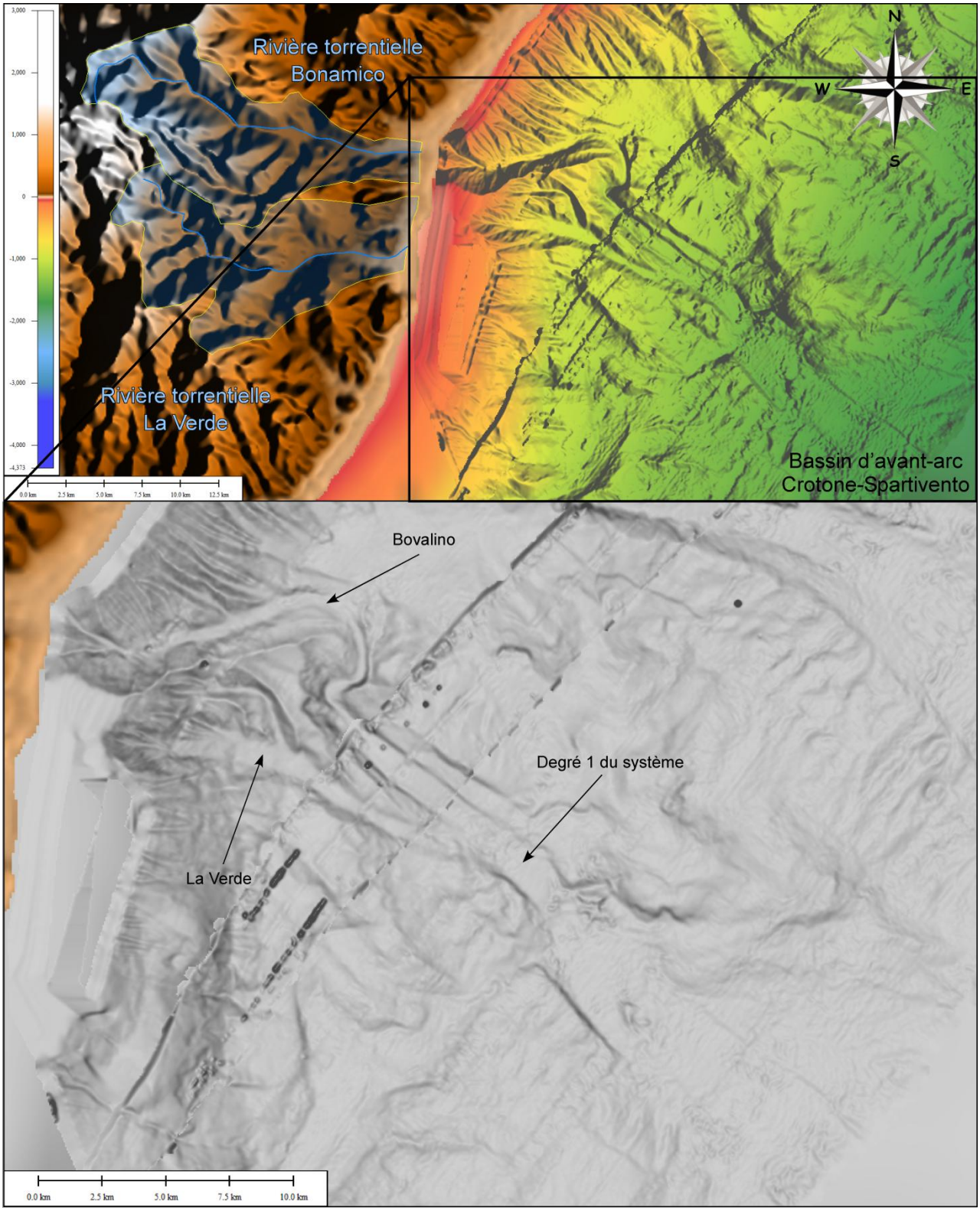
Les débits solides théoriques mensuels ont un maximum de 150 à 250 t pour la rivière Allaro et de 300-400 t durant les mois hivernaux et diminuent fortement durant les mois estivaux jusqu'à des valeurs respectives inférieures à 1 t et inférieures à 4 t (Annexe 5-7). Les apports sédimentaires annuels moyens théoriques calculés sont estimés à 627-884 t pour la rivière Allaro et à 1137-1677 t pour le fleuve Tòrbido, dont les valeurs sont deux fois plus élevées (Annexe 5-7). La charge en suspension moyenne est quant à elle estimée à 3,7-4,6.10^{-3} $kg.m^{-3}$ la rivière Allaro et à 5,5-7,2.10^{-3} $kg.m^{-3}$ pour le fleuve Tòrbido (Annexe 5-7).

ANNEXE 6

Description Détaillée du

Système Bovalino / La Verde

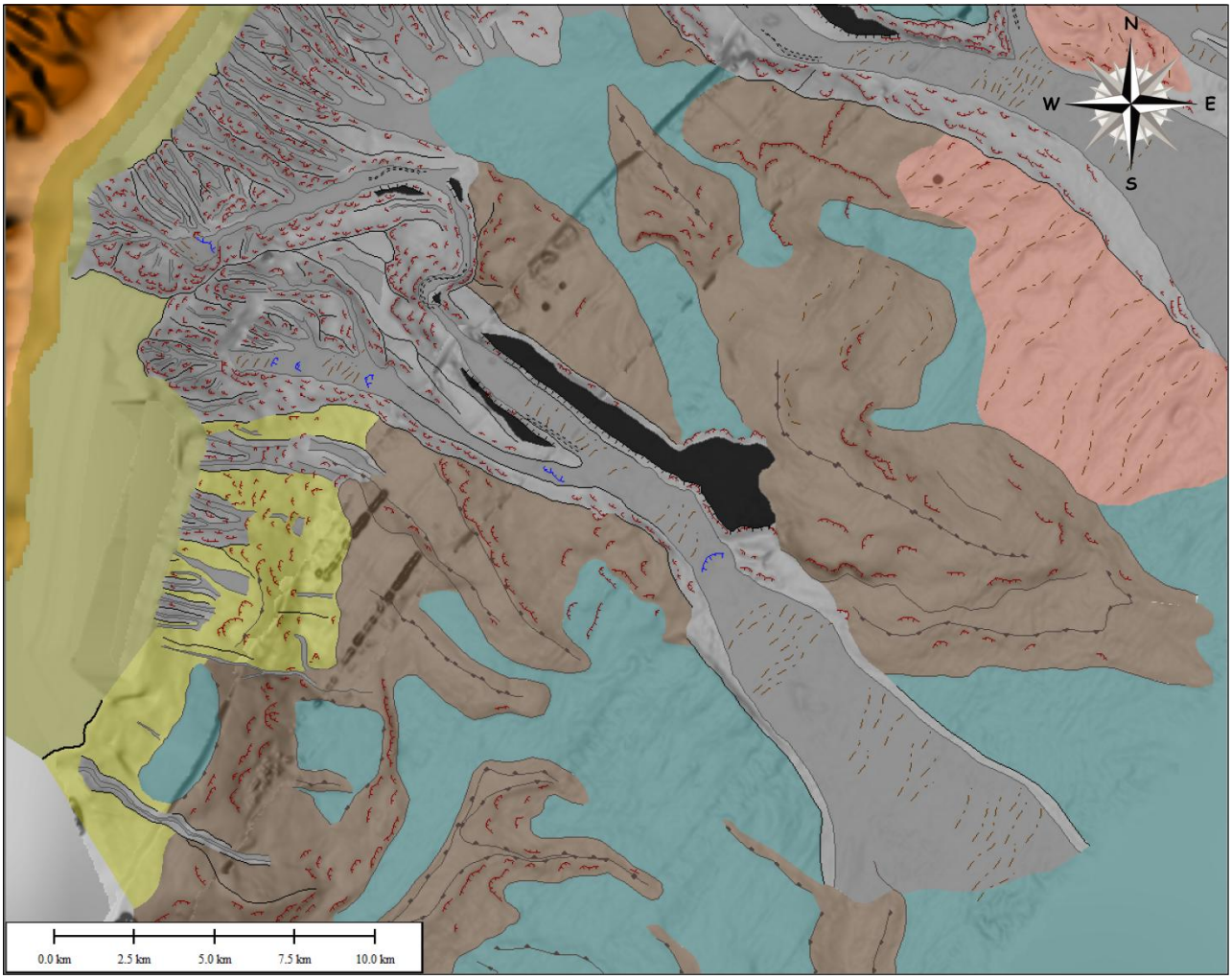
Le système Bovalino / La Verde



Annexe 6-1 : Cartes bathymétriques et situation du système Botricello.

Le système Bovalino / La Verde est le système de canyons (du type R2) situé le plus au Sud de la Marge Calabro-Ionienne (Annexe 6-1). Il s'étend latéralement sur plus de 10 km de large dans le Golfe Bovalino-La Verde et de manière longitudinale sur plus de 35 km vers le large (Annexe 6-

1). Il s'étend suivant des profondeurs d'eau de la quarantaine de mètres du plateau continental jusqu'à 1690 m dans le bassin d'avant-arc Crotone-Spartivento (Annexes 6-1 et 6-2). Sa direction générale est NW/SE, bien que sa partie inférieure composant le canyon principal du système prenne une direction plutôt NNW/SSE (Annexe 6-1).



Annexe 6-2 : Interprétation physiographique et morphologique du système Bovalino / La Verde (Voir légende dans la partie précédente).

Le système Bovalino / La Verde se compose d'un corps principal, dit degré 1 du système, sur lequel se ramifient à son extrémité amont deux canyons tributaires principaux : le canyon **Bovalino** et le canyon **La Verde** (Annexes 6-1 et 6-2).

Ce système de canyons semble se mettre en place dans une région affectée par quelques petits hauts structuraux, notamment sur dans sa partie supérieure et correspondant à la zone des canyons tributaires (Annexe 6-2). La partie inférieure du système de canyons se met en place, en revanche, dans le bassin d'avant-arc (Annexe 6-2).

Le degré 1 du système

Les caractéristiques morphométriques

Le corps principal du système Bovalino / La Verde mesure presque 16,5 km de long et s'étend suivant des profondeurs d'eau de 1380 à 1690 m (Cahier Annexe-canyons Bovalino / La Verde degré 1). Il se caractérise par un profil topographique longitudinal à tendance linéaire sur la totalité de son thalweg (Cahier Annexe-canyons Bovalino / La Verde degré 1). Son inclinaison moyenne est de 1,08° (Cahier Annexe-canyons Bovalino / La Verde degré 1). Les interfluves du canyon principal du système se caractérisent par un profil topographique longitudinal plus chaotique du fait de la présence de petits hauts structuraux, mais à tendance générale linéaire (Cahier Annexe-canyons Bovalino / La Verde degré 1). A l'embouchure du système, les interfluves ont tendance à se confondre avec le thalweg, signant la disparition du canyon (Cahier Annexe-canyons Bovalino / La Verde degré 1).

Le système Bovalino / La Verde se caractérise par un indice de sinuosité moyen de 1,03, en faisant un canyon rectiligne (Cahier Annexe-canyons Bovalino / La Verde degré 1).

Il se caractérise par une profondeur d'incision moyenne de 70 m (Cahier Annexe-canyons Bovalino / La Verde degré 1). En observant la comparaison entre les profils topographiques entre les interfluves et le thalweg du canyon, on note que cette profondeur d'incision diminue vers l'aval, passant ainsi de la centaine de mètres en amont jusqu'à la dizaine de mètres à l'embouchure du système (Cahier Annexe-canyons Bovalino / La Verde degré 1). La largeur du canyon principal est de 4,7 km en moyenne et s'élargit fortement vers l'aval jusqu'à plus de 8 km (Cahier Annexe-canyons Bovalino / La Verde degré 1). Le thalweg, dont la largeur moyenne est de 3,5 km, s'élargit également fortement vers la base de la pente passant de plus d'1 km à 6,6 km (Cahier Annexe-canyons Bovalino / La Verde degré 1).

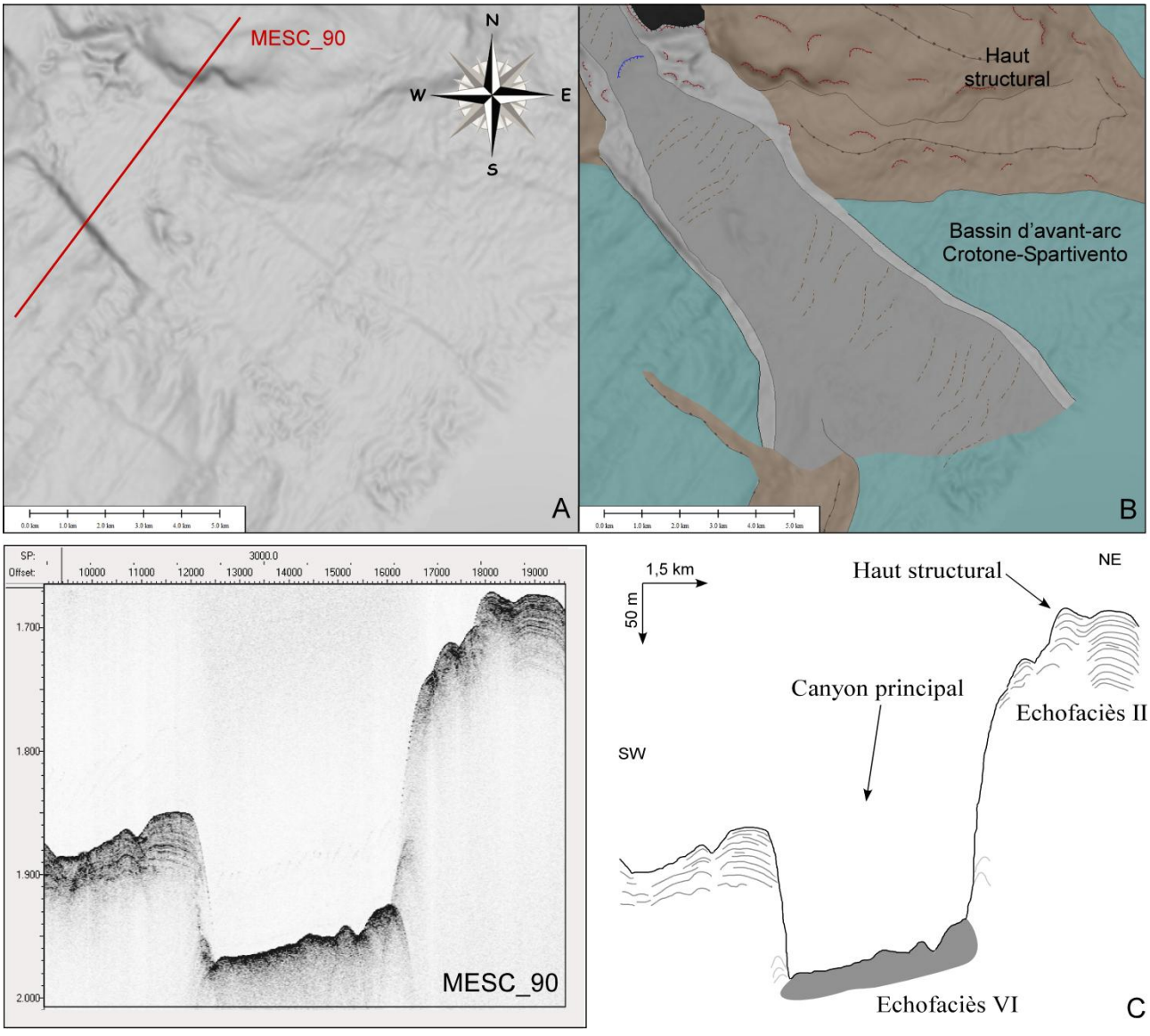
Le canyon principal Bovalino / La Verde se caractérise sur tout son long par une morphologie en « U », caractéristique d'un élargissement du thalweg, au profit d'une érosion en profondeur, confirmant ainsi l'élargissement général du canyon vers l'aval (Cahier Annexe-canyons Bovalino / La Verde degré 1).

Eléments structuraux

Le canyon principal du système Bovalino / La Verde présente une morphologie relativement très simple ; on n'observe en effet, que très peu d'éléments morphologiques (Annexe 6-3). Dans la zone amont du degré 1 du système, se positionnant sur le flanc Sud d'un petit haut structural, présente un knickpoint (Annexe 6-3). Il se localise juste en aval de la ramification des canyons tributaires Bovalino et La Verde sur le corps principal du système (Annexe 6-3). Ce knickpoint se caractérise par une hauteur d'un peu plus de 50 m.

On observe peu ou pas de cicatrices d'arrachement (Annexe 6-3). Les seules évidentes se situent dans la partie amont du canyon, au niveau du haut structural (Annexe 6-3). La densité moyenne n'est que de 1 à 3 cicatrices par km^2 (Annexe 6-3). Leurs dimensions sont de 20-30 m de hauteur et de dizaines de mètres à 200 m de large.

Enfin, le canyon principal du système Bovalino / La Verde se caractérise par des rides sédimentaires sur pratiquement tout le long de son thalweg (Annexe 6-3). Elles se caractérisent par des amplitudes de quelques mètres à la dizaine de mètres et des longueurs d'onde pouvant être de plus de 250 m.



Annexe 6-3 : A) Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente. B) Interprétation morphologique. C) Interprétation de profils Chirp à travers le canyon principal du système Bovalino / La Verde.

Bien que peu marqué sur la morphologie de la marge Calabro-Ionienne, le canyon principal du système Bovalino / La Verde se caractérise par un caractère érosif dominant, tronquant les

réflecteurs des unités sédimentaires du bassin d'avant-arc et du haut structural (Annexe 6-3). Il se caractérise par un échofaciès du type VI (sourd) dans son thalweg, suggérant le dépôt de matériaux grossiers (Annexe 6-3).

Les canyons tributaires Botricello 1 et 2

Configuration des canyons

Les deux tributaires Bovalino et La Verde se mettent en place sur la pente continentale supérieure, affectée par la présence de hauts structuraux, et suivant une direction générale NW/SE (Annexe 6-4). Leurs thalwegs se caractérisent par un échofaciès de type VI (sourd), et un échofaciès V (hyperbolique) dans la zone des têtes et les flancs des canyons (Figure 5-9). Ces canyons déposent donc des matériaux grossiers dans leurs thalwegs tandis que les flancs et les têtes sont très affectés par des déstabilisations.

La largeur du plateau continental au Sud du système Bovalino / La Verde est estimée à environ 4 km (Annexe 6-4). En revanche, il semble inexistant et complètement érodé par la présence de nombreux *gullies*, au Nord du système (Annexe 6-4). Le canyon Bovalino incise complètement le plateau continental, et sa limite amont se trouve à 400 m de l'embouchure de la rivière torrentielle Bonamico (Annexe 6-4). En revanche, au niveau du canyon tributaire La Verde, le plateau continental s'élargit (Annexe 6-4). La tête La Verde incise le rebord du plateau continental, mais sa limite amont se trouve à environ 2,4 km de l'embouchure de la rivière torrentielle La Verde (Annexe 6-4). Ainsi, pour un même système de canyon, on retrouve deux types de configurations de tête de canyons : le canyon Bovalino incise complètement le plateau et se trouve donc en connexion directe avec son système subaérien (configuration TC3), tandis que le canyon La Verde incise le plateau continental mais se retrouve toutefois déconnecté de son système subaérien (configuration TC2) (Annexe 6-4).

Caractéristiques morphométriques

La longueur totale des thalwegs des canyons Bovalino et La Verde sont respectivement de 27,5 km et 18,3 km (Cahier Annexe-canyons Bovalino et La Verde). Ils s'étendent du plateau continental à des profondeurs d'eau de 35 m pour Bovalino et 90 m pour La Verde, jusqu'en base de pente continentale supérieure à 1380 m (Cahier Annexe-canyons Bovalino et La Verde). Leur profil topographique longitudinal se caractérise tous deux par une tendance concave, avec un gradient de pente supérieure dans la zone de la tête et diminuant vers l'aval (Cahier Annexe-canyons Bovalino et La Verde). Cette tendance est, cependant plus accentuée dans le thalweg La Verde (Cahier Annexe-canyons Bovalino et La Verde). En effet, le canyon Bovalino se caractérise par une inclinaison diminuant de 4,2° dans la zone de la tête à 1,5° vers l'aval (Cahier Annexe-canyons Bovalino et La Verde). L'inclinaison du canyon La Verde passe de 8,5° dans la tête du

canyon à 1,5° au niveau de sa ramification avec le canyon principal (Cahier Annexe-canyon La Verde). Ainsi leur gradient de pente moyen est de 2,4° pour le canyon Bovalino et de 4,1° pour La Verde, pratiquement le double (Cahier Annexe-canyons Bovalino et La Verde). Les interfluves du canyon Bovalino se caractérisent par une portion linéaire subhorizontale au niveau du plateau continental puis évoluent en tendance concave sur la pente continentale (Cahier Annexe-canyon Bovalino). Les interfluves ont tendance à se confondre avec le profil du thalweg dans la partie inférieure du thalweg, marquant l'embouchure du canyon (Cahier Annexe-canyon Bovalino). De plus, on observe que l'interfluve gauche Nord-Est est relativement plus érodé car exhibe un profil longitudinal plus chaotique (Cahier Annexe-canyon Bovalino). Le canyon La Verde se caractérise par des interfluves à tendance linéaire à concave, et tendent à se confondre avec le profil du thalweg dans la partie aval du canyon (Cahier Annexe-canyon La Verde).

Le canyon Bonamico se caractérise par un indice de sinuosité de 1,3, faisant de son thalweg un thalweg sinueux. Le canyon La Verde est, quant à lui, considéré comme rectiligne avec un indice de sinuosité 1,02 (Cahier Annexe-canyons Bovalino et La Verde). En particulier, le canyon tributaire Bovalino exhibe un indice de sinuosité local de 1.6, en aval de la tête de canyon et plaqué sur le flanc amont d'un haut structural ; son thalweg forme une courbe le faisant localement « remonter » la pente continentale (Cahier Annexe-canyon Bovalino).

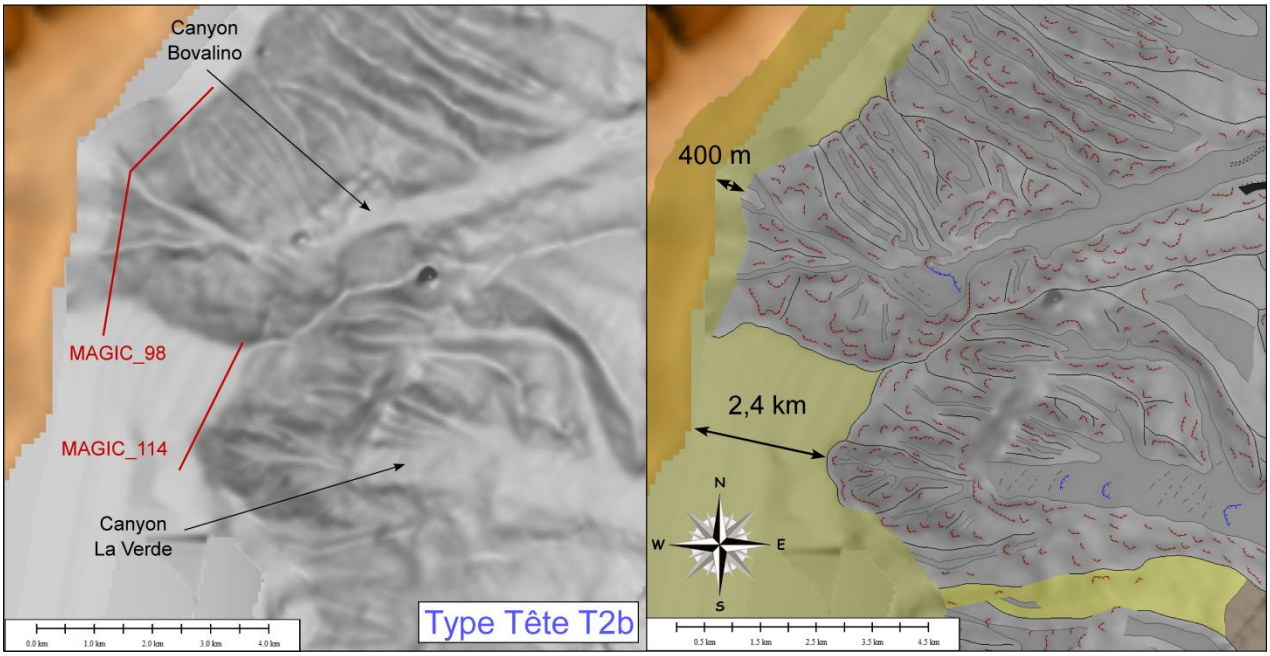
La profondeur d'incision moyenne des canyons Bovalino et La Verde est respectivement de 182 m et de 132 m (Cahier Annexe-canyons Bovalino et La Verde). La comparaison des profils topographiques des interfluves avec ceux des thalwegs nous permet d'observer que pour les deux canyons, la profondeur d'incision diminue fortement vers l'aval (Cahier Annexe-canyons Bovalino et La Verde). Ainsi, la profondeur d'incision pour le canyon Bovalino diminue de 500 m à quelques dizaines de mètres vers l'aval. Le canyon la Verde, en revanche, se caractérise par une profondeur d'incision diminuant de 200-300 m à quelques dizaines de mètres (Cahier Annexe-canyons Bovalino et La Verde). Le canyon Bovalino se caractérise par une largeur moyenne de 2,8 km et un thalweg d'une largeur de 1,3 km en moyenne s'élargissant vers l'aval (Cahier Annexe-canyon Bovalino). Le canyon La Verde se caractérise par une largeur de plus de 2 km et son thalweg est de 760 m mais se caractérise par un rétrécissement dans sa zone médiane jusqu'à 300 m de largeur (Cahier Annexe-canyon La Verde).

Les deux canyons tributaires du système Bovalino / La Verde se caractérisent par une morphologie en « V » dans leur partie supérieure et qui évolue en « U » vers l'aval (Cahier Annexe-canyons Bovalino et La Verde). Ils se caractérisent donc par un caractérisent par une érosion en profondeur dans leur partie amont et un élargissement dans leur partie aval (Cahier Annexe-canyons Bovalino et La Verde).

Le canyon Bovalino se caractérise par des dimensions morphométriques généralement plus grandes que le canyon La Verde, bien que ce dernier exhibe un profil de pente dont l'inclinaison est la plus élevée (Cahier Annexe-canyons Bovalino et La Verde).

Morphologie des têtes de canyons

La tête du canyon Bovalino se caractérise par un thalweg principal, se lequel se ramifient de nombreux *gullies* et petits thalwegs secondaires (Annexe 6-4). Ces derniers se ramifient majoritairement sur le flanc gauche Nord du canyon et se positionnent généralement de manière parallèle les uns aux autres et suivant une direction générale NW/SE (Annexe 6-4). La tête du canyon La Verde se compose également d'un thalweg principal sur lequel s ramifient des thalwegs secondaires et *gullies* (Annexe 6-4). Ces deux têtes de canyon se caractérisent par une morphologie en grappe et complexe du type T2b (Annexe 6-4).

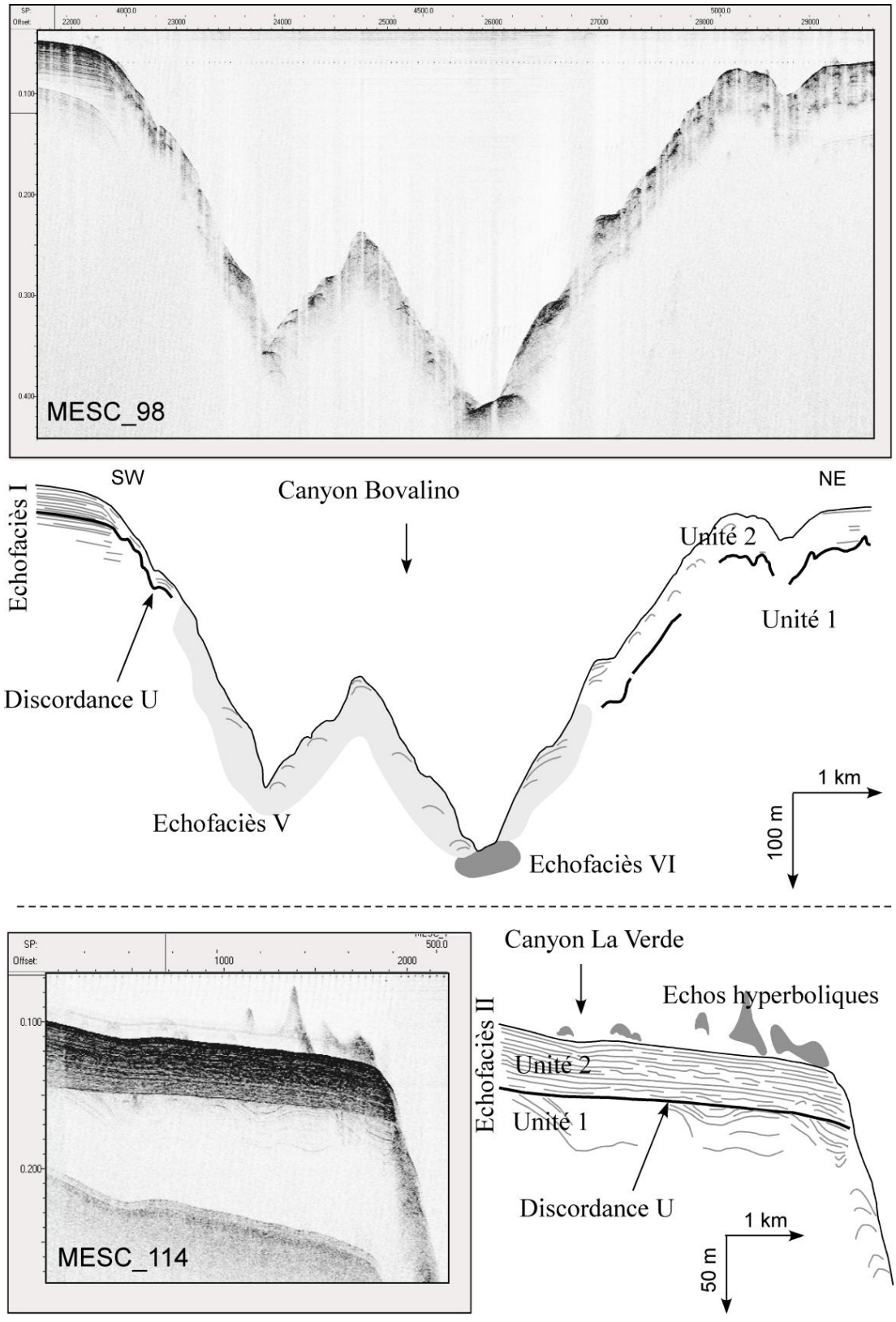


Annexe 6-4 : Carte bathymétrique en nuances de gradient de pente et interprétation morphologique des têtes des canyons Bovalino et La Verde.

Les flancs des têtes de canyons sont affectés par de nombreuses instabilités qui peuvent être associées à la formation des *gullies* (Annexe 6-4). La densité est de 5 à 10 cicatrices d'arrachement par km^2 (Annexe 6-4). Elles se caractérisent par des hauteurs de 40-60 m et des largeurs de plusieurs dizaines de mètres à quelques centaines de mètres (Annexe 6-4).

Les deux thalwegs principaux des canyons Bovalino et La Verde se caractérisent par la présence d'un knickpoint, positionné en amont du thalweg présentant localement un élargissement (Annexe 6-4). Ces knickpoints présentent une hauteur de 50 m environ. Ils sont également associés à une diminution de l'inclinaison du thalweg, entre une zone amont à nombreux tributaires secondaires et une zone un peu plus aval associée à la formation d'un thalweg principal (Annexe 6-4). La tête du canyon La Verde présente également un knickpoint à sa transition avec le corps du canyon, là où le thalweg principal devient unique et perd toute ramification (Annexe 6-4). Ce knickpoint se caractérise par une hauteur semblable aux précédents.

Enfin, des rides sédimentaires sont présentent dans le fond du thalweg principal de chaque canyons tributaires, caractérisé par une largeur relativement grande (Annexe 6-4). Ces rides présentent des amplitudes moyennes de quelques mètres et des longueurs d'onde de 200-250 m.



Annexe 6-5 : Interprétations de profils Chirp à travers les têtes des canyons Bovalino et La Verde (voir localisation des profils sur l'Annexe 6-4).

Comme la grande majorité des têtes de canyons déjà décrites, la tête du canyon Bovalino semble se mettre en place dans une incision préexistant de l'Unité 1 et marquée par la discordance U (Annexe 6-5). On observe, en effet, que le réflecteur de la surface de discordance U s'incurve vers le bas à l'aplomb des flancs actuel du canyon Bovalino (Annexe 6-5). La tête du canyon La Verde, semble en revanche, ne pas être influencée par la présence d'un creusement de l'Unité 1 (Annexe 6-5). A la limite amont de la tête du canyon, la surface de discordance U est subhorizontale et tronque de manière linéaire l'Unité 1 (Annexe 6-5). La tête du canyon La Verde ne se met en place que dans l'Unité sédimentaire 2 (Annexe 6-5). Et contrairement aux canyons Botricello, on ne retrouve aucune trace d'une quelconque paléo-incision et position plus en amont de l'actuel. La Verde semble donc être relativement récent. La présence d'échos sourds dans la colonne d'eau ne semble pas être associée à des échappements de fluides puisque l'on n'observe aucune trace de conduits verticaux à l'aplomb de ces échos (Annexe 6-5). Ils pourraient alors être associés à des amas de poissons.

Eléments architecturaux

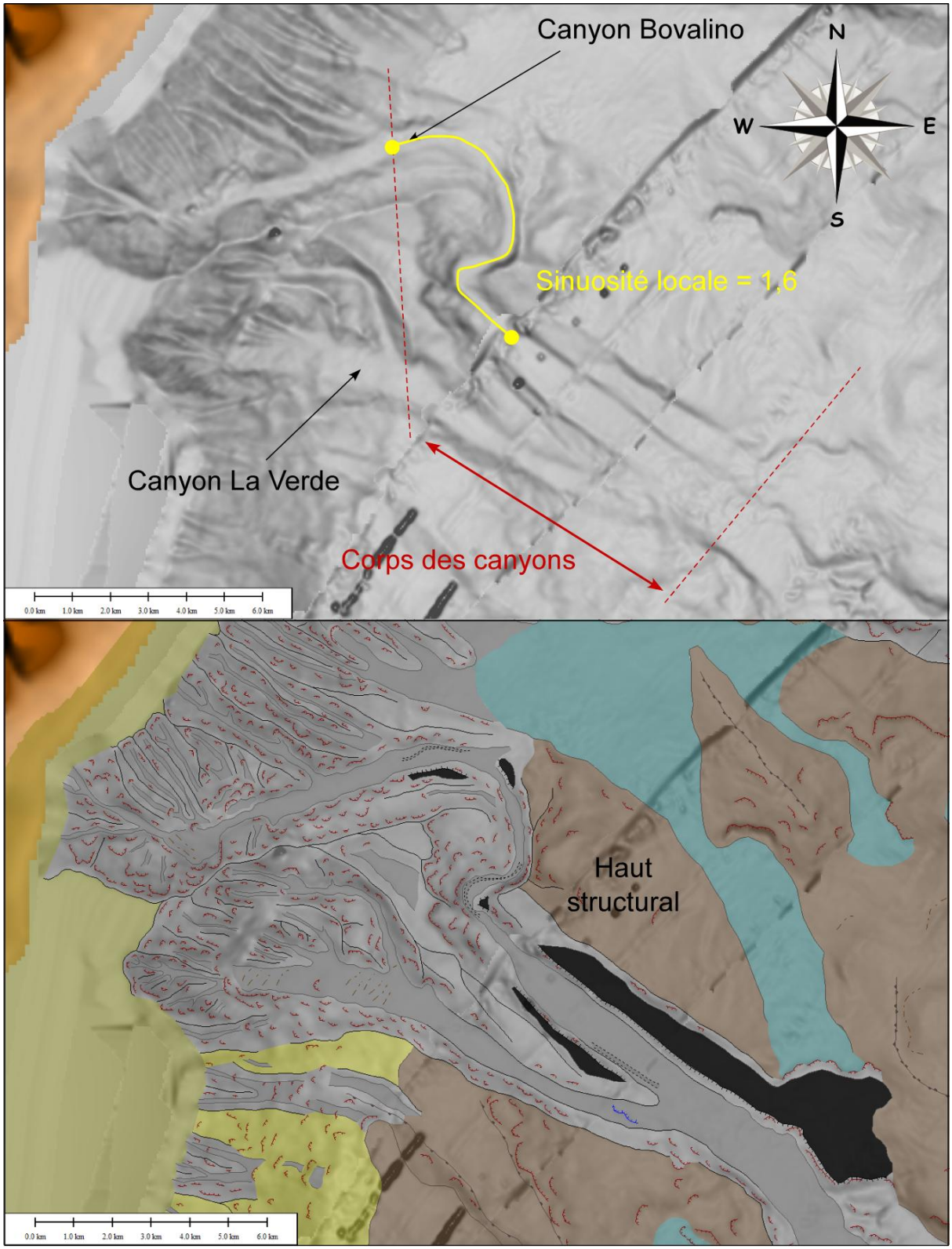
Les flancs des corps des canyons sone beaucoup moins affectés par des instabilités, visibles par des cicatrices d'arrachement, que la zone de leur tête (Annexe 6-6). Leur densité est, en effet plus faible avec une valeur de 3-4 cicatrices par km^2 (Figure 108). Leur hauteur moyenne est de 30-40 m et leur largeur de 80 à 600 m. Leur densité diminue d'autant plus que les flancs s'abaissent et vers l'aval (Annexe 6-6).

Le thalweg du canyon Bovalino est associé à la présence de trois sur-incisions (Figure 108). La première se situe en amont du corps, juste avant le rétrécissement du thalweg associé à l'augmentation locale de la sinuosité (Annexe 6-6). La deuxième se situe dans la zone médiane du corps du canyon, dans le thalweg étroit, à forte sinuosité locale et « remontant » localement la pente continentale (Annexe 6-6). Enfin, la troisième sur-incision se situe dans la partie aval du corps Bovalino, alors que le thalweg s'est de nouveau élargit, et juste avant la ramification avec le canyon tributaire La Verde (Annexe 6-6). Ces trois incisions se caractérisent par des longueurs de 1,5-2,5 km, par des largeurs de 150-200 m et des profondeurs de 3-4 m.

De plus, dans la partie aval du canyon Bovalino se trouvent des rides sédimentaires au niveau de sa ramification avec le canyon La Verde puis avec le canyon principal du système (Annexe 6-6). Elles se localisent dans un thalweg relativement large, et se caractérisent par des dimensions de 2-4 m d'amplitude et 200-250 m de longueurs d'onde.

Enfin, le corps du canyon Bovalino se caractérise par la présence de terrasses (Annexe 6-6). On retrouve trois petites terrasses, d'une centaine de mètres de large, d'une seule génération dans le thalweg localement très sinueux (Annexe 6-6). Deux de ces terrasses se localisent sur le flanc interne du canyon et pourraient donc être associées à la formation d'un méandre (Annexe 6-6). La

terrasse intermédiaire se situe en revanche sur le flanc externe. Ce flanc se trouve contre un haut structural sujet à des instabilités qui pourraient être à l'origine de la formation de cette terrasse (Annexe 6-6). Les deux terrasses du flanc interne se situent à 25-30 mètres de hauteur, tandis que celle du flanc externe se situe à moins de 10 m.



Annexe 6-6 : Interprétations morphologique des canyons Bovalino et La Verde.

Dans la deuxième partie inférieure du corps du canyon, et à califourchon sur la ramification avec le canyon La Verde, deux terrasses prennent place sur chacun des flancs (Annexe 6-6). Elles se mettent en place dans un canyon localisé localement sur un petit haut structural (Annexe 6-6). Celle située sur le flanc gauche Nord-Est présente de plus grandes dimensions (10 km de long et 700-800 m de large en moyenne) que celle du flanc droit (3,5 km de long et 200 m de large en moyenne). Elles se situent toute deux à 50 m de hauteur par rapport au thalweg et se localisent dans un thalweg localement rectiligne (Annexe 6-6). Elles ne sont donc pas associées à la formation d'un méandre.

Le canyon La Verde, en revanche se caractérise par la présence d'un knickpoint juste en amont de sa ramification avec le canyon Bovalino (Figure 6-6). Il se caractérise par une hauteur de 40-50 m et se situe dans un thalweg relativement large (Annexe 6-6).

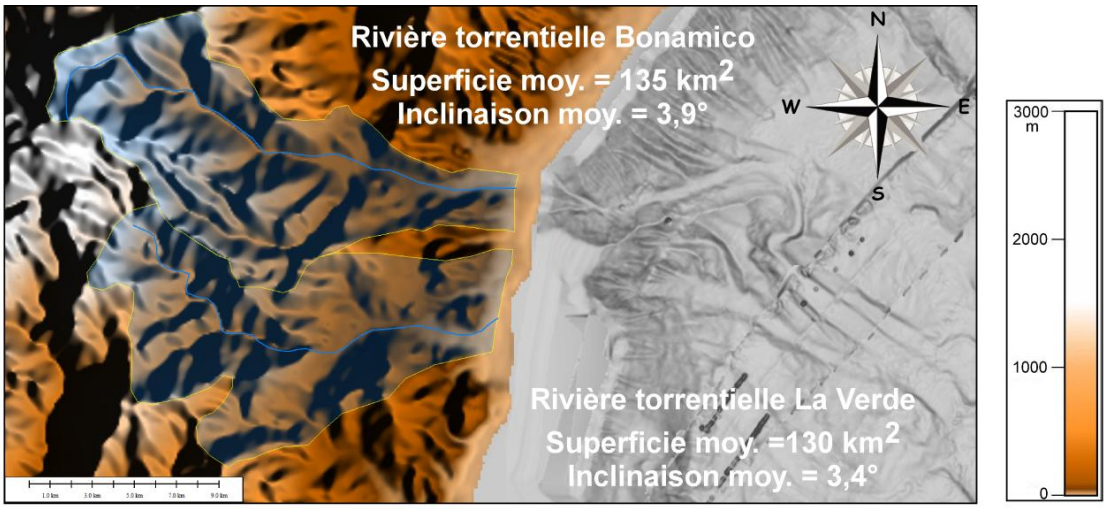
Bassins versant et caractéristiques hydrologiques

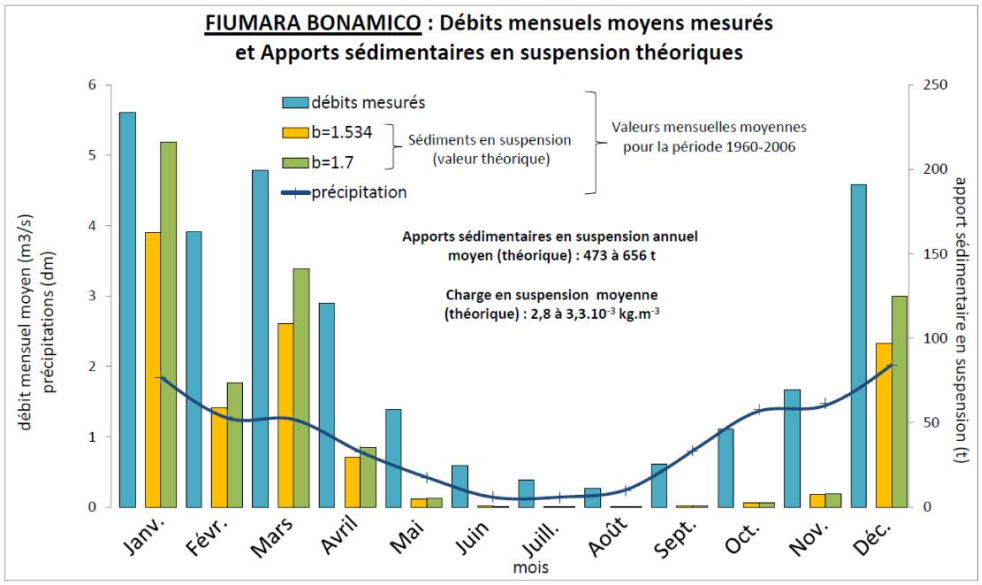
Les bassins versants associés aux rivières torrentielles Bonamico et La Verde présentent des caractéristiques morphométriques semblables (Cahier Annexe-canyons Bovalino et La Verde). Leur superficie est respectivement de 135 km^2 pour un périmètre de 61,5 km et de 130 km^2 pour un périmètre de 63 km (Cahier Annexe-canyons Bovalino et La Verde et Annexe 6-7). La longueur de la rivière torrentielle Bonamico est de presque 27 km et son altitude maximum est de plus de 1860 m (Cahier Annexe-canyon Bonamico). La longueur de la rivière torrentielle La Verde est de 21,6 km et son altitude maximale est de 1290 m (Cahier Annexe-canyon La Verde). Leur inclinaison moyenne est respectivement de 3,9° et de 3,4° (Cahier Annexe-canyons Bovalino et La Verde).

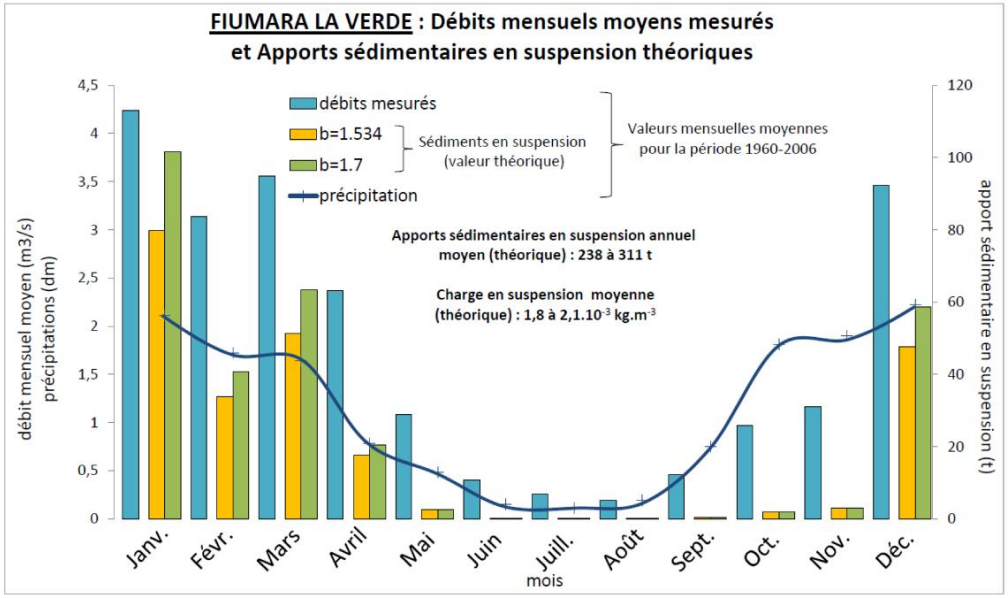
Leurs caractéristiques hydrauliques sont également relativement les-mêmes, bien que la rivière torrentielle Bonamico présente de plus grandes valeurs que celle La Verde (Annexe 6-7). Le régime du débit liquide des rivières Bonamico et La Verde est un régime torrentiel monomodal, avec un maximum durant les mois hivernaux et un minimum durant les mois estivaux (Annexe 6-7). Ainsi, le débit atteint des valeurs de 5-6 $m^3.s^{-1}$ (Bonamico) et 3-4 $m^3.s^{-1}$ du mois de décembre au mois de mars (Annexe 6-7). Ils diminuent jusqu'à des valeurs inférieure à 1 $m^3.s^{-1}$ durant les mois estivaux (Annexe 6-7).

Les débits solides théoriques mensuels suivent la tendance des débits liquides et donc des précipitations. Les maximums atteints durant les mois hivernaux par la rivière Bonamico sont de 100-200 t et de 60-100 t pour la rivière La Verde (Annexe 6-7). Ils diminuent fortement durant les mois estivaux pouvant être inférieur à 5 t pour les deux rivières (Annexe 6-7).

Les apports sédimentaires annuels moyens théoriques calculés sont estimés à 473-656 t pour le bassin versant Bonamico et de 238-311 t pour le bassin versant La Verde (Annexe 6-7). Les charges en suspension estimée sont, en revanche, de 2,8 à $3{,}3.10^{-3}$ $kg.m^{-3}$ pour Bonamico et de 1,8 à $2{,}1.10^{-3}$ $kg.m^{-3}$ pour La Verde (Annexe 6-7).







Annexe 6-7 : Carte localisant le bassin versant des rivières torrentielles Bonamico et La Verde, et leurs principales caractéristiques, ainsi qu'un graphique présentant leurs précipitations, débits liquides mesurés, apports sédimentaires théoriques mensuels.

ANNEXE 7

Calculs des Débits Solides Théoriques

Fiume Crati	P précipitations (cm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs charge en suspension théorique (kg/m3) (Cs=a*Q^b ; avec a=7.67.10-4)			Qs apports sédimentaires en suspension théoriques (t/mois) (Qs=Cs*Q (*60*60*24*31*0,001))		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier	13,8	66,83	0,97106175	1,198106491	0,483394367	173817,5985	214458,033	86526,36968
février	12,3	66,01	0,950893568	1,172498771	0,474325741	151849,5175	187237,9609	75745,73787
mars	10,3	62,78	0,873155499	1,073946529	0,439190822	146821,0552	180584,0574	73849,91559
avril	8,8	50,44	0,601884274	0,732237135	0,313944106	78690,63891	95733,03454	41045,20306
mai	5,1	28,83	0,232557985	0,27512084	0,13310582	17957,72575	21244,35582	10278,20142
juin	2,6	17,39	0,098470162	0,113584647	0,061293571	4438,530745	5119,814331	2762,800347
juillet	2,1	12,89	0,059186863	0,067257074	0,038718929	2043,401355	2322,021962	1336,754617
août	3	9,93	0,037984734	0,042604606	0,025948694	1010,261426	1133,133903	690,1447617
septembre	6,2	12,31	0,054731085	0,062050739	0,036078728	1746,333174	1979,885189	1151,182734
octobre	10,3	15,47	0,080710288	0,092555752	0,051224002	3344,218517	3835,033508	2122,458734
novembre	14,1	26,8	0,205411386	0,242120328	0,119001966	14269,0252	16819,03385	8266,543001
décembre	16,8	62	0,854793549	1,050705052	0,430848133	141947,7006	174480,9216	71546,98569
		35,97333333	0,338814917	0,405285958	0,186926007	737936,0068	904947,2859	375322,2975
		débit moyen (m3/s)	charge en suspension moyenne (kg/m3)			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-1 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Crati.

Fiume Trionto	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs charge en suspension théorique (kg/m3) (Cs=a*Q^b ; avec a=7.67.10-4)			Qs apports sédimentaires en suspension théoriques (t/mois) (Qs=Cs*Q (*60*60*24*31))		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier	1,44	7,76	0,024978151	0,027672817	0,017776377	519,155486	575,1624616	369,471039
février	1,16	7,4	0,023040361	0,025465422	0,016527106	412,4703935	455,8840177	295,8695802
mars	1,11	7,92	0,025859979	0,028679028	0,018341709	548,5658786	608,3661613	389,0813467
avril	0,83	6,05	0,016359857	0,017900587	0,012134115	256,5487321	280,7098431	190,2823387
mai	0,46	3,5	0,006452248	0,006869331	0,005240778	60,48595193	64,39585625	49,1291471
juin	0,25	2,24	0,003021461	0,003145788	0,00264287	17,54284437	18,26469446	15,34471546
juillet	0,2	1,63	0,001760007	0,001803531	0,001622898	7,683822646	7,873842301	7,085233866
août	0,28	1,23	0,001090521	0,001101867	0,001053683	3,592647447	3,630027012	3,471285647
septembre	0,66	1,57	0,001651295	0,001688962	0,001532165	6,719847583	6,873127578	6,235052008
octobre	1,24	2,59	0,003867274	0,004055739	0,003302153	26,82749751	28,13488546	22,90722083
novembre	1,24	2,91	0,004714259	0,004972881	0,003948273	35,55833617	37,50905139	29,78072013
décembre	1,72	7,54	0,023786287	0,026314506	0,017009166	480,3672979	531,4250247	343,5024118
		4,361666667	0,009380037	0,01009688	0,007345515	2375,518736	2618,228993	1722,160092
		débit moyen (m3/s)	charge en suspension moyenne (kg/m3)			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-2 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Trionto.

Torrente Arso	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs charge en suspension théorique (kg/m3) (Cs=a*Q^b ; avec a=7.67.10-4)			Qs apports sédimentaires en suspension théoriques (t/mois) (Qs=Cs*Q (*60*60*24*31))		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier	1,41	0,86	0,00059353	0,000589071	0,000608578	1,367151422	1,356880313	1,40181233
février	1,05	0,75	0,000470327	0,00046361	0,000493332	0,853360524	0,841173558	0,895101694
mars	1,02	0,78	0,000502755	0,000496548	0,000523924	1,050331106	1,037363487	1,094557355
avril	0,63	0,46	0,000204873	0,00019707	0,000233059	0,244273585	0,234971072	0,277880906
mai	0,37	0,24	6,77883E-05	6,31197E-05	8,59091E-05	0,043575377	0,040574363	0,055223774
juin	0,2	0,12	2,08643E-05	1,87656E-05	2,9666E-05	0,006489627	0,005836853	0,009227321
juillet	0,14	0,07	0,000128739	7,30663E-06	1,2977E-05	0,024137068	0,001369905	0,00243304
août	0,26	0,05	4,71025E-06	4,05502E-06	7,74489E-06	0,000630797	0,000543048	0,001037196
septembre	0,66	0,09	1,2794E-05	1,13428E-05	1,90811E-05	0,002984593	0,002646045	0,004451239
octobre	1,3	0,24	6,77883E-05	6,31197E-05	8,59091E-05	0,043575377	0,040574363	0,055223774
novembre	1,17	0,28	8,80976E-05	8,2665E-05	0,000108827	0,063937705	0,059994985	0,078982125
décembre	1,52	0,68	0,000398163	0,000390558	0,000424487	0,725178408	0,711328665	0,773122629
		0,328333333	0,000115486	0,000109231	0,000138938	4,425625591	4,333256657	4,649053384
		débit moyen (m3/s)	charge en suspension moyenne (kg/m3)			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-3 : Calculs des débits solides théoriques du torrent Arso.

Fiume Nicà	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs charge en suspension théorique (kg/m3) (Cs=a*Q^b ; avec a=7.67.10-4)			Qs apports sédimentaires en suspension théoriques (t/mois) (Qs=Cs*Q (*60*60*24*31))		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier	1,37	5,26	0,012896478	0,014012655	0,009790108	181,6905374	197,4156584	137,9268049
février	0,96	3,92	0,00782315	0,00837618	0,006235858	74,18900026	79,43352254	59,1362841
mars	1	4,36	0,009373945	0,010090129	0,00734121	109,4672786	117,830751	85,72935654
avril	0,65	2,74	0,004255703	0,004475678	0,003600018	30,22434381	31,78662431	25,56761908
mai	0,36	1,36	0,001293634	0,001313677	0,001229261	4,712223197	4,785229796	4,477735066
juin	0,19	0,7	0,000418275	0,000410882	0,000443788	0,758918377	0,745503988	0,805209323
juillet	0,16	0,47	0,000212501	0,000204629	0,000240876	0,267506917	0,257596471	0,303226234
août	0,27	0,34	0,000122549	0,000116114	0,000146583	0,111599918	0,105739639	0,133486817
septembre	0,62	0,63	0,000349683	0,000341697	0,000377558	0,571018061	0,557977738	0,616537239
octobre	1,24	1,47	0,001476505	0,001505222	0,001385033	5,813365167	5,926434254	5,453218841
novembre	1,18	1,78	0,002044134	0,002103926	0,001857546	9,431143814	9,707007552	8,570272817
décembre	1,52	4,51	0,009928771	0,010705435	0,007732184	119,9354208	129,3171993	93,40156591
		2,295	0,003148661	0,0032822	0,002743064	537,1723563	577,8692451	422,1213169
		débit moyen (m3/s)	charge en suspension moyenne (kg/m3)			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-4 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Nicà.

Canale Olivitella	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs charge en suspension théorique (kg/m3) (Cs=a*Q^b ; avec a=7.67.10-4)			Qs apports sédimentaires en suspension théoriques (t/mois) (Qs=Cs*Q (*60*60*24*31*0,001))		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier	0,87	0,18	4,1568E-05	3,81524E-05	5,52565E-05	0,020040408	0,018393746	0,026639823
février	0,58	0,12	2,08643E-05	1,87656E-05	2,9666E-05	0,006056985	0,00544773	0,008612166
mars	0,71	0,14	2,71152E-05	2,45765E-05	3,75799E-05	0,010167554	0,009215585	0,014091565
avril	0,44	0,08	1,04725E-05	9,23002E-06	1,59271E-05	0,002171567	0,001913938	0,003302634
mai	0,28	0,03	1,97652E-06	1,65866E-06	3,53752E-06	0,000158817	0,000133277	0,000284247
juin	0,12	0	0	0	0	0	0	0
juillet	0,12	0	0	0	0	0	0	0
août	0,23	0	0	0	0	0	0	0
septembre	0,57	0,03	1,97652E-06	1,65866E-06	3,53752E-06	0,000153694	0,000128977	0,000275078
octobre	0,98	0,06	6,42174E-06	5,57905E-06	1,02442E-05	0,001031999	0,000896575	0,001646289
novembre	0,88	0,06	6,42174E-06	5,57905E-06	1,02442E-05	0,000998708	0,000867653	0,001593183
décembre	1,1	0,18	4,1568E-05	3,81524E-05	5,52565E-05	0,020040408	0,018393746	0,026639823
		0,073333333	9,0325E-06	7,92634E-06	1,3937E-05	0,060820142	0,055391228	0,083084807
		débit moyen (m3/s)	charge en suspension moyenne (kg/m3)			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-5 : Calculs des débits solides théoriques du canal Olivitella.

Torrente Votagrande	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs charge en suspension théorique (kg/m3) (Cs=a*Q^b ; avec a=7.67.10-4)			Qs apports sédimentaires en suspension théoriques (t/mois) (Qs=Cs*Q (*60*60*24*31))		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier	1,03	0,66	0,00037846	0,000370678	0,000405486	0,669020501	0,655264474	0,716795273
février	0,69	0,42	0,000175517	0,000168067	0,000202703	0,178336493	0,170766504	0,205959031
mars	0,78	0,51	0,000244154	0,000236071	0,000273029	0,333511087	0,322469604	0,372952589
avril	0,53	0,32	0,000110548	0,000104426	0,000133566	0,091692814	0,086614939	0,110784858
mai	0,32	0,14	2,71152E-05	2,45765E-05	3,75799E-05	0,010167554	0,009215585	0,014091565
juin	0,15	0,03	1,97652E-06	1,65866E-06	3,53752E-06	0,000153694	0,000128977	0,000275078
juillet	0,14	0,01	3,05348E-07	2,42547E-07	6,55836E-07	8,17845E-06	6,49637E-06	1,75659E-05
août	0,24	0,01	3,05348E-07	2,42547E-07	6,55836E-07	8,17845E-06	6,49637E-06	1,75659E-05
septembre	0,59	0,08	1,04725E-05	9,23002E-06	1,59271E-05	0,002171567	0,001913938	0,003302634
octobre	1,06	0,2	4,97217E-05	4,58773E-05	6,49494E-05	0,026634944	0,024575552	0,034792113
novembre	1,06	0,23	6,30569E-05	5,85894E-05	8,04796E-05	0,037592007	0,034928659	0,047978724
décembre	1,19	0,6	0,000321849	0,000313733	0,000350332	0,517224605	0,504181306	0,562996985
		0,2675	8,15166E-05	7,63154E-05	0,000101464	1,866521624	1,810072531	2,069963983
		débit moyen (m3/s)	charge en suspension moyenne (kg/m3)			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-6 : Calculs des débits solides théoriques du torrent Votagrande.

Torrente Lipuda	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs charge en suspension théorique (kg/m3) (Cs=a*Q^b ; avec a=7.67.10-4)			Qs apports sédimentaires en suspension théoriques (t/mois) (Qs=Cs*Q (*60*60*24*31))		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier	1,15	3,56	0,006641411	0,007076734	0,005379224	63,32654508	67,47739292	51,29146399
février	0,72	2,35	0,003278013	0,003421087	0,002844549	18,63589977	19,44929032	16,1716041
mars	0,86	2,93	0,004769472	0,005032847	0,003989976	37,42944394	39,49633122	31,31218327
avril	0,54	1,74	0,001966659	0,002021885	0,001793899	8,869789875	9,118865161	8,090626568
mai	0,32	0,93	0,000677979	0,000675524	0,000686196	1,68878655	1,682669833	1,709253949
juin	0,16	0,44	0,000189961	0,000182321	0,000217697	0,216646954	0,207933863	0,248278689
juillet	0,15	0,3	9,90607E-05	9,32733E-05	0,000120976	0,079597273	0,074947	0,097206669
août	0,25	0,21	5,40217E-05	4,99665E-05	6,99971E-05	0,030385256	0,02810437	0,039370823
septembre	0,58	0,48	0,000220245	0,000212309	0,000248782	0,274019647	0,264145833	0,309524946
octobre	1,06	0,92	0,000665633	0,000662863	0,00067491	1,640204255	1,633380346	1,663064736
novembre	1,01	1	0,000767	0,000767	0,000767	1,988064	1,988064	1,988064
décembre	1,32	2,94	0,004797178	0,005062945	0,004010885	37,7753583	39,86813855	31,58369489
		1,483333333	0,001499344	0,001529196	0,001404351	171,9547409	181,2892634	144,5043366
		débit moyen (m3/s)	charge en suspension moyenne (kg/m3)			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-7 : Calculs des débits solides théoriques du torrent Lipuda.

Fiume Neto	P précipitations (cm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs charge en suspension théorique (kg/m3) (Cs=a*Q^b ; avec a=7.67.10-4)			Qs apports sédimentaires en suspension théoriques (t/mois) (Qs=Cs*Q (*60*60*24*31))		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier	14,6	30,08	0,249958367	0,296334059	0,142060572	20138,21376	23874,5304	11445,29066
février	10,9	24,94	0,181768795	0,213483419	0,10656989	10966,9926	12880,48965	6429,878106
mars	10,3	27,96	0,220753983	0,260756658	0,126994051	16531,8384	19527,5613	9510,338645
avril	7,5	20,1	0,125958843	0,146348564	0,076541702	6562,354935	7624,643088	3987,76145
mai	5	13,44	0,063543937	0,072359255	0,041281916	2287,435336	2604,766449	1486,05385
juin	2,7	7,93	0,025915511	0,028742427	0,018377246	532,6819328	590,7879468	377,7362094
juillet	2,4	5,55	0,014128415	0,015392462	0,010630184	210,0205806	228,8107917	158,0189674
août	3,1	3,98	0,008027801	0,008601828	0,00638287	85,57661322	91,69575874	68,04159802
septembre	6,2	5,15	0,012441354	0,013503863	0,009477802	166,0771485	180,2603629	126,5172896
octobre	10,8	7,28	0,022408806	0,024747155	0,016117768	436,9437427	482,5386372	314,2763607
novembre	12,3	10,17	0,039558606	0,044422913	0,026916941	1042,790183	1171,016412	709,5477968
décembre	16,7	25,91	0,193950081	0,228225064	0,112993738	13459,62051	15838,21324	7841,465297
		15,2075	0,078395957	0,089824862	0,049896728	72420,54575	85095,31404	42454,92623
		débit moyen (m3/s)	charge en suspension moyenne (kg/m3)			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-8 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Neto.

Fiume Esaro di Crotone	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs charge en suspension théorique (kg/m3) (Cs=a*Q^b ; avec a=7.67.10-4)			Qs apports sédimentaires en suspension théoriques (t/mois) (Qs=Cs*Q (*60*60*24*31))		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier	0,88	1,64	0,001778402	0,001822939	0,001638196	7,811765359	8,007397395	7,195899864
février	0,56	1	0,000767	0,000767	0,000767	1,8555264	1,8555264	1,8555264
mars	0,72	1,37	0,001309846	0,001330627	0,001243153	4,806360386	4,882613639	4,561636946
avril	0,42	0,66	0,00037846	0,000370678	0,000405486	0,647439195	0,634126911	0,693672845
mai	0,25	0,19	4,55697E-05	4,19386E-05	6,00348E-05	0,023190255	0,021342397	0,030551492
juin	0,11	0,02	9,92079E-07	8,15827E-07	1,89922E-06	5,14294E-05	4,22925E-05	9,84556E-05
juillet	0,11	0,01	3,05348E-07	2,42547E-07	6,55836E-07	8,17845E-06	6,49637E-06	1,75659E-05
août	0,17	0	0	0	0	0	0	0
septembre	0,46	0,15	3,04895E-05	2,77303E-05	4,17753E-05	0,011854323	0,010781553	0,016242228
octobre	0,93	0,37	0,000141494	0,000134632	0,000166885	0,140221773	0,133421415	0,165384182
novembre	0,88	0,7	0,000418275	0,000410882	0,000443788	0,758918377	0,745503988	0,805209323
décembre	1,12	1,6	0,001705294	0,001745844	0,001577304	7,307936305	7,48170797	6,759441851
		0,6425	0,000361559	0,00035365	0,00038911	23,36327198	23,77247046	22,08368115
		débit moyen (m3/s)	charge en suspension moyenne (kg/m3)			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-9 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Esaro di Crotone.

Fiume Tacina	P précipitations (cm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs charge en suspension théorique (kg/m3) (Cs=a*Q^b ; avec a=7.67.10-4)			Qs apports sédimentaires en suspension théoriques (t/mois) (Qs=Cs*Q (*60*60*24*31))		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier	13,8	11,05	0,045552397	0,051366426	0,030571243	1348,183324	1520,257186	904,7962934
février	9,3	8,04	0,026529597	0,029443772	0,018769735	516,0104174	572,6922049	365,0782544
mars	9,8	9,84	0,037401329	0,041931151	0,025588796	985,7290736	1105,114611	674,4043761
avril	6,1	6,36	0,01781035	0,019536435	0,013100823	293,6057614	322,060475	215,9686394
mai	4,2	4,45	0,009705265	0,01045744	0,007574947	115,6758848	124,640973	90,28488893
juin	2	2,75	0,004282141	0,004504303	0,003620193	30,52309965	32,10667036	25,80473523
juillet	2,1	1,99	0,002470846	0,002557339	0,002204124	13,16964616	13,63065609	11,7480151
août	2,8	1,45	0,001442517	0,001469567	0,001356232	5,602274781	5,707327662	5,267169786
septembre	5,8	1,82	0,002122837	0,00218736	0,001921962	10,01435791	10,3187402	9,066742011
octobre	10,9	2,69	0,004124528	0,00433373	0,003499737	29,71679418	31,2240742	25,21523835
novembre	11,6	3,54	0,006578107	0,007007306	0,005332936	60,35860149	64,29679596	48,93331376
décembre	15,6	8,57	0,029570779	0,03292394	0,020700839	678,7643425	755,7324326	475,1647368
		5,2125	0,012699122	0,01379196	0,009654817	4087,353578	4557,782147	2851,732403
		débit moyen (m3/s)	charge en suspension moyenne (kg/m3)			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-10 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Tacina.

Fiume Simeri	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs charge en suspension théoique (kg/m3) (Cs=a*Q^b ; avec a=7.67.10-4)			Qs apports sédimentaires en suspension théoriques (t/mois) (Qs=Cs*Q (*60*60*24*31))		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier	1,49	3,4	0,006141996	0,006529553	0,005012842	55,93245428	59,46176855	45,64974712
février	1,11	3,06	0,005134779	0,0054301	0,004264735	38,01149836	40,19768666	31,57077423
mars	1,08	3,56	0,006641411	0,007076734	0,005379224	63,32654508	67,47739292	51,29146399
avril	0,75	2,62	0,003943733	0,004138306	0,003361008	26,78205192	28,10340307	22,8247397
mai	0,51	1,82	0,002122837	0,00218736	0,001921962	10,34816984	10,66269821	9,368966745
juin	0,25	1,16	0,000987129	0,000994482	0,000963106	2,968020745	2,990128356	2,895788945
juillet	0,31	0,82	0,000547367	0,000541963	0,0005657	1,20217641	1,190306744	1,242439077
août	0,35	0,58	0,000303825	0,000295661	0,000332578	0,471983029	0,459301414	0,516651073
septembre	0,63	0,65	0,000368764	0,000360906	0,0003961	0,621292948	0,608053919	0,667348682
octobre	1,05	0,79	0,000513761	0,000507742	0,000534263	1,08708611	1,074348796	1,130466897
novembre	1,27	0,9	0,000641221	0,000637852	0,000652534	1,49583998	1,487980576	1,522232115
décembre	1,74	2,76	0,004308646	0,004533006	0,003640407	31,851165	33,50971822	26,91128368
		1,843333333	0,002169312	0,002236671	0,00195989	234,0982837	247,2227874	195,5919022
		débit moyen (m3/s)	charge en suspension moyenne (kg/m3)			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-11 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Simeri.

Fiume Corace	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs charge en suspension théoique (kg/m3) (Cs=a*Q^b ; avec a=7.67.10-4)			Qs apports sédimentaires en suspension théoriques (t/mois) (Qs=Cs*Q (*60*60*24*31))		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier	1,58	10,44	0,041360541	0,046507312	0,02802089	1156,543965	1300,460518	783,5340312
février	1,27	9,03	0,032319493	0,036078538	0,02242954	706,031477	788,1492219	489,9817416
mars	1,16	9,92	0,037919727	0,04252955	0,025908619	1007,516843	1129,998582	688,3849668
avril	0,82	6,37	0,017857983	0,019590223	0,013132435	294,8538674	323,4549487	216,8301562
mai	0,52	3,01	0,004992964	0,005275781	0,004158305	40,25319326	42,53325924	33,52419052
juin	0,26	1,16	0,000987129	0,000994482	0,000963106	2,968020745	2,990128356	2,895788945
juillet	0,26	0,64	0,000359171	0,000351245	0,00038679	0,615682387	0,602095982	0,663026451
août	0,33	0,37	0,000141494	0,000134632	0,000166885	0,140221773	0,133421415	0,165384182
septembre	0,62	0,74	0,000459716	0,000452846	0,000483278	0,881771392	0,868595531	0,926965432
octobre	1,05	1,2	0,001045691	0,001055267	0,001014517	3,360935396	3,391714022	3,260739299
novembre	1,4	2,26	0,003067466	0,003195105	0,002679154	17,96896848	18,71666938	15,69427094
décembre	1,82	7,94	0,025971092	0,028805886	0,018412808	552,3141335	612,6002673	391,5758988
		4,423333333	0,009606602	0,010348021	0,007505426	3783,449079	4223,899422	2627,43716
		débit moyen (m3/s)	charge en suspension moyenne (kg/m3)			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-12 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Corace.

Torrente Soverato	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs charge en suspension théorique (kg/m3) (Cs=a*Q^b ; avec a=7.67.10-4)			Qs apports sédimentaires en suspension théoriques (t/mois) (Qs=Cs*Q (*60*60*24*31))		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier	1,76	3,24	0,005658768	0,006001352	0,004655554	49,10687838	52,07983245	40,40097593
février	1,37	2,6	0,003892692	0,004083182	0,003321731	24,48472199	25,68288722	20,89342322
mars	1,21	2,77	0,004335218	0,004561787	0,003660659	32,16371289	33,84466075	27,15904753
avril	0,89	1,83	0,002142704	0,002208436	0,001938185	10,16361729	10,47540585	9,193511476
mai	0,47	1,11	0,000915892	0,000920684	0,000900162	2,722969915	2,737215508	2,67620408
juin	0,19	0,73	0,000449205	0,000442191	0,000473296	0,849967037	0,836697028	0,895551341
juillet	0,25	0,54	0,00026907	0,000260906	0,000298049	0,389165159	0,377358068	0,431078723
août	0,25	0,41	0,000168472	0,000161127	0,000195347	0,185006596	0,176940156	0,214518669
septembre	0,72	0,57	0,000294973	0,000286798	0,000323823	0,435805264	0,423727074	0,478428723
octobre	1,3	0,79	0,000513761	0,000507742	0,000534263	1,08708611	1,074348796	1,130466897
novembre	1,4	1,02	0,00079326	0,000794046	0,000790657	2,097253003	2,099330587	2,090370156
décembre	2,05	2,94	0,004797178	0,005062945	0,004010885	37,7753583	39,86813855	31,58369489
		1,545833333	0,001608318	0,001643728	0,001496135	161,4615419	169,676542	137,1472716
		débit moyen (m3/s)	charge en suspension moyenne (kg/m3)			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-13 : Calculs des débits solides théoriques du torrent Sovareto.

Torrente Vodà	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs charge en suspension théorique (kg/m3) (Cs=a*Q^b ; avec a=7.67.10-4)			Qs apports sédimentaires en suspension théoriques (t/mois) (Qs=Cs*Q (*60*60*24*31))		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier	1,63	0,57	0,000294973	0,000286798	0,000323823	0,450332106	0,43785131	0,494376347
février	1,13	0,44	0,000189961	0,000182321	0,000217697	0,202203824	0,194071605	0,231726776
mars	1,1	0,5	0,000236072	0,00022803	0,000264859	0,316147544	0,305378398	0,354699676
avril	0,67	0,29	9,3513E-05	8,79006E-05	0,000114845	0,070291847	0,066073126	0,086327048
mai	0,38	0,17	3,77189E-05	3,45208E-05	5,06179E-05	0,017174452	0,015718291	0,023047741
juin	0,12	0,09	1,2794E-05	1,13428E-05	1,90811E-05	0,002984593	0,002646045	0,004451239
juillet	0,15	0,06	6,42174E-06	5,57905E-06	1,02442E-05	0,001031999	0,000896575	0,001646289
août	0,22	0,04	3,22327E-06	2,7441E-06	5,49991E-06	0,000345329	0,000293992	0,000589238
septembre	0,75	0,09	1,2794E-05	1,13428E-05	1,90811E-05	0,002984593	0,002646045	0,004451239
octobre	1,4	0,18	4,1568E-05	3,81524E-05	5,52565E-05	0,020040408	0,018393746	0,026639823
novembre	1,39	0,24	6,77883E-05	6,31197E-05	8,59091E-05	0,04216972	0,039265513	0,053442362
décembre	1,9	0,6	0,000321849	0,000313733	0,000350332	0,517224605	0,504181306	0,562996985
		0,2725	8,41237E-05	7,88291E-05	0,000104387	1,642931019	1,587415953	1,844394762
		débit moyen (m3/s)	charge en suspension moyenne (kg/m3)			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-14 : Calculs des débits solides théoriques du torrent Vodà.

Fiumara Assi	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs charge en suspension théoique (kg/m3) (Cs=a*Q^b ; avec a=7.67.10-4)			Qs apports sédimentaires en suspension théoriques (t/mois) (Qs=Cs*Q (*60*60*24*31))		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier	1,83	2,74	0,004255703	0,004475678	0,003600018	31,23182193	32,84617845	26,41987305
février	1,24	2,03	0,002555869	0,002647972	0,00227245	12,55181241	13,00412819	11,15994612
mars	1,19	2,19	0,002907705	0,003023936	0,002552917	17,05571421	17,73748806	14,97463299
avril	0,82	1,47	0,001476505	0,001505222	0,001385033	5,625837259	5,735258955	5,277308556
mai	0,44	0,83	0,000558764	0,000553582	0,000576317	1,242171754	1,230652829	1,281193381
juin	0,17	0,47	0,000212501	0,000204629	0,000240876	0,258877662	0,249286908	0,293444743
juillet	0,18	0,32	0,000110548	0,000104426	0,000133566	0,094749241	0,089502103	0,114477687
août	0,25	0,23	6,30569E-05	5,85894E-05	8,04796E-05	0,038845074	0,036092947	0,049578015
septembre	0,85	0,48	0,000220245	0,000212309	0,000248782	0,274019647	0,264145833	0,309524946
octobre	1,41	0,79	0,000513761	0,000507742	0,000534263	1,08708611	1,074348796	1,130466897
novembre	1,47	1,06	0,000846867	0,000849338	0,000838715	2,326784689	2,333573534	2,304387038
décembre	2,06	2,72	0,00420303	0,004418664	0,003559787	30,62011667	32,19106065	25,93393411
		1,2775	0,001163078	0,001177408	0,001116742	102,4078367	106,7917173	89,24876753
		débit moyen (m3/s)	charge en suspension moyenne (kg/m3)			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-15 : Calculs des débits solides théoriques de la rivière torrentielle Assi.

Fiumara Allaro	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs charge en suspension théorique (kg/m3) (Cs=a*Q^b ; avec a=7.67.10-4)			Qs apports sédimentaires en suspension théoriques (t/mois) (Qs=Cs*Q (*60*60*24*31))		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier	1,96	5,85	0,015451133	0,016877889	0,011524244	242,0982436	264,4535687	180,5692378
février	1,4	4,59	0,010230031	0,011039962	0,007943575	113,5955683	122,589147	88,2064783
mars	1,29	4,98	0,011751282	0,012733468	0,009002128	156,7436753	169,8445019	120,07427
avril	0,97	3,45	0,006296335	0,006698519	0,005126369	56,30434594	59,90083448	45,8420413
mai	0,54	1,99	0,002470846	0,002557339	0,002204124	13,16964616	13,63065609	11,7480151
juin	0,25	1,15	0,000972706	0,000979527	0,000950399	2,899442698	2,919775245	2,832948559
juillet	0,24	0,79	0,000513761	0,000507742	0,000534263	1,08708611	1,074348796	1,130466897
août	0,32	0,55	0,000277595	0,00026942	0,000306557	0,408931026	0,396888209	0,45159576
septembre	0,9	1,01	0,000780085	0,000780473	0,000778797	2,042199052	2,043215333	2,038828624
octobre	1,41	1,37	0,001309846	0,001330627	0,001243153	4,806360386	4,882613639	4,561636946
novembre	1,53	2,21	0,002952992	0,003072429	0,002588768	16,91568153	17,59985597	14,82929083
décembre	2,16	5,51	0,013955747	0,015198848	0,010512885	205,9586883	224,3043505	155,1489897
		2,7875	0,004381882	0,004612341	0,003696196	816,0298684	883,6397559	627,4337997
		débit moyen (m3/s)	charge en suspension moyenne (kg/m3)			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-16 : Calculs des débits solides théoriques de la rivière torrentielle Allaro.

Fiume Tòrbido	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs charge en suspension théorique (kg/m3) (Cs=a*Q^b ; avec a=7.67.10-4)			Qs apports sédimentaires en suspension théoriques (t/mois) (Qs=Cs*Q (*60*60*24*31))		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier	1,99	7,28	0,022408806	0,024747155	0,016117768	436,9437427	482,5386372	314,2763607
février	1,47	6,03	0,016268024	0,017797158	0,012072636	237,3142847	259,6209568	176,1129155
mars	1,38	6,63	0,019114739	0,02101087	0,013963591	339,4355514	373,1066618	247,9625428
avril	1,04	4,71	0,010688848	0,011549999	0,008264364	130,4928783	141,0060853	100,8939999
mai	0,63	2,91	0,004714259	0,004972881	0,003948273	36,74361404	38,7593531	30,7734108
juin	0,32	1,73	0,001947483	0,002001594	0,001778108	8,732826655	8,975468865	7,973319855
juillet	0,28	1,18	0,001016236	0,001024681	0,000988695	3,211827557	3,238518038	3,124782594
août	0,32	0,81	0,000536068	0,00053045	0,000555151	1,163001705	1,150812584	1,204403026
septembre	0,88	1,23	0,001090521	0,001101867	0,001053683	3,476755594	3,512929366	3,359308691
octobre	1,45	1,69	0,001871556	0,001921308	0,001715432	8,471589487	8,696795098	7,764897188
novembre	1,62	2,68	0,004098496	0,004305576	0,003479799	28,47044826	29,9089416	24,17263137
décembre	2,19	6,32	0,017620345	0,019321919	0,012974641	298,2681714	327,0715473	219,6280859
		3,6	0,006768768	0,007216469	0,005472218	1532,724692	1677,586707	1137,246658
		débit moyen (m3/s)	charge en suspension moyenne (kg/m3)			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-17 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Tòrbido.

Fiumara Bonamico	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs charge en suspension théorique (kg/m3) (Cs=a*Q^b ; avec a=7.67.10-4)			Qs apports sédimentaires en suspension théoriques (t/mois) (Qs=Cs*Q (*60*60*24*31))		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier	1,84	5,61	0,014389054	0,01568485	0,010806981	216,2073858	235,6777963	162,3837964
février	1,28	3,91	0,007789254	0,008338822	0,006211472	73,67911196	78,87751513	58,75475789
mars	1,25	4,79	0,010999317	0,011895495	0,008480668	141,1161393	152,6136791	108,8030303
avril	0,78	2,9	0,004686752	0,004943014	0,003927479	35,22937638	37,15564933	29,52207559
mai	0,42	1,39	0,001342519	0,001364807	0,001271101	4,998166979	5,081143976	4,732278594
juin	0,15	0,59	0,000312783	0,00030464	0,000341415	0,478333494	0,465879277	0,522118833
juillet	0,14	0,38	0,000148056	0,000141064	0,000173853	0,150690721	0,143573964	0,176946686
août	0,23	0,27	8,28159E-05	7,75679E-05	0,000102922	0,059889814	0,056094612	0,074429753
septembre	0,8	0,61	0,000331021	0,000322941	0,000359328	0,523384571	0,510607756	0,568141041
octobre	1,39	1,11	0,000915892	0,000920684	0,000900162	2,722969915	2,737215508	2,67620408
novembre	1,47	1,67	0,001834059	0,001881695	0,001684389	7,938982292	8,145179449	7,291114174
décembre	2,01	4,58	0,01019217	0,010997905	0,007917043	125,0280883	134,9120883	97,11893728
		2,3175	0,003201319	0,003338719	0,002784426	608,1325196	656,3764227	472,6238307
		débit moyen (m3/s)	charge en suspension moyenne (kg/m3)			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-18 : Calculs des débits solides théoriques de la rivière torrentielle Bonamico.

Fiumara La Verde	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs charge en suspension théorique (kg/m3) (Cs=a*Q^b ; avec a=7.67.10-4)			Qs apports sédimentaires en suspension théoriques (t/mois) (Qs=Cs*Q (*60*60*24*31))		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier	2,11	4,24	0,008939584	0,009609164	0,00703355	101,5216373	109,1256657	79,87592138
février	1,72	3,14	0,005365075	0,005680967	0,004436959	40,75465186	43,15425962	33,70442062
mars	1,64	3,56	0,006641411	0,007076734	0,005379224	63,32654508	67,47739292	51,29146399
avril	0,78	2,37	0,003325581	0,003472202	0,00288177	20,42917814	21,32987511	17,70282882
mai	0,48	1,08	0,00087421	0,00087758	0,000863112	2,528802662	2,538552373	2,496701353
juin	0,15	0,4	0,000161546	0,000154312	0,000188086	0,167491333	0,159990921	0,19500708
juillet	0,11	0,26	7,76694E-05	7,26104E-05	9,71325E-05	0,054087741	0,050564708	0,067641505
août	0,19	0,19	4,55697E-05	4,19386E-05	6,00348E-05	0,023190255	0,021342397	0,030551492
septembre	0,75	0,46	0,000204873	0,00019707	0,000233059	0,244273585	0,234971072	0,277880906
octobre	1,81	0,97	0,000728295	0,000727187	0,000731987	1,892145298	1,889265829	1,901736644
novembre	1,9	1,16	0,000987129	0,000994482	0,000963106	2,968020745	2,990128356	2,895788945
décembre	2,22	3,46	0,006327392	0,006732534	0,00514918	58,63761086	62,39216731	47,71881327
		1,774166667	0,002032759	0,002091874	0,001848216	292,5476348	311,3641763	238,158756
		débit moyen (m3/s)	charge en suspension moyenne (kg/m3)			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-19 : Calculs des débits solides théoriques de la rivière torrentielle La Verde.

Fleuve Var	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond)	Cs			Qs		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier		40	0,405786271	0,487978119	0,219965916	43474,31791	52280,02378	23566,26833
février		41	0,423182715	0,509526895	0,2284577	46471,55592	55953,3903	25087,94525
mars		50	0,592985906	0,721095643	0,309752878	79412,67255	96569,12852	41482,10546
avril		65	0,926292335	1,141284024	0,463238293	161263,7903	198692,9835	80647,93394
mai		83	1,403550751	1,750580255	0,674001957	312019,4376	389166,5948	149835,4879
juin		72	1,102200511	1,364982969	0,541930275	212553,637	263229,8677	104508,4355
juillet		40	0,405786271	0,487978119	0,219965916	43474,31791	52280,02378	23566,26833
août		24	0,170276406	0,199602068	0,100470696	10945,63982	12830,74031	6458,417061
septembre		29	0,23489402	0,277966117	0,134311714	18245,06415	21590,62898	10432,47438
octobre		69	1,025271342	1,267013589	0,507679783	189479,9866	234156,2745	93824,09763
novembre		59	0,785676537	0,963355063	0,399284407	124157,0061	152234,7619	63097,15792
décembre		40	0,405786271	0,487978119	0,219965916	43474,31791	52280,02378	23566,26833
		51	0,613288277	0,746522965	0,319306687	1284971,744	1581264,442	646072,86
		débit annuel moyen	charge en suspension annuelle moyenne			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-20 : Calculs des débits solides théoriques du fleuve Var.

Fleuve Roya	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond)	Cs			Qs		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier		11,1	0,045903355	0,051773864	0,0307837	1364,717759	1539,249396	915,2067794
février		9,8	0,037143232	0,041633315	0,025429403	974,9474431	1092,804585	667,4791067
mars		11,9	0,051668422	0,058479351	0,034251879	1646,825549	1863,910025	1091,708773
avril		14,5	0,072297115	0,082639821	0,046380335	2807,788599	3209,466201	1801,263787
mai		20,1	0,125958843	0,146348564	0,076541702	6781,1001	7878,797858	4120,686831
juin		15,5	0,080976546	0,092870083	0,051376461	3361,757522	3855,520088	2132,904072
juillet		10,1	0,039096844	0,04388921	0,026633261	1057,641563	1187,283899	720,4787256
août		7,7	0,024650719	0,027299465	0,01756597	508,388547	563,0154264	362,2749439
septembre		8,3	0,028004519	0,031130208	0,019708844	622,5606253	692,0469426	438,1417982
octobre		12,6	0,056941026	0,064631438	0,037390716	1921,636645	2181,171424	1261,855897
novembre		12,1	0,053153332	0,060210157	0,035138897	1722,627199	1951,329313	1138,803855
décembre		10,1	0,039096844	0,04388921	0,026633261	1057,641563	1187,283899	720,4787256
		11,98333333	0,052285029	0,059197891	0,03462051	23827,63312	27201,87906	15371,2833
		débit annuel moyen	charge en suspension annuelle moyenne			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-21 : Calculs et graphique des débits solides théoriques du fleuve Roya.

Fleuve Nervia	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs			Qs		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier		5,283	0,01299249	0,014120056	0,009855853	183,8435718	199,7986179	139,4601949
février		5,62	0,014432684	0,015733811	0,010836546	217,2495334	236,8348824	163,1182764
mars		5,699	0,014779273	0,016122895	0,011071093	225,5938075	246,1031129	168,9913973
avril		4,313	0,00920281	0,009900552	0,007220164	106,3102984	114,3705765	83,4068937
mai		2,622	0,003948853	0,004143836	0,003364945	27,73186364	29,10118612	23,63121383
juin		0,578	0,000302046	0,000293879	0,000330821	0,467601574	0,4549591	0,512148545
juillet		0	0	0	0	0	0	0
août		0,018	8,2939E-07	6,78457E-07	1,61578E-06	3,99859E-05	3,27092E-05	7,78989E-05
septembre		0,238	6,68307E-05	6,22021E-05	8,48134E-05	0,042601862	0,0396513	0,054065075
octobre		4,552	0,01008647	0,010880511	0,007842917	122,9750151	132,6560303	95,62144677
novembre		8,46	0,028928438	0,032187963	0,020294647	655,4971088	729,355561	459,8617633
décembre		6,539	0,018670874	0,020508798	0,013670669	327,0027546	359,1922668	239,4288773
		3,660166667	0,006962205	0,007428855	0,005613138	1866,714197	2047,906877	1374,086355
		débit annuel moyen	charge en suspension annuelle moyenne			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-22 : Calculs et graphique des débits solides théoriques du fleuve Nervia.

Fleuve Taggia	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs			Qs		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier		6,605	0,01899237	0,02087242	0,013882902	335,9908261	369,2504733	245,6000954
février		7,234	0,022168628	0,024474157	0,015961805	429,5292683	474,2001505	309,2686727
mars		7,317	0,022602764	0,024967681	0,016243599	442,9656489	489,3129408	318,33967
avril		5,375	0,013379465	0,014553173	0,010120359	192,6161356	209,5132959	145,6967418
mai		3,305	0,005853112	0,006213631	0,004799593	51,81240512	55,00375383	42,48653266
juin		0,866	0,000600587	0,000596282	0,000615103	1,393057711	1,383072682	1,426727849
juillet		0	0	0	0	0	0	0
août		0,031	2,08983E-06	1,75662E-06	3,72001E-06	0,000173519	0,000145853	0,000308874
septembre		0,768	0,000489677	0,000483256	0,000511611	1,007270452	0,994063563	1,052388592
octobre		6,395	0,017977293	0,019724969	0,01321158	307,9216903	337,856524	226,2928077
novembre		10,978	0,045048968	0,050782141	0,030266207	1324,596221	1493,171435	889,9316573
décembre		8,019	0,026411905	0,02930932	0,018694583	567,2772626	629,5081938	401,5239187
		4,741083333	0,010809044	0,01168372	0,008348176	3655,109959	4060,194048	2581,619521
		débit annuel moyen	charge en suspension annuelle moyenne			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-23 : Calculs et graphique des débits solides théoriques du fleuve Argentina (Taggia).

Fleuve Verde	P précipitations (dm)	Q débit mensuel moyen (débit total : superficiel et profond) (m3/s)	Cs			Qs		
			Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)	Débit mensuel en relation avec des inondations après une période sèche (Mulder et al., 1997)		débit instantané (Laurent, 1971)
mois			b=1.7	b=1.75	b=1.534	b=1.7	b=1.75	b=1.534
janvier		2,915	0,004728038	0,004987844	0,003958685	36,91432316	38,94276983	30,90757338
février		3,04	0,005077857	0,005368144	0,004222051	41,34561688	43,70922993	34,37735517
mars		3,044	0,00508922	0,005380511	0,004230576	41,49266695	43,86757048	34,49209222
avril		2,627	0,003961663	0,004157675	0,003374793	27,87487938	29,25405007	23,7455714
mai		1,886	0,002255362	0,002328055	0,002029908	11,3928757	11,76008453	10,25400296
juin		1,228	0,001087508	0,001098734	0,001051056	3,576896639	3,613818268	3,457000654
juillet		0,845	0,000576039	0,000571208	0,000592371	1,303718759	1,292786326	1,34068176
août		0,596	0,00031821	0,000310082	0,000346755	0,507967237	0,494991811	0,553534663
septembre		0,43	0,00018268	0,000175132	0,000210153	0,210395104	0,201701465	0,242035944
octobre		0,737	0,000456552	0,000449638	0,000480276	0,901224558	0,88757772	0,948054741
novembre		2,392	0,003378231	0,003528803	0,002922907	21,64342431	22,60809828	18,72628456
décembre		3,036	0,005066504	0,005355789	0,004213532	41,19889536	43,55125357	34,26284948
		1,898	0,002279811	0,002354039	0,002049754	228,362884	240,1839323	193,3070369
		débit annuel moyen	charge en suspension annuelle moyenne			apport sédimentaire en suspension annuel moyen		

Annexe 7-24 : Calculs et graphique des débits solides théoriques du fleuve Impero (Verde).

ANNEXE 8

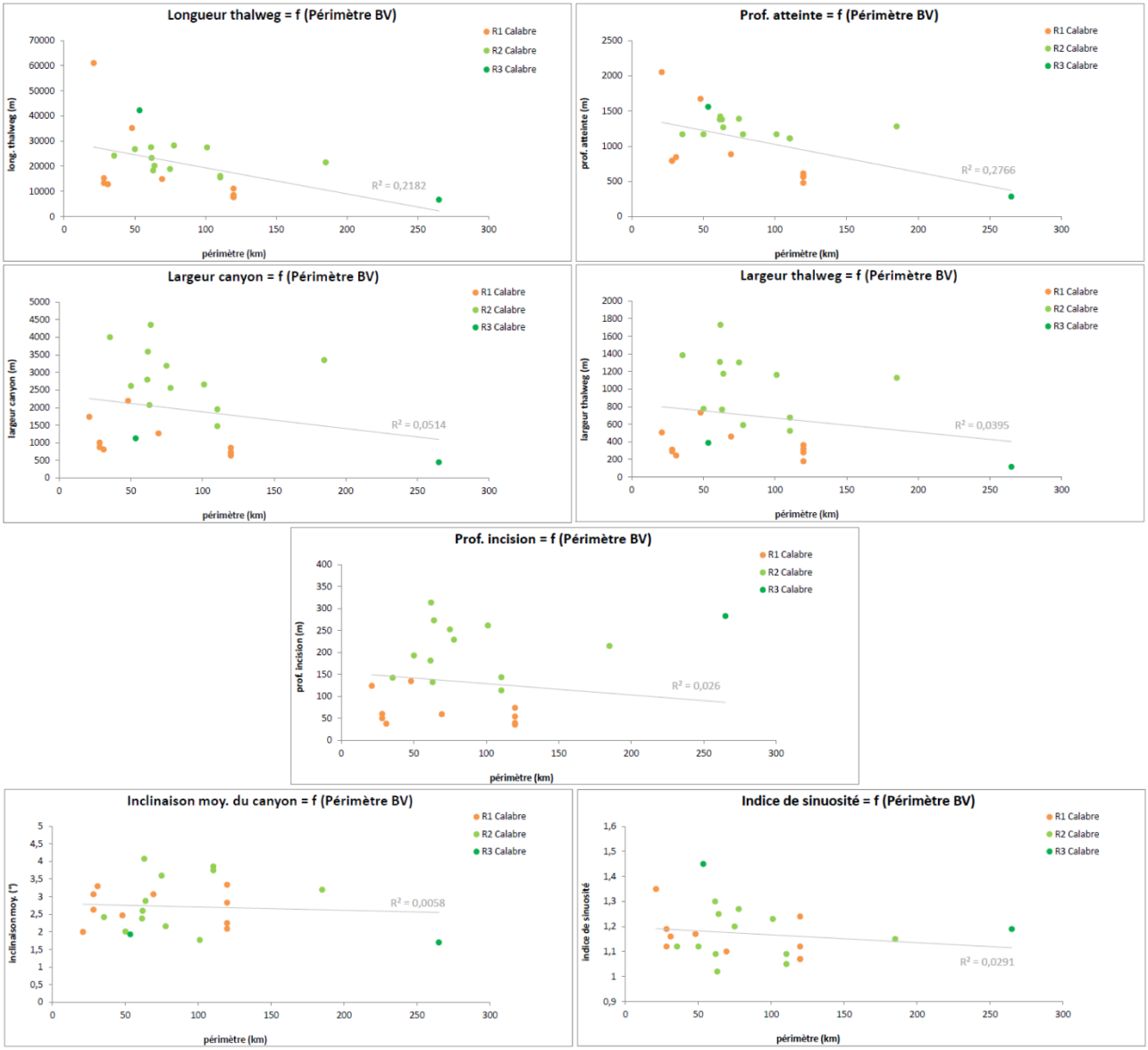
Graphiques de Comparaison Morphométrique

Annexe 8-1 : Tableau récapitulatif de tous les paramètres morphométriques des systèmes de canyons étudiés sur la Marge Calabro-

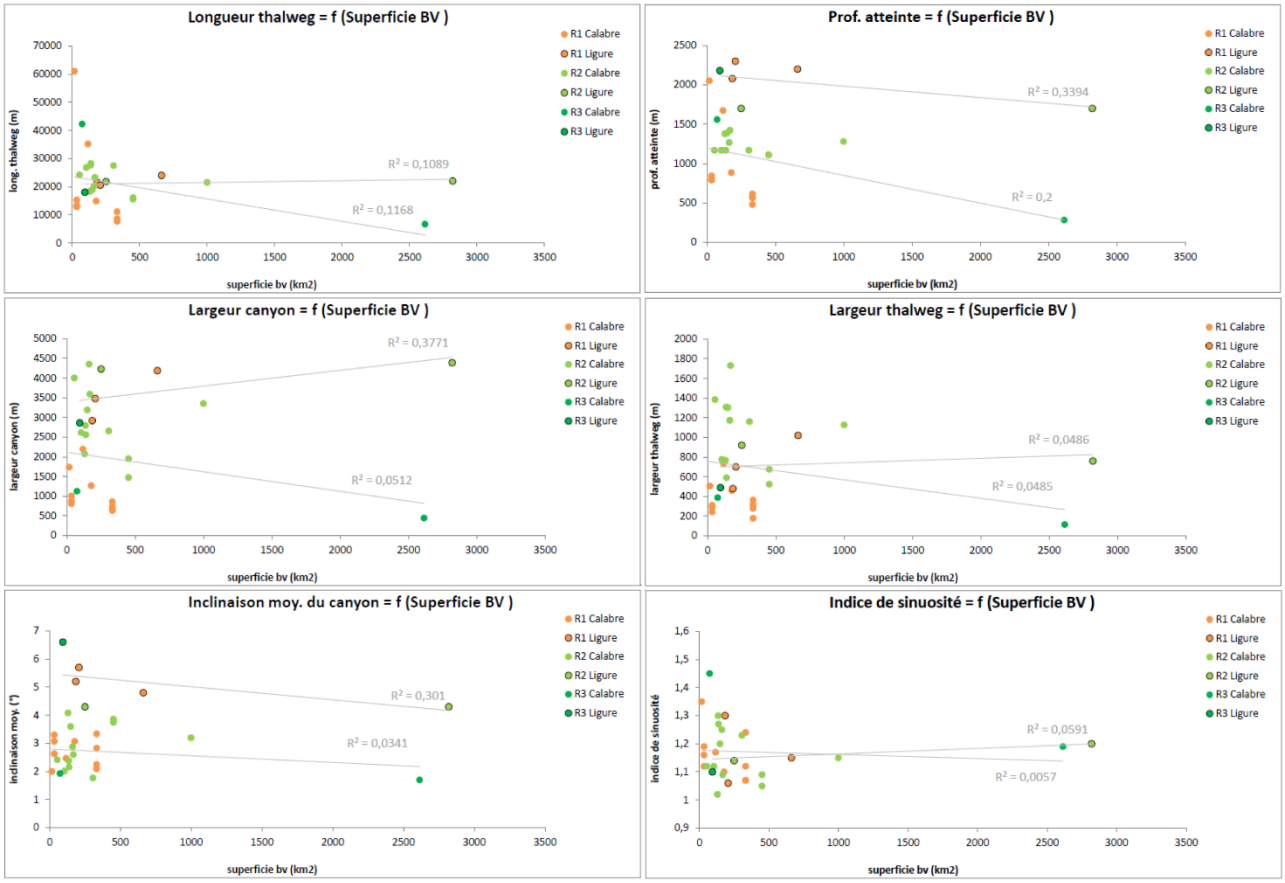
			SYSTEME AERIEN								SYSTEME SOUS-MARIN						
			le bassin versant					Calculs des débits solides théoriques			profils longitudinaux		profils transverses				
			périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	débit liquide moyen annuel (m3/s)	charge en suspension moyenne théorique	apports sédimentaires en suspension annuels moyens théoriques	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
R1	SYSTEME CORIGLIANO	Co									67040	1783	91,9	924,3	2813,9	1,26	1,05
		T1	119,8	332,3	34559,7	1583,65	2,62				7894	479	39,6	362,7	857,70	1,07	2,09
		T2	119,8	332,3	34559,7	1583,65	2,62				8532	571	54,3	317,1	669,7	1,12	2,83
		T3	119,8	332,3	34559,7	1583,65	2,62				7649	614	74	278,4	737,40	1,07	3,34
		Ta						4,36	0,0073	1722,16	11089	565	35,7	178,1	634,5	1,24	2,25
		Tb	119,8	332,3	34559,7	1583,65	2,62				10633	565	25,7	197,3	609,2	1,33	2,62
		Tc									10730	565	25,7	207,1	523,9	1,38	2,30
		Ar	31	33,1	12199,5	824,9	3,87	0,33	0,00014	4,65	12847	844	37,9	243,2	810,90	1,16	3,30
		N	69,3	177,2	31764,7	915,46	1,65	2,29	0,0027	422,12	14898,4	885,1	59,6	459,1	1267	1,10	3,07
	SYSTEME PUNTA DI ALICE	Ol Pd A	20,99	16,26	8146,3	286,9	2,01	0,073	0,000014	0,083	61039	2053	124,1	505,8	1738,7	1,35	2,00
		V1	28,2	33,2	10705	427,8	2,29	0,27	0,0001	2,07	15248,1	793,7	50,2	310,8	876	1,19	2,63
		V2	28,2	33,2	10705	427,8	2,29				13286,1	790,7	60,1	290	1005	1,12	3,07
	SYSTEME ESARO DI CROTONE	EdC	48,05	116,4	17387,8	218,81	0,72	0,64	0,00039	22,08	35181,4	1674	134,8	732	2193,80	1,17	2,47

			SYSTEME AERIEN								SYSTEME SOUS-MARIN						
			le bassin versant					Calculs des débits solides théoriques			profils longitudinaux		profils transverses				
			périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	débit liquide moyen annuel (m3/s)	charge en suspension moyenne théorique (kg/m3)	apports sédimentaires en suspension annuels moyens théoriques (t/an)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
R2	SYSTEME SQUILLACE	CS									68655	1815	123,2	1585,6	2837	1,17	0,54
		Si Se	77,7	137,7	36866	1598,6	2,48	1,84	0,0019	195,59	28257	1169	229,1	590,0	2560,1	1,27	2,16
		Cor Ca	101,1	306	46650,5	1312,05	1,61	4,42	0,0075	2627,44	27477	1169	261,5	1160,7	2658,5	1,23	1,77
		So Sq	50,1	103,9	21670,6	994,1	2,62	1,54	0,0015	137,15	26797	1169	193,2	775,8	2616,6	1,12	2,01
		Vò Ba	35,4	53,6	13680	1166,5	4,87	0,27	0,0001	1,84	24203	1169	142,6	1384,4	4003,6	1,12	2,42
		ChA									28529	1648	76	309,4	1976,7	1,44	0,37
	SYSTEME LIPUDA / NETO	Dl									52660	2158	233,8	2131,3	3699,6	1,32	0,97
		Li	63,9	161,9	24557	657,24	1,53	1,48	0,0014	144,5	20191	1268	273,1	1173,6	4354,0	1,25	2,88
		Ne	185	999	68300	1872,11	1,57	15,21	0,05	42454,93	21538	1281	214,9	1127,5	3352,2	1,15	3,20
	SYSTEME BOTRICELLO	Dl									25110	1646	47,3	884,1	1930	1,09	1,22
		Ta Bot 1	110,4	450,7	44215,6	1714,2	2,23	5,21	0,0096	2851,73	16127	1111	143,8	675,2	1953	1,05	3,75
		Ta Bot 2	110,4	450,7	44215,6	1714,2	2,23				15561	1111	113,7	524	1473	1,09	3,86
	SYSTEME CAULONIA / SIDERNO	Dl									12937	1694	70	8167	9242,0	1,01	1,07
		Al Cau	74,9	148,2	30413,6	1394,99	2,62	2,79	0,0037	627,43	18900	1390	252,6	1302,60	3190,10	1,2	3,6
		Tò Sid	61,9	167,6	18918,4	1167,12	3,54	3,6	0,0055	1137,25	23306	1423	313,6	1730,2	3591,29	1,09	2,6
	SYSTEME ROVALINO / LA VERDE	Dl									16410	1689	69,8	3464	4716,3	1,03	1,08
		Bo Bov	61,5	135,1	26953,1	1858,07	3,94	2,32	0,0028	472,62	27551	1380	181,6	1307,7	2796,3	1,3	2,38
		LaV	63	130	21629	1289	3,4	1,77	0,0018	238,16	18326	1380	132,5	766,8	2074,4	1,02	4,08

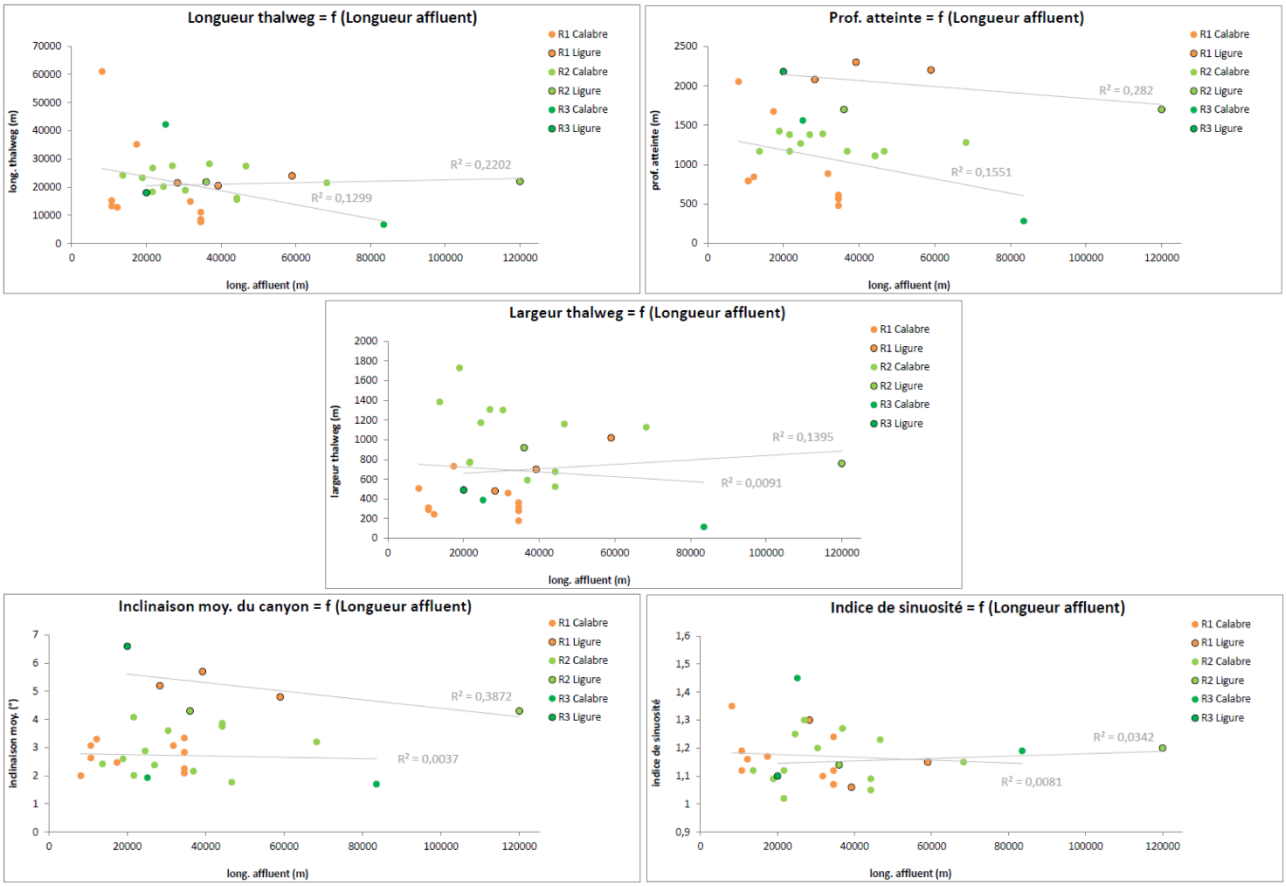
			SYSTEME AERIEN								SYSTEME SOUS-MARIN						
			le bassin versant					Calculs des débits solides théoriques			profils longitudinaux		profils transverses				
			périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	débit liquide moyen annuel (m3/s)	charge en suspension moyenne théorique (kg/m3)	apports sédimentaires en suspension annuels moyens théoriques (t/an)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
R3	SYSTEME CRATI	C1									6686	282,9	11,5	115	446	1,19	1,7
		C2	265	2614	83547	2127	1,25	35,97	0,19	375322,3	6358	282,9	12,2	106	347	1,15	1,7
		C3									6313	282,9	12	135	421	1,18	1,6
	SYSTEME ASSI	As	53,4	73,3	25141,1	1318,7	3,01	1,28	0,0011	89,25	42240	1560	64,23	387,57	1126,65	1,45	1,93



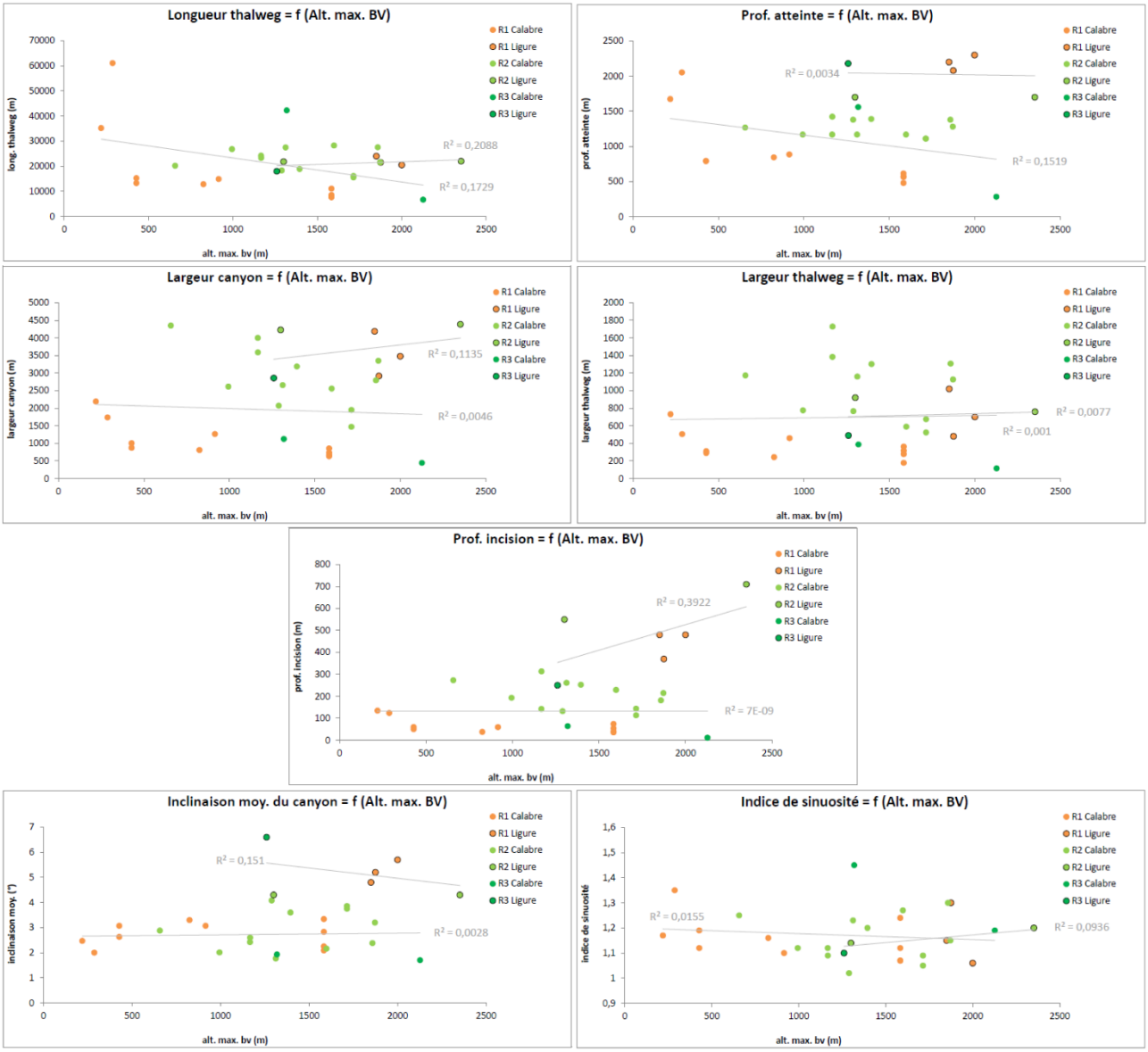
Annexe 8-2 : Graphiques comparatifs des paramètres morphométriques des canyons sous-marins en fonction du périmètre des bassins versants (données disponibles seulement pour la Marge Calabro-Ionienne).



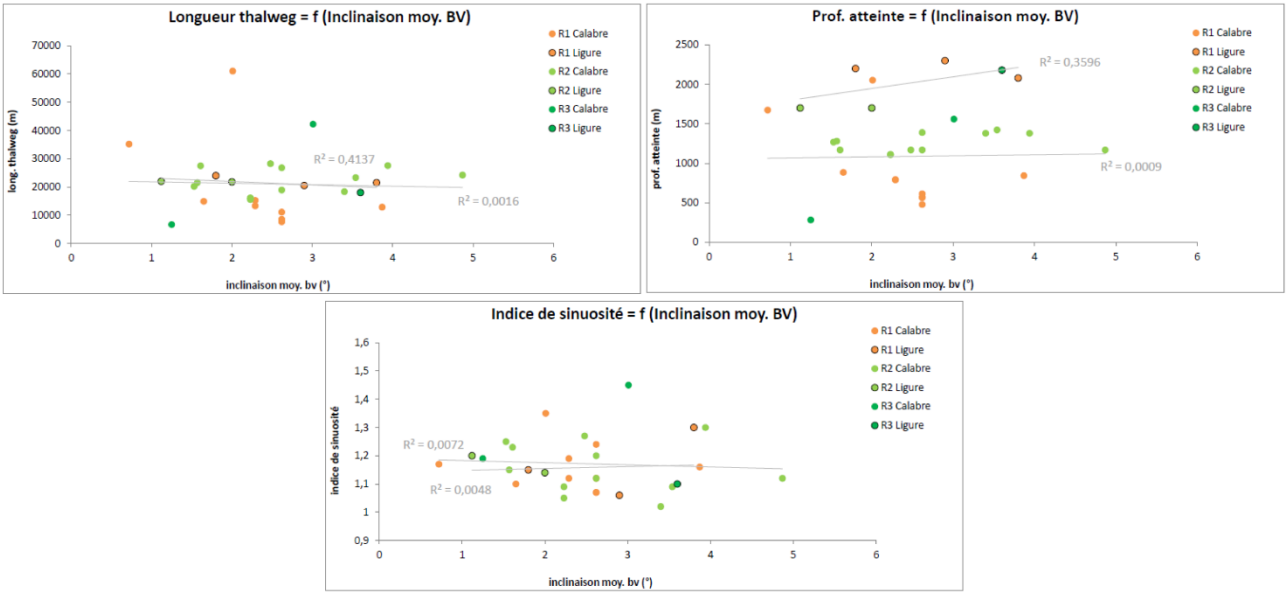
Annexe 8-3 : Graphiques comparatifs des paramètres morphométriques des canyons sous-marins en fonction de la superficie des bassins versants.



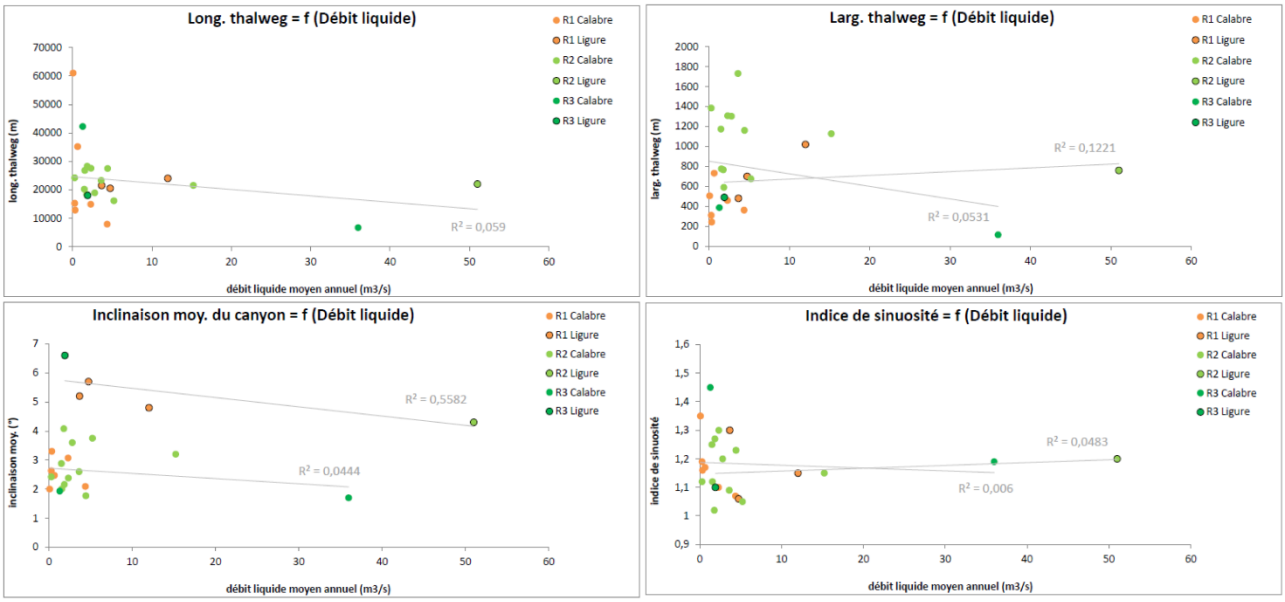
Annexe 8-4 : Graphiques comparatifs des paramètres morphométriques des canyons sous-marins en fonction de la longueur du plus grand affluent du bassin versant.



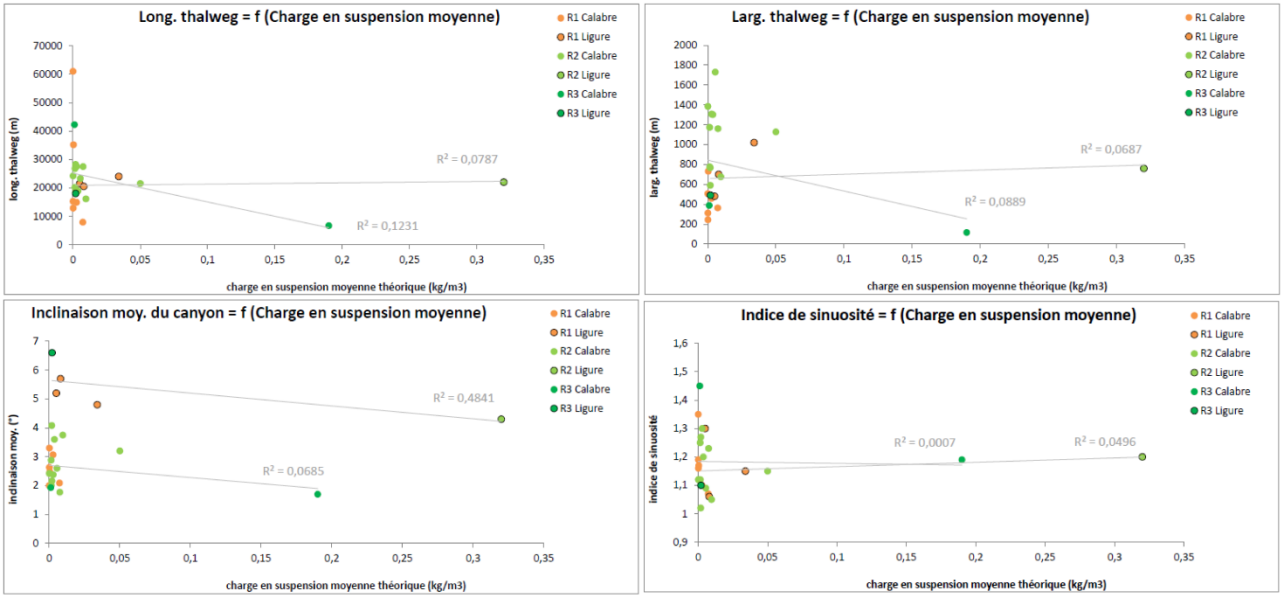
Annexe 8-5 : Graphiques comparatifs des paramètres morphométriques des canyons sous-marins en fonction de l'altitude maximale des bassins versants.



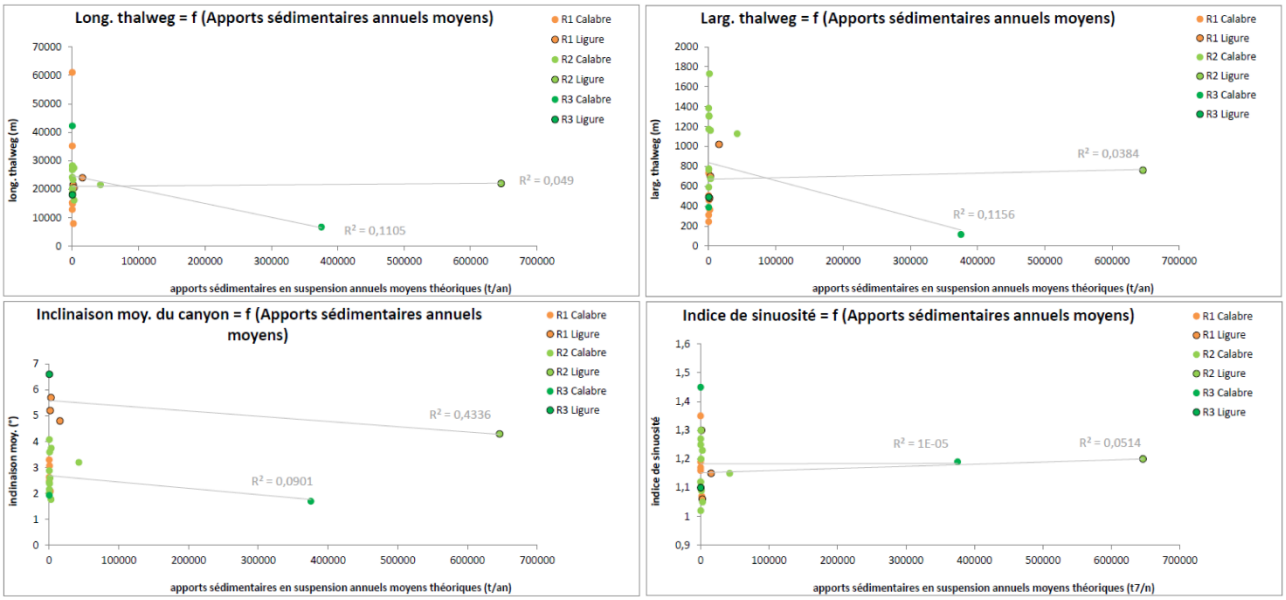
Annexe 8-6 : Graphiques comparatifs des paramètres morphométriques des canyons sous-marins en fonction de l'inclinaison moyenne des bassins versants.



Annexe 8-7 : Graphiques comparatifs de différents paramètres morphométriques des canyons sous-marins en fonction du débit liquide mesuré des bassins versants associés.



Annexe 8-8 : Graphiques comparatifs de différents paramètres morphométriques des canyons sous-marins en fonction de la charge en suspension moyenne théoriques des bassins versants associés.



Annexe 8-9 : Graphiques comparatifs de différents paramètres morphométriques des canyons sous-marins en fonction des apports sédimentaires annuels moyens théoriques des bassins versants associés.

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS

Mention : Sciences de l'Univers – Spécialité : Géologie Marine

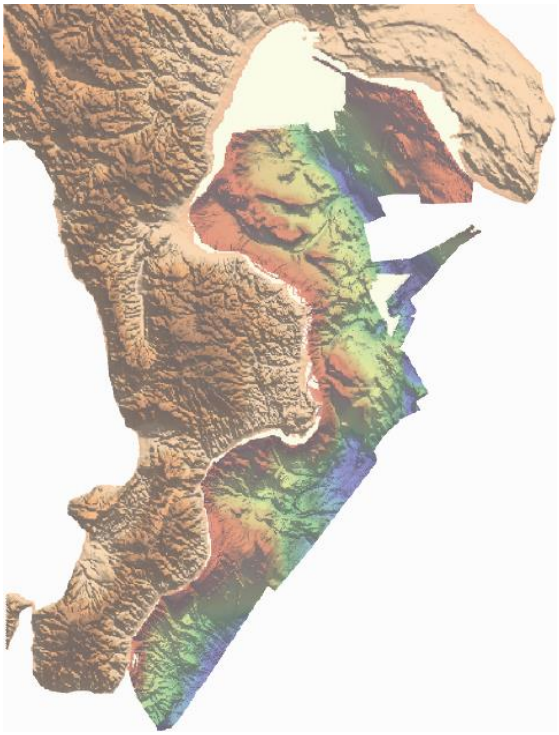
Marianne COSTE

Les processus sédimentaires, depuis la pente continentale jusqu'au bassin, en contexte de tectonique active : Analyse comparée entre la Marge Calabro-Ionienne et la Marge Ligure durant les derniers 5 Ma.

CAHIER ANNEXE

Cartes d'Identité des Canyons Sous-Marins

de la Marge Calabro-Ionienne



Université de Nice-Sophia Antipolis (UNSA) – Nice – France
Géoazur - Observatoire de la Côte d'Azur – Valbonne – France
OGS, Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale – Trieste – Italia

CAHIER ANNEXE

Cartes d'Identité des Canyons Sous-Marins

de la Marge Calabro-Ionienne

INDEX

Figure 1 : Mode de fonctionnement d'une carte d'identité p.1

Le système Crati

Figure 2 : Carte d'identité du canyon Crati p.3

Le système Corigliano

Figure 3 : Carte d'identité du Chenal Corigliano p.5
Figure 4 : Carte d'identité du canyon Trionto 1 ..... p.6
Figure 5 : Carte d'identité du canyon Trionto a, b et c p.7
Figure 6 : Carte d'identité du canyon Trionto 2 ..... p.8
Figure 7 : Carte d'identité du canyon Trionto 3 ..... p.9
Figure 8 : Carte d'identité du canyon Arso p.10
Figure 9 : Carte d'identité du canyon Nicà p.11

Le système Punta di Alice

Figure 10 : Carte d'identité du degré 1 du système p.13
Figure 11 : Carte d'identité du canyon Punta di Alice p.14
Figure 12 : Carte d'identité du canyon Votagrande 1 ..... p.15
Figure 13 : Carte d'identité du canyon Votagrande 2 ..... p.16

Le système Lipuda – Neto

Figure 14 : Carte d'identité du degré 1 du système p.18
Figure 15 : Carte d'identité du canyon Lipuda p.19
Figure 16 : Carte d'identité du canyon Neto p.20

Le système Esaro di Crotone

Figure 17 : Carte d'identité du degré 1 du système p.22
Figure 18 : Carte d'identité du canyon Esaro di Crotone p.24

Le système Broticello

Figure 19 : Carte d'identité du degré 1 du système p.25
Figure 20 : Carte d'identité du canyon Broticello 1 ..... p.26
Figure 21 : Carte d'identité du canyon Broticello 2 ..... p.27

Le système Squillace

Figure 22 : Carte d'identité du Chenal Squillace p.29
Figure 23 : Carte d'identité du canyon Sellia p.30
Figure 24 : Carte d'identité du canyon Catanzaro p.31
Figure 25 : Carte d'identité du canyon Squillace p.32
Figure 26 : Carte d'identité du canyon Badolato p.33
Figure 27 : Carte d'identité du chenal annexe p.34

Le système Assi

Figure 28 : Carte d'identité du canyon Assi p.36

Le système Caulonia – Siderno

Figure 29 : Carte d'identité du degré 1 du système p.38
Figure 30 : Carte d'identité du canyon Caulonia p.39
Figure 31 : Carte d'identité du canyon Siderno p.40

Le système Bovalino – La Verde

Figure 32 : Carte d'identité du degré 1 du système p.42
Figure 33 : Carte d'identité du canyon Bovalino p.43
Figure 34 : Carte d'identité du canyon La Verde p.44

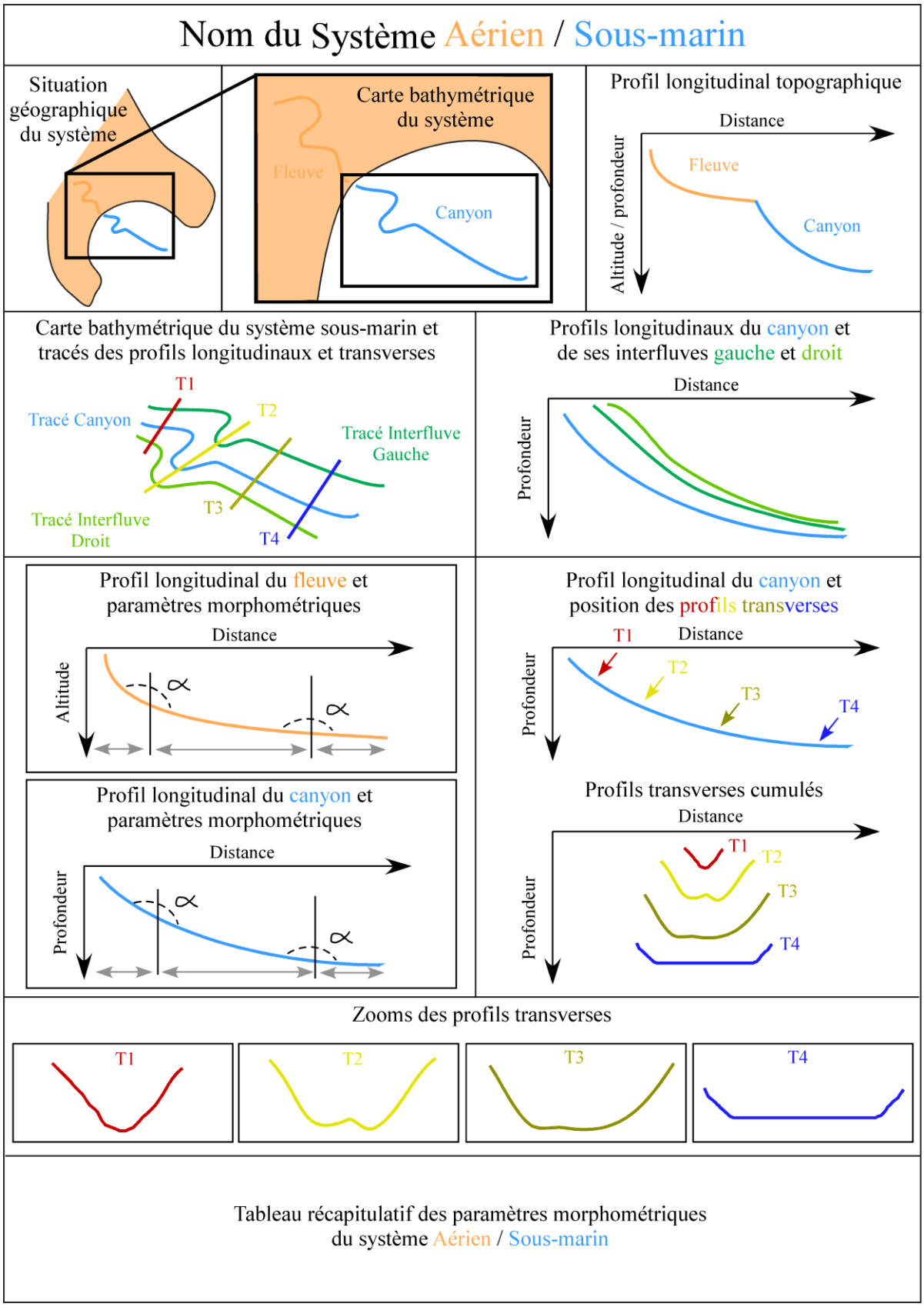
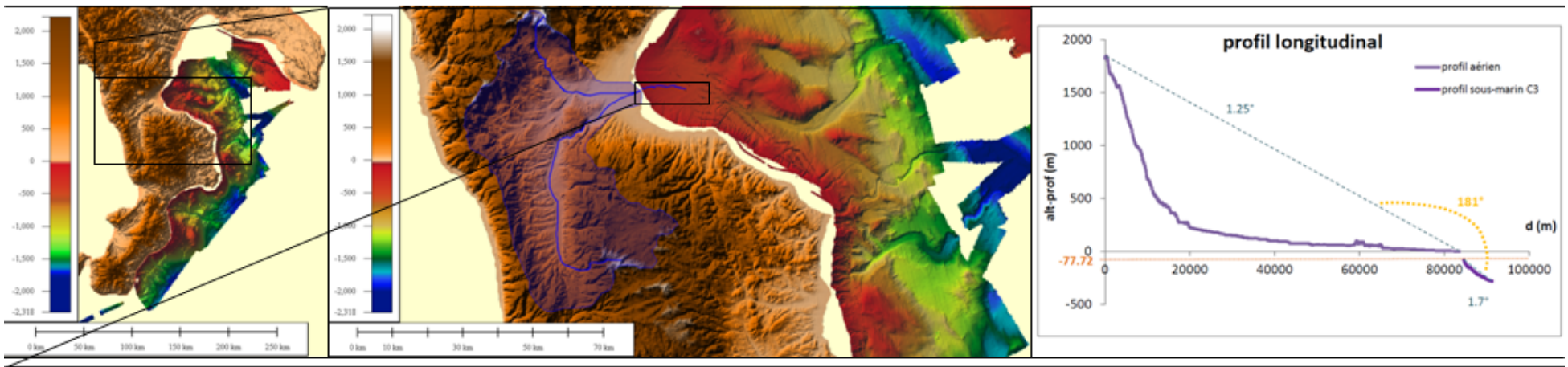
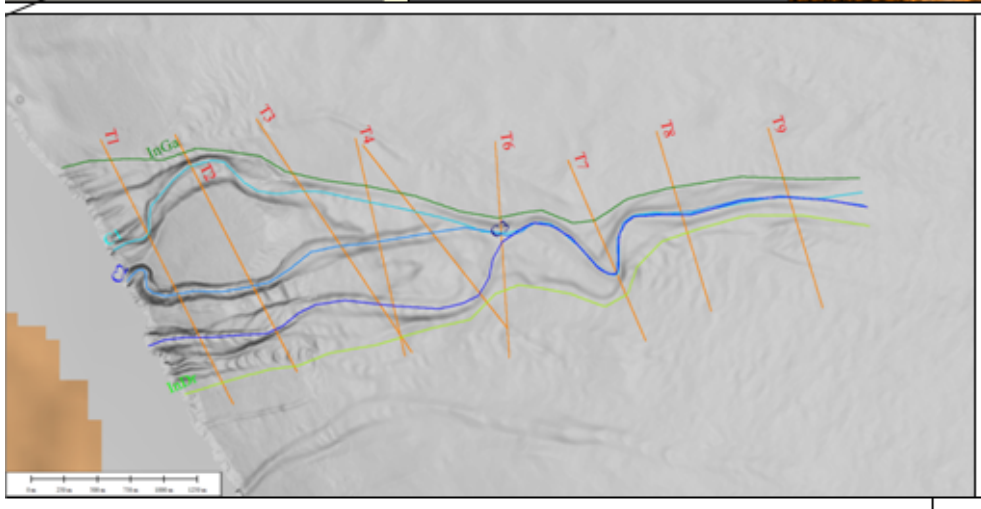


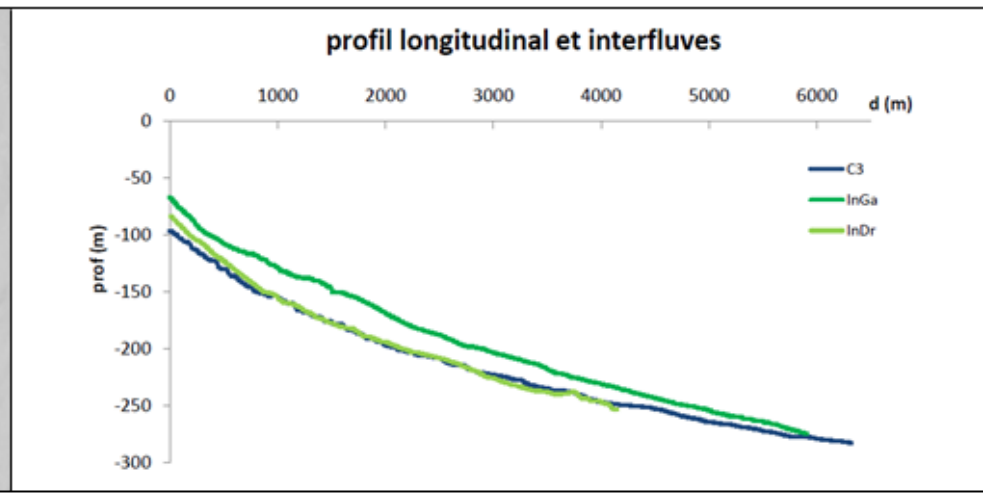
Figure 1 : Mode de fonctionnement d'une carte d'identité

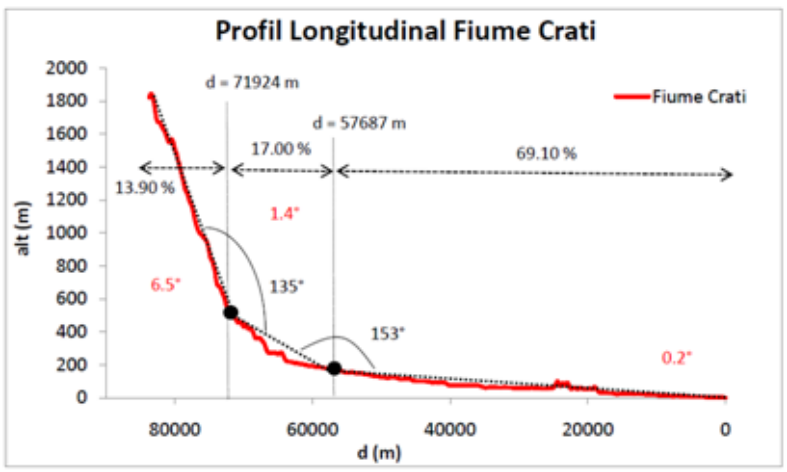
Le Système Crati

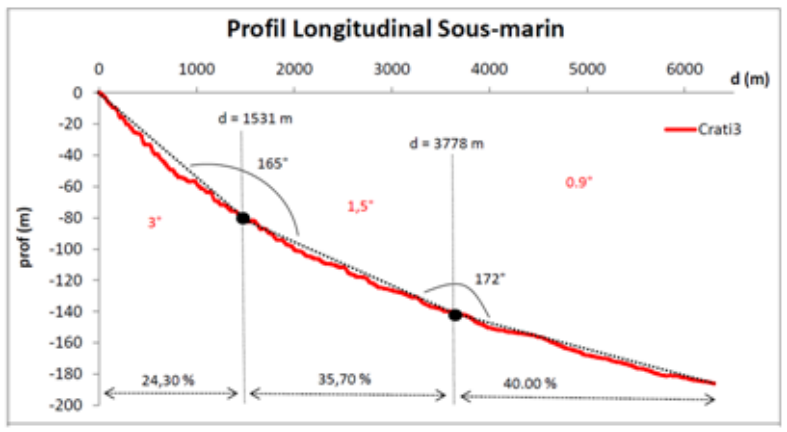
Crati (C)

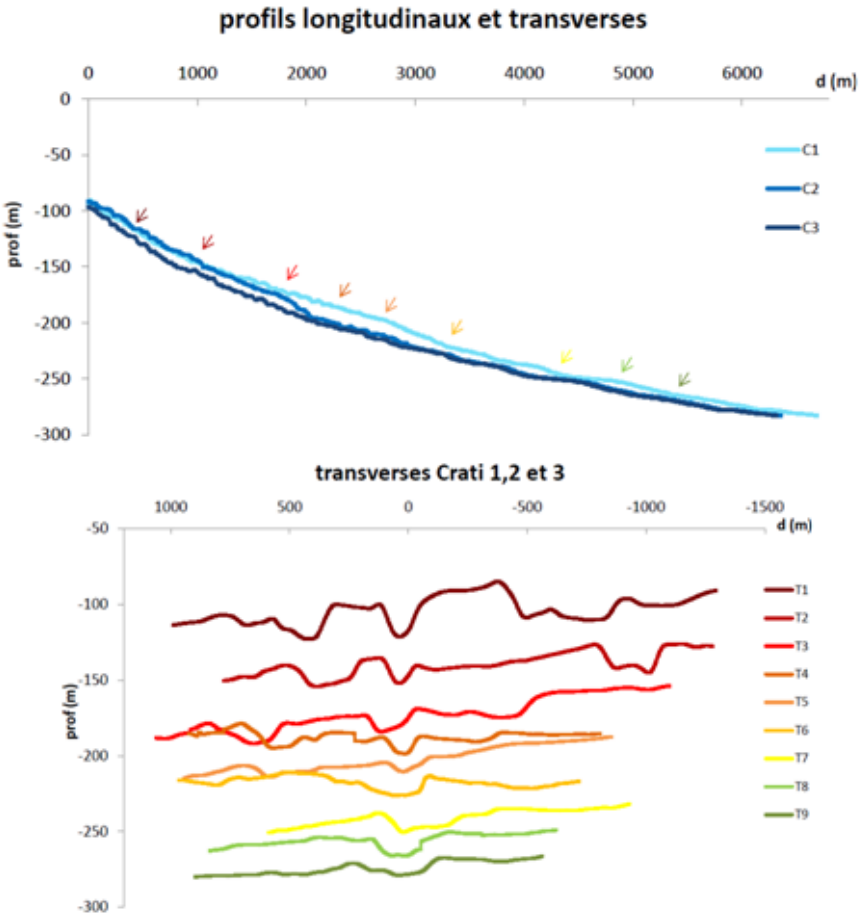


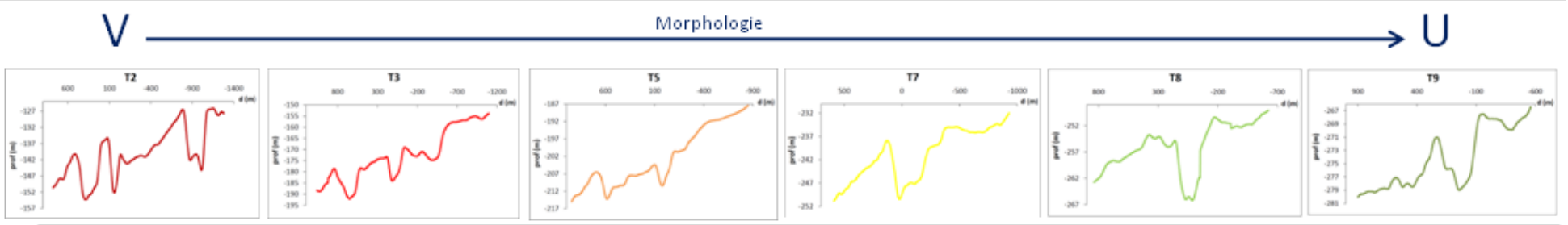










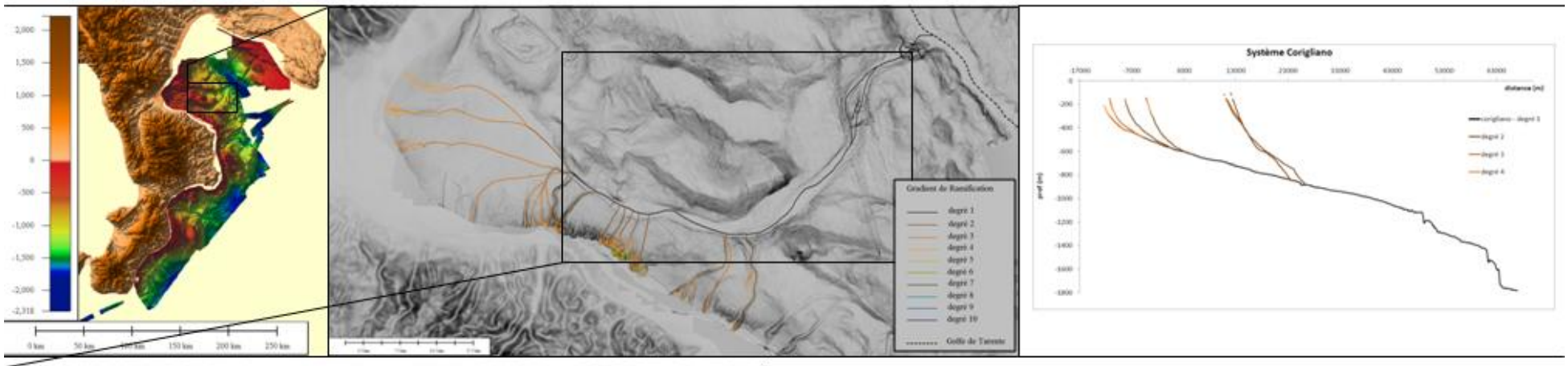


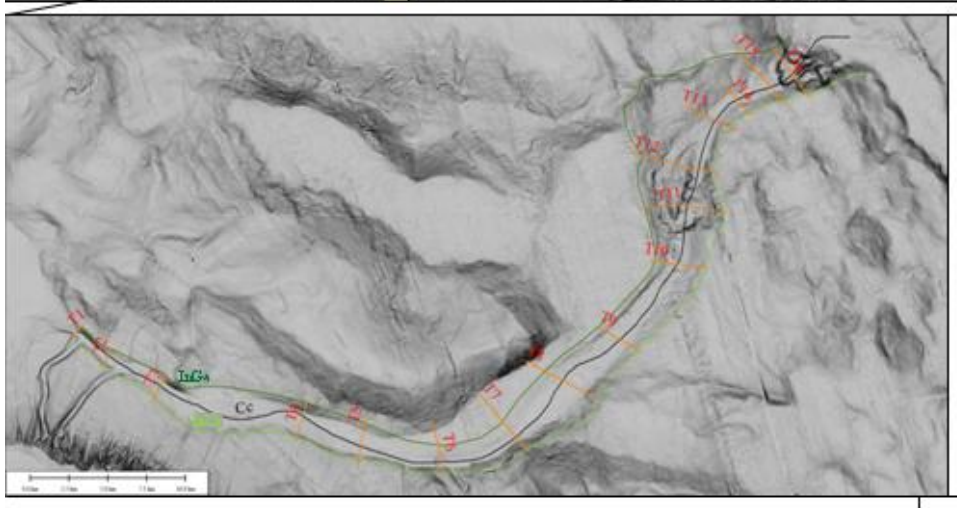
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
C1	265	2614	83547	2127	1,25	6686	282,9	11,5	115	446	1,19	1,7
C2						6358	282,9	12,2	106	347	1,15	1,7
C3						6313	282,9	12	135	421	1,18	1,6

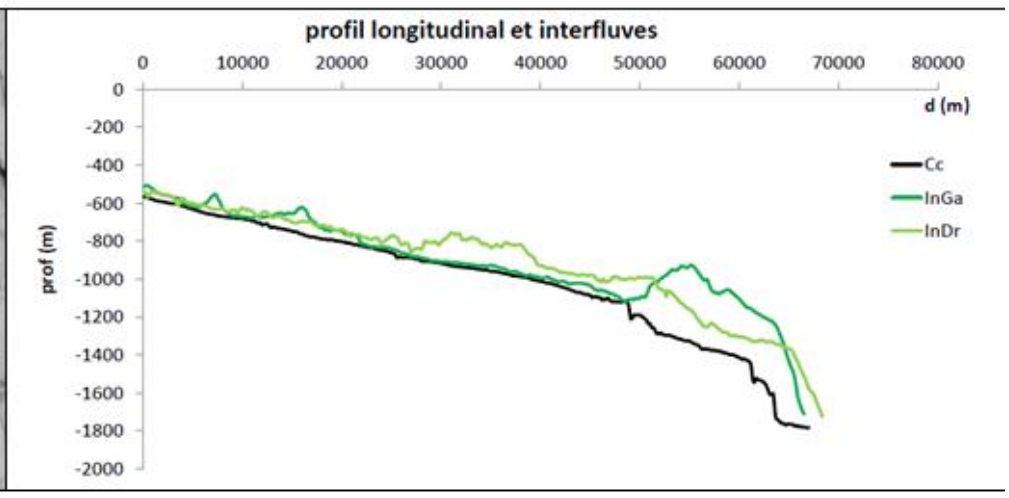
Figure 2 : Carte d'identité du canyon Crati

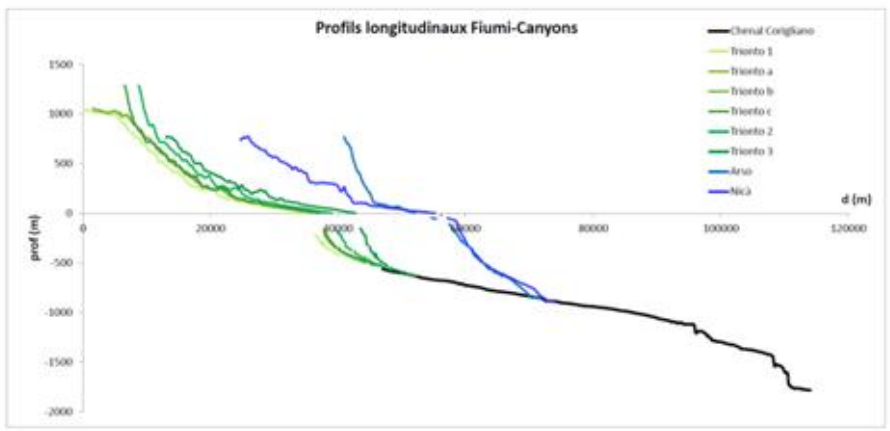
Le Système Corigliano

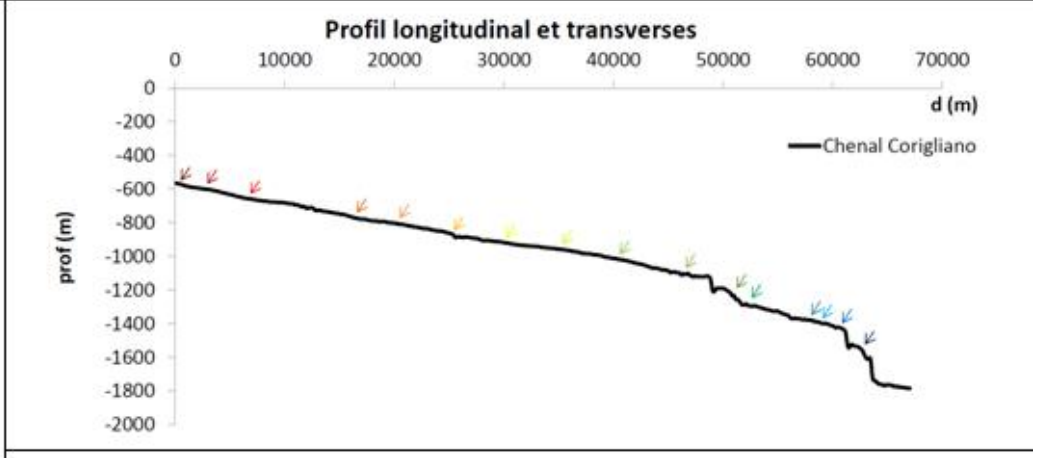
Chenal Corigliano (Cc)

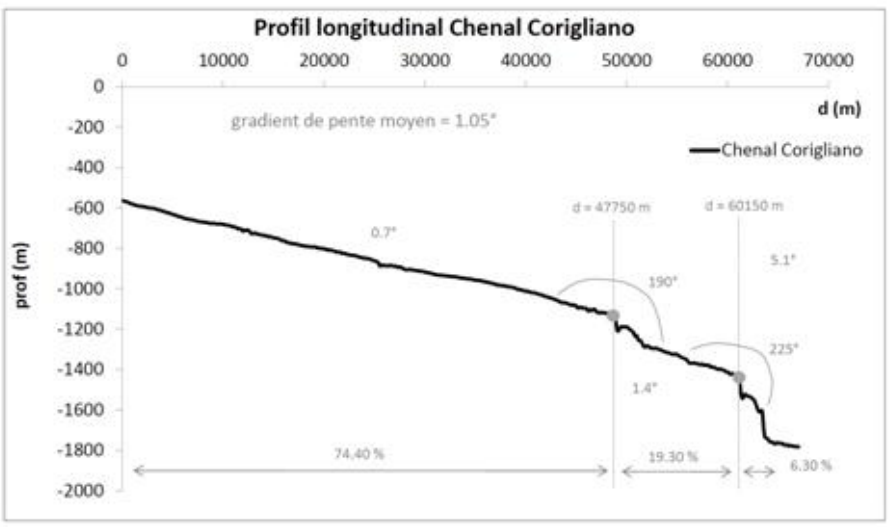


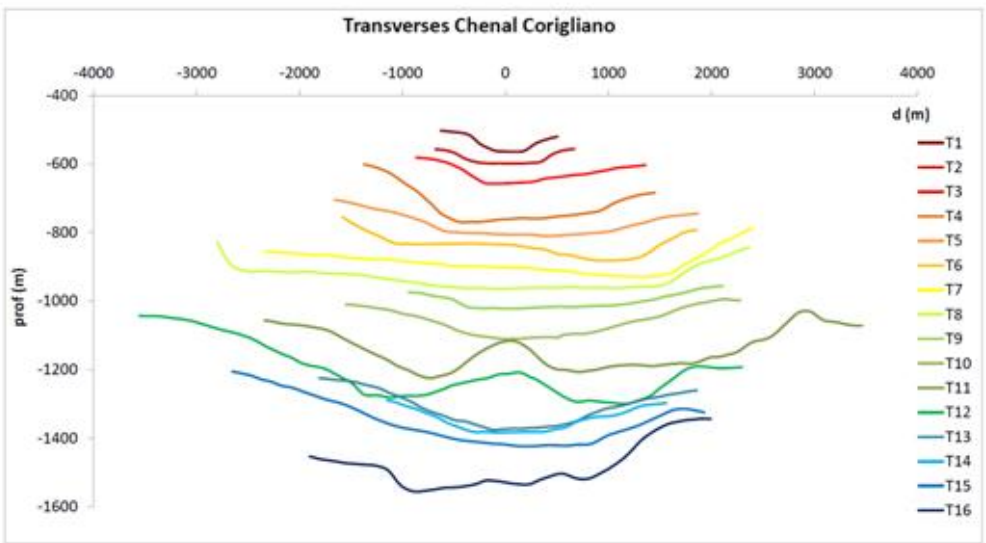










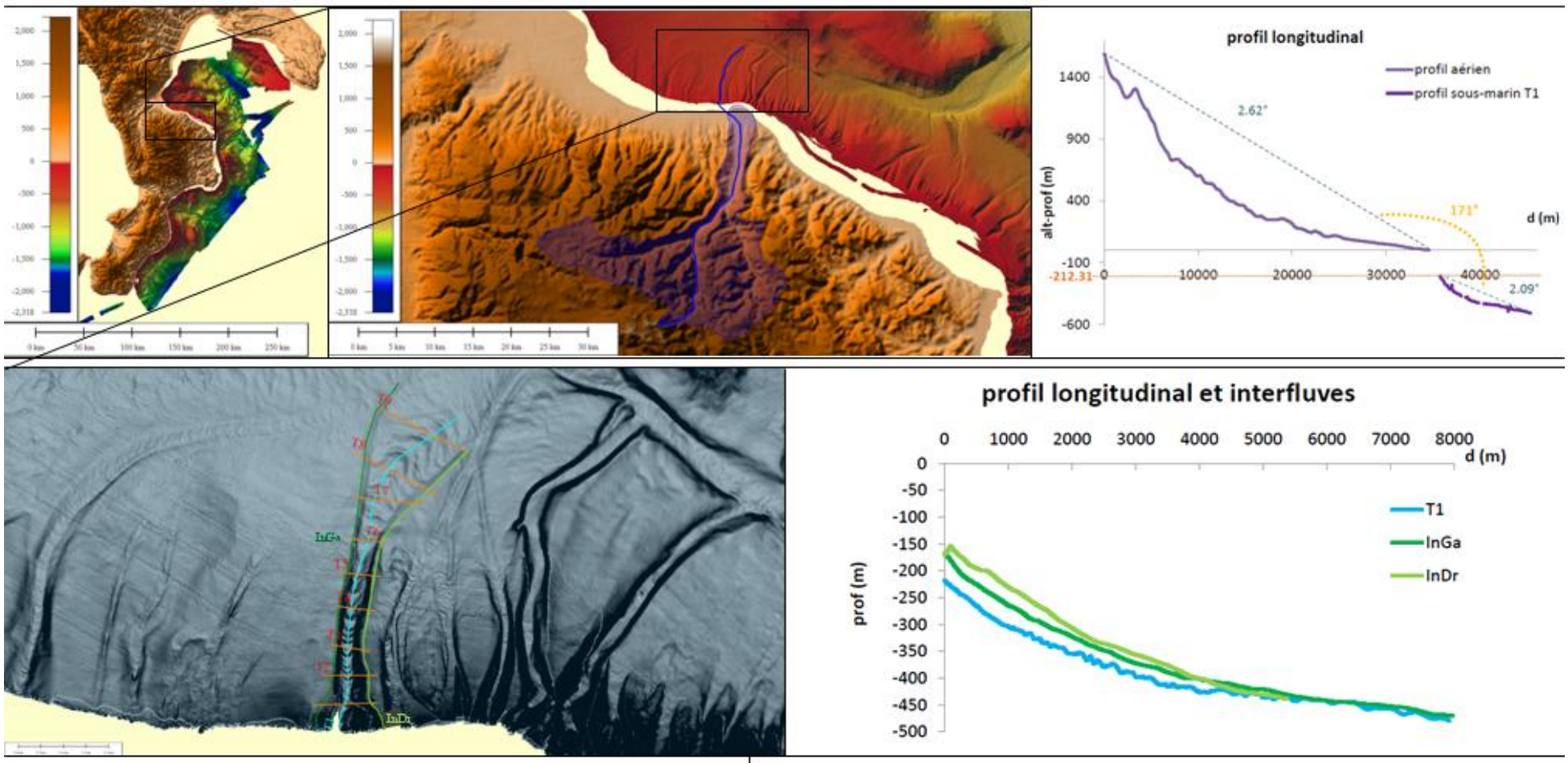


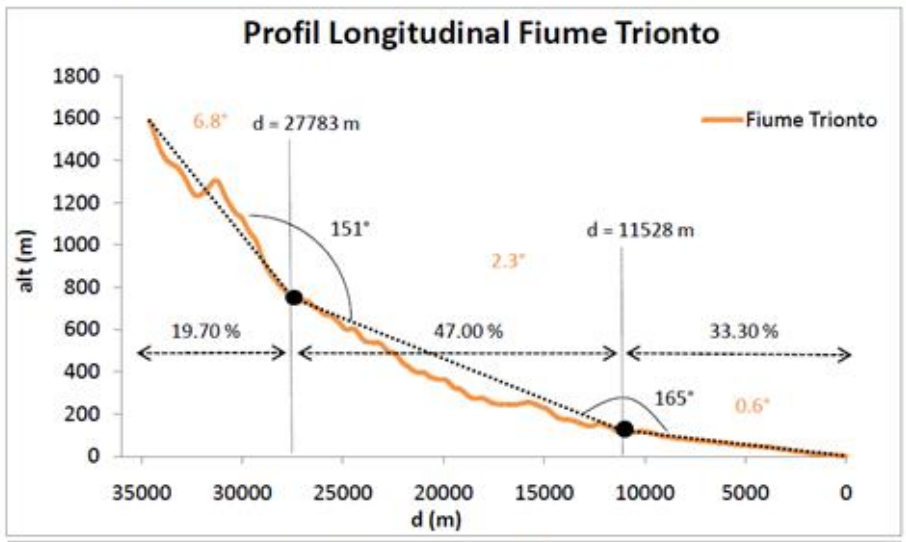


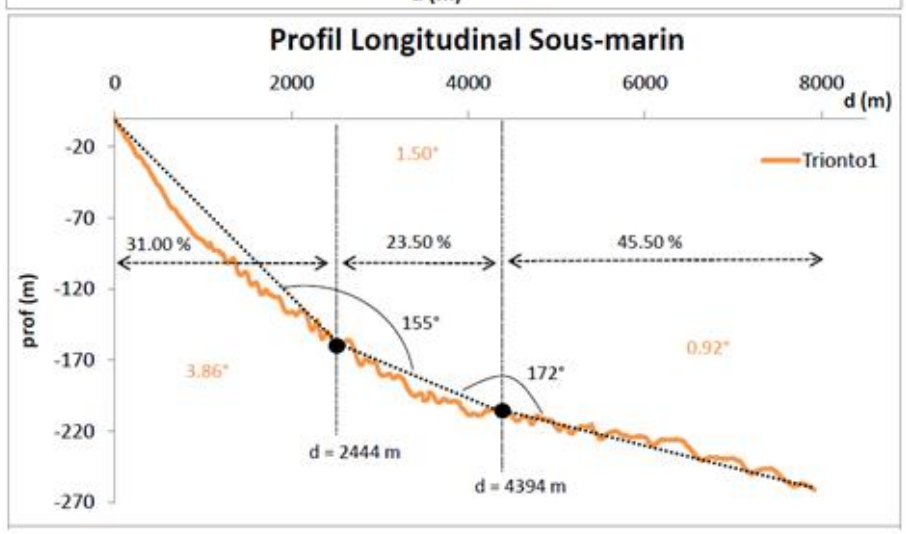
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
						longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
Cc						67040	1783	91,9	924,3	2813,9	1.26	1.05

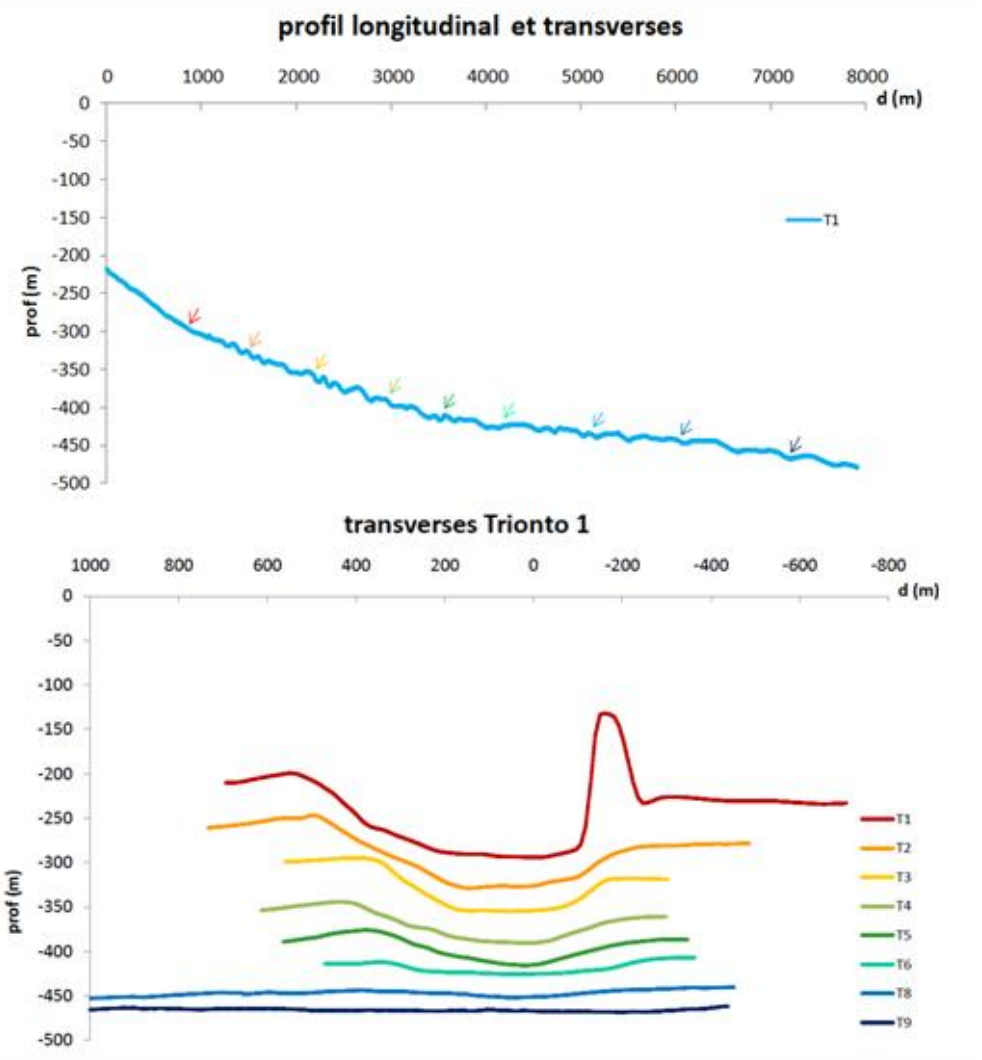
Figure 3 : Carte d'identité du Chenal Corigliano

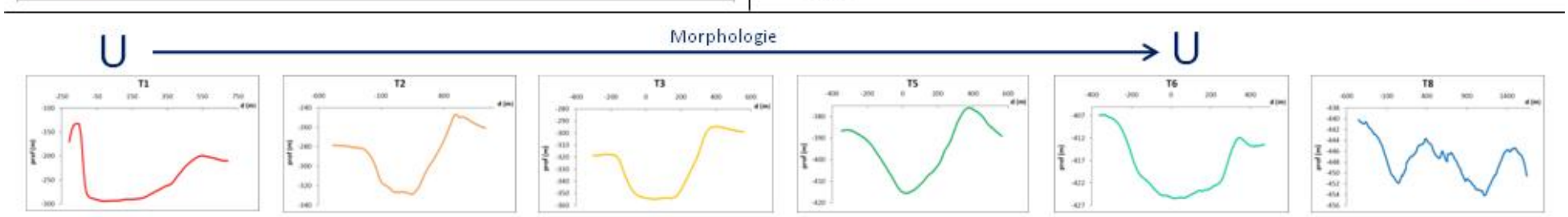
Trionto 1 (T1)







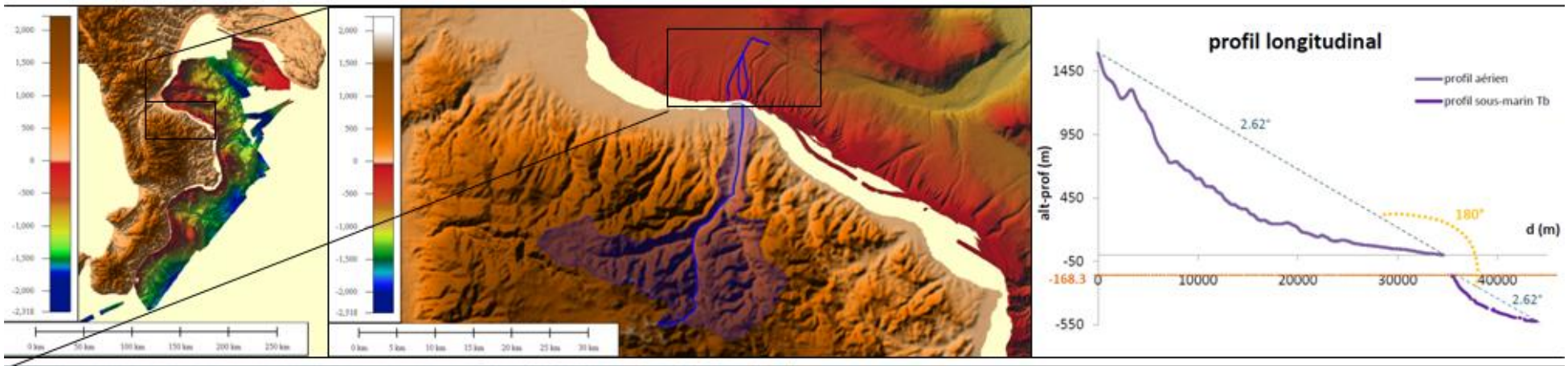


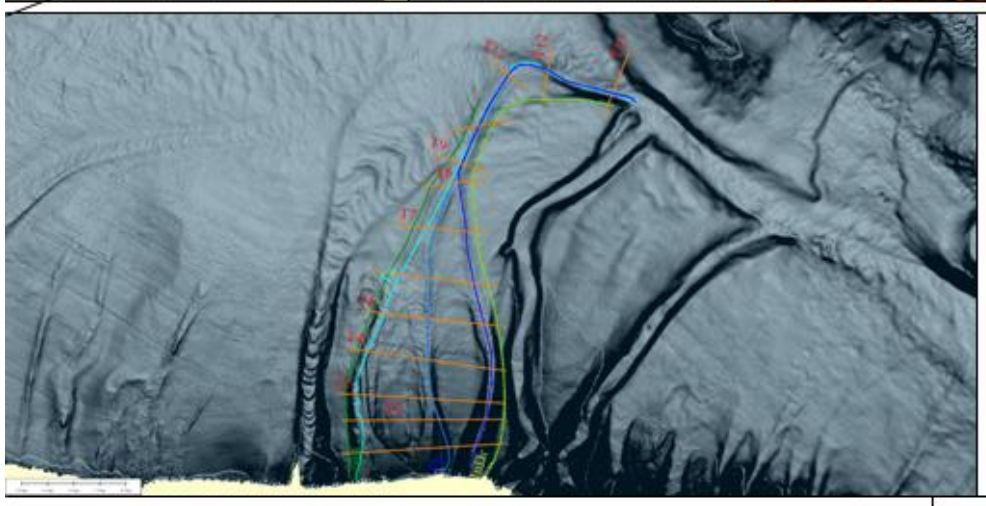


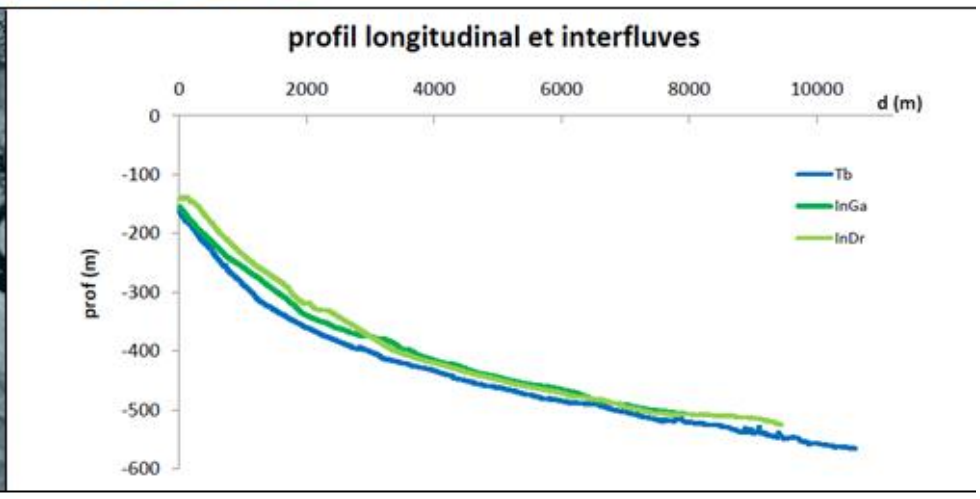
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
T1	119,8	332,3	34559,7	1583,65	2,62	7894	479	39,6	362,7	857,70	1,07	2,09

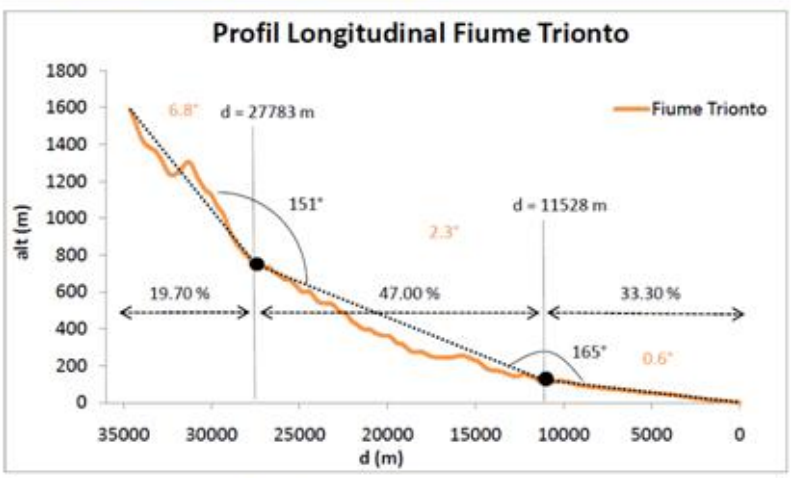
Figure 4 : Carte d'identité du canyon Trionto 1

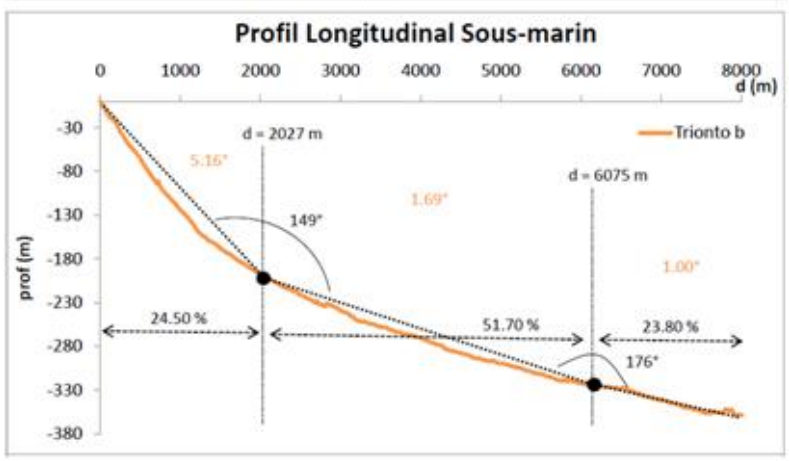
Trionto a, b, et c (Ta, b, et c)

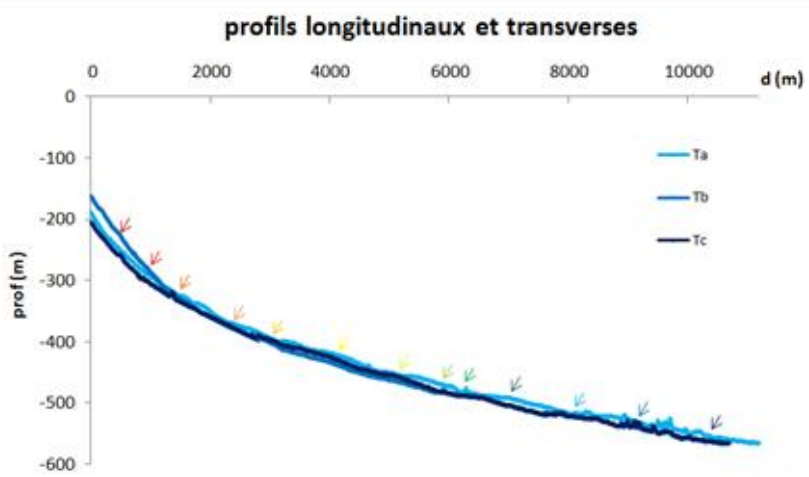


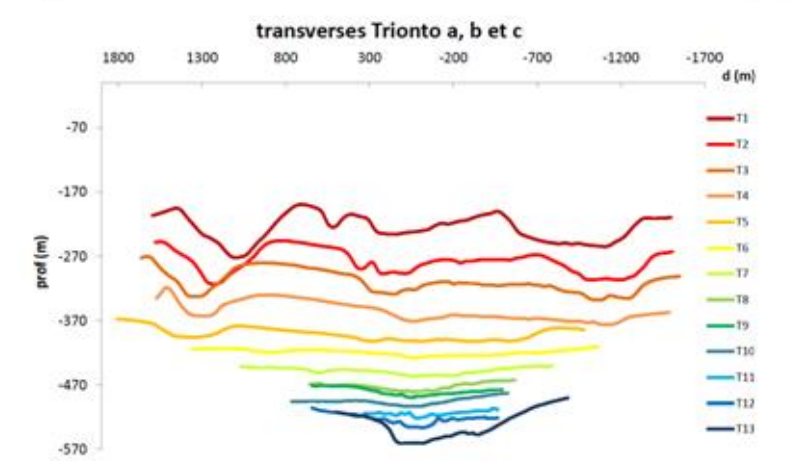


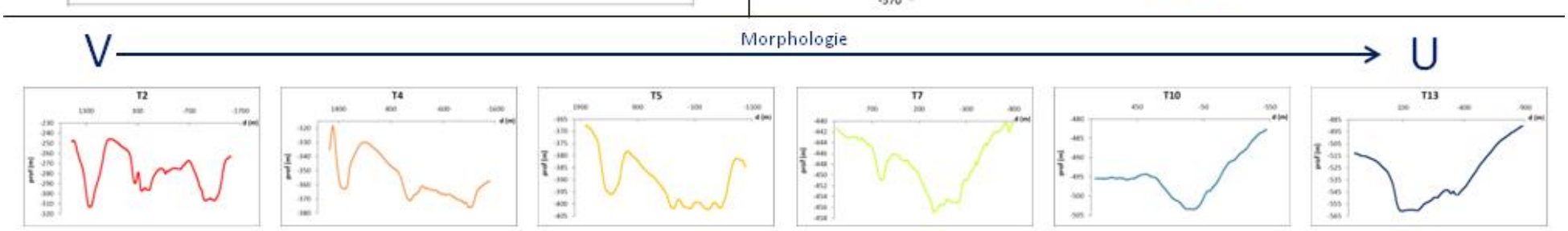








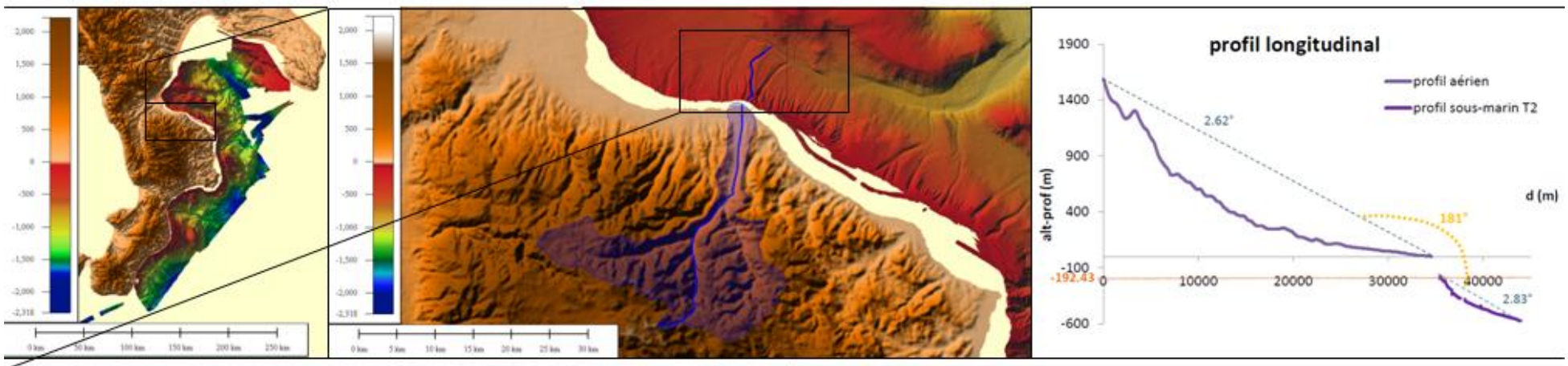


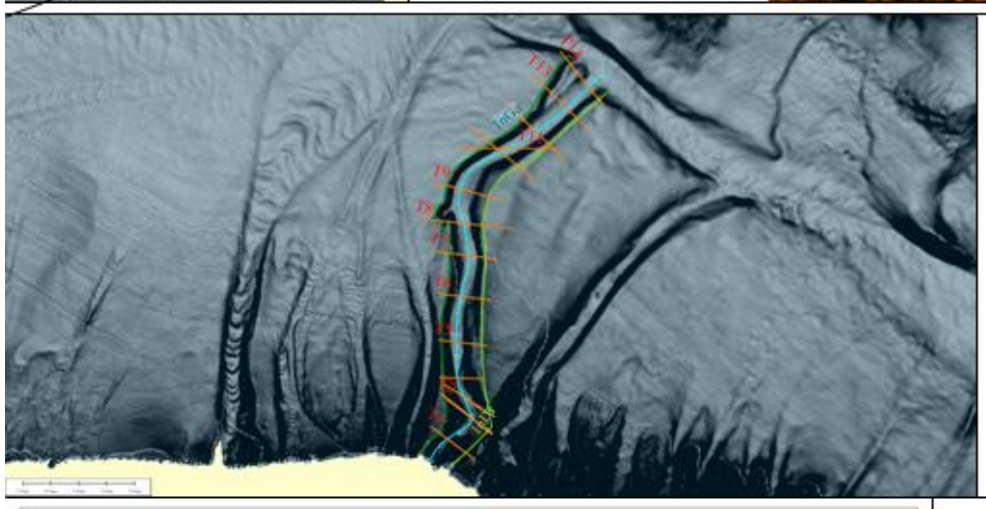


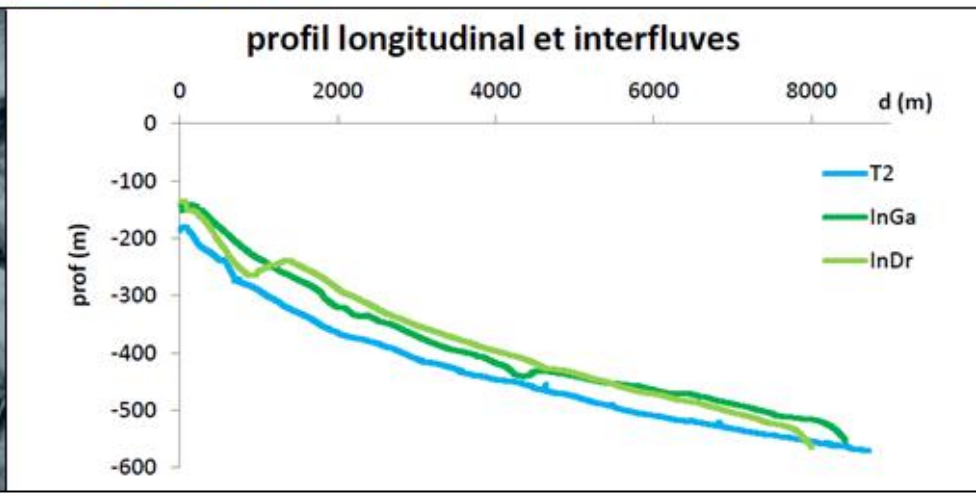
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
Ta	119,8	332,3	34559,7	1583,65	2,62	11089	565	35,7	178,1	634,5	1,24	2,25
Tb						10633	565	25,7	197,3	609,2	1,33	2,62
Tc						10730	565	25,7	207,1	523,9	1,38	2,30

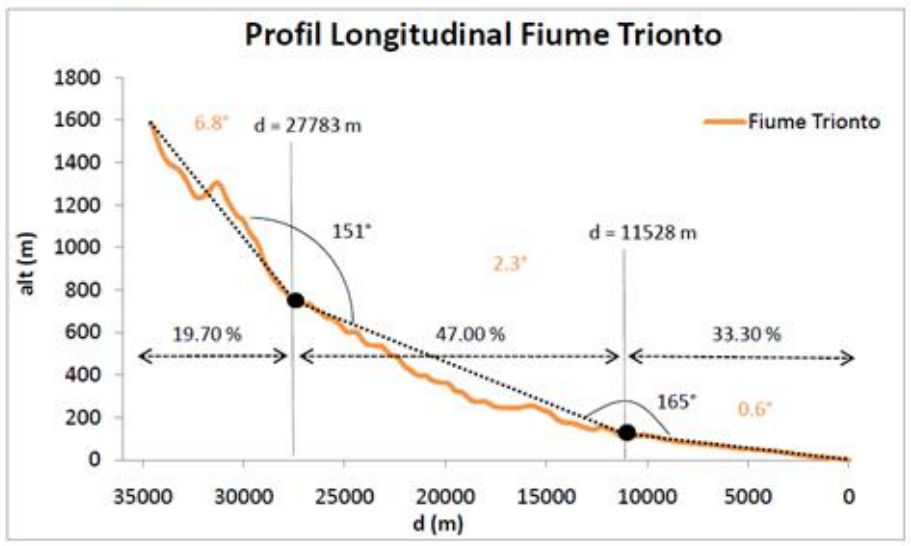
Figure 5 : Carte d'identité du canyon Trionto a, b et c

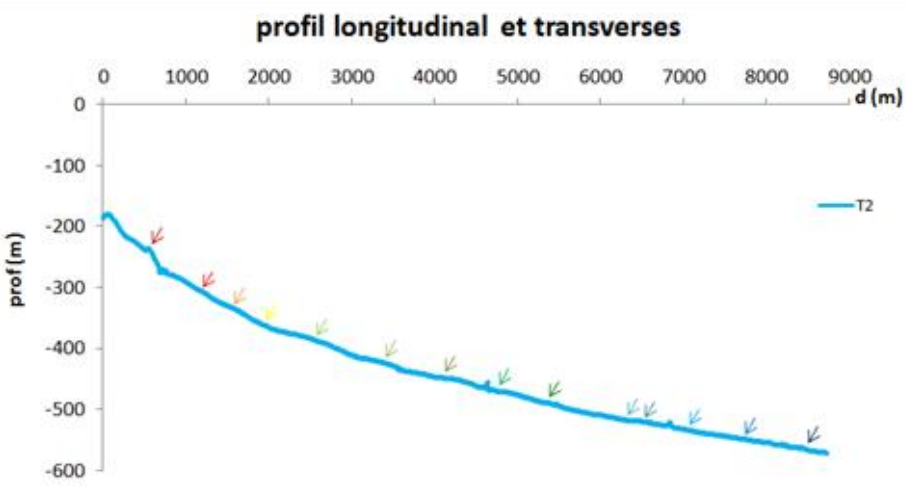
Trionto 2 (T2)

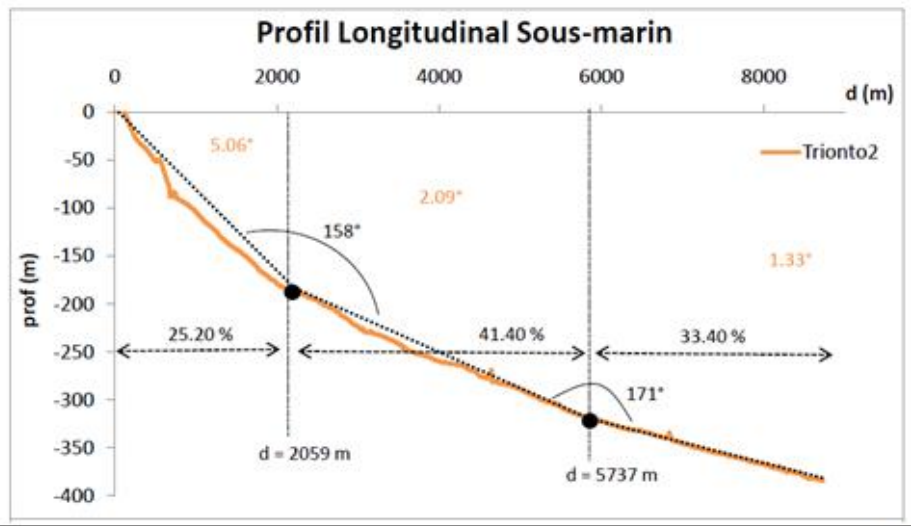


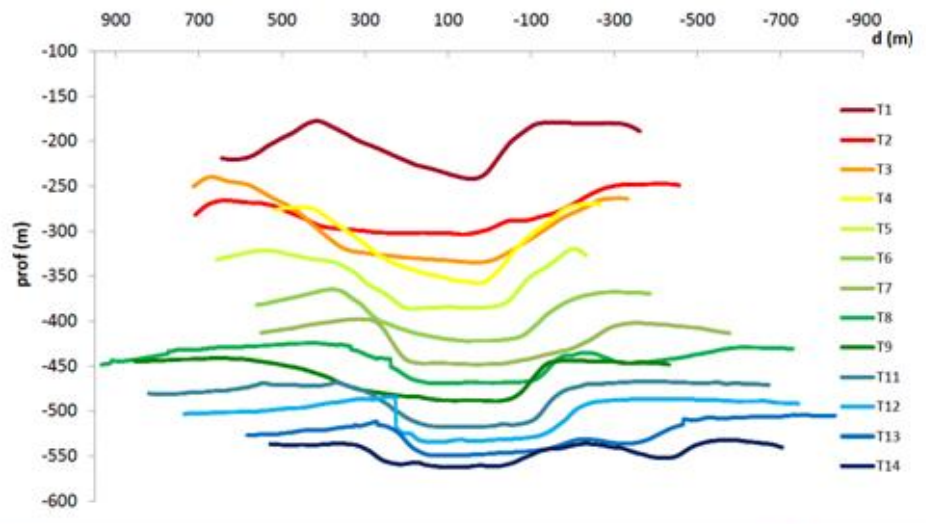


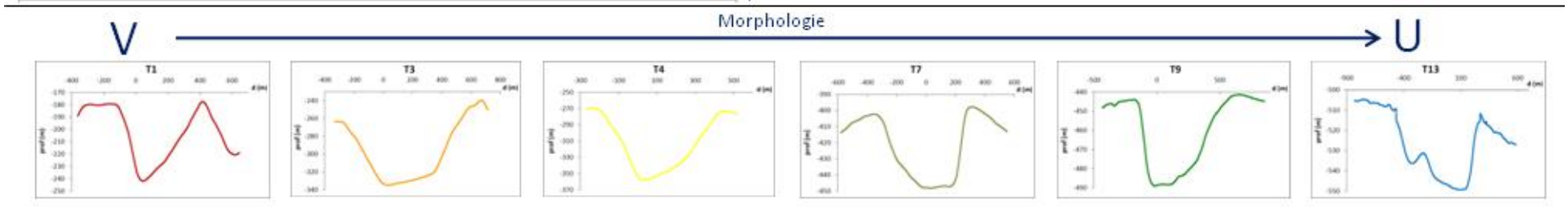








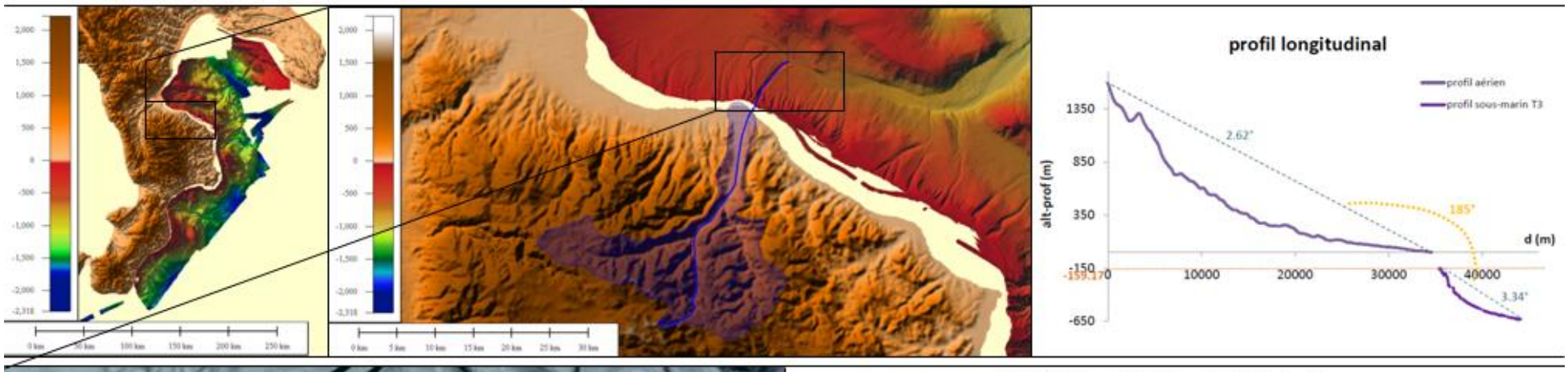


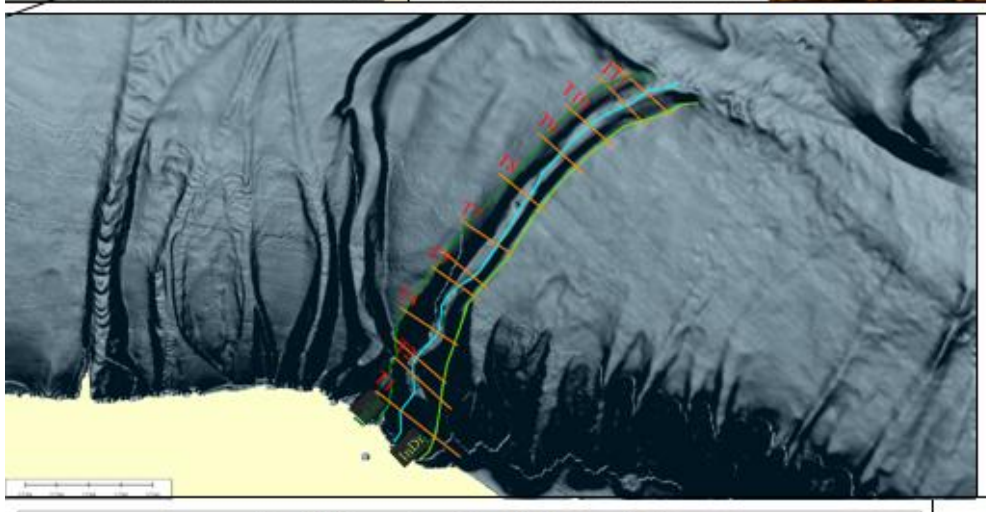


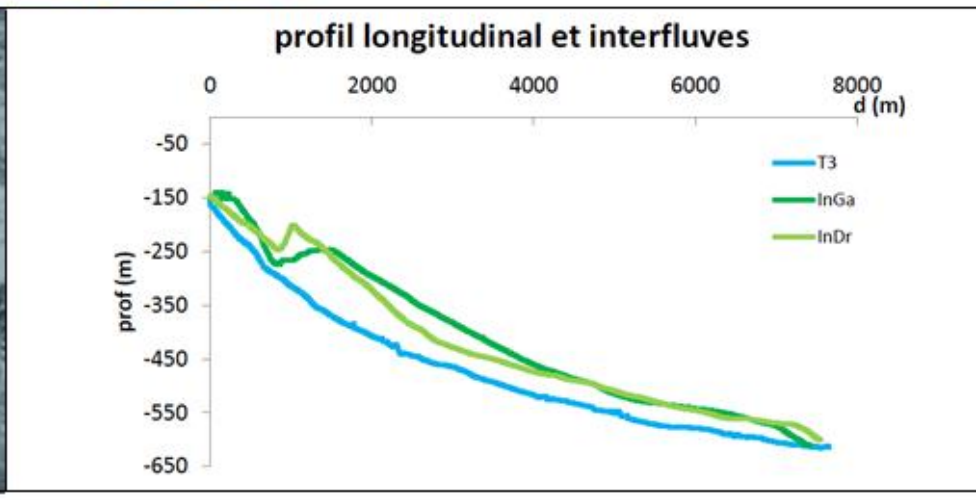
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
T2	119,8	332,3	34559,7	1583,65	2,62	8532	571	54,3	317,1	669,7	1,12	2,83

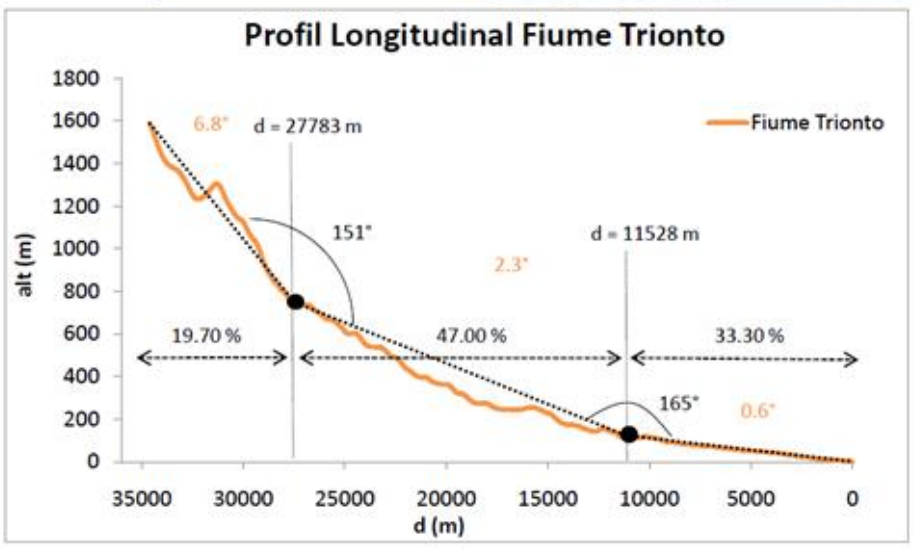
Figure 6 : Carte d'identité du canyon Trionto 2

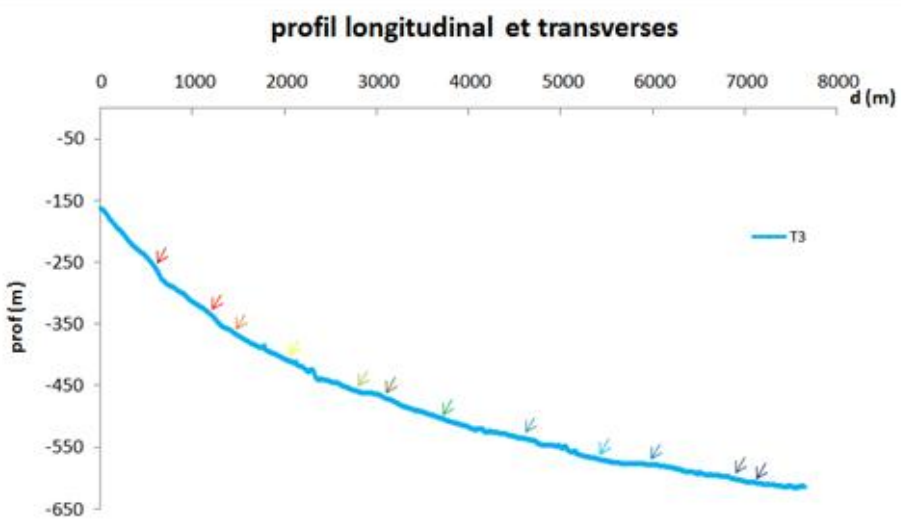
Trionto 3 (T3)

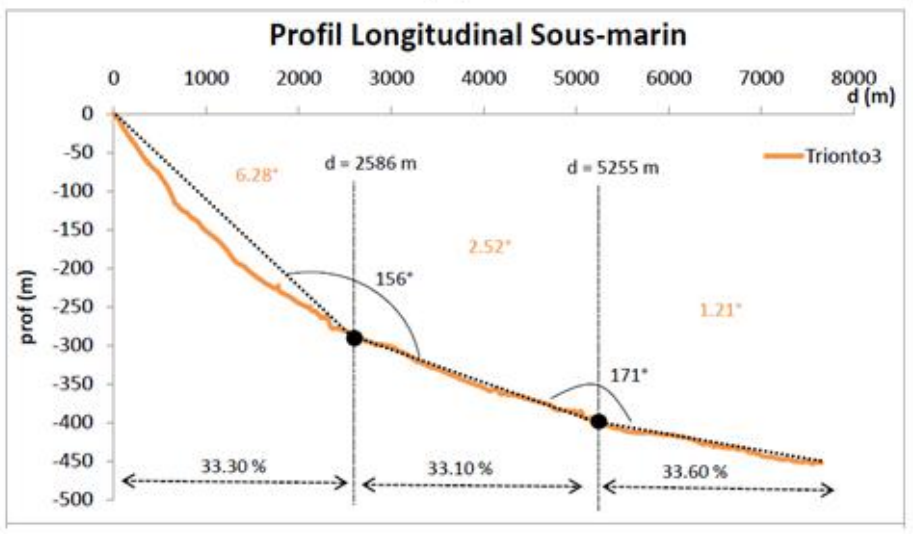


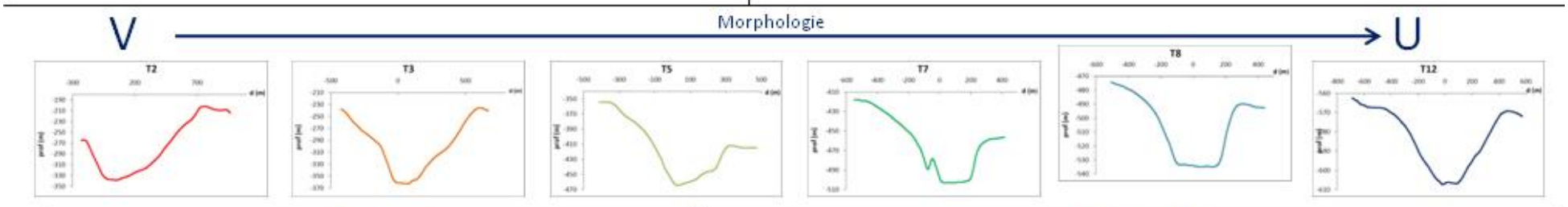








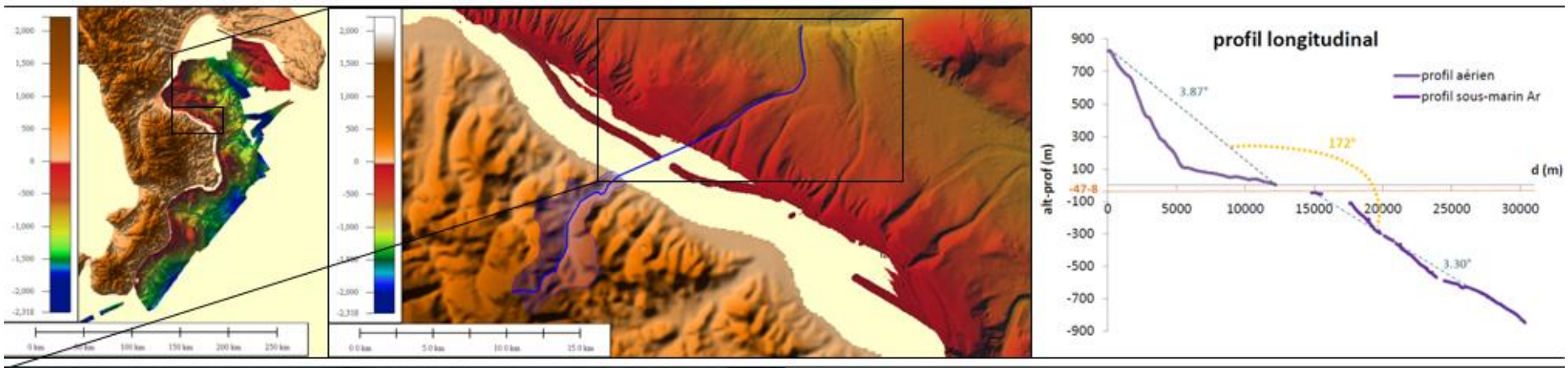


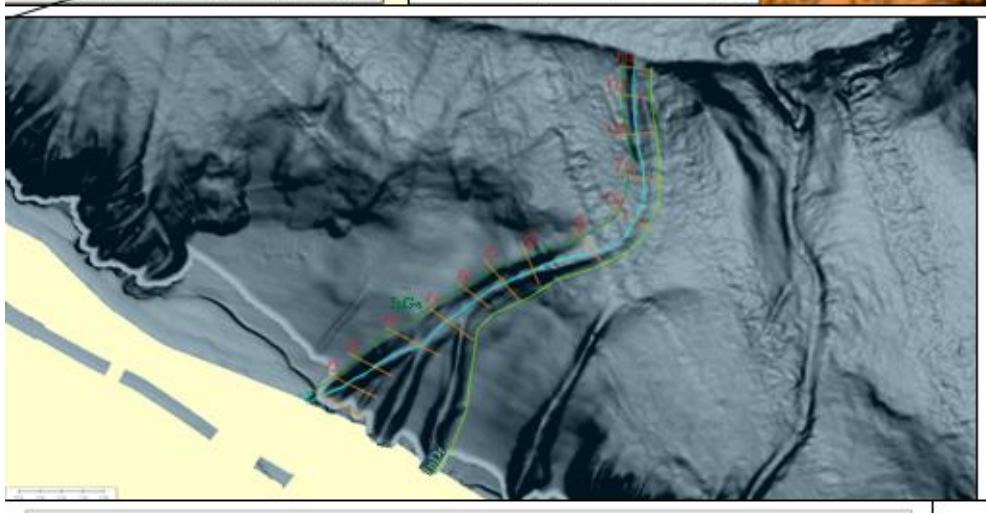


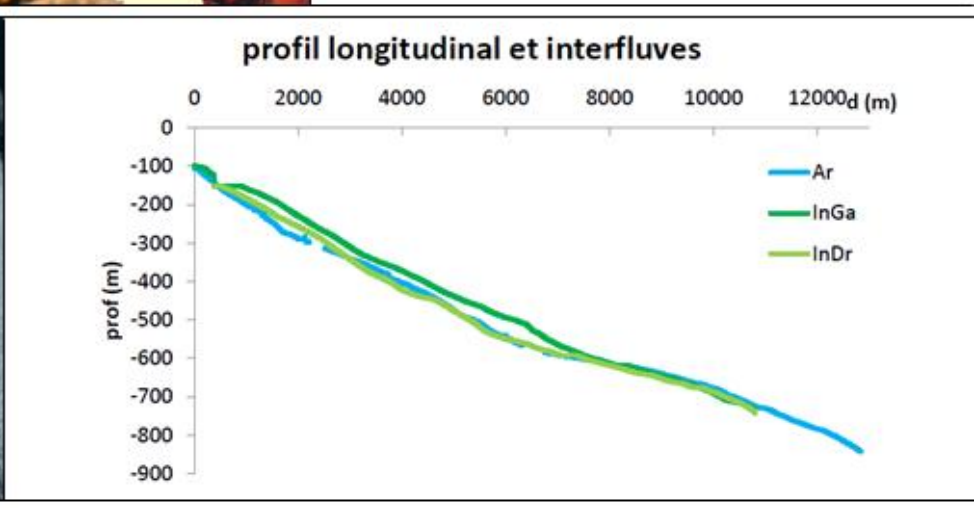
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
T3	119,8	332,3	34559,7	1583,65	2,62	7649	614	74	278,4	737,40	1,07	3,34

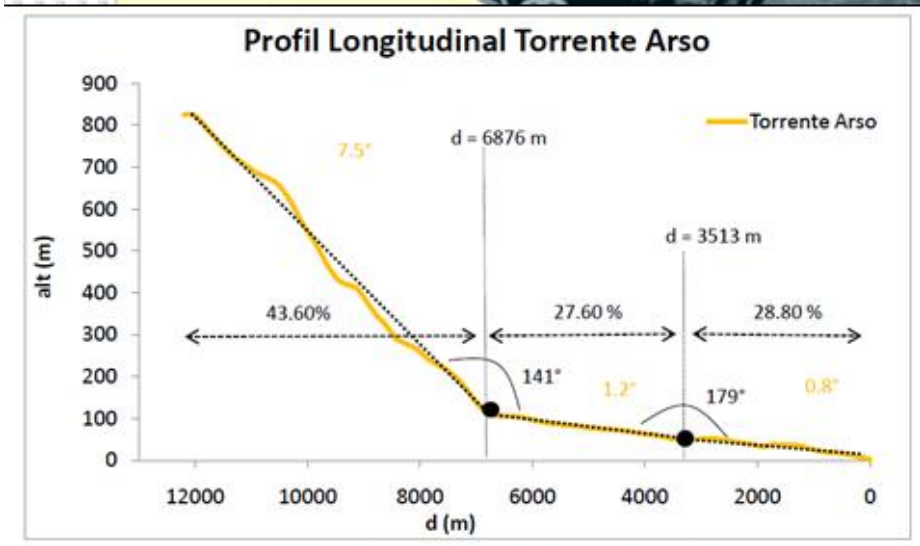
Figure 7 : Carte d'identité du canyon Trionto 3

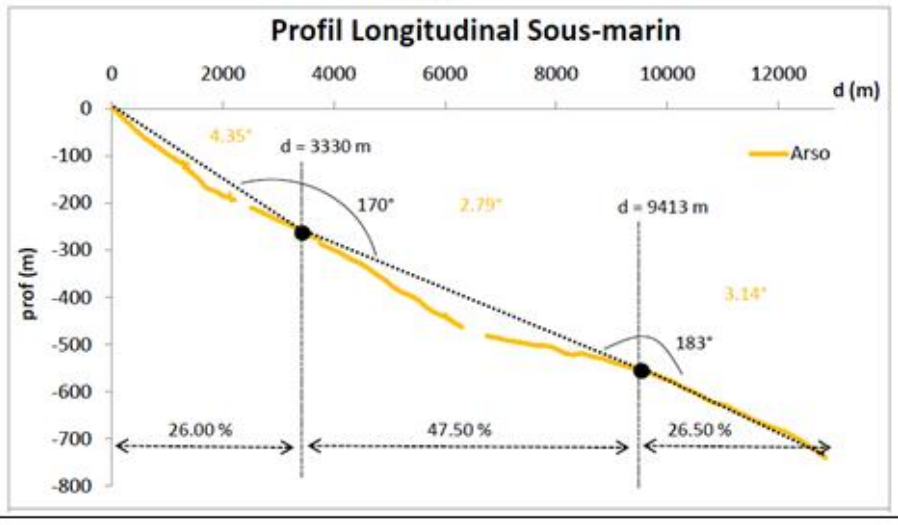
Arso (Ar)

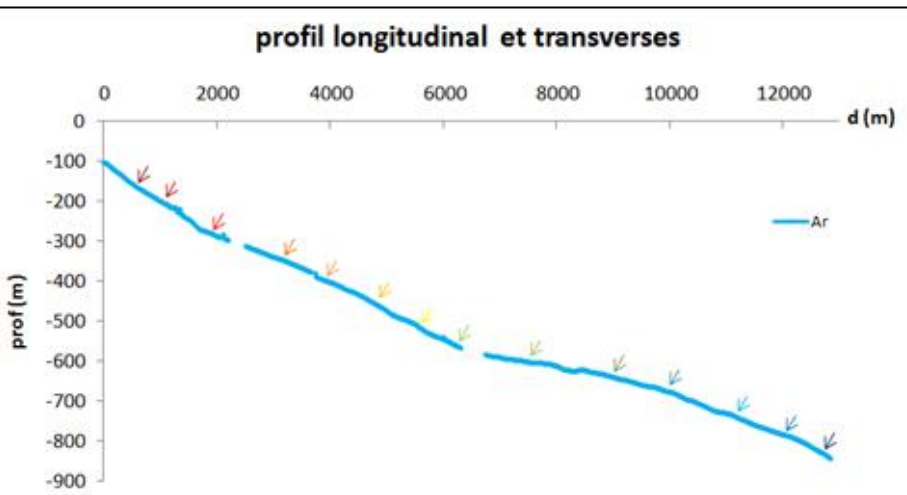


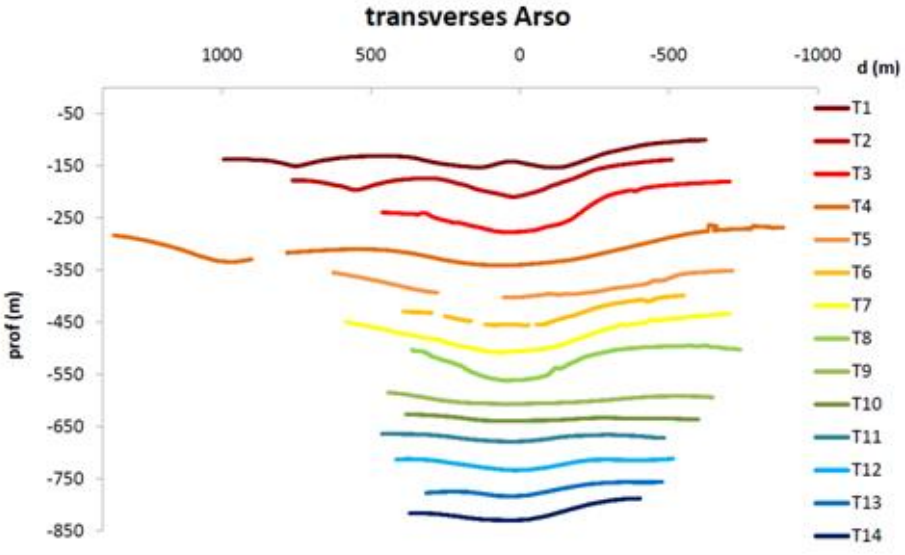


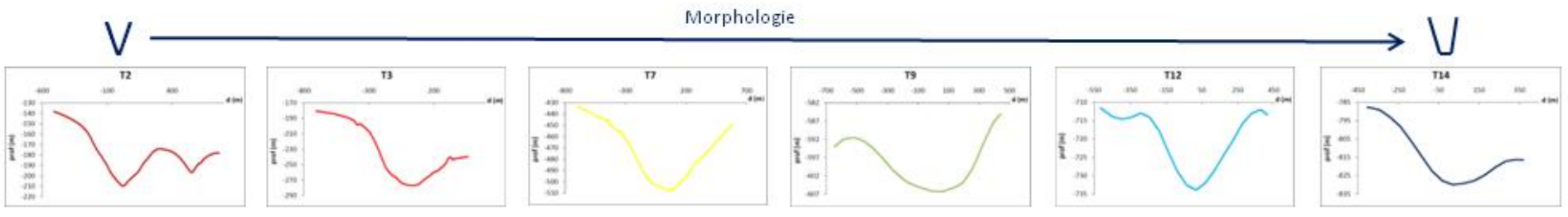








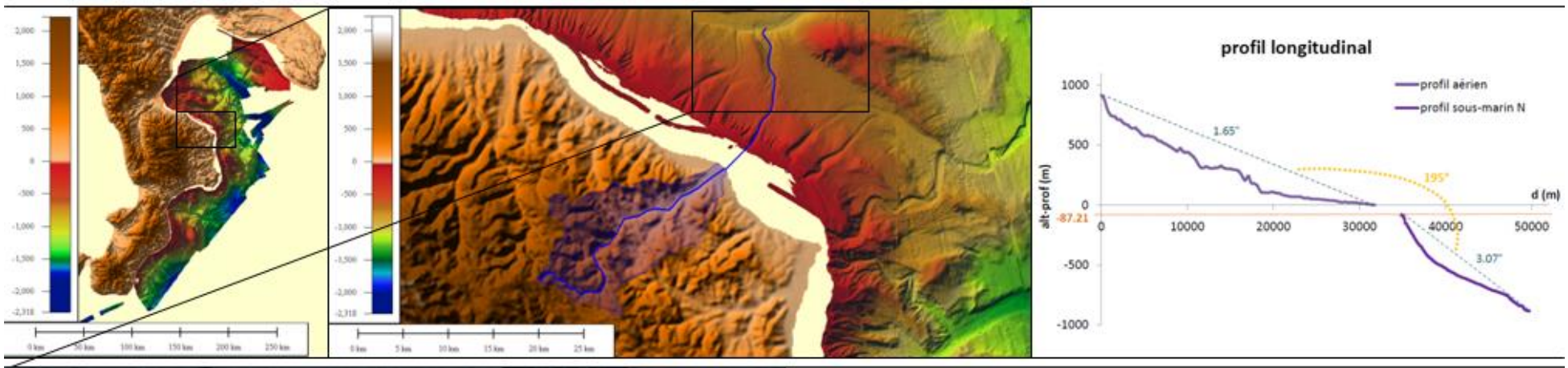


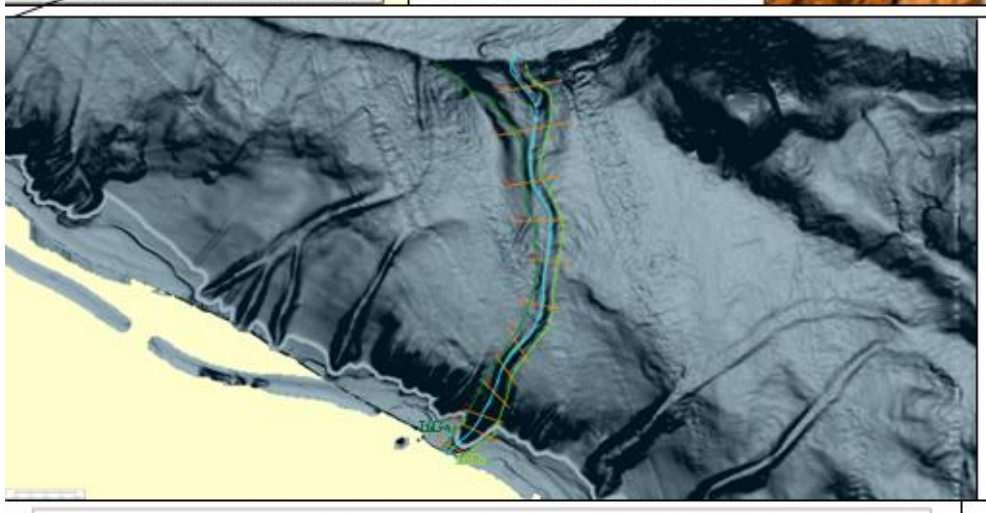


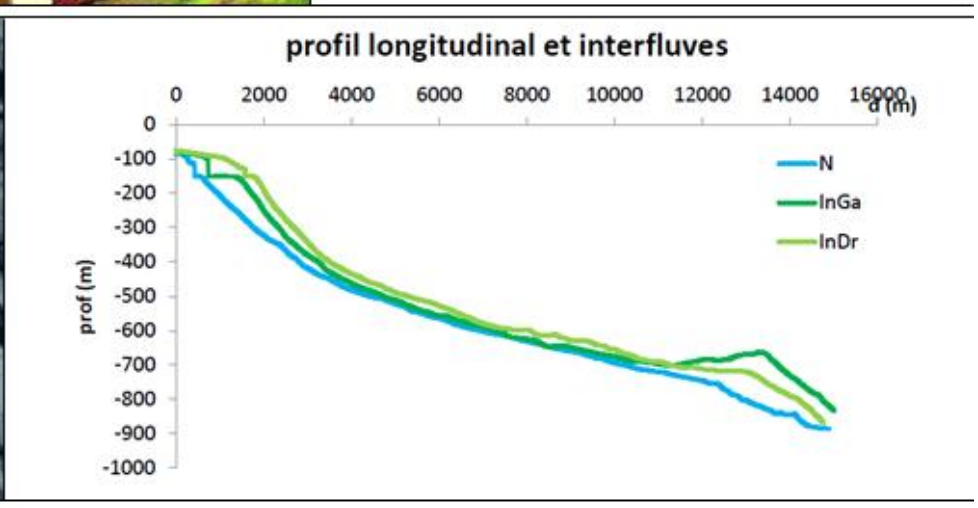
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
Ar	31	33,1	12199,5	824,9	3,87	12847	844	37,9	243,2	810,90	1,16	3,30

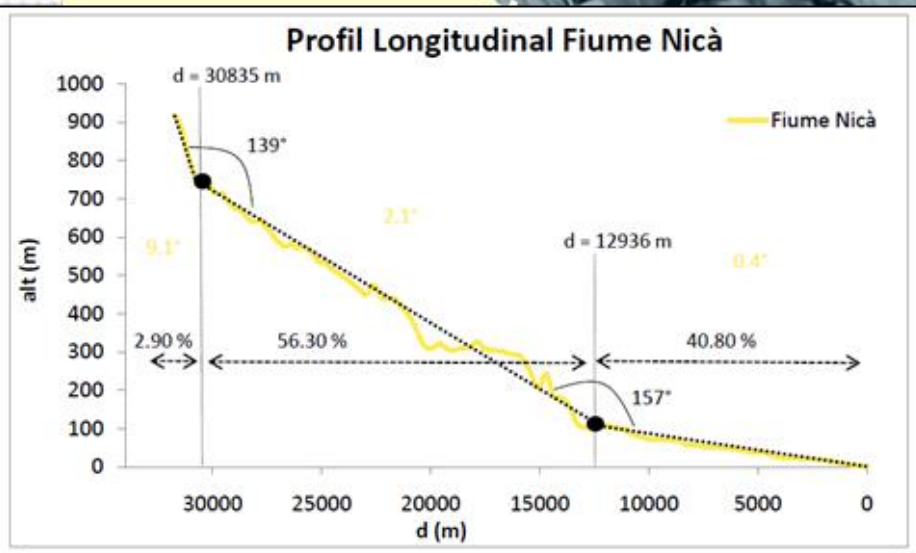
Figure 8 : Carte d'identité du canyon Arso

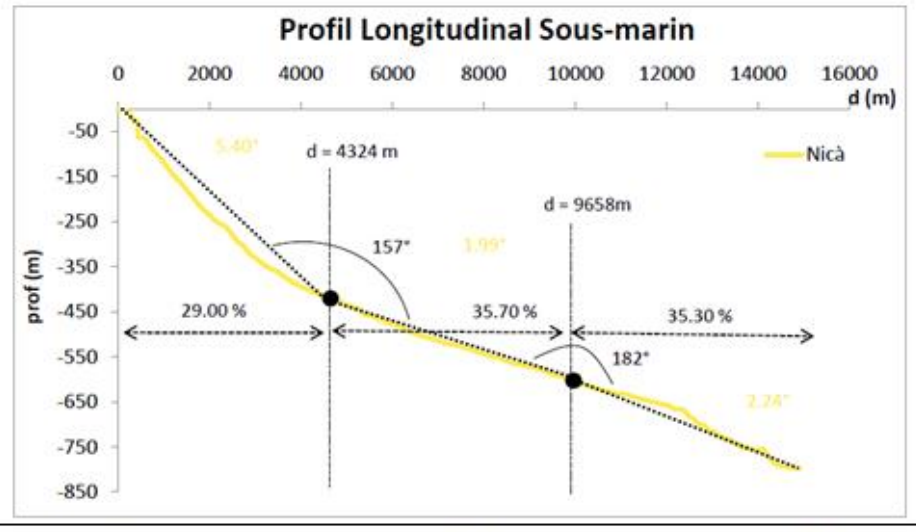
Nicà (N)

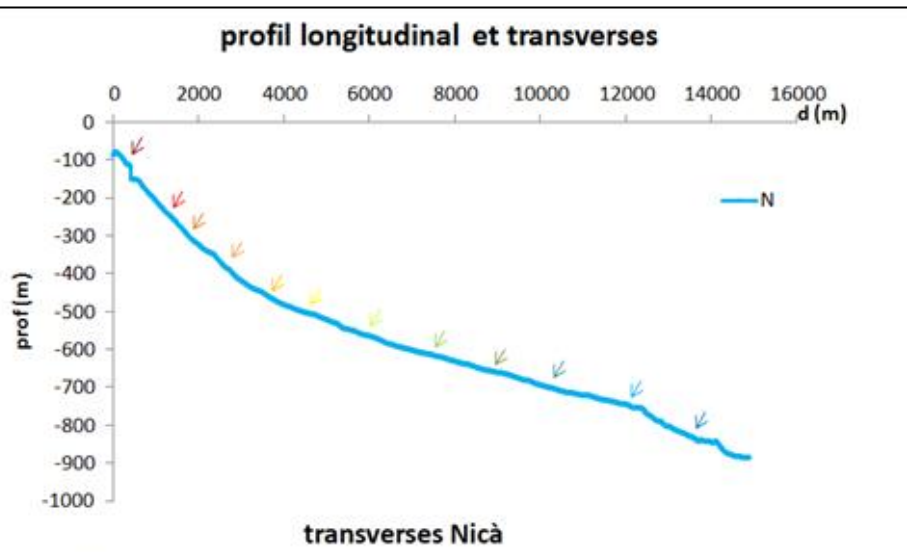


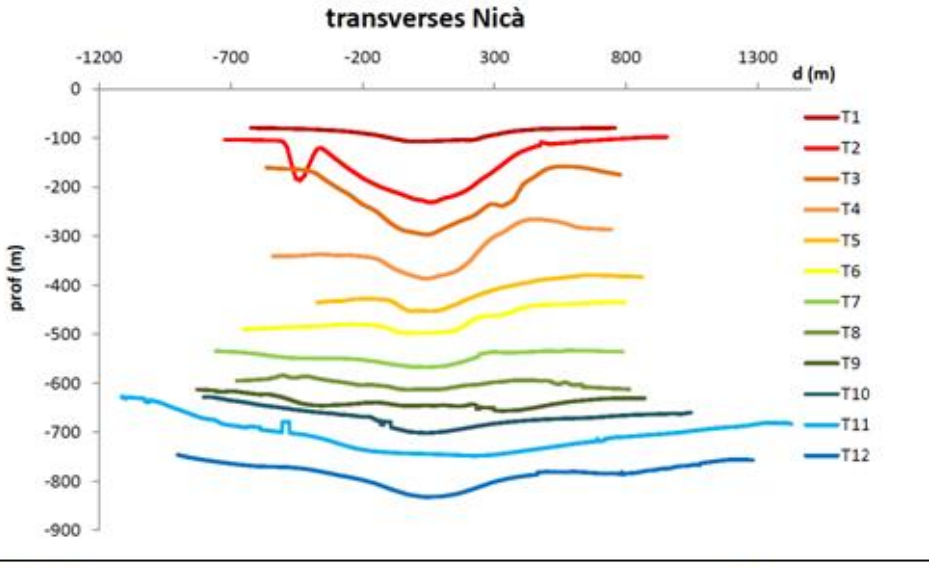










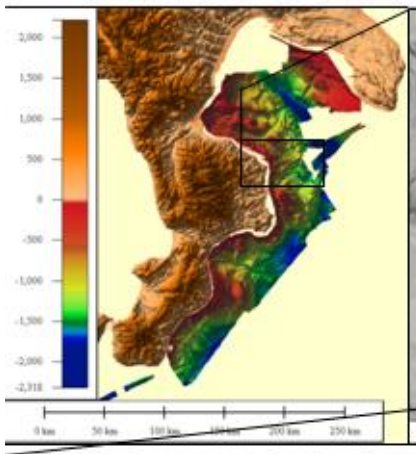


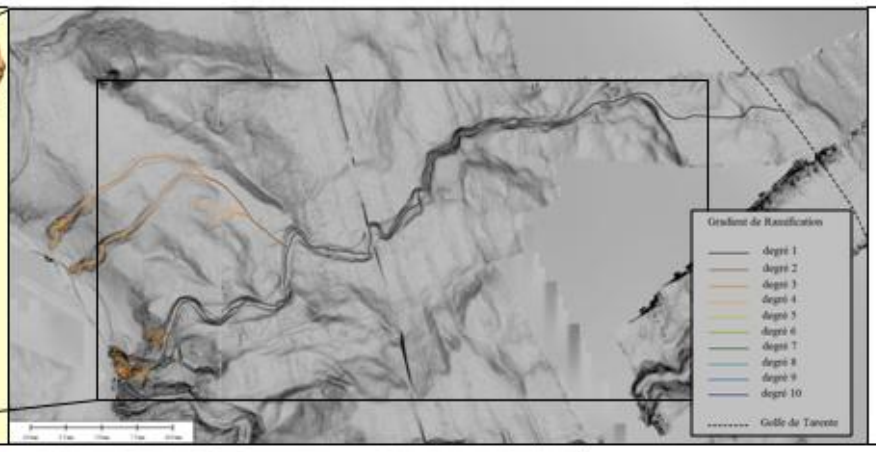
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
N	69,3	177,2	31764,7	915,46	1,65	14898,4	885,1	59,6	459,1	1267	1,10	3,07

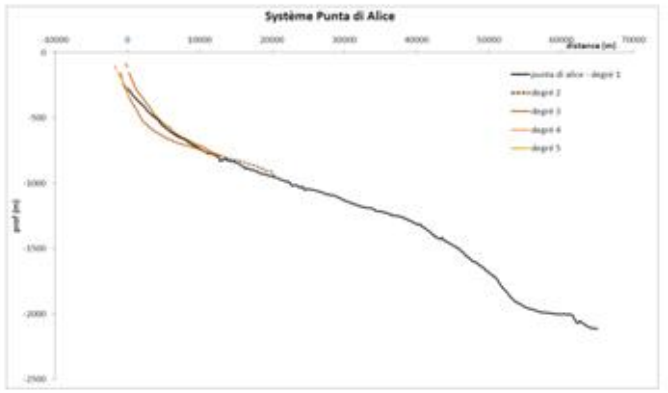
Figure 9 : Carte d'identité du canyon Nicà

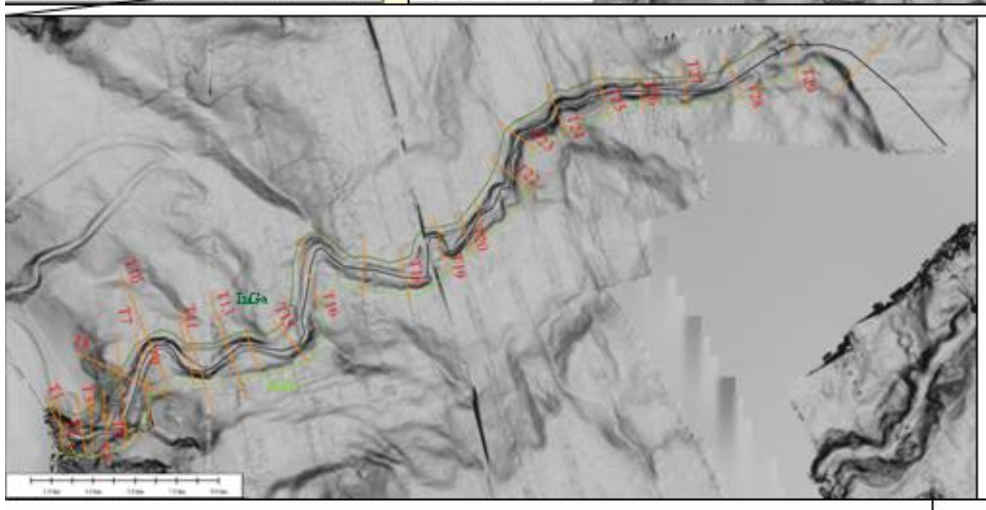
Le Système Punta di Alice

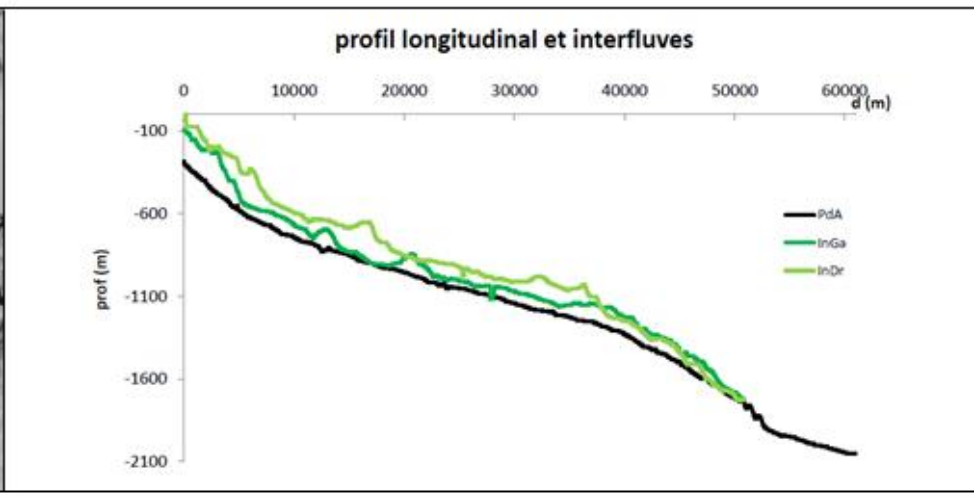
Punta di Alice (PdA)

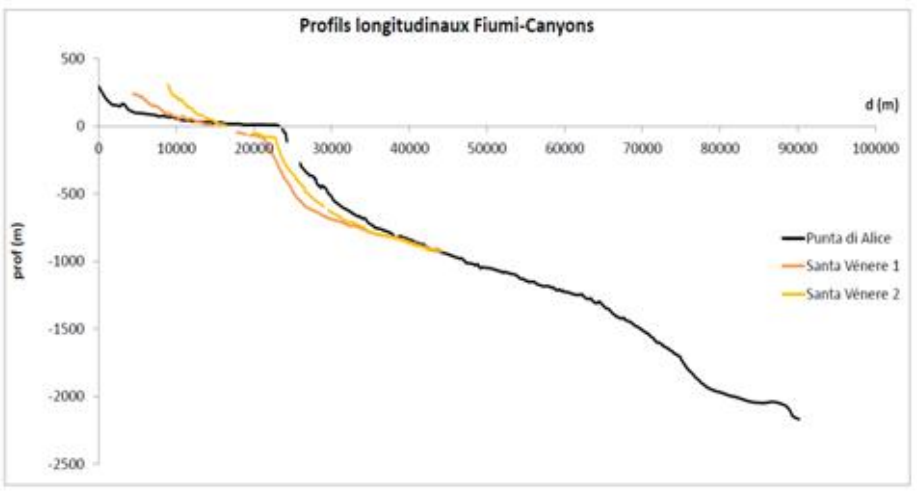


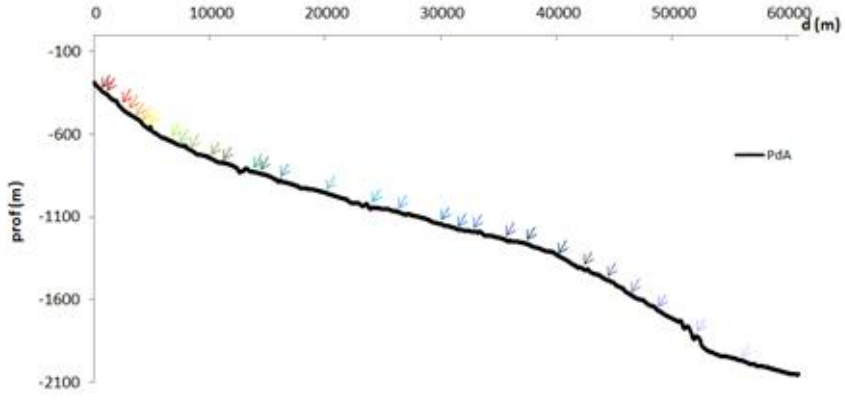


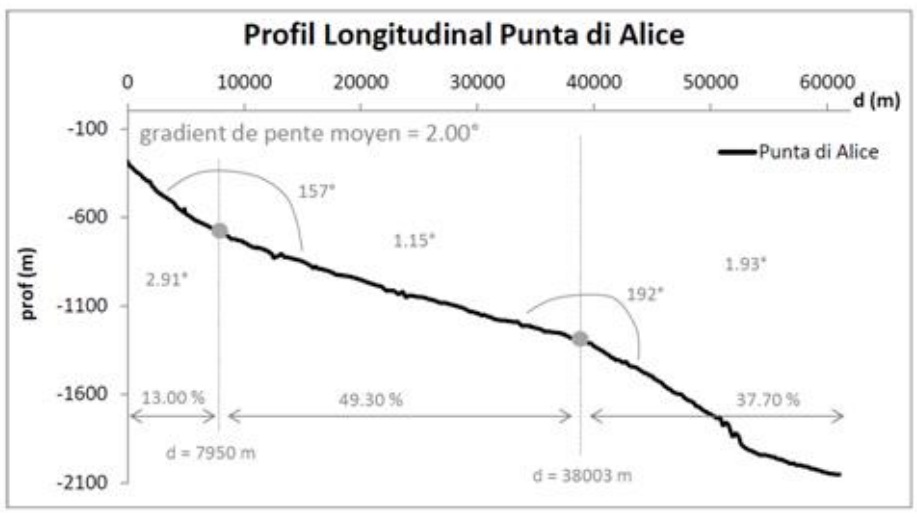


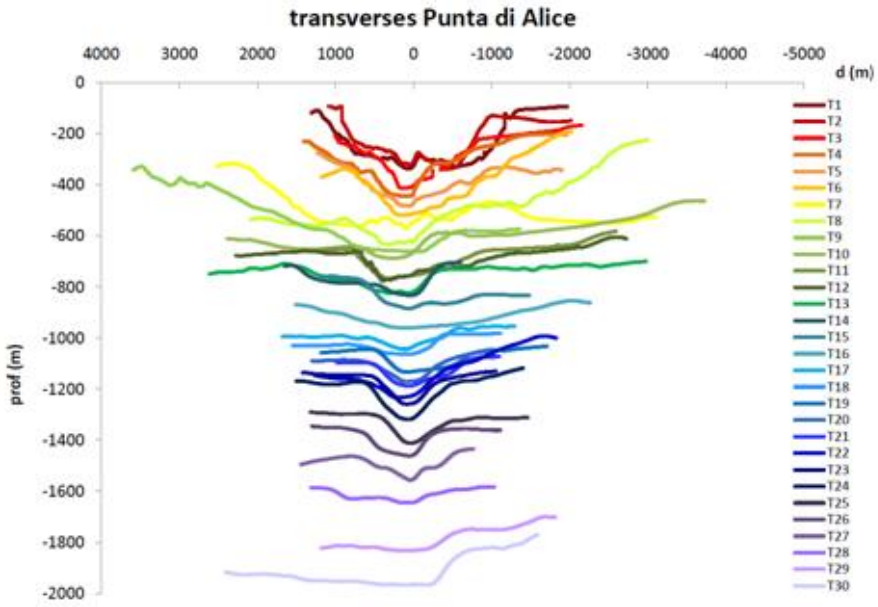


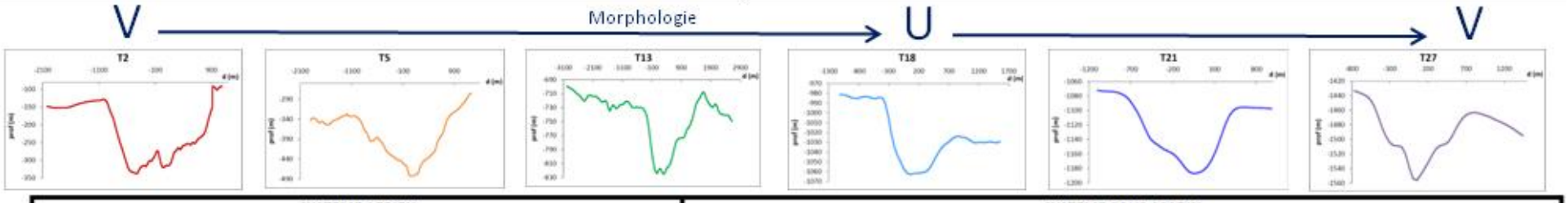








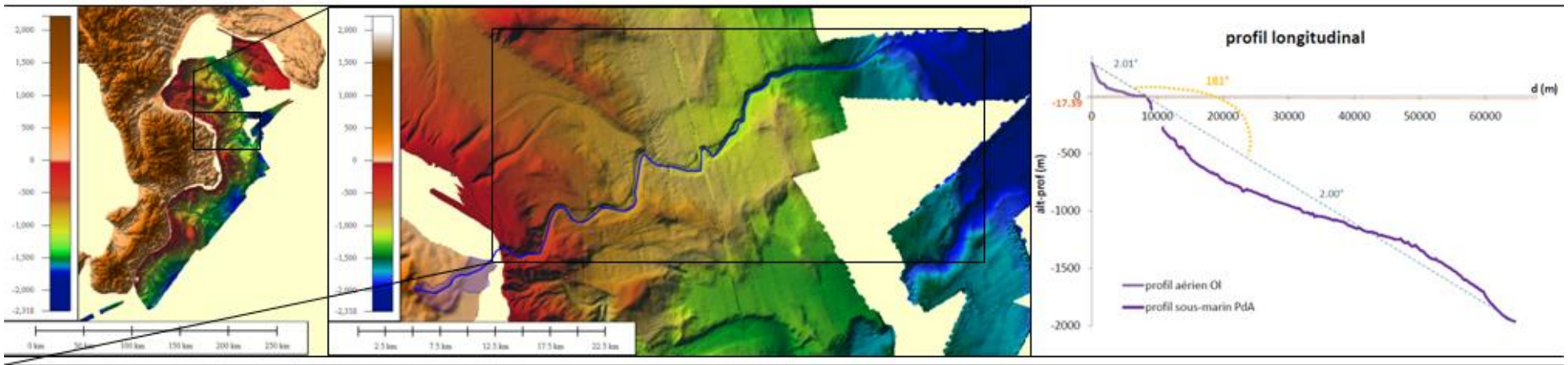


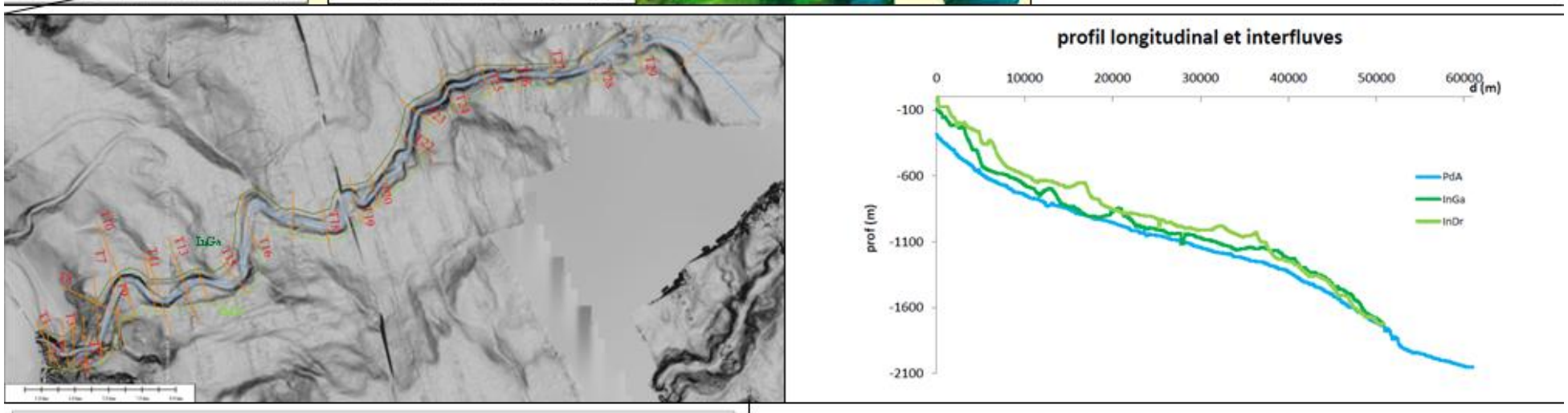


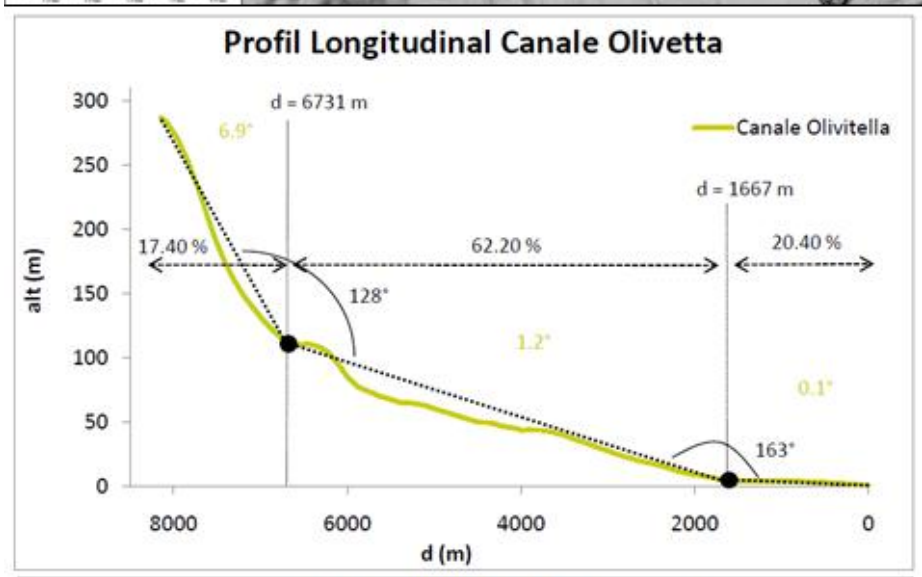
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
OI PdA	20,99	16,26	8146,3	286,9	2,01	61039	2053	124,1	505,8	1738,7	1,35	2,00

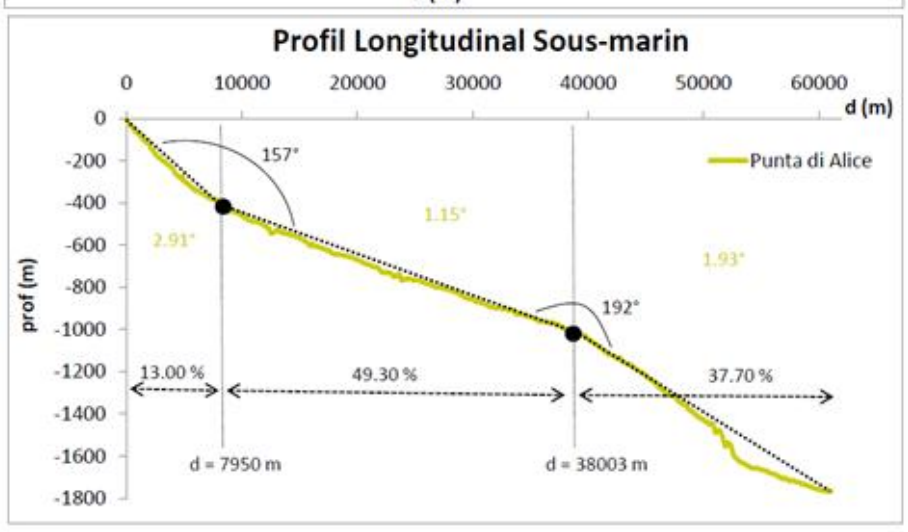
Figure 10 : Carte d'identité du degré 1 du système

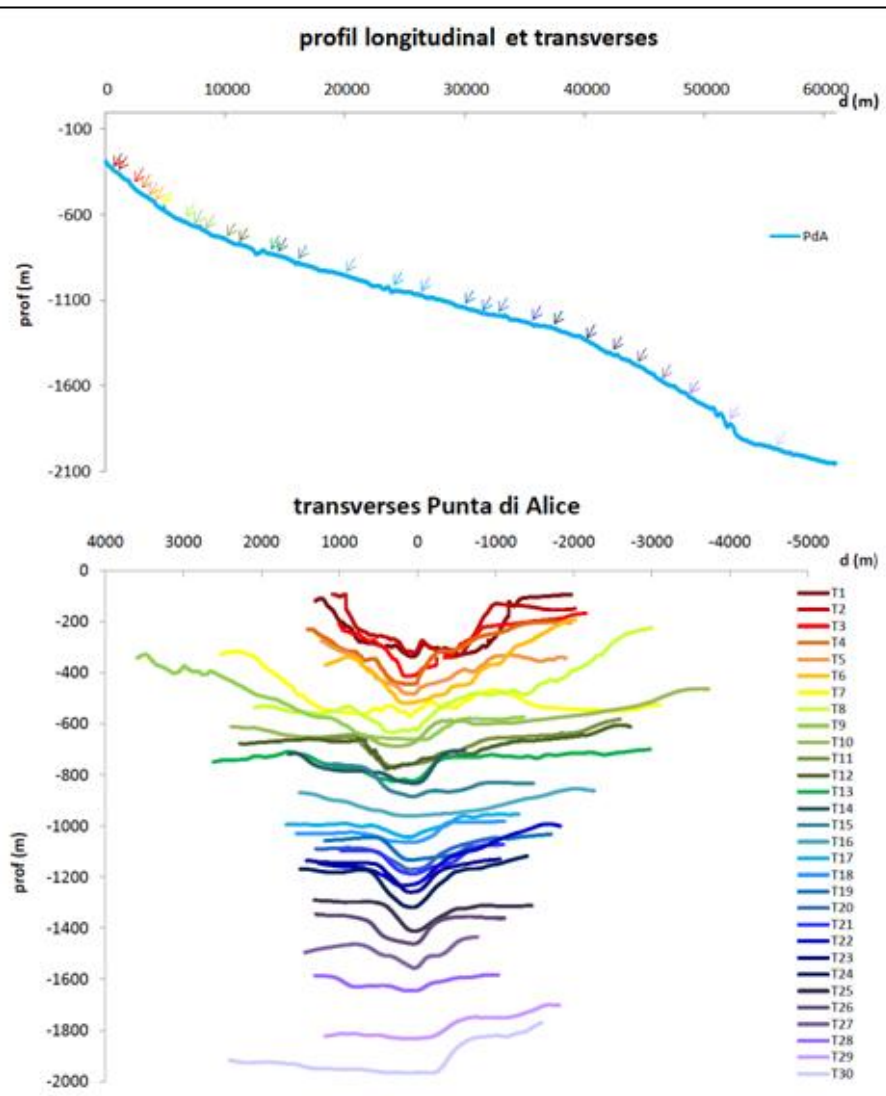
Olivitella (Ol) - Punta di Alice (PdA)

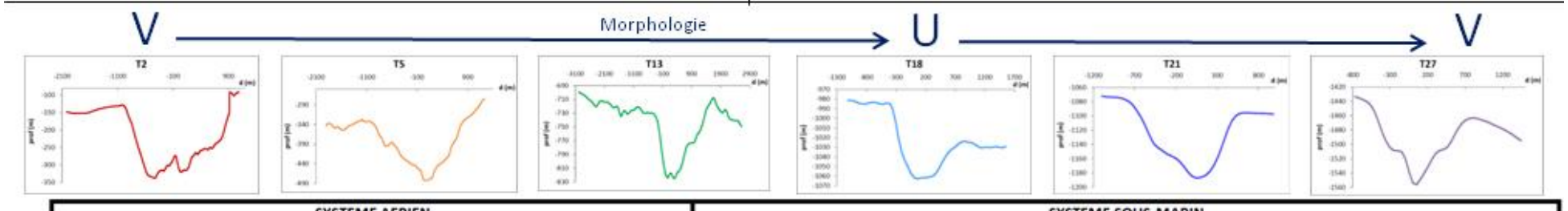








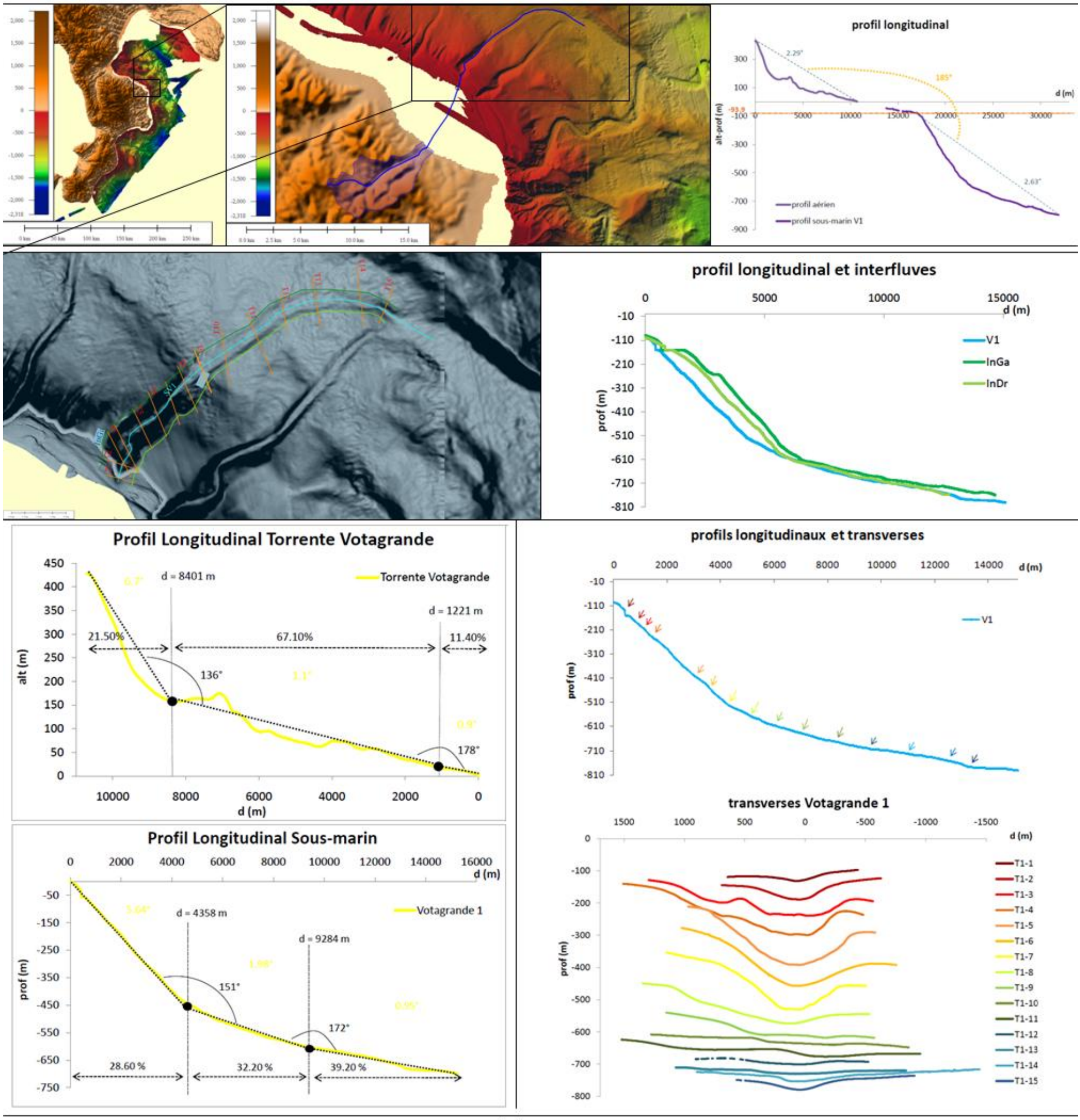




	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
Ol PdA	20,99	16,26	8146,3	286,9	2,01	61039	2053	124,1	505,8	1738,7	1,35	2,00

Figure 11 : Carte d'identité du canyon Punta di Alice

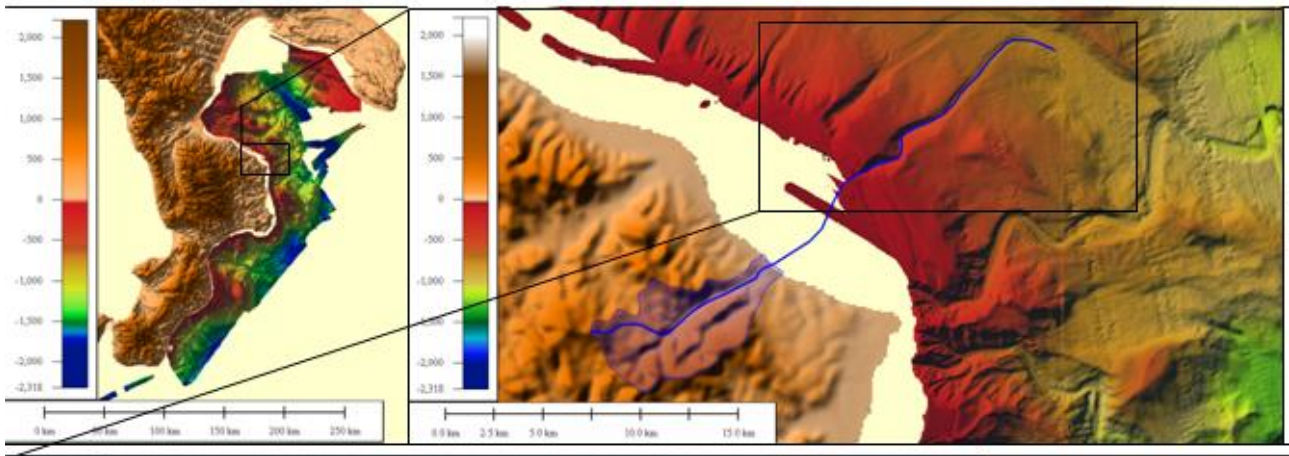
Votagrande (V1)

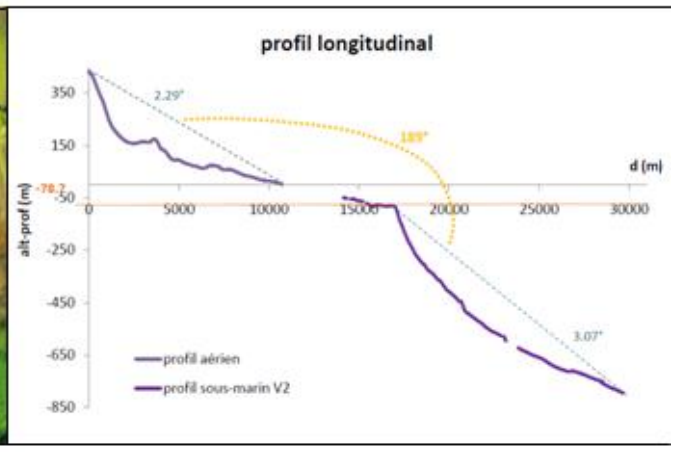


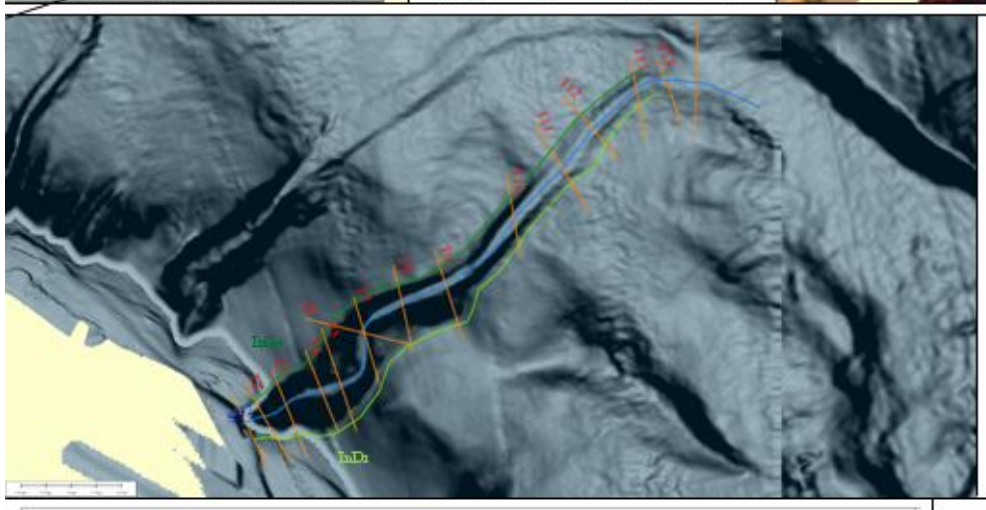
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
V1	28,2	33,2	10705	427,8	2,29	15248,1	793,7	50,2	310,8	876	1,19	2,63

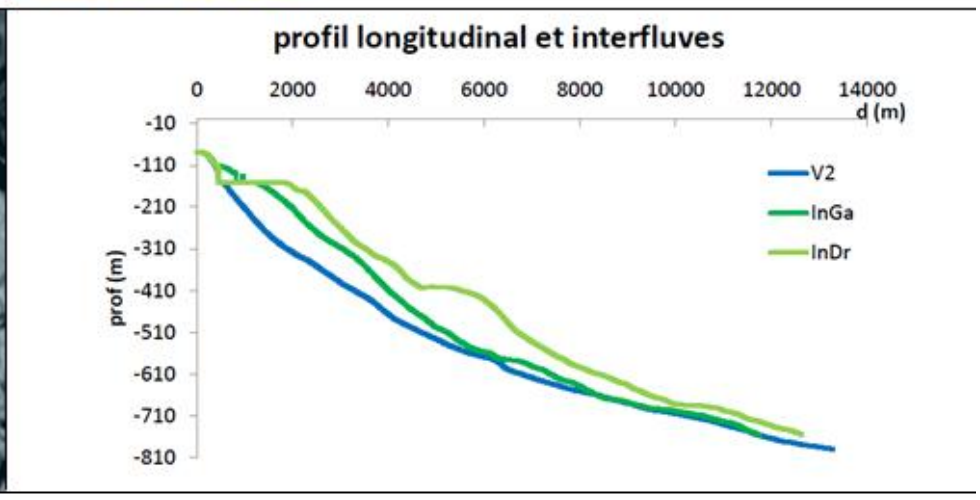
Figure 12 : Carte d'identité du canyon Votagrande 1

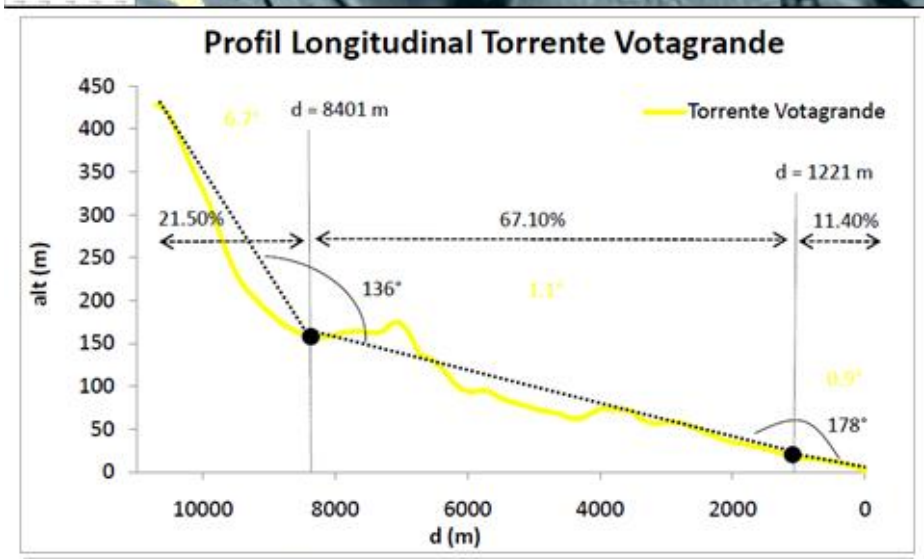
Votagrande 2 (V2)

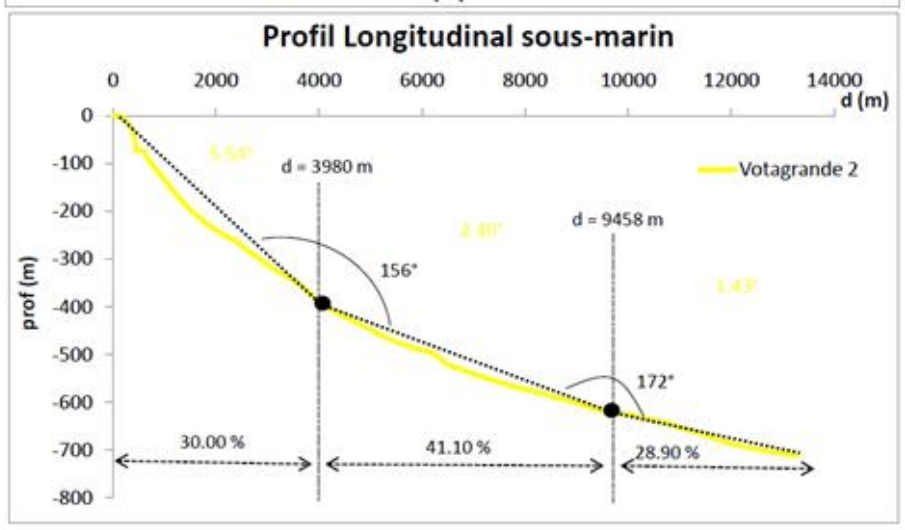


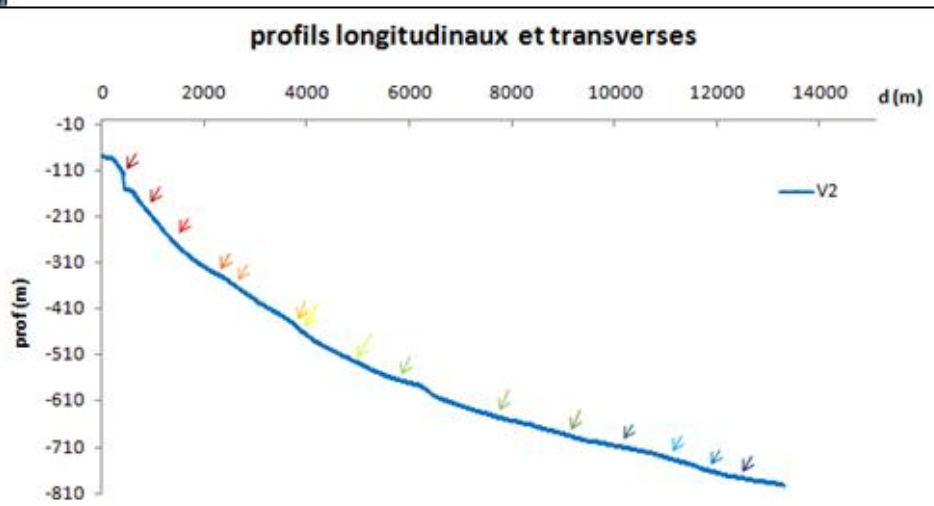


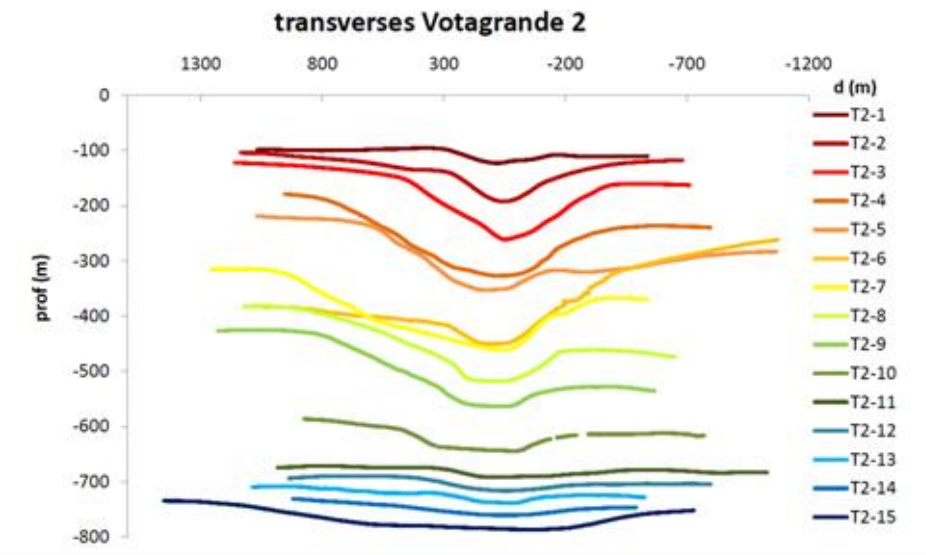


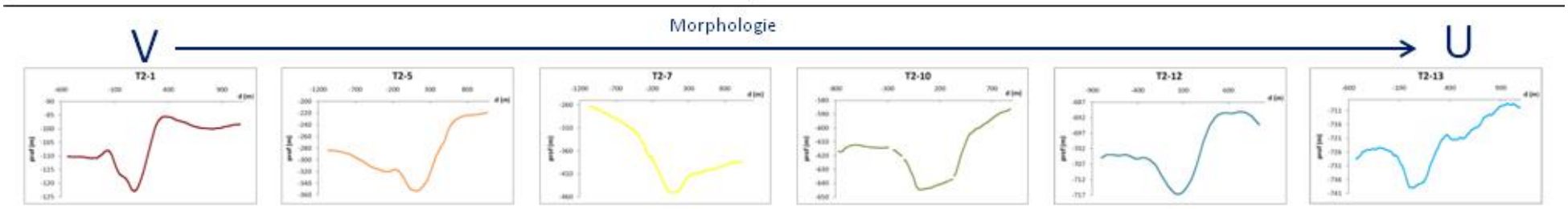










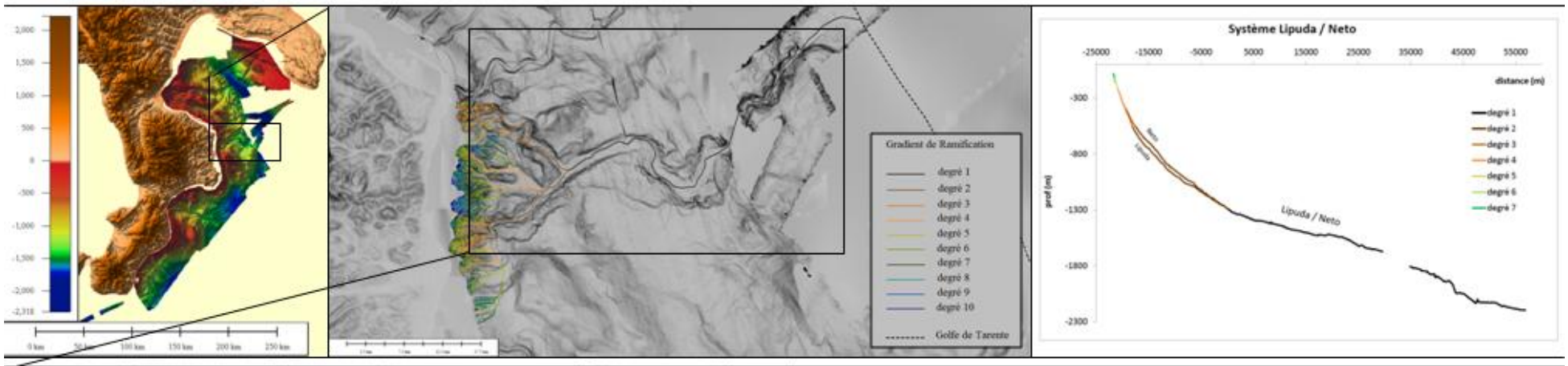


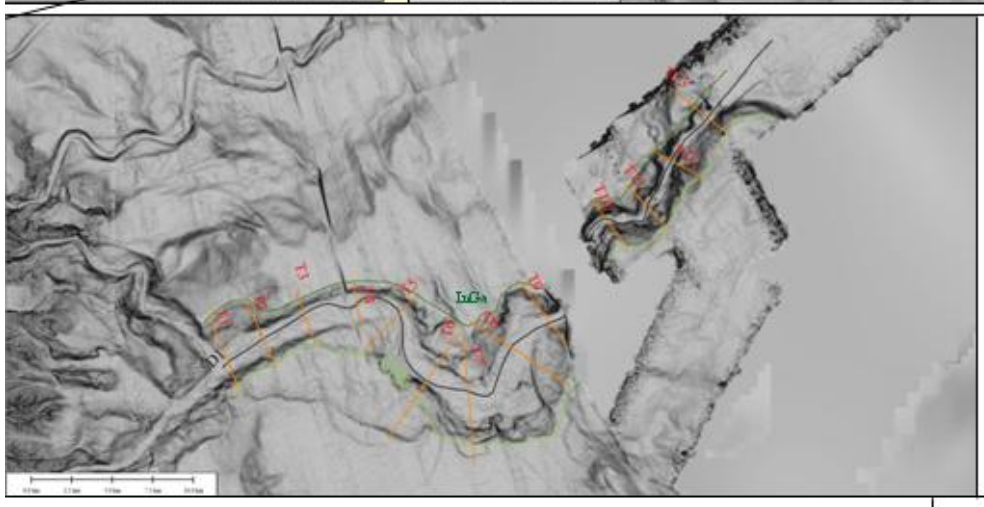
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
V2	28,2	33,2	10705	427,8	2,29	13286,1	790,7	60,1	290	1005	1.12	3.07

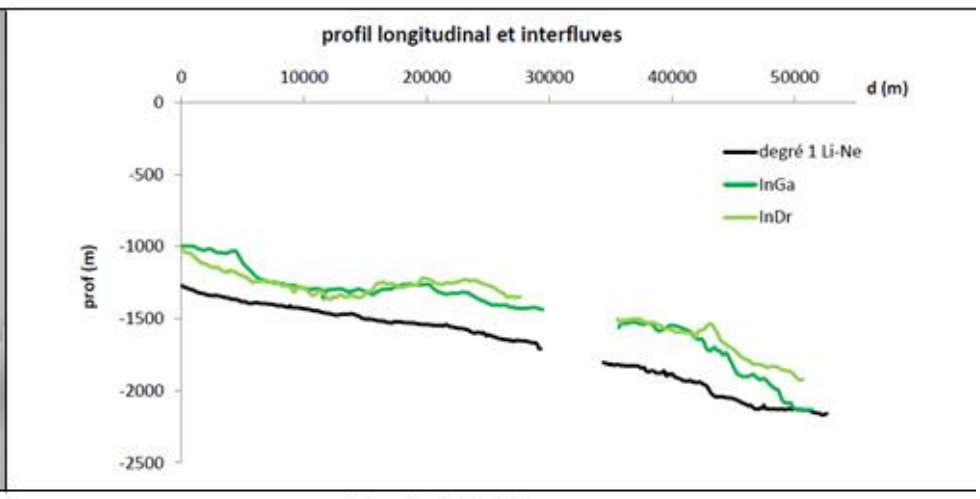
Figure 13 : Carte d'identité du canyon Votagrande 2

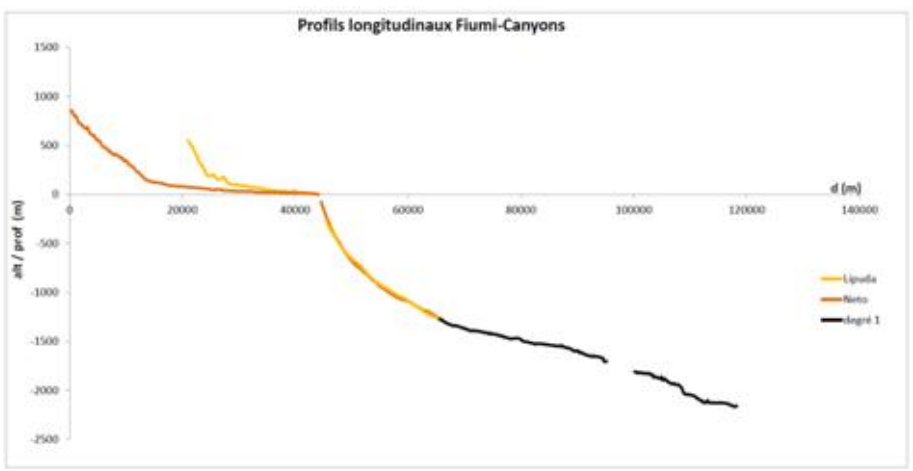
Le Système Lipuda - Neto

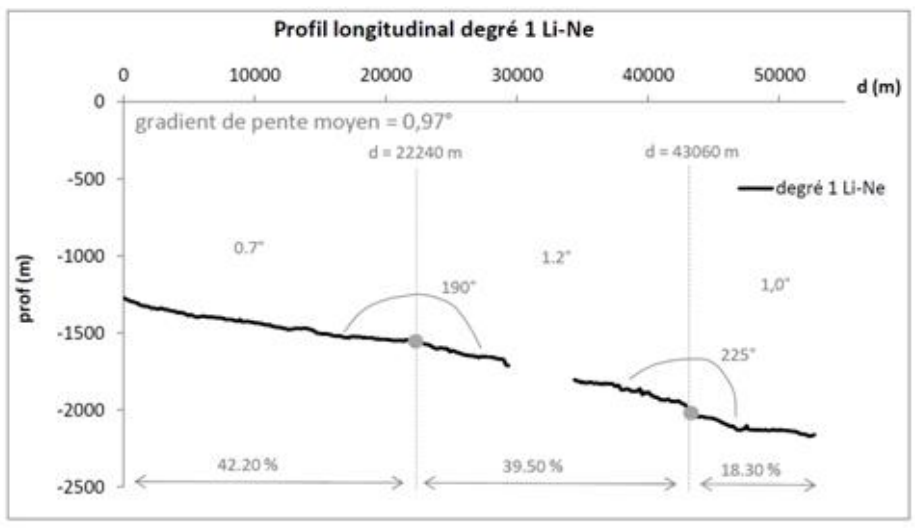
Degré 1 Lipuda-Neto (D1)

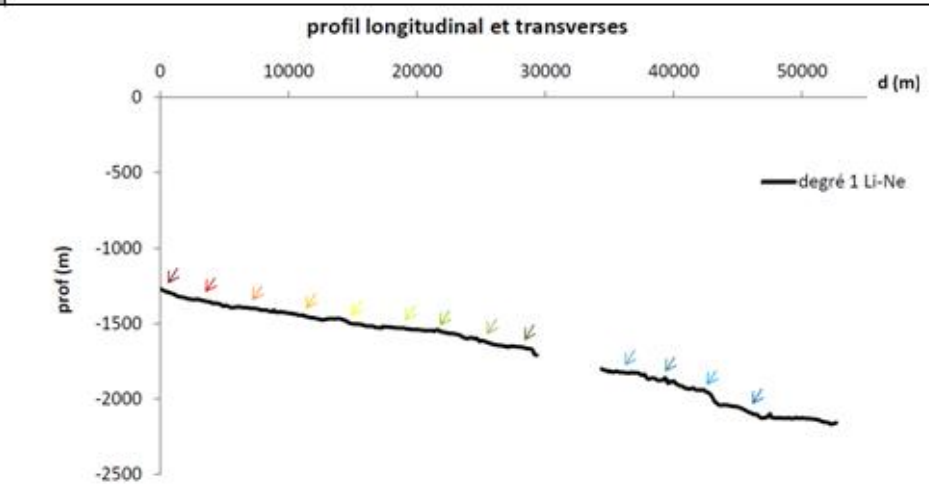


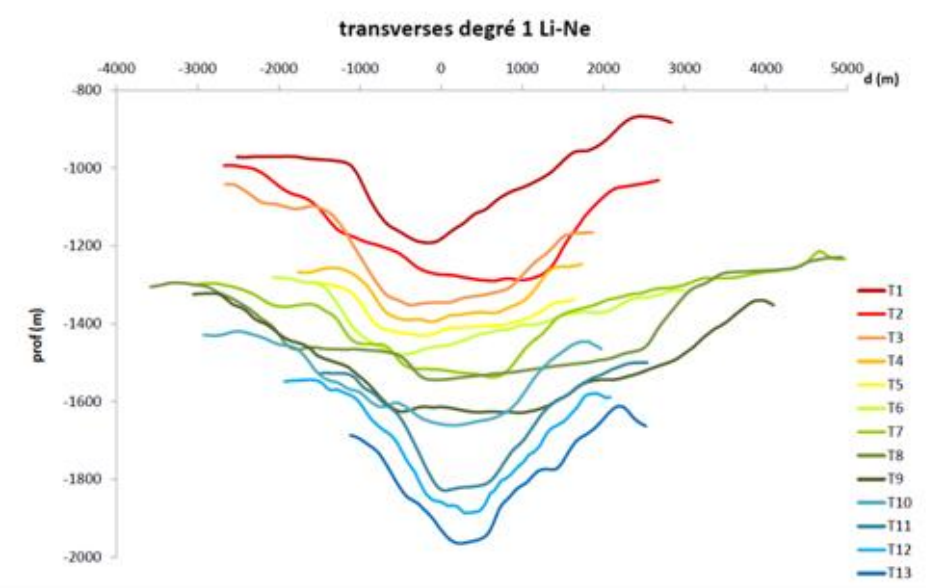


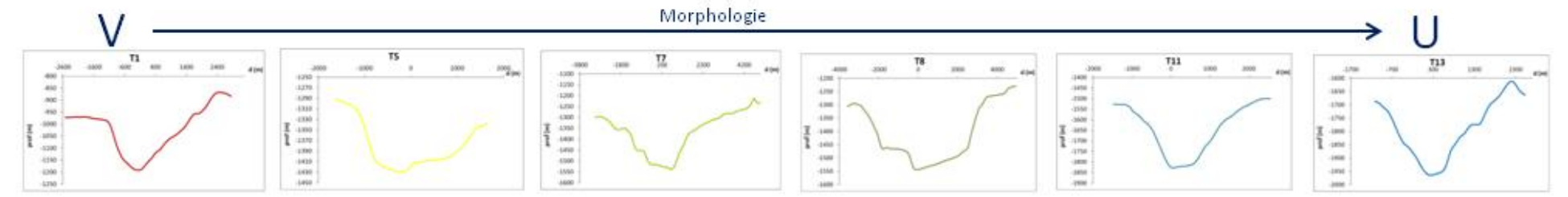








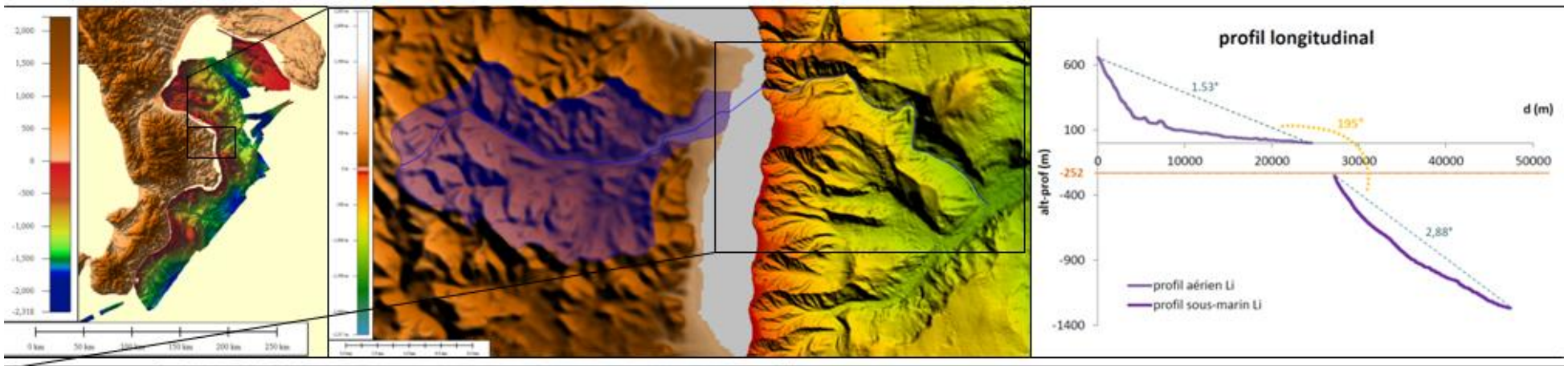


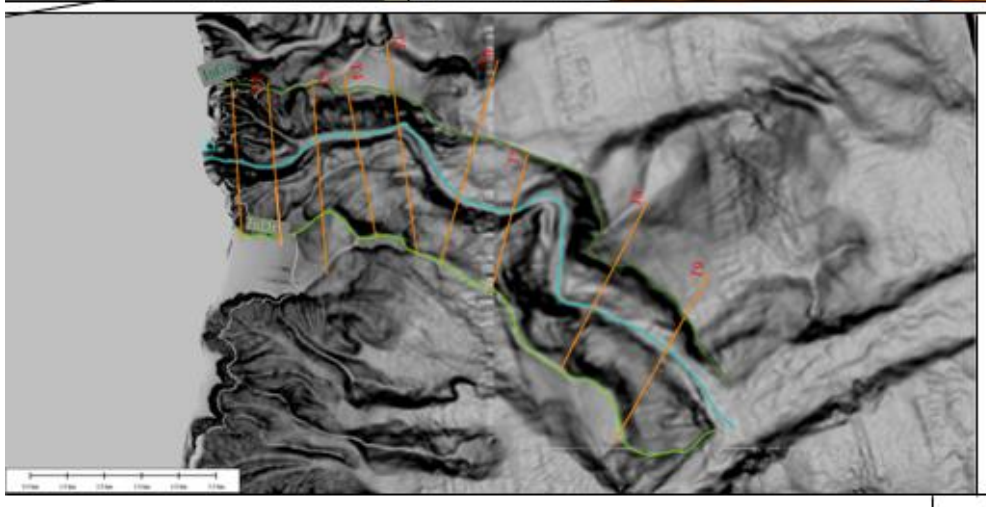


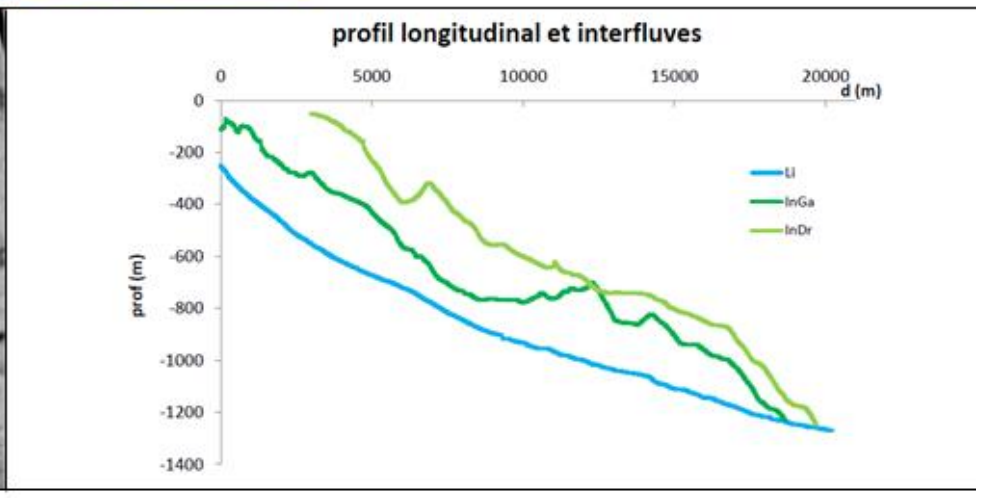
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
						longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
D1						52660	2158	233.8	2131.3	3699.6	1.32	0.97

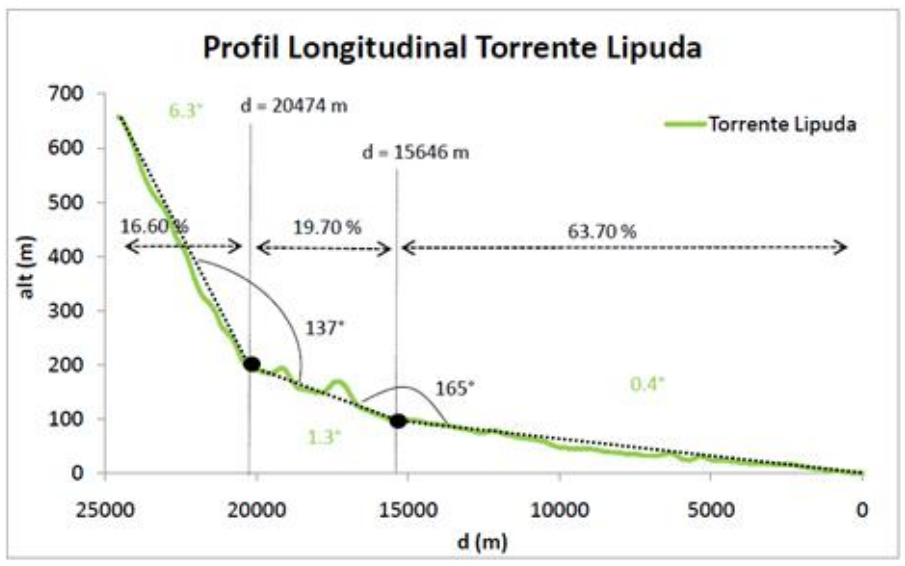
Figure 14 : Carte d'identité du degré 1 du système

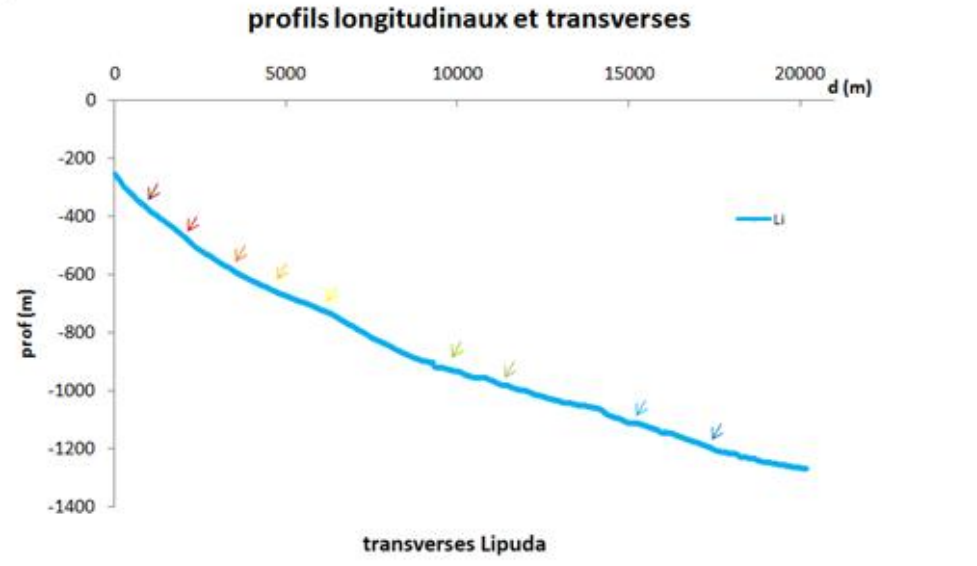
Lipuda (Li)

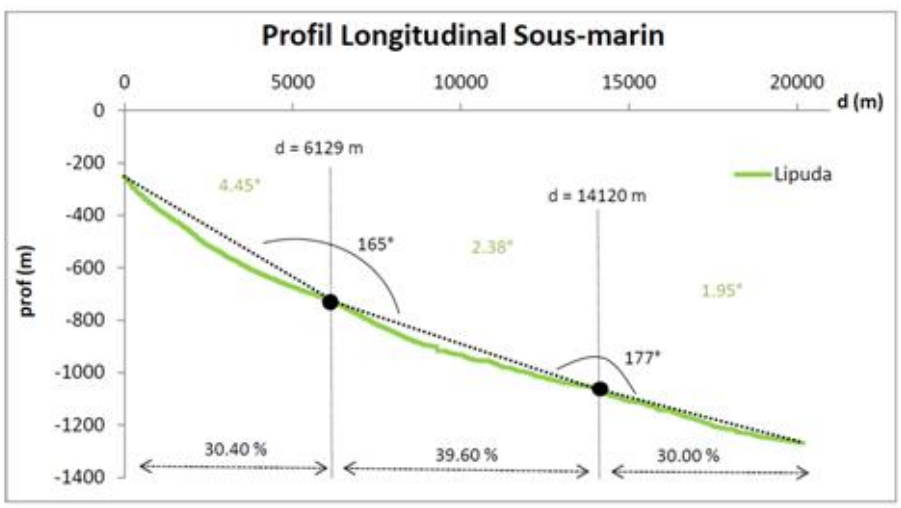


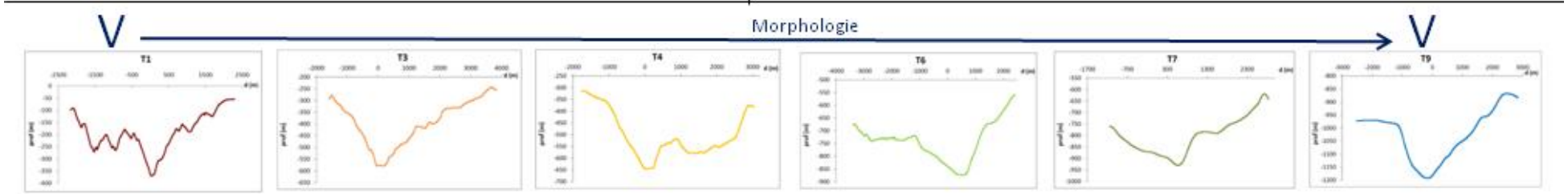








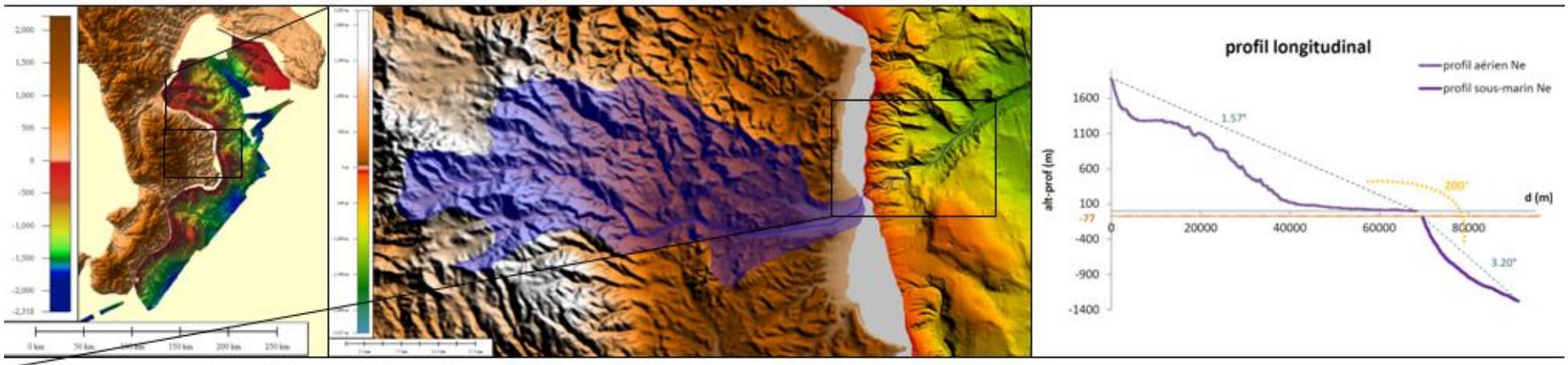


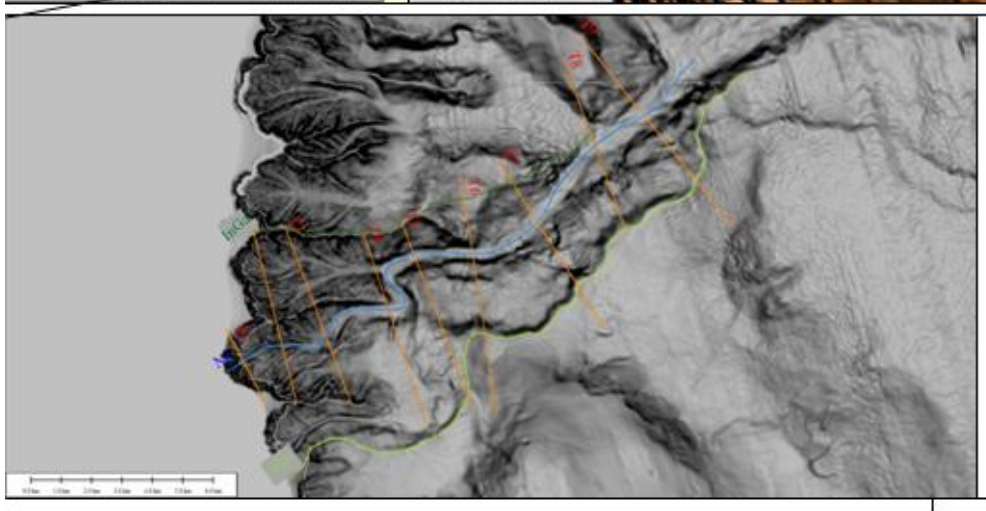


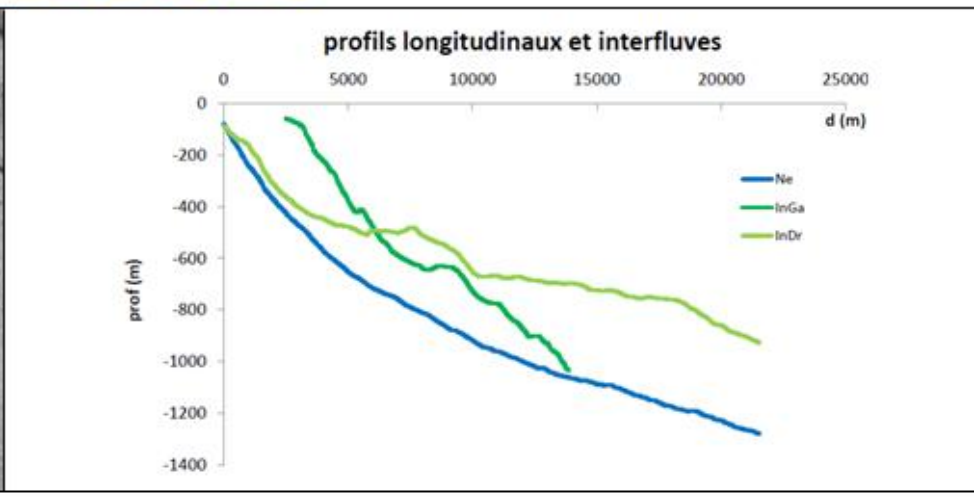
SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
Li	63,9	161,9	24557	657,24	1,53	20191	1268	273,1	1173,6	4354,0	1,25	2,88

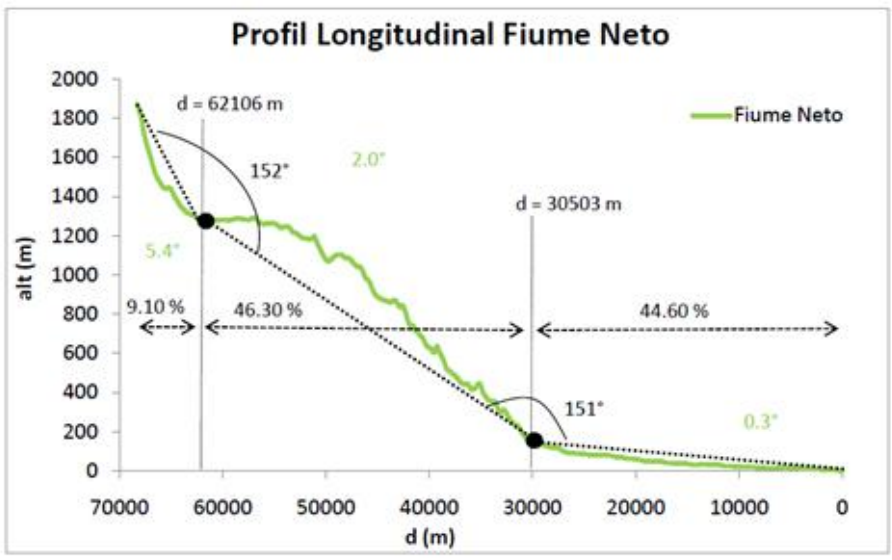
Figure 15 : Carte d'identité du canyon Lipuda

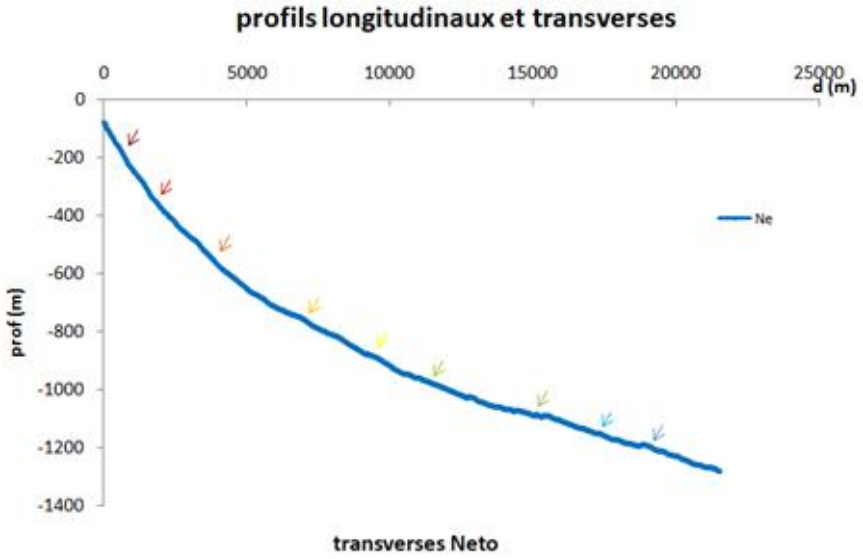
Neto (Ne)

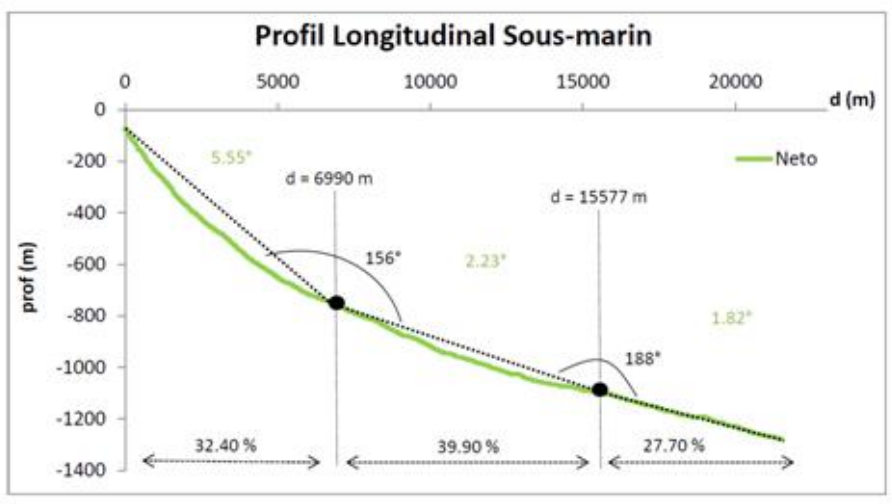


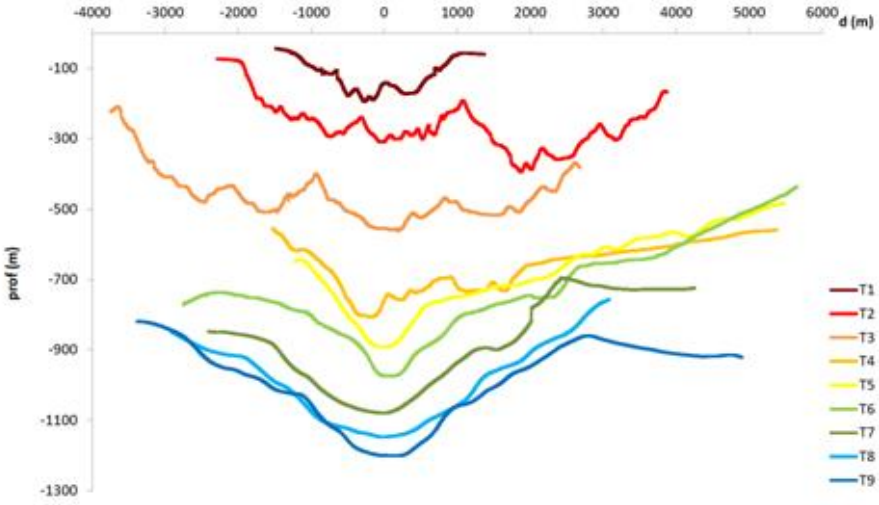


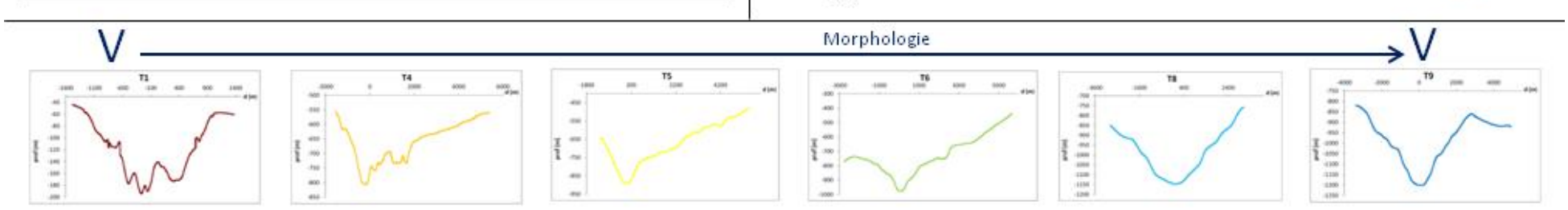










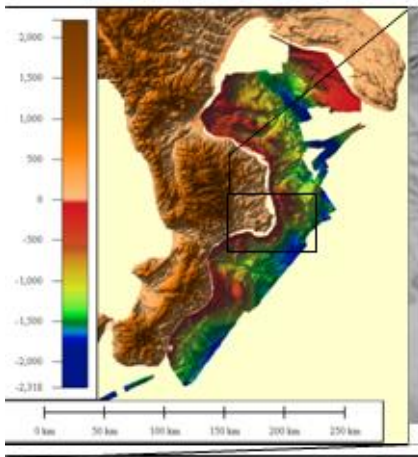


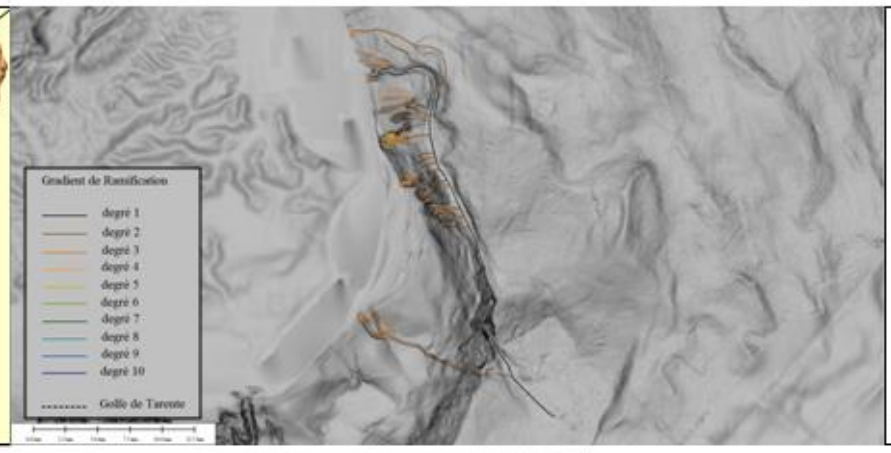
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
Ne	185	999	68300	1872,11	1,57	21538	1281	214,9	1127,5	3352,2	1,15	3,20

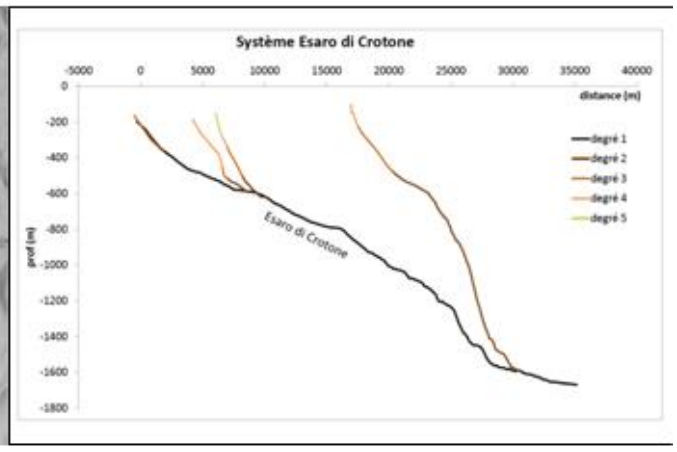
Figure 16 : Carte d'identité du canyon Neto

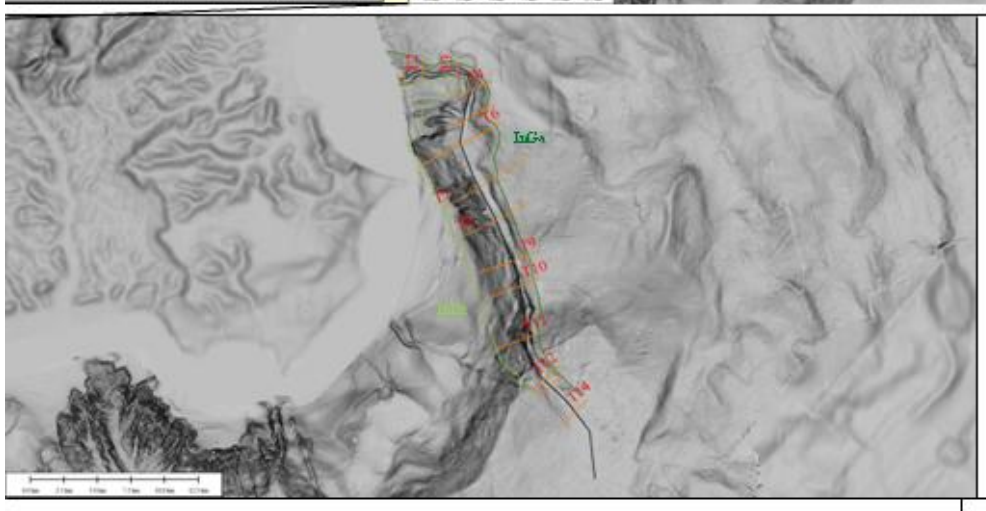
Le Système Esaro di Crotone

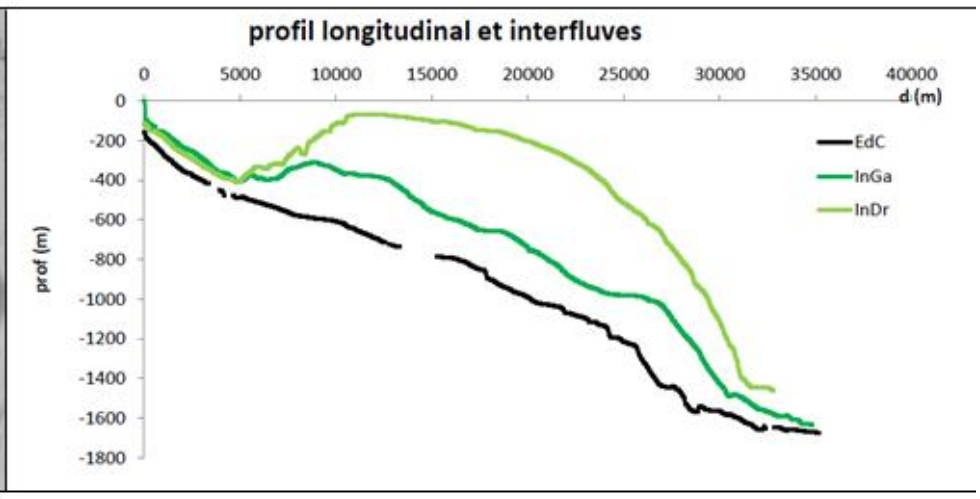
Esaro di Crotone (EdC)

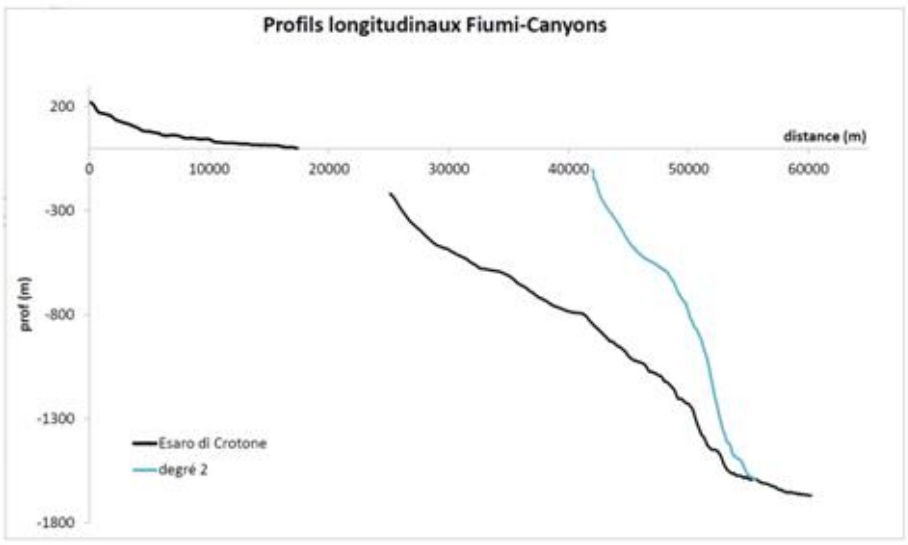


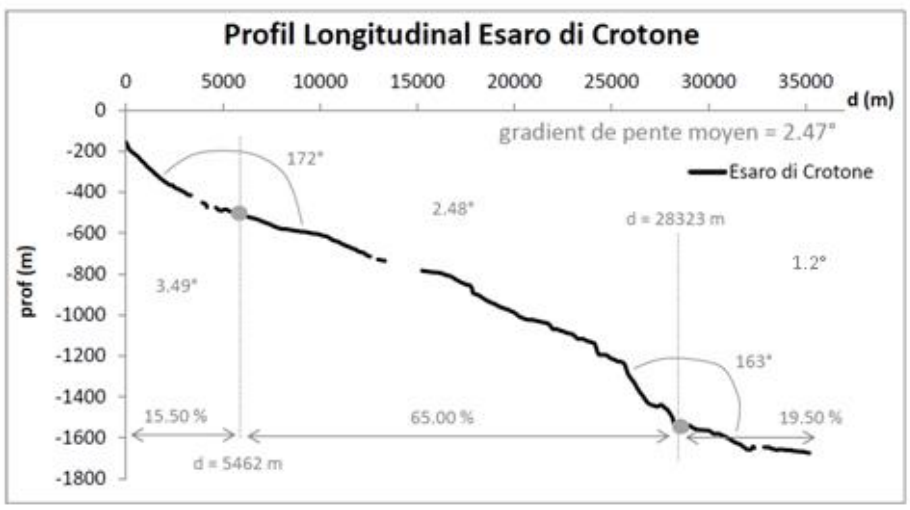


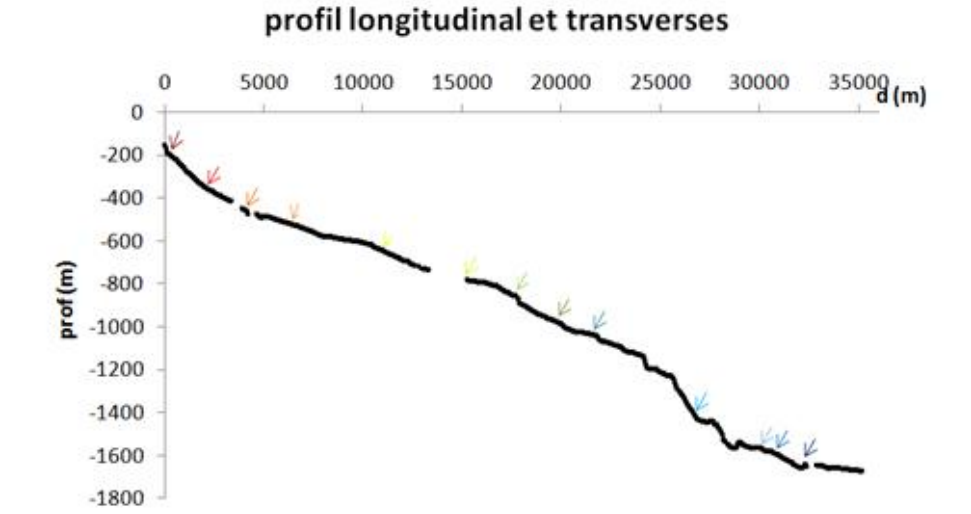


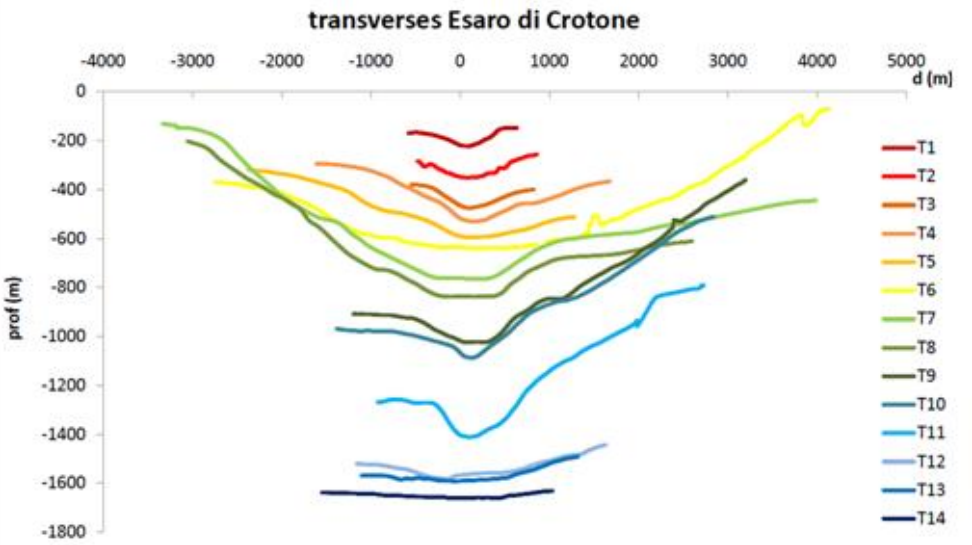


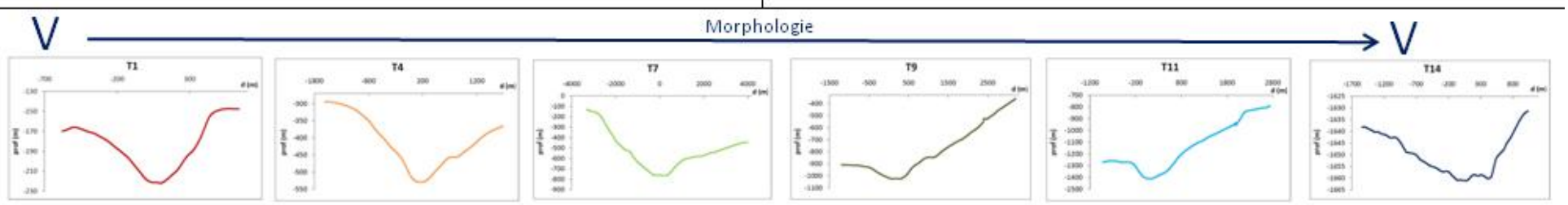








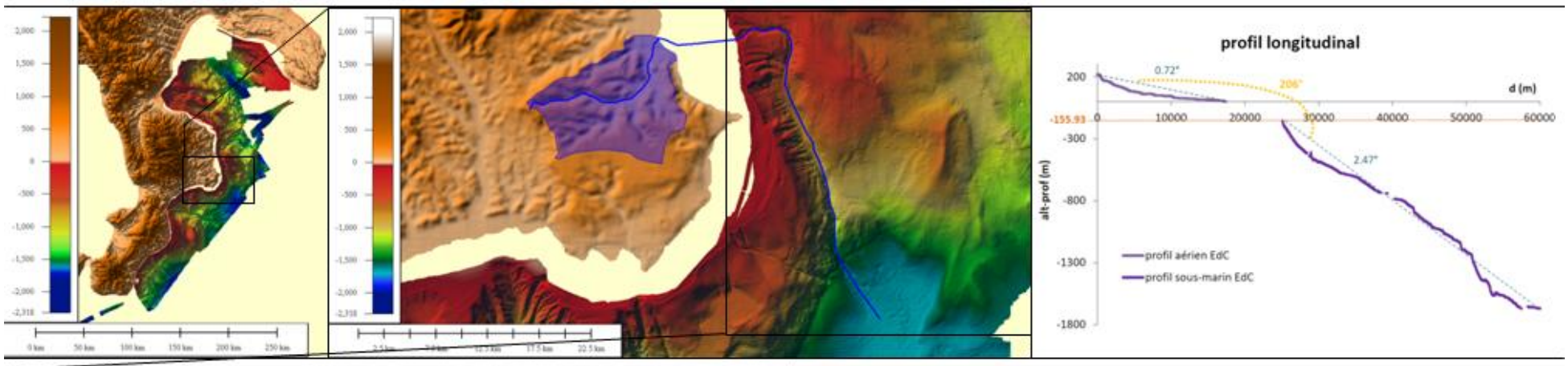


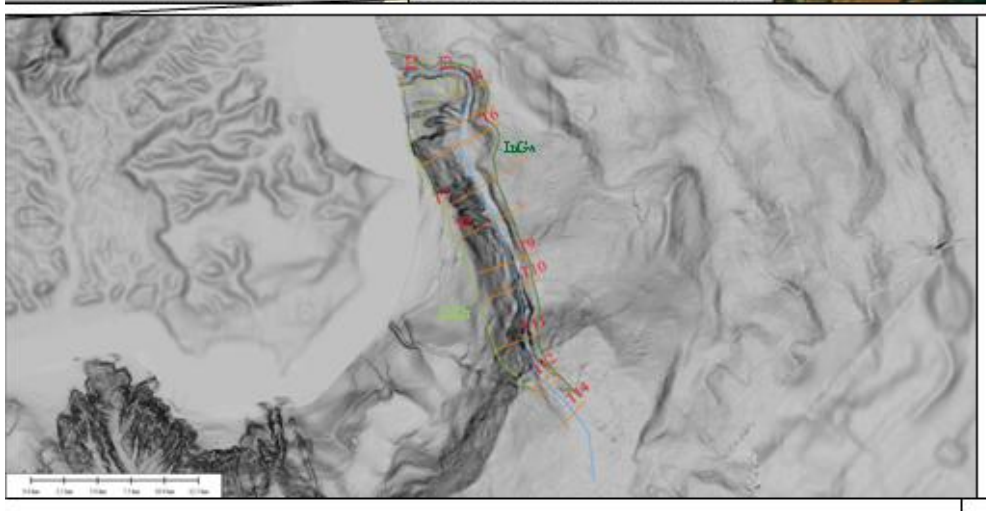


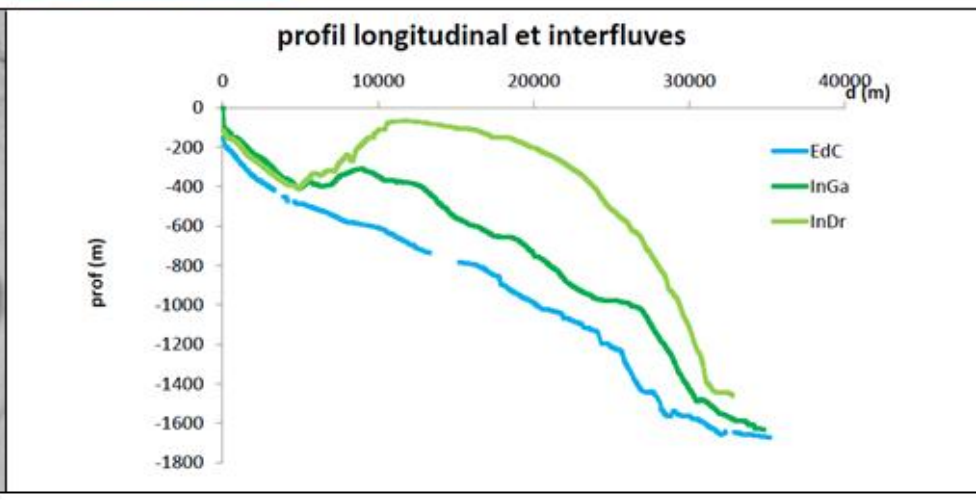
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
EdC	48,05	116,4	17387,8	218,81	0,72	35181,4	1674	134,8	732	2193,80	1,17	2,47

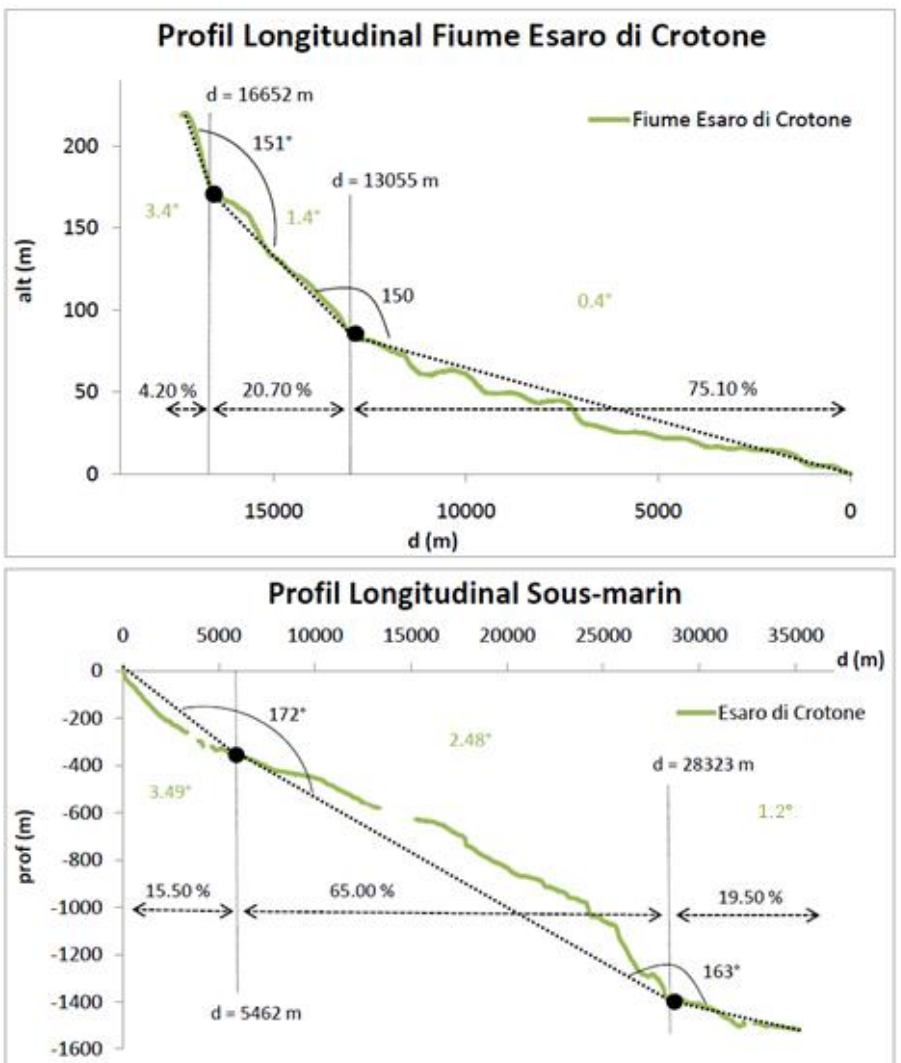
Figure 17 : Carte d'identité du degré 1 du système

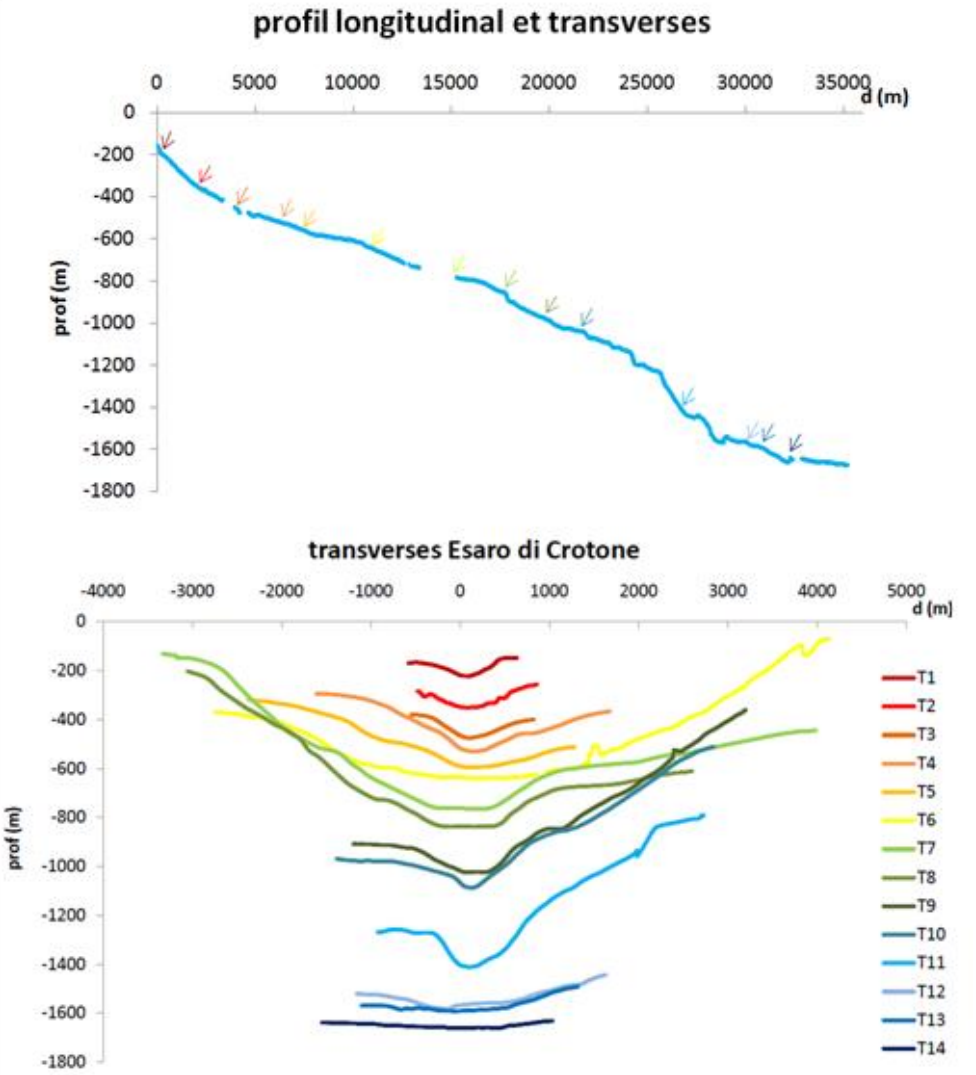
Esaro di Crotone (EdC)

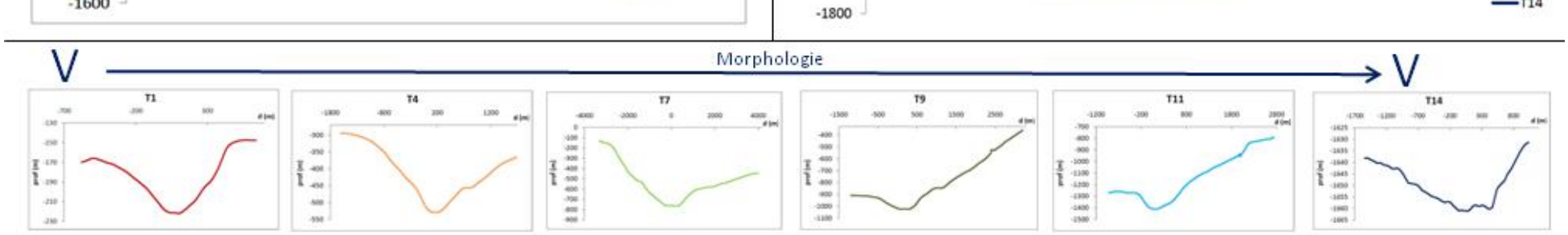










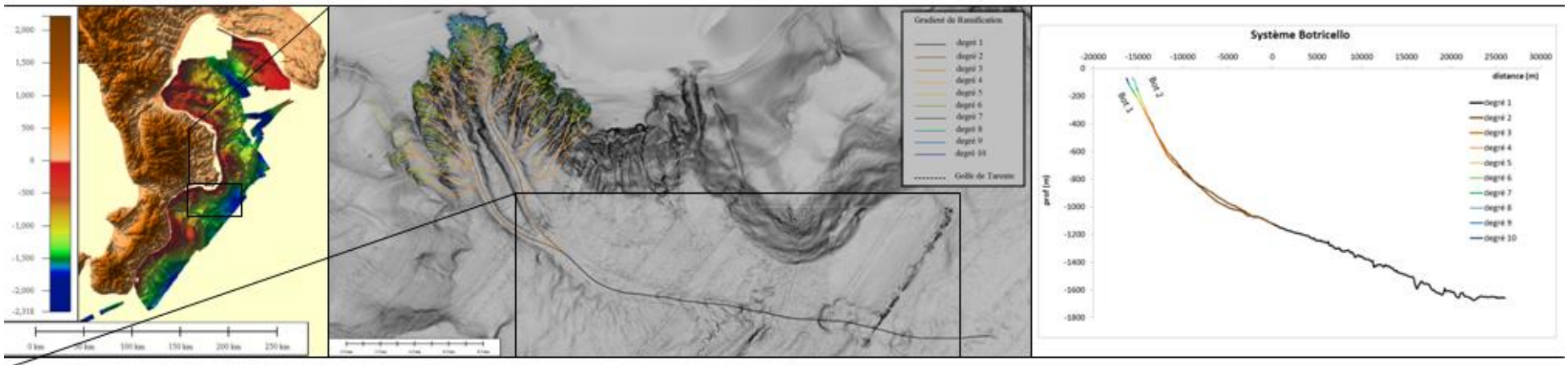


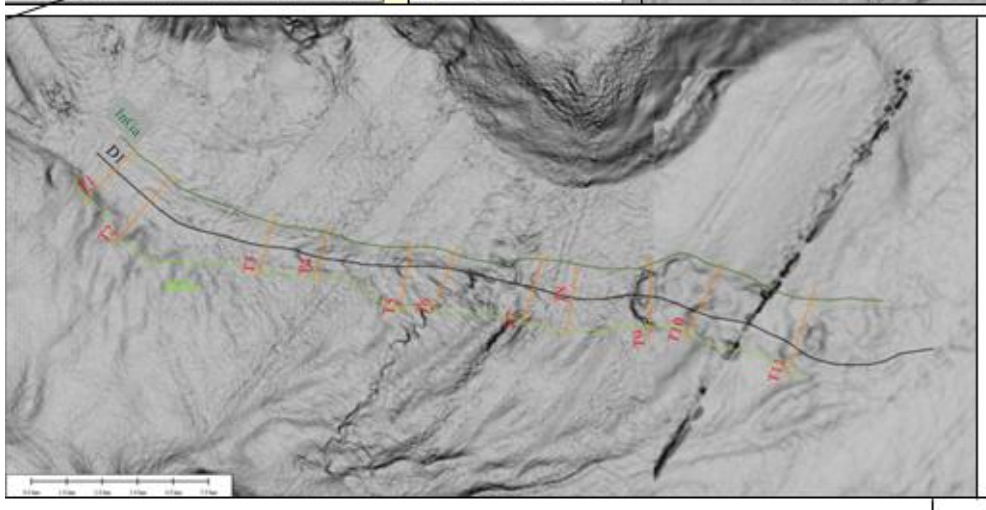
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
EdC	48,05	116,4	17387,8	218,81	0,72	35181,4	1674	134,8	732	2193,80	1,17	2,47

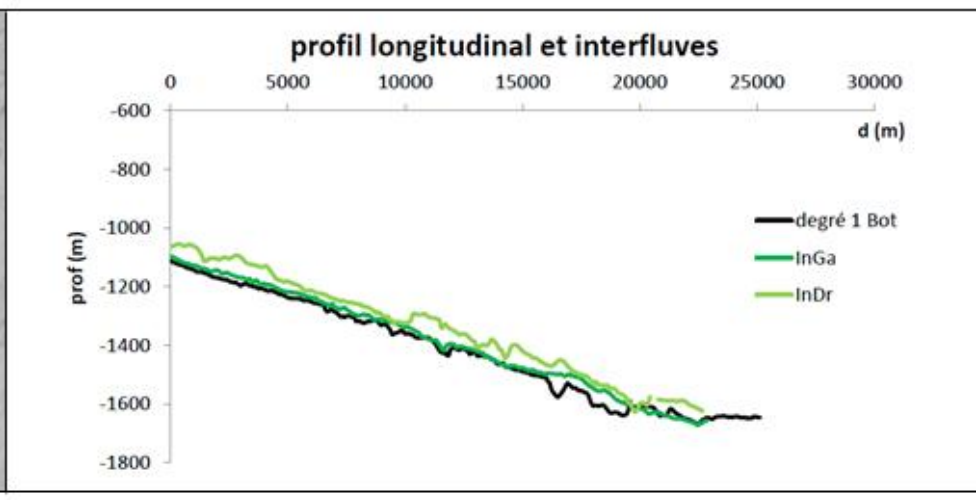
Figure 18 : Carte d'identité du canyon Esaro di Crotone

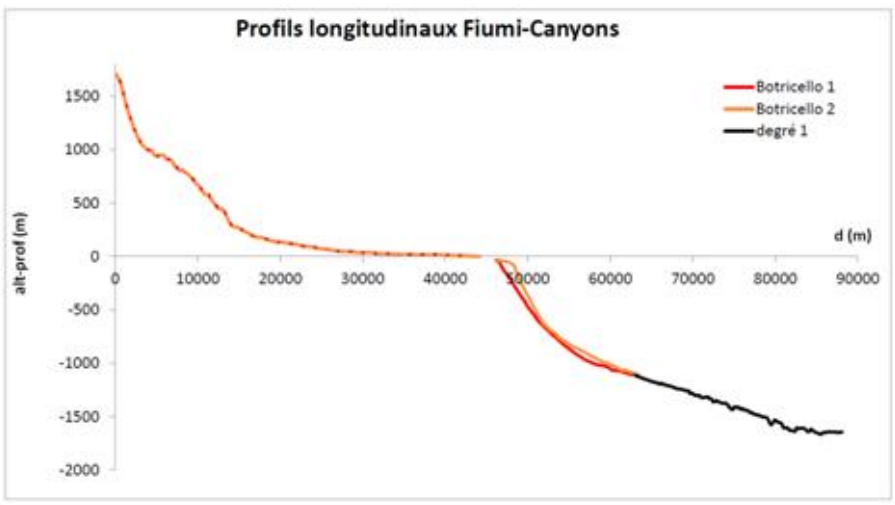
Le Système Broticello

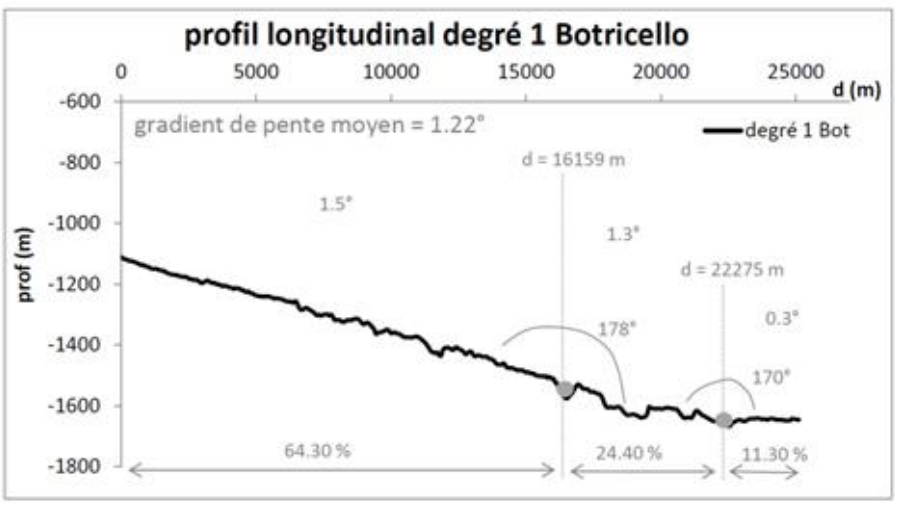
Degré 1 Botricello (D1)

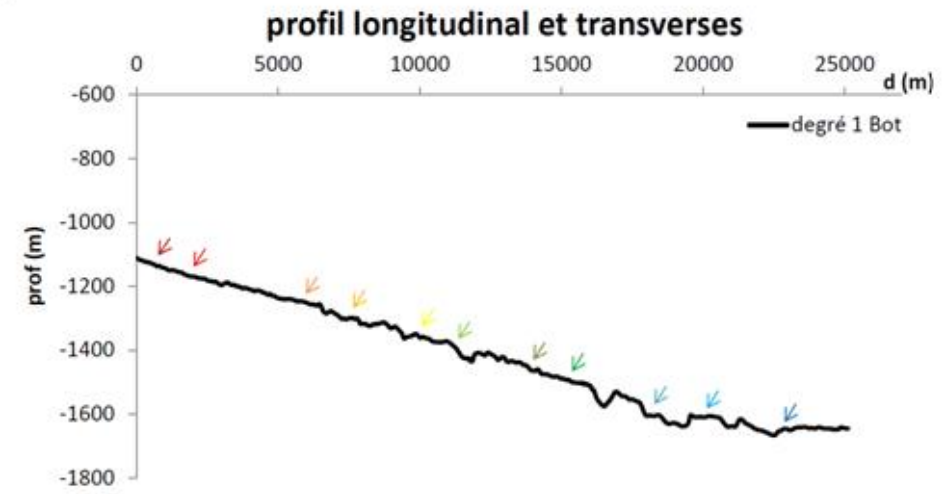


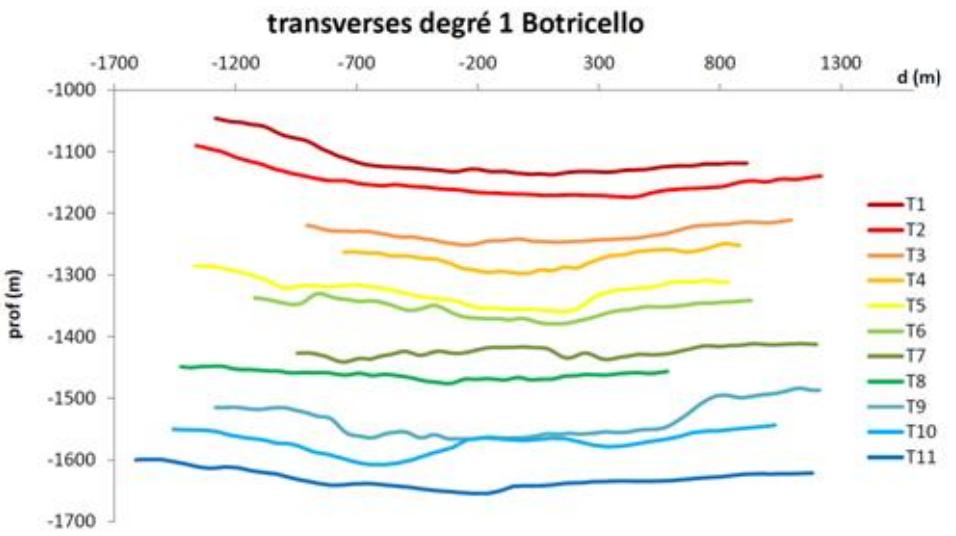


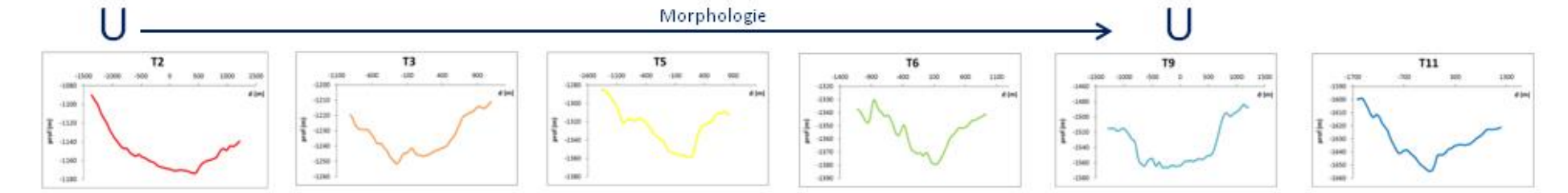








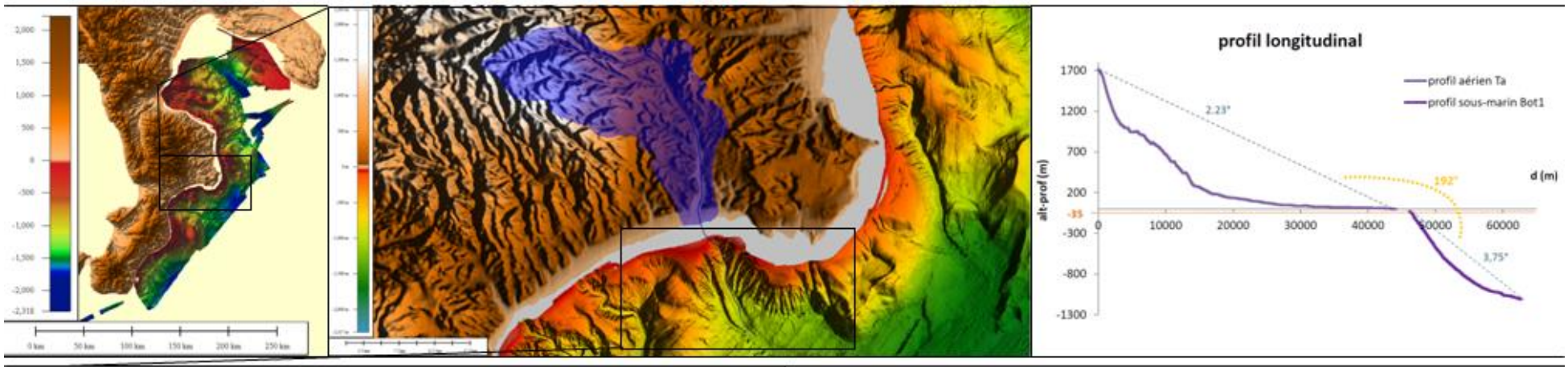


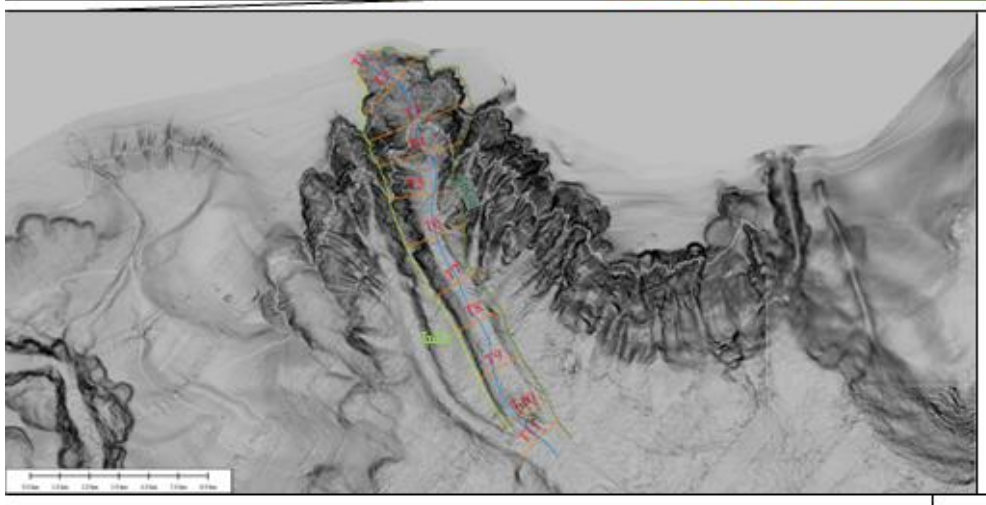


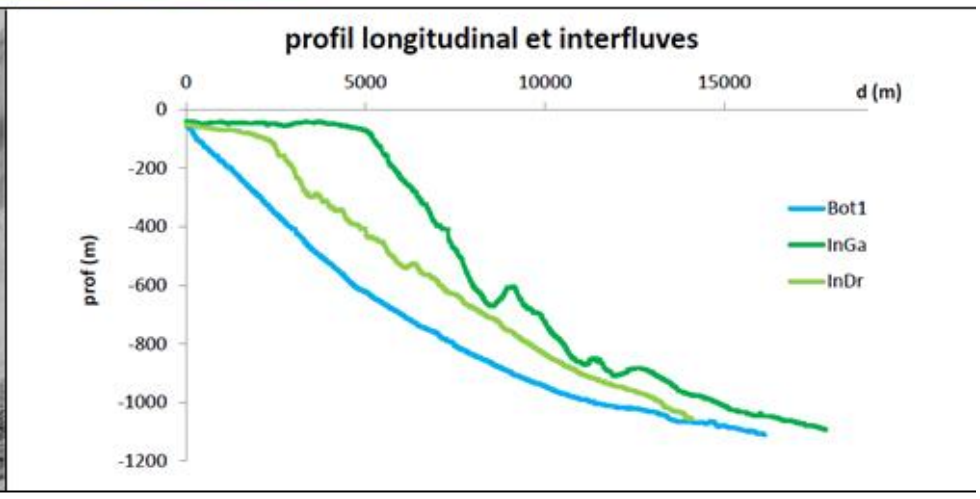
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
						longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
D1						25110	1646	47.3	884.1	1929.6	1.09	1.22

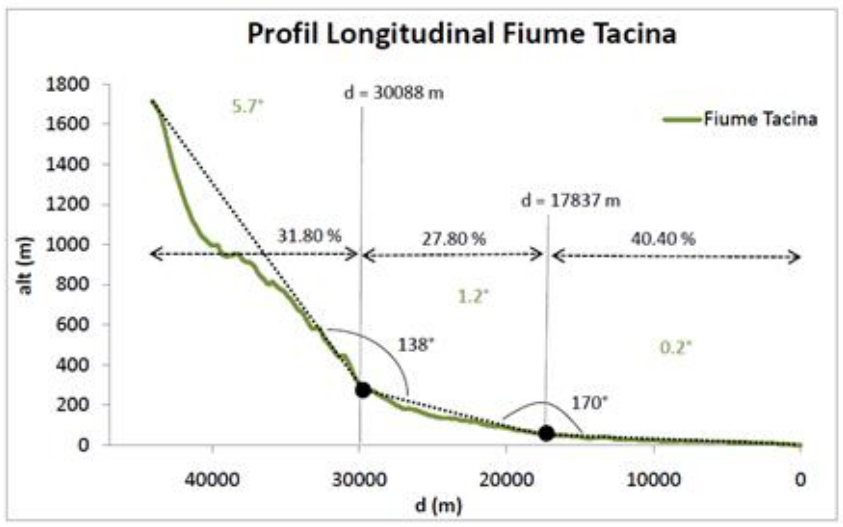
Figure 19 : Carte d'identité du degré 1 du système

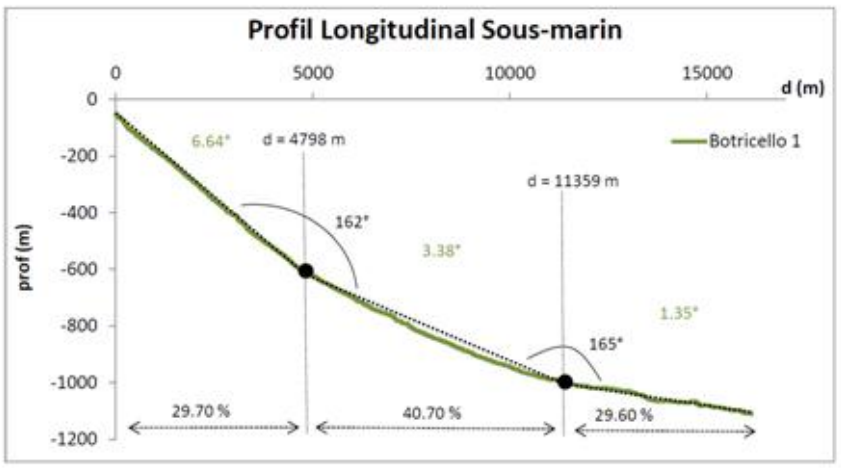
Tacina (Ta) – Botricello 1 (Bot 1)

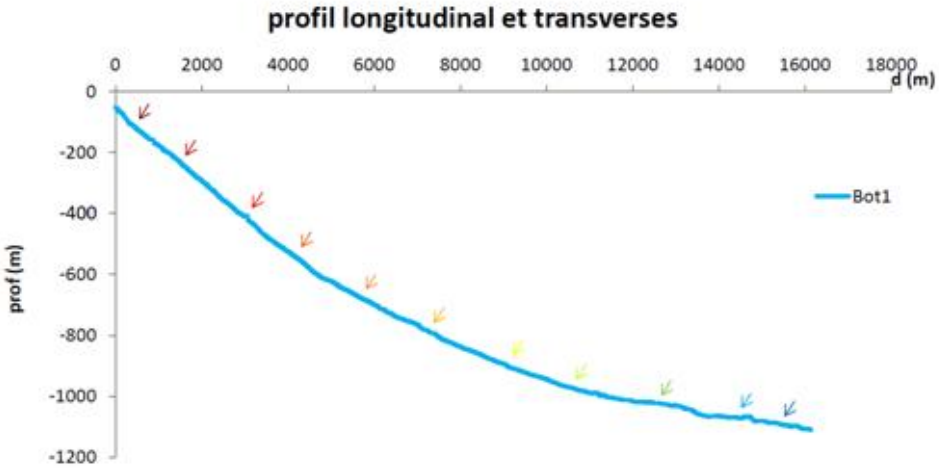


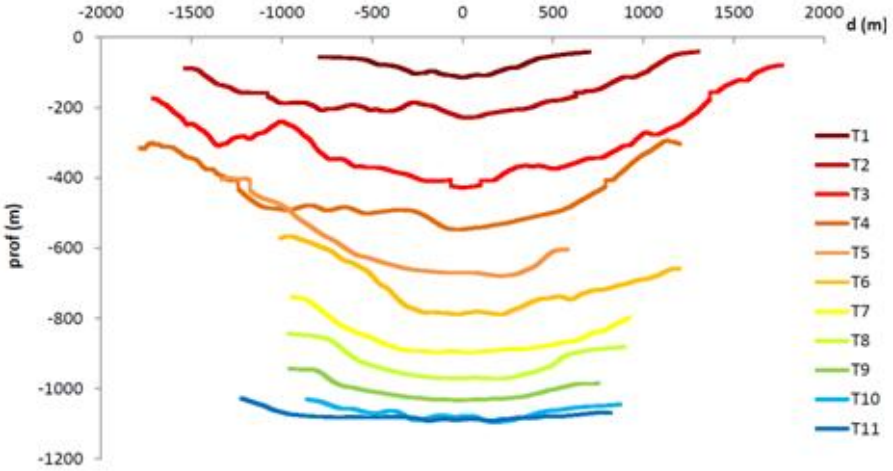


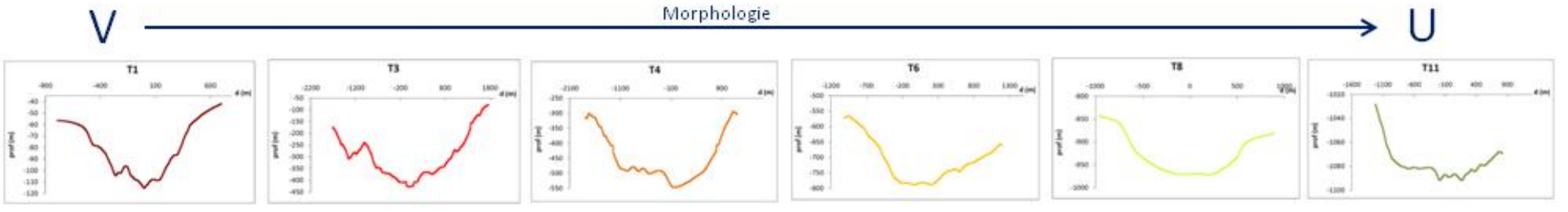








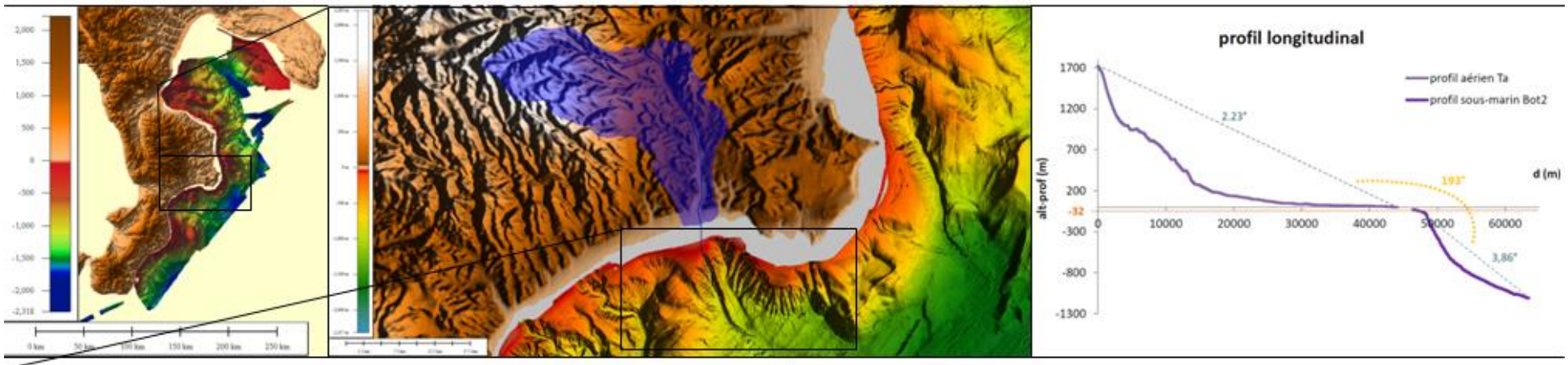


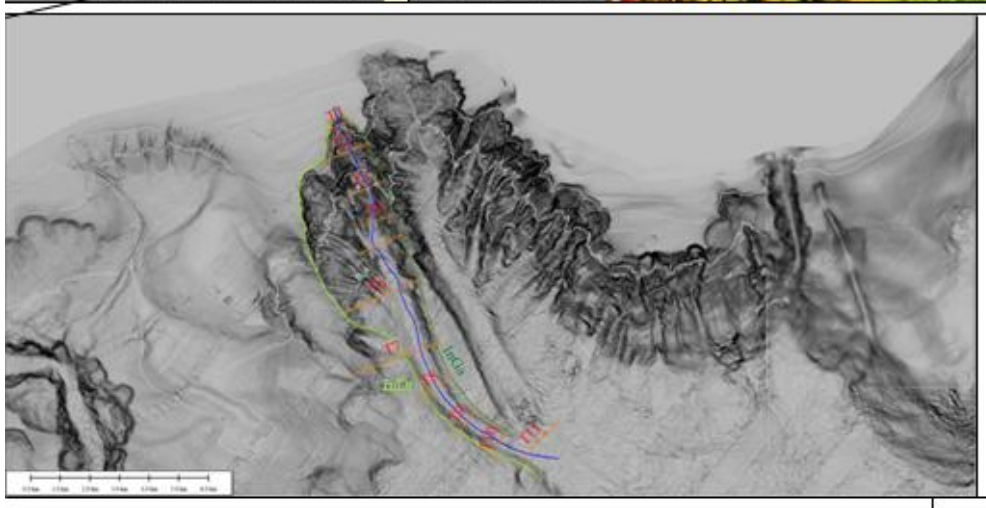


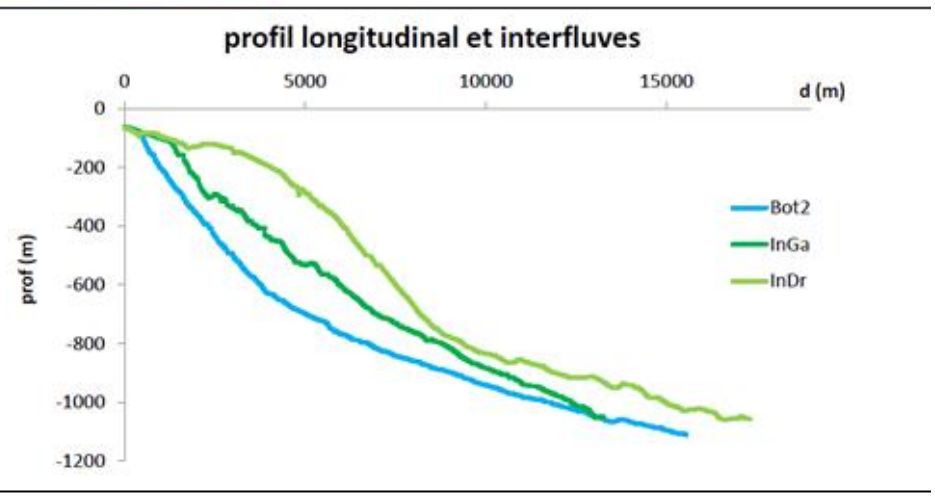
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
Ta Bot1	110,4	450,7	44215,6	1714,2	2,23	16127	1111	143,8	675,2	1953	1,05	3,75

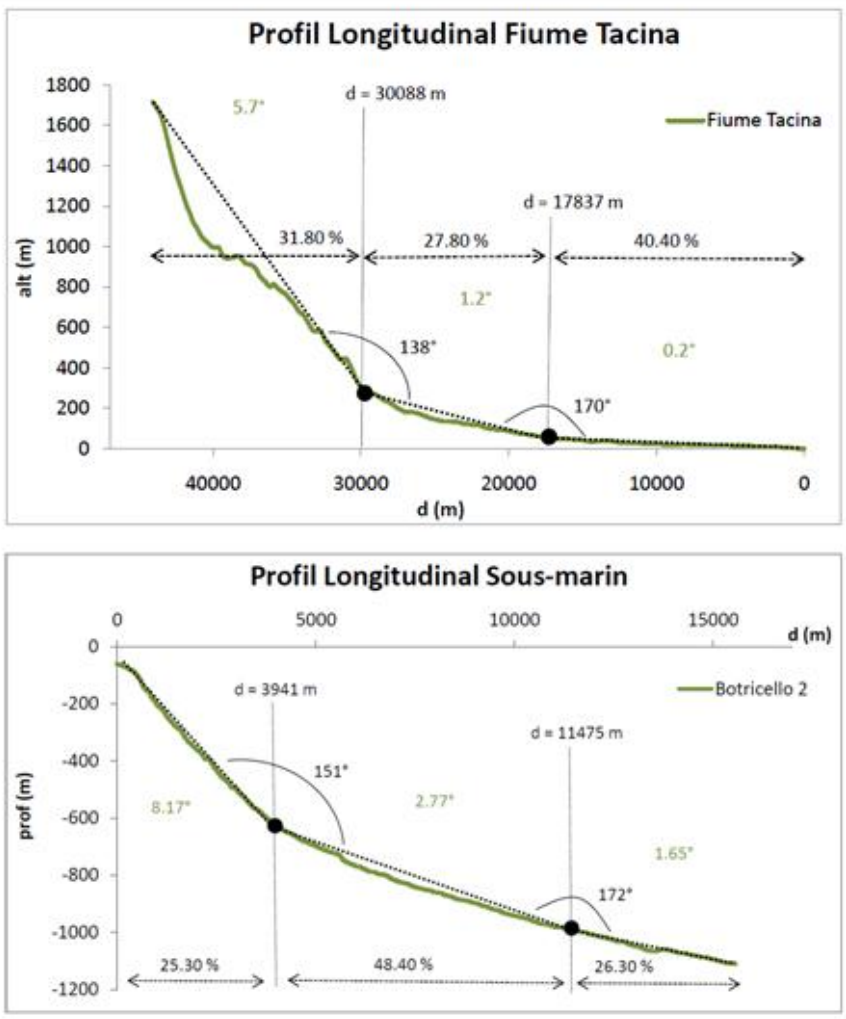
Figure 20 : Carte d'identité du canyon Broticello 1

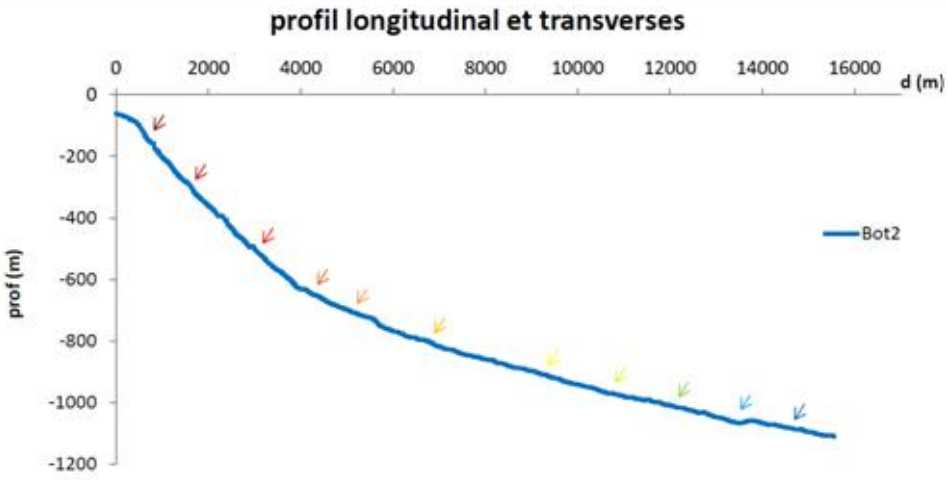
Tacina (Ta) – Botricello 2 (Bot 2)

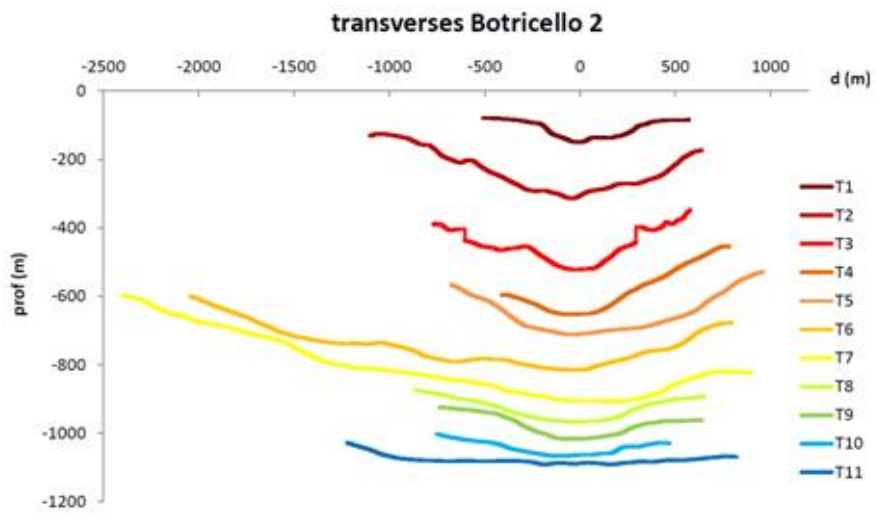


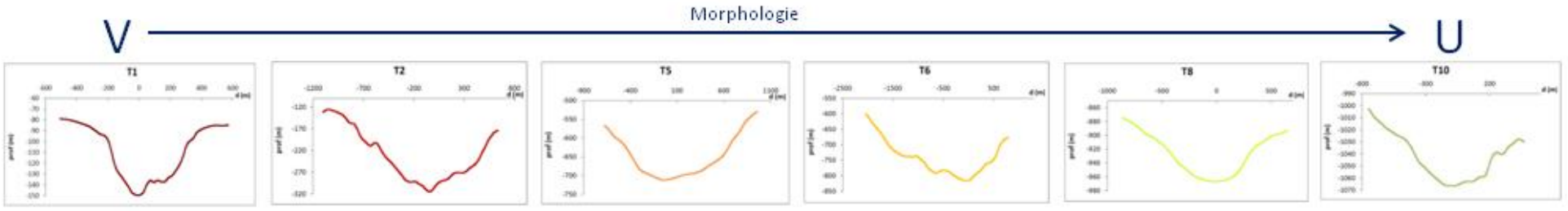










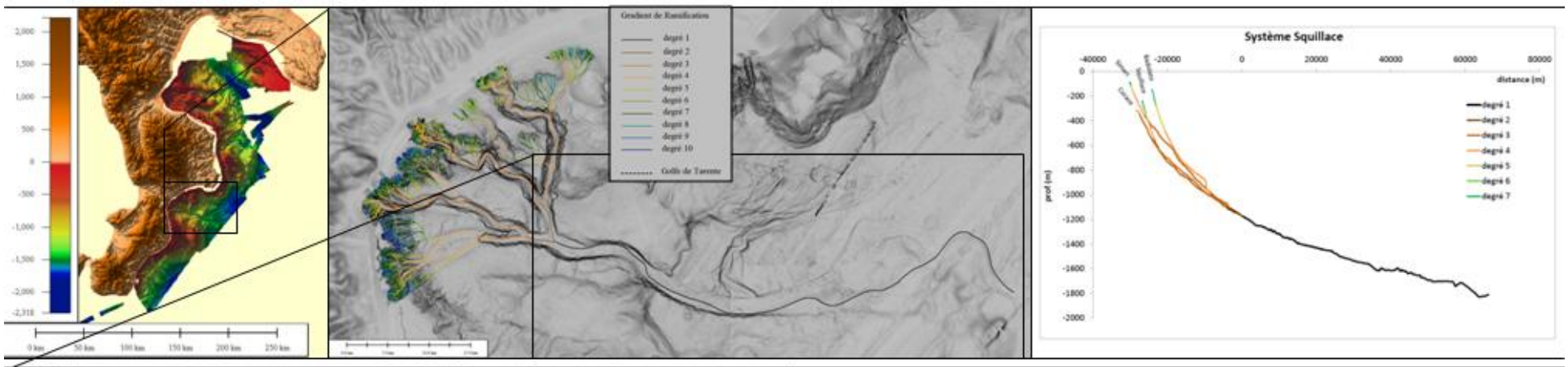


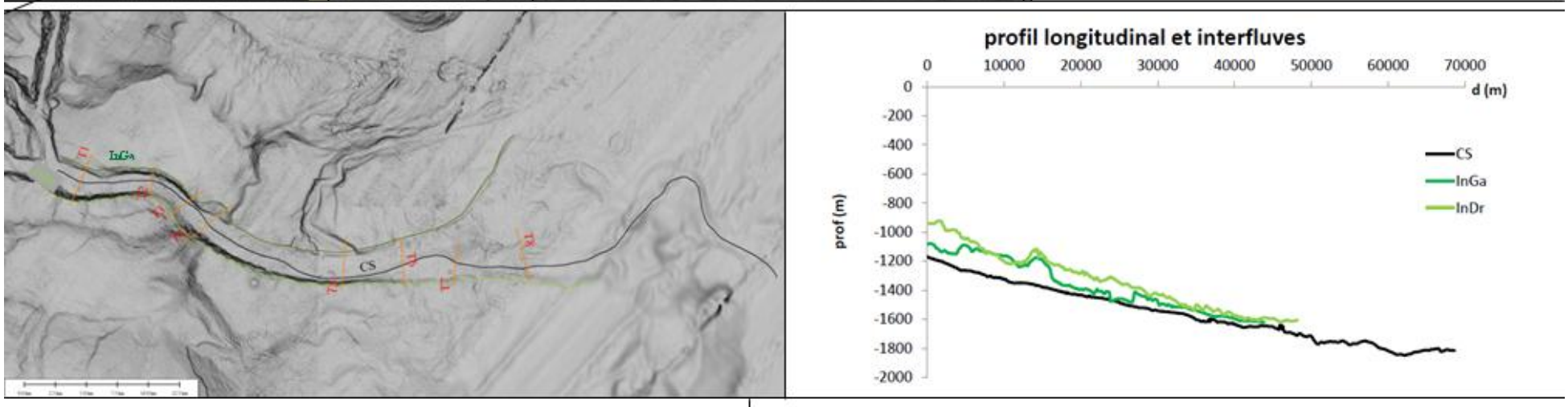
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
Ta Bot2	110,4	450,7	44215,6	1714,2	2,23	15561	1111	113,7	524	1473	1,09	3,86

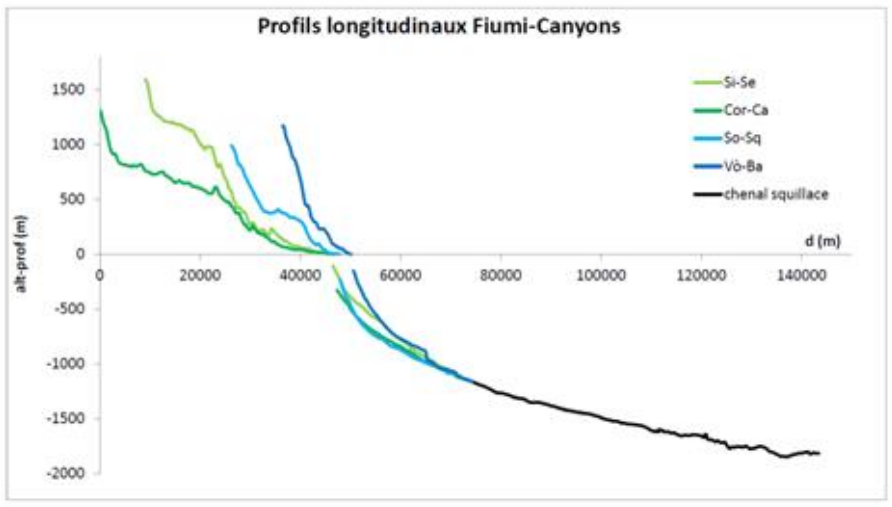
Figure 21 : Carte d'identité du canyon Broticello 2

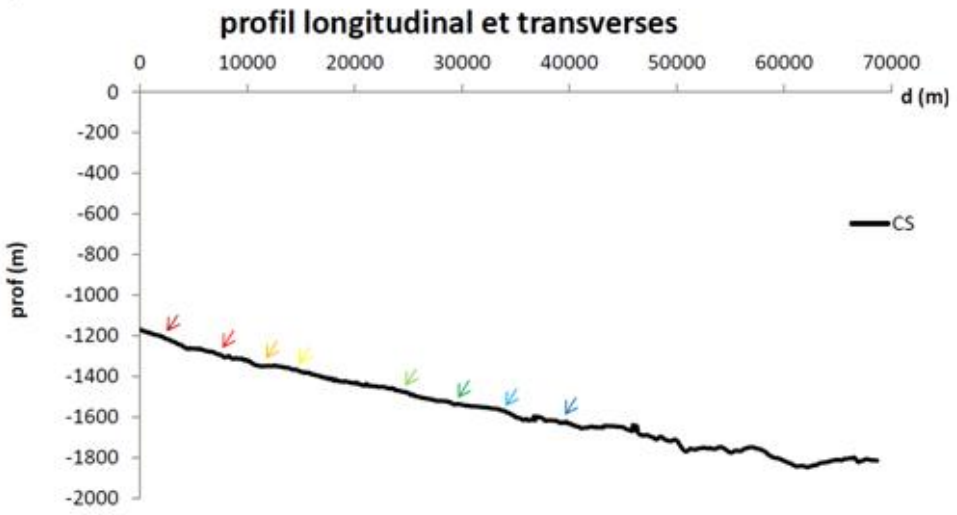
Le Système Squillace

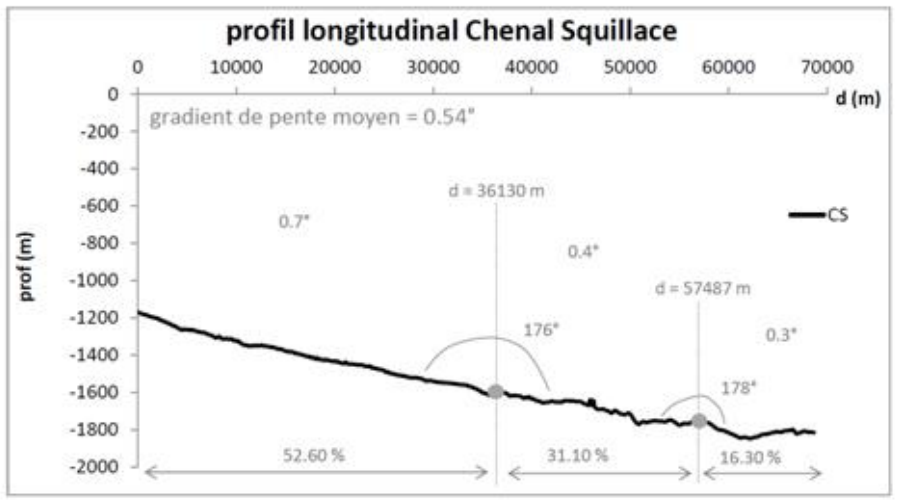
Chenal Squillace (CS)

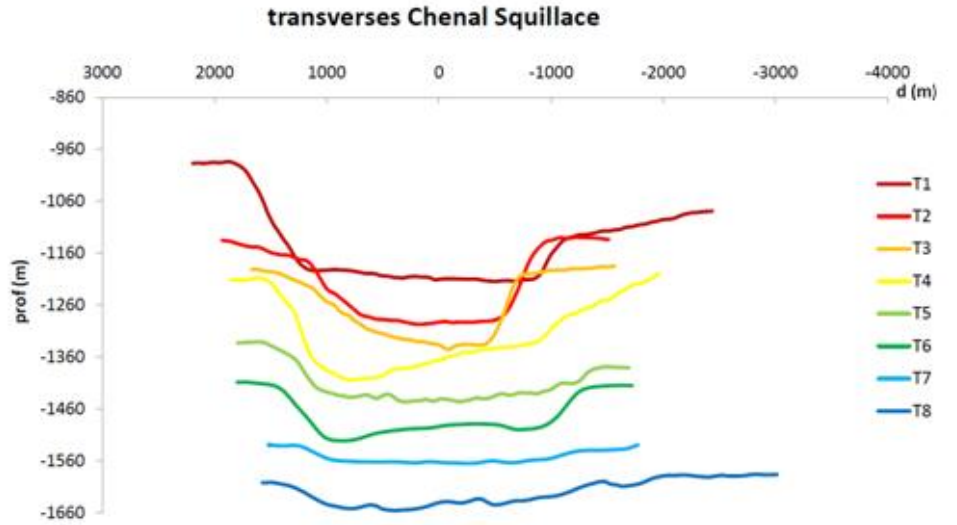


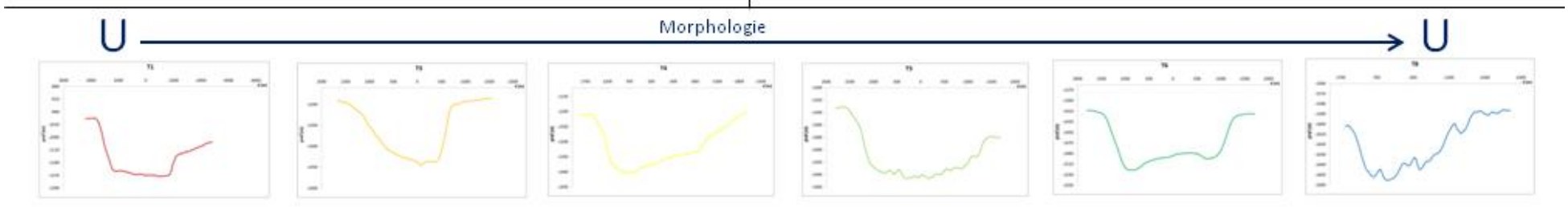








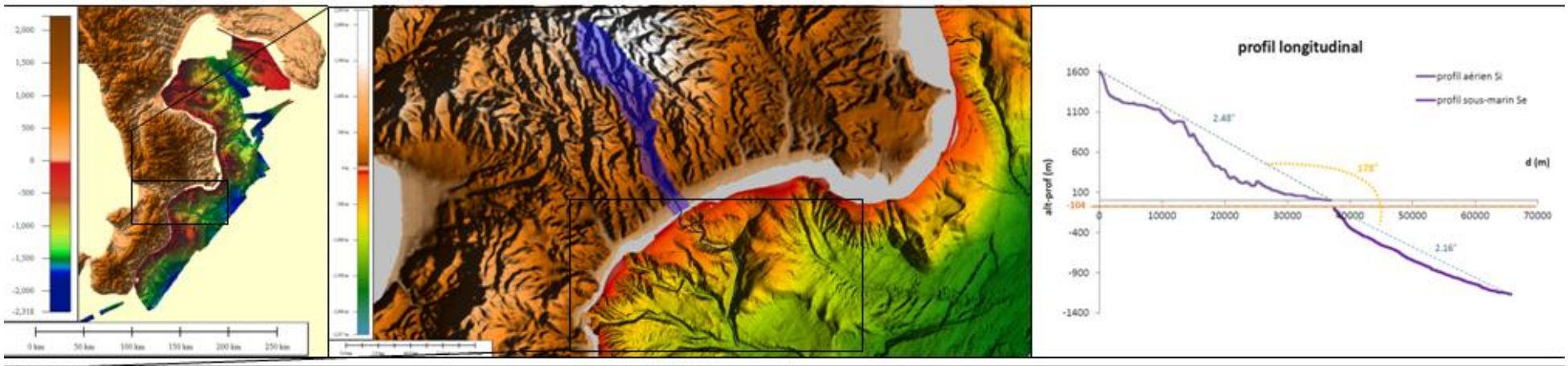


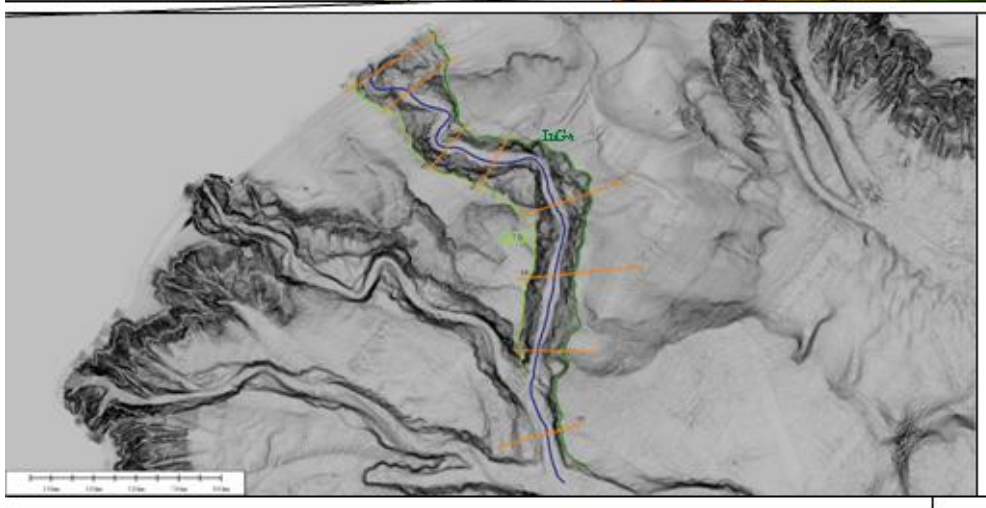


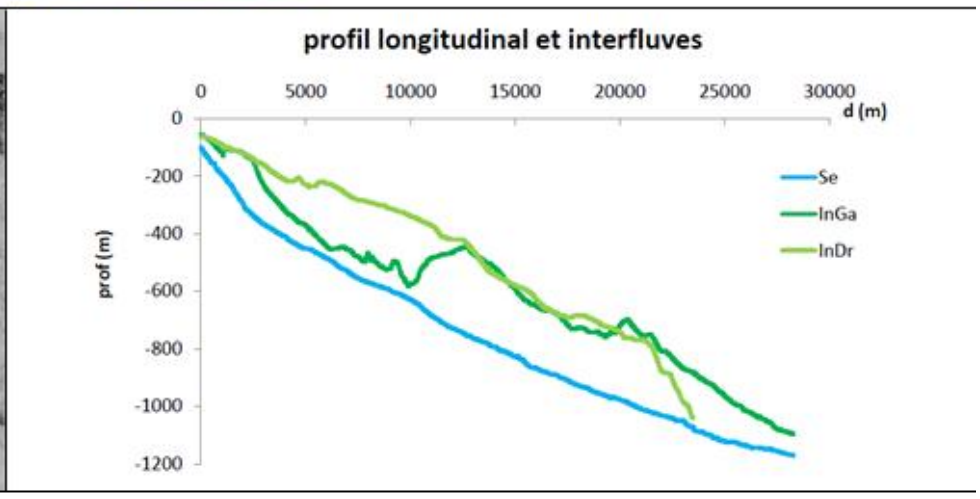
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
						longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
CS						68655	1815	123.2	1585.6	2837.4	1.17	0.54

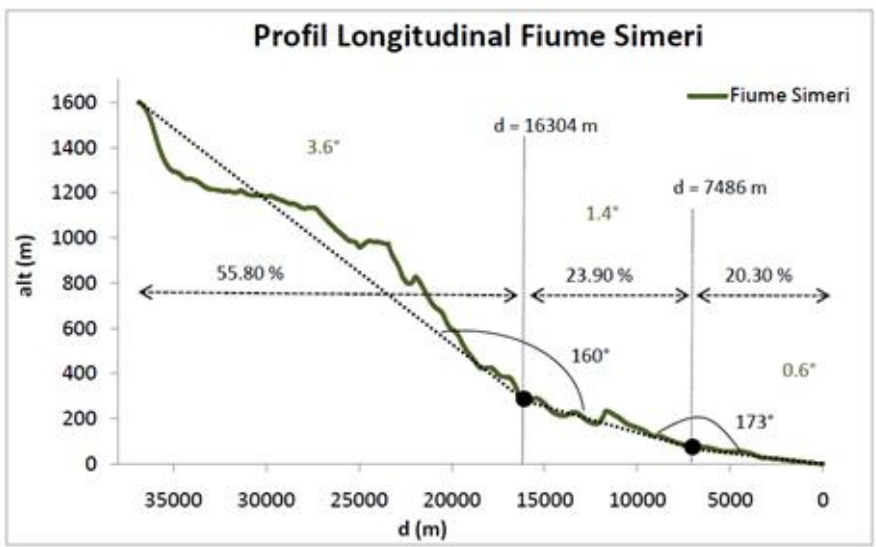
Figure 22 : Carte d'identité du Chenal Squillace

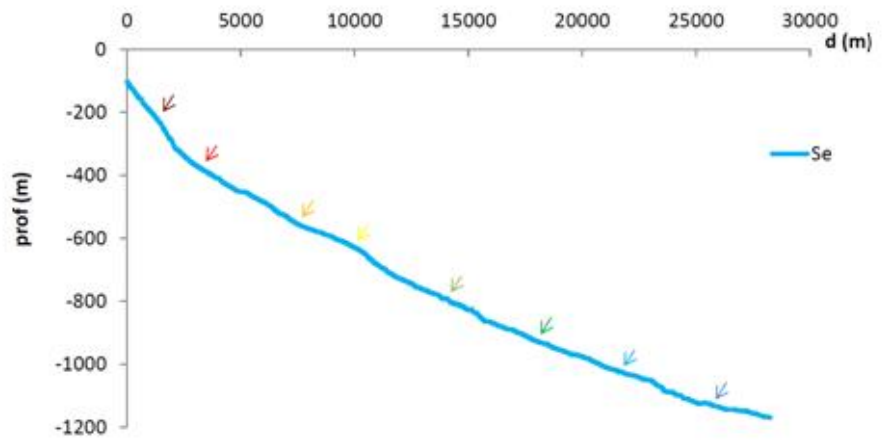
Simeri (Si) – Sellia (Se)

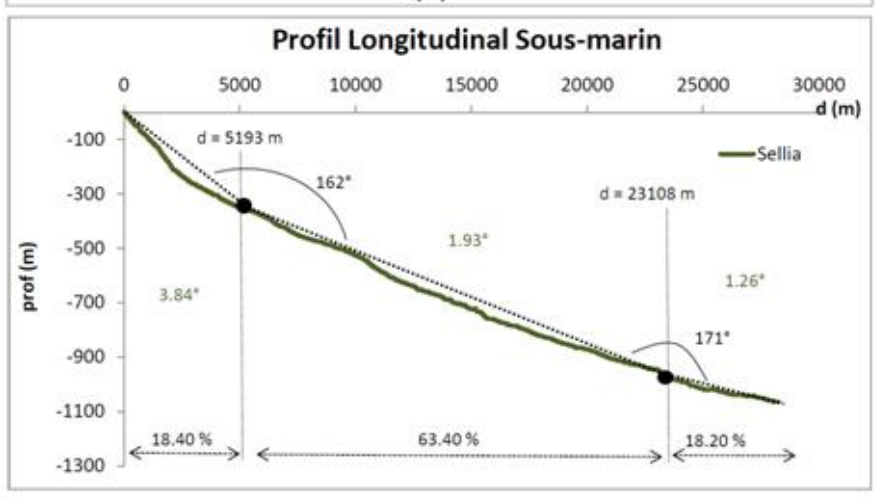


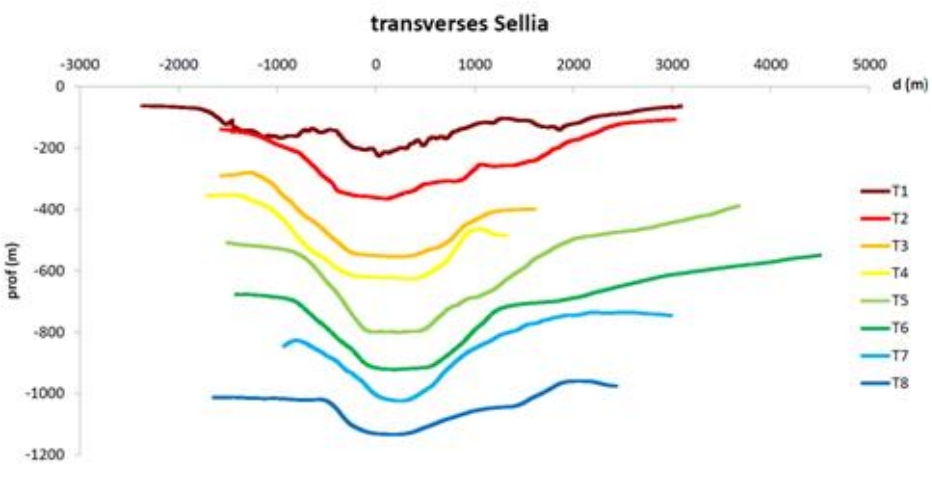


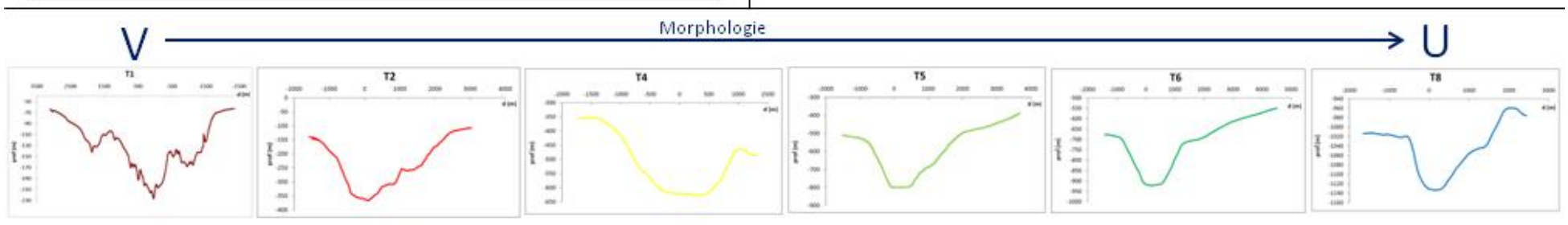








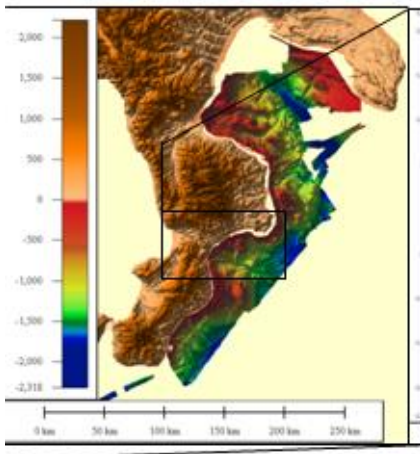


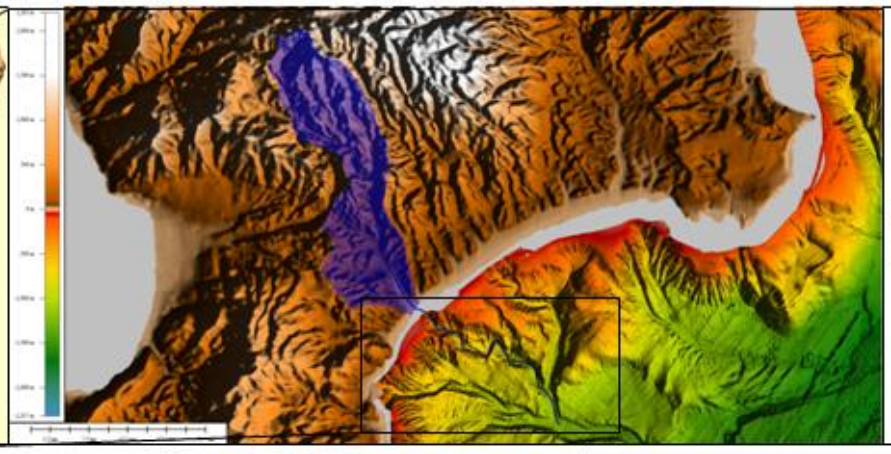


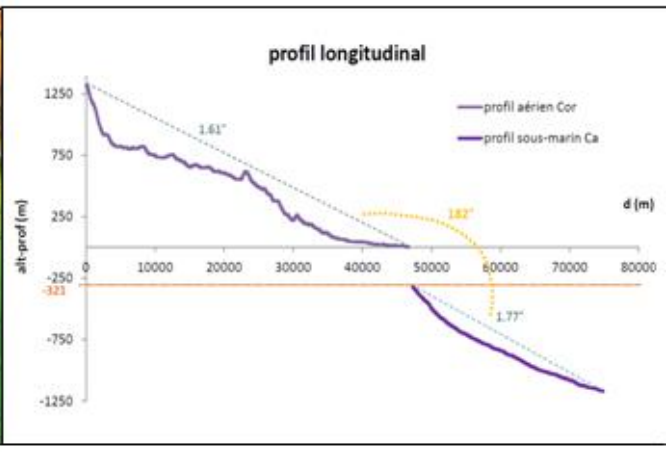
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
Si Se	77,7	137,7	36866	1598,6	2,48	28257	1169	229,1	590,0	2560,1	1,27	2,16

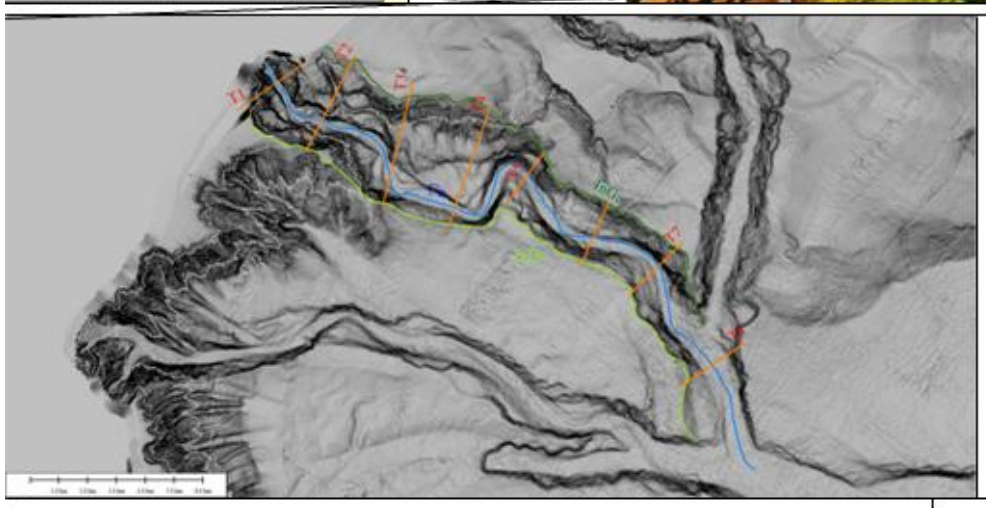
Figure 23 : Carte d'identité du canyon Sellia

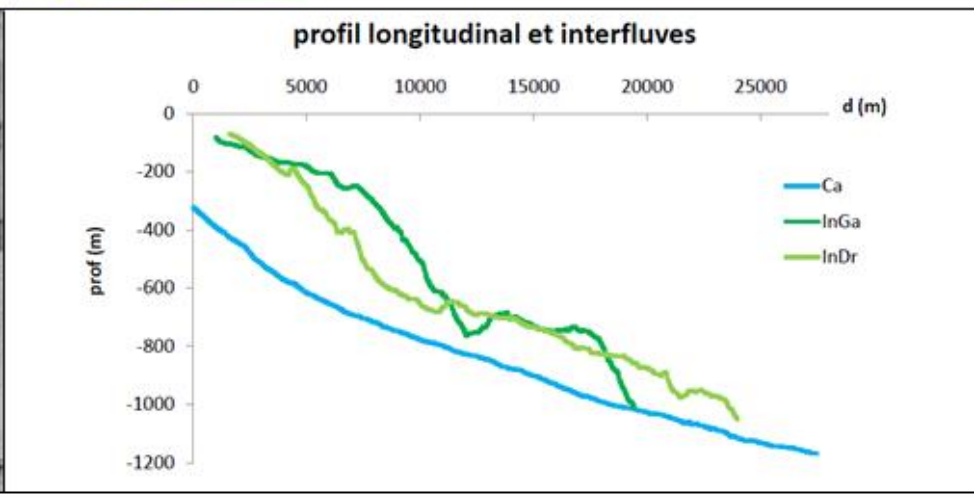
Corace (Cor) – Catanzaro (Ca)

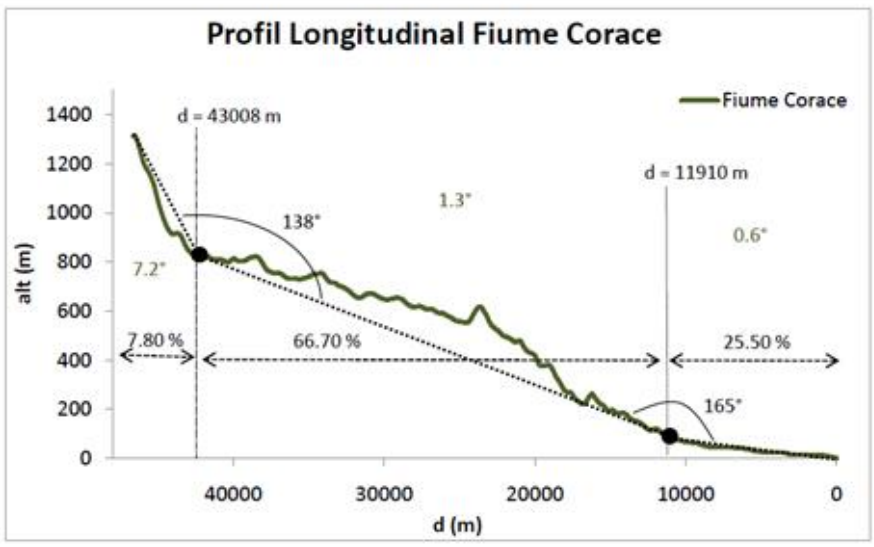


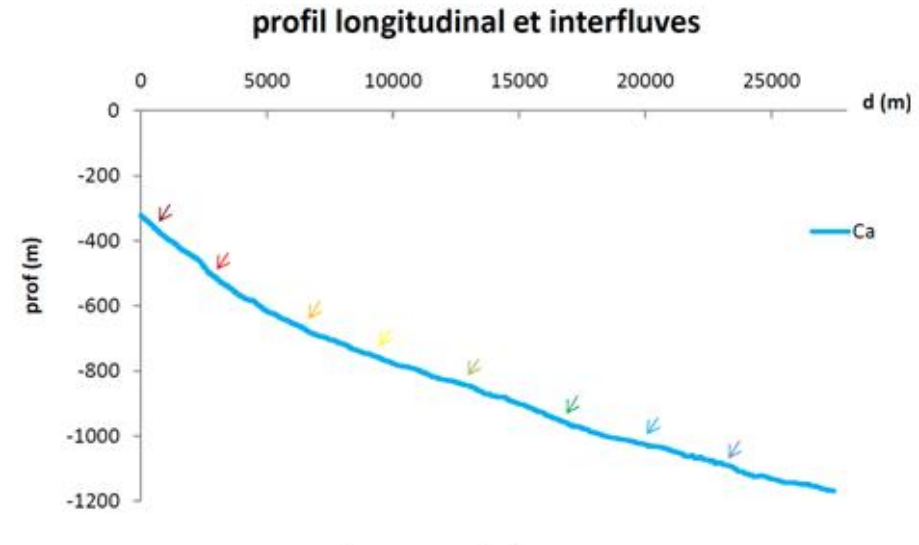


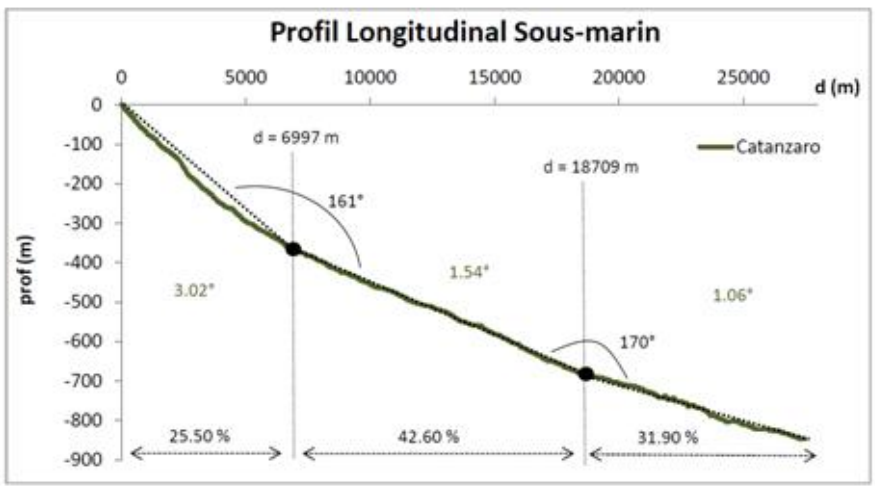


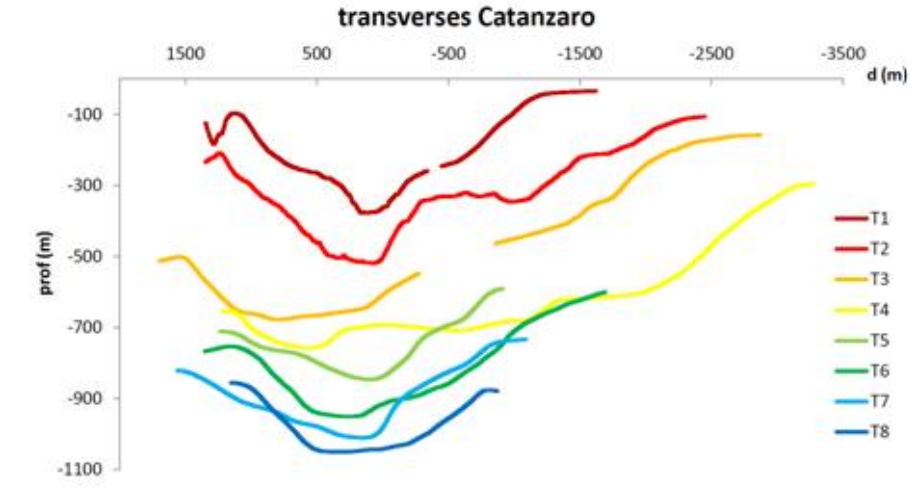


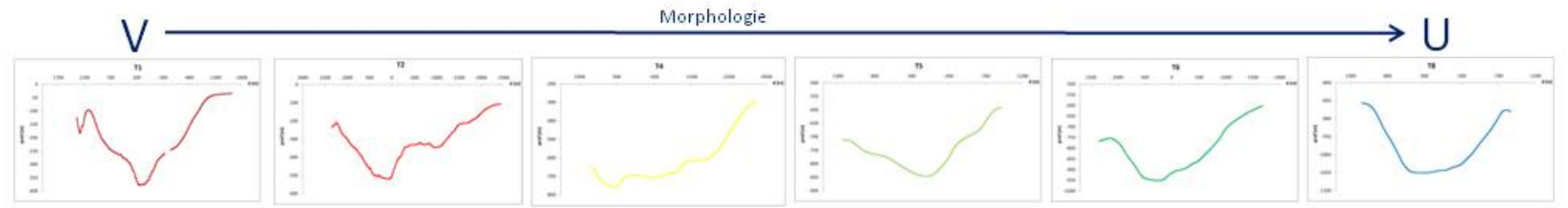








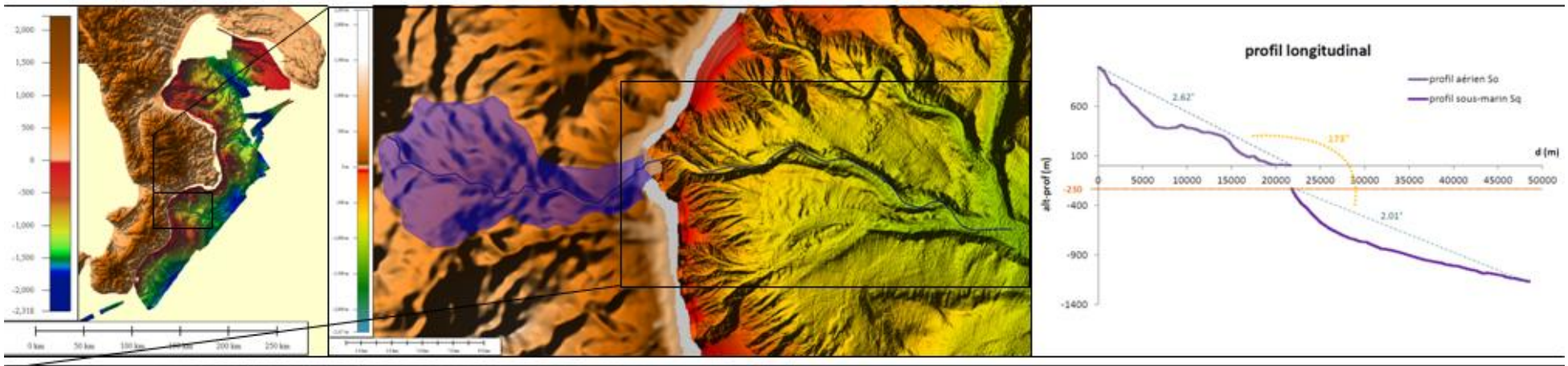


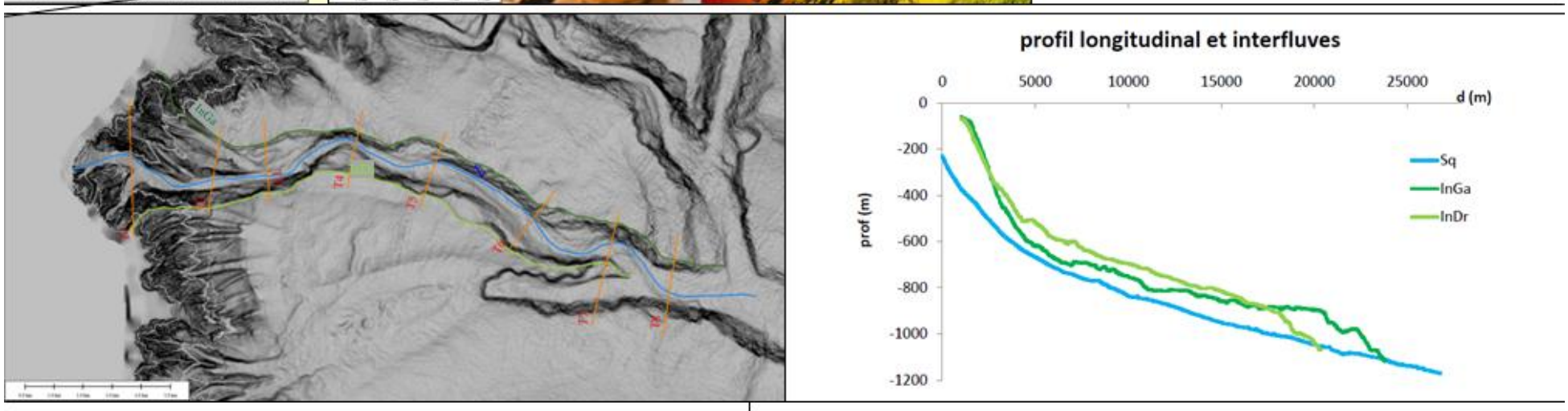


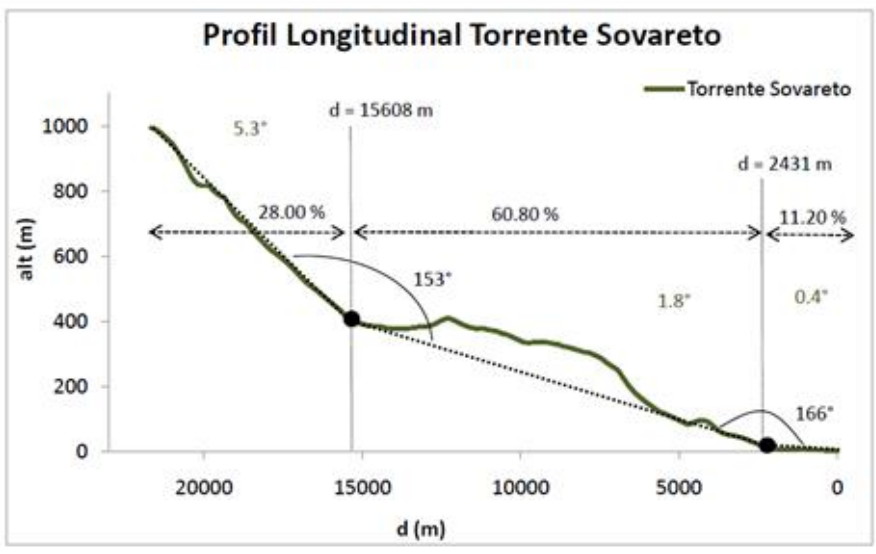
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
Cor Ca	101,1	306	46650,5	1312,05	1,61	27477	1169	261,5	1160,7	2658,5	1,23	1,77

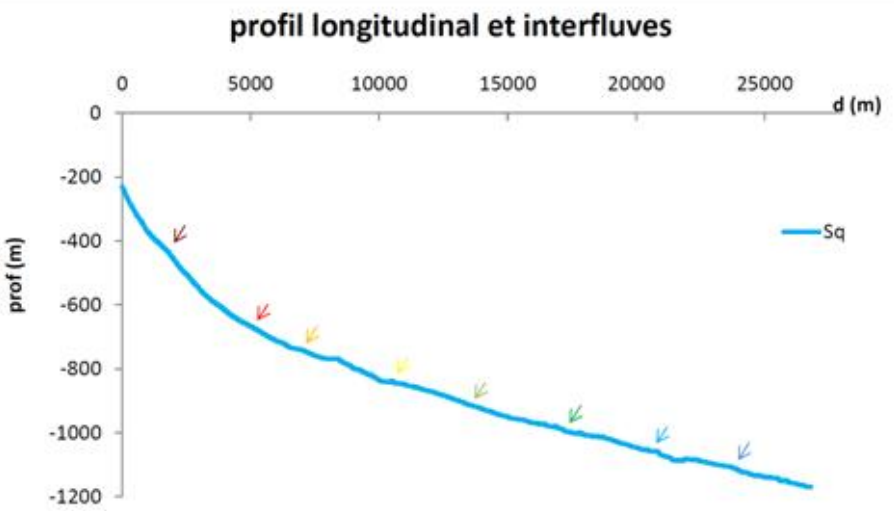
Figure 24 : Carte d'identité du canyon Catanzaro

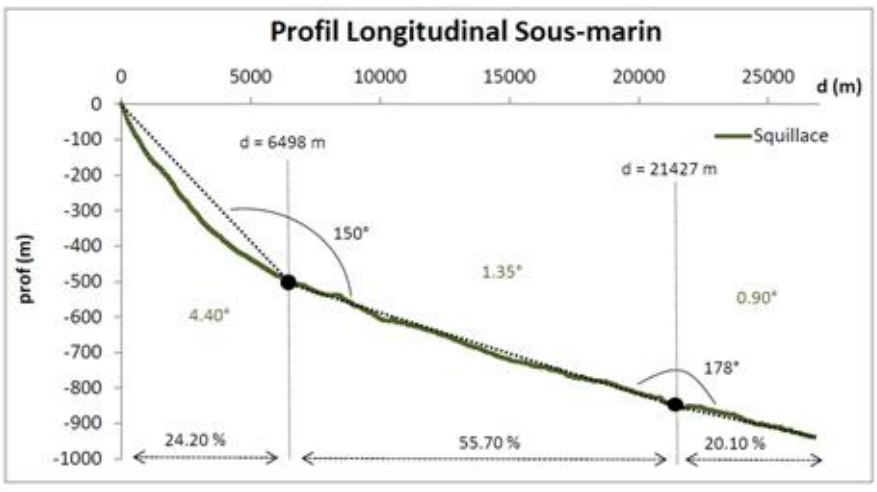
Sovareto (So) – Squillace (Sq)

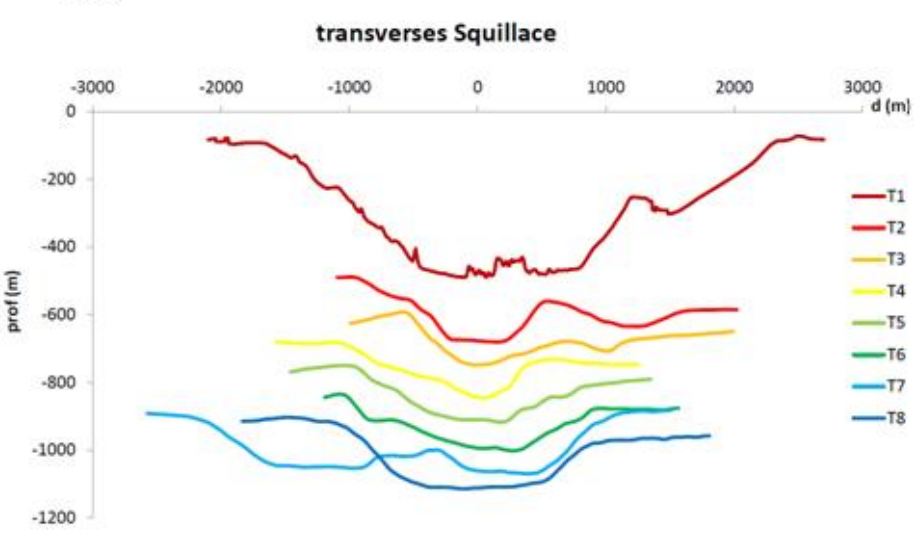


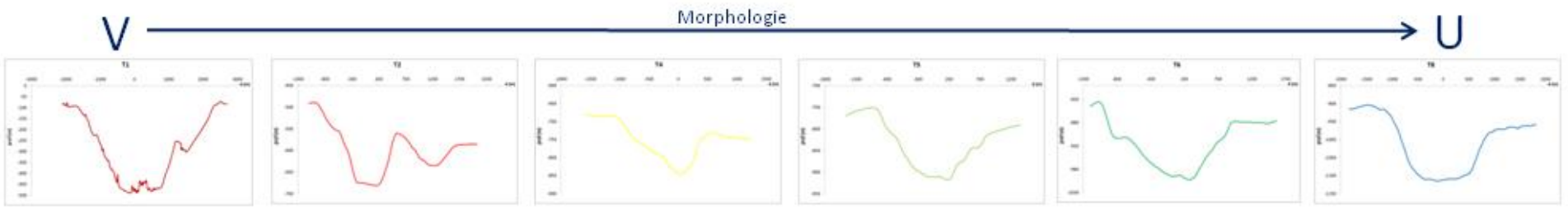








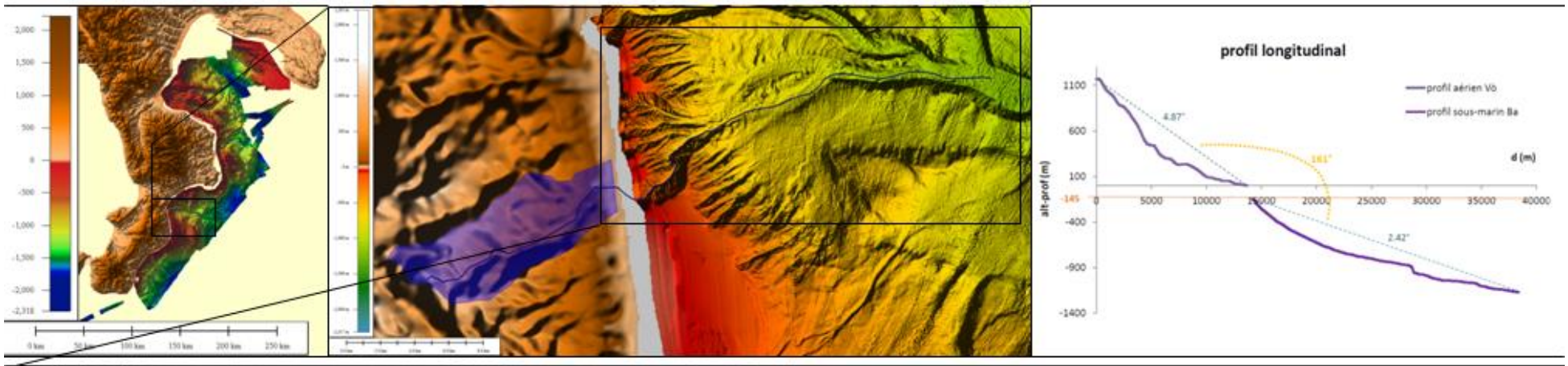


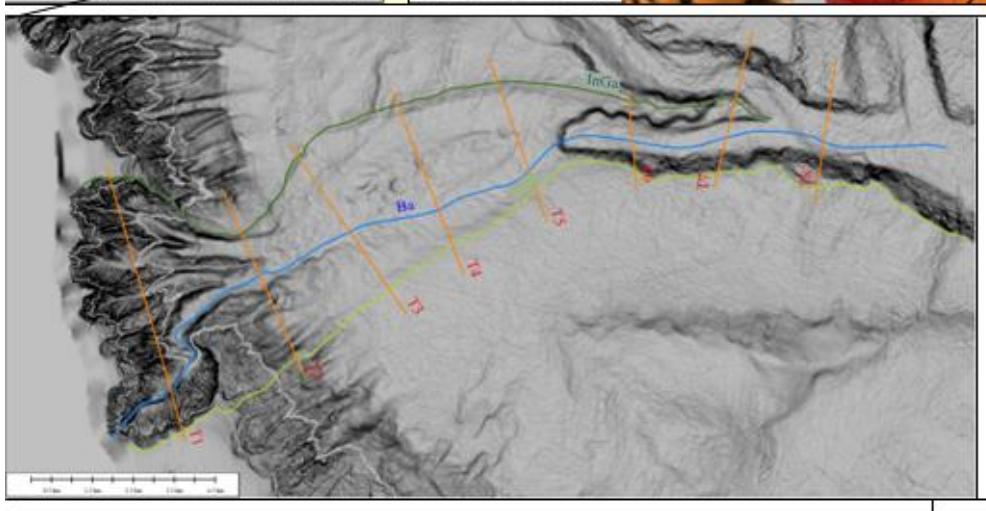


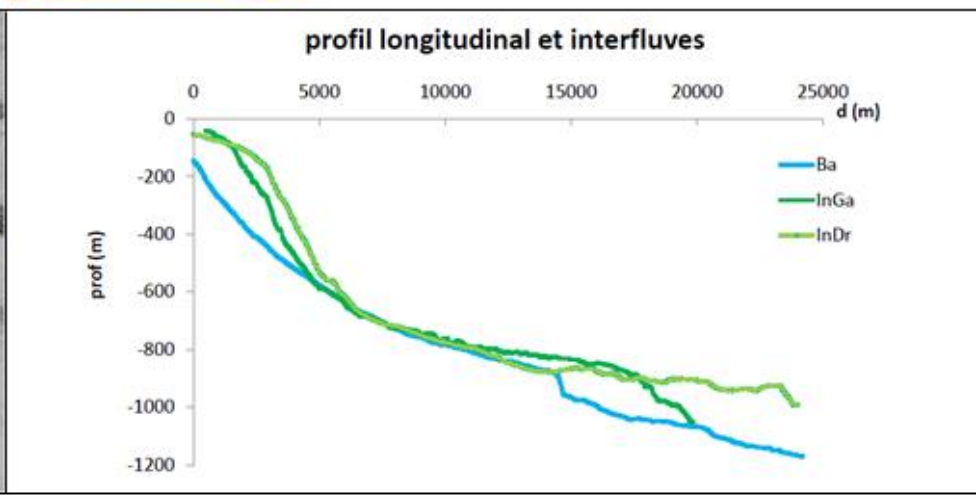
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
So Sq	50,1	103,9	21670,6	994,1	2,62	26797	1169	193,2	775,8	2616,6	1,12	2,01

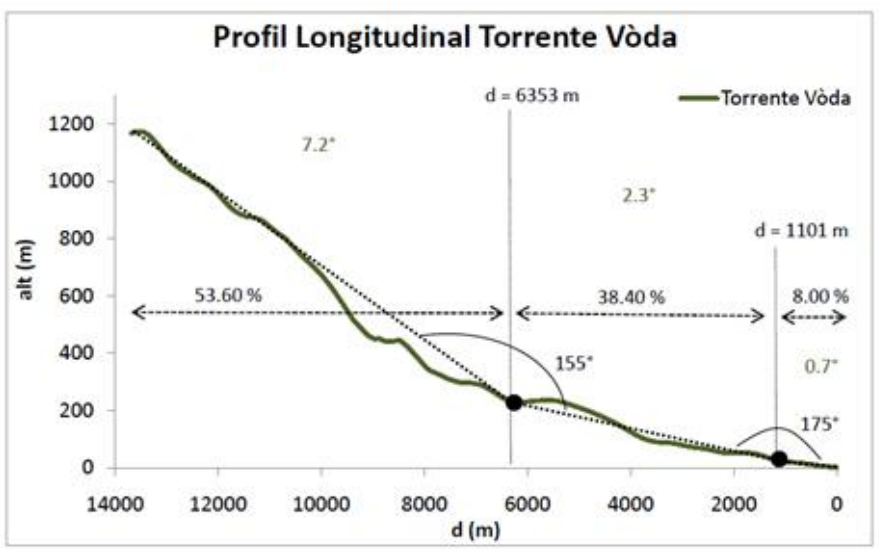
Figure 25 : Carte d'identité du canyon Squillace

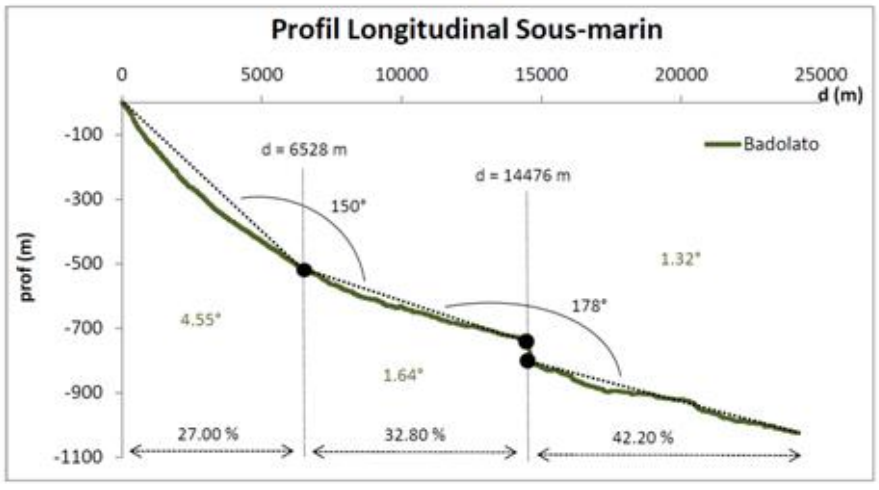
Vodà (Vò) – Badolato (Ba)

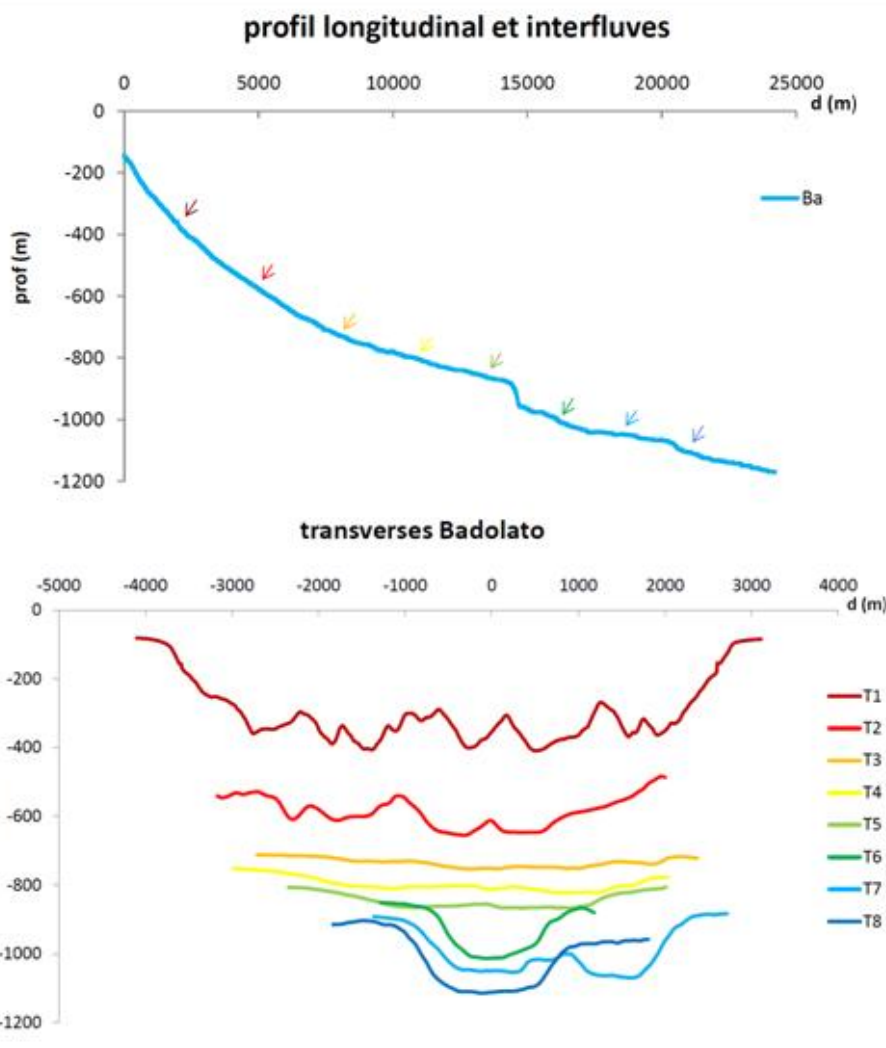










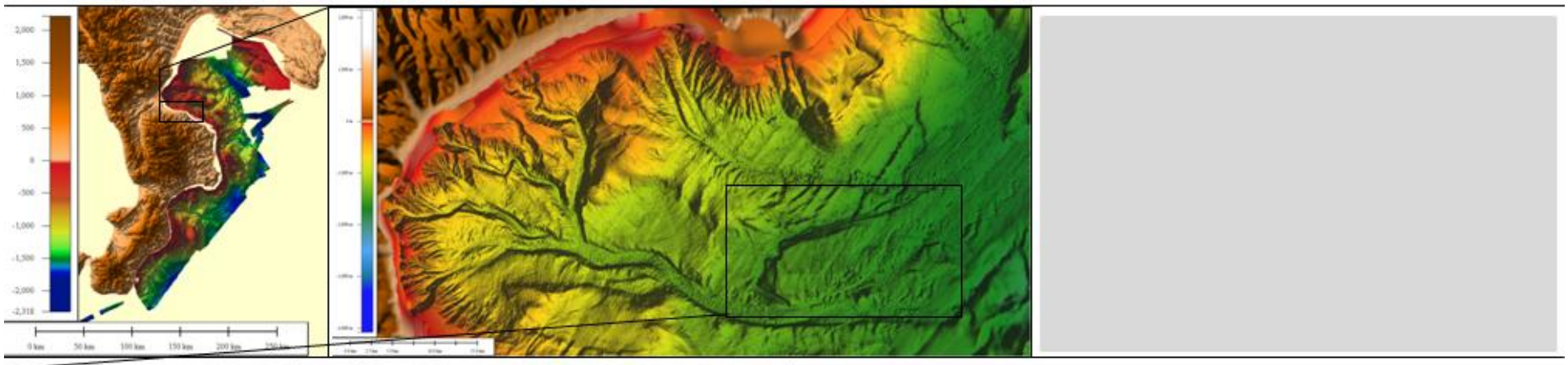


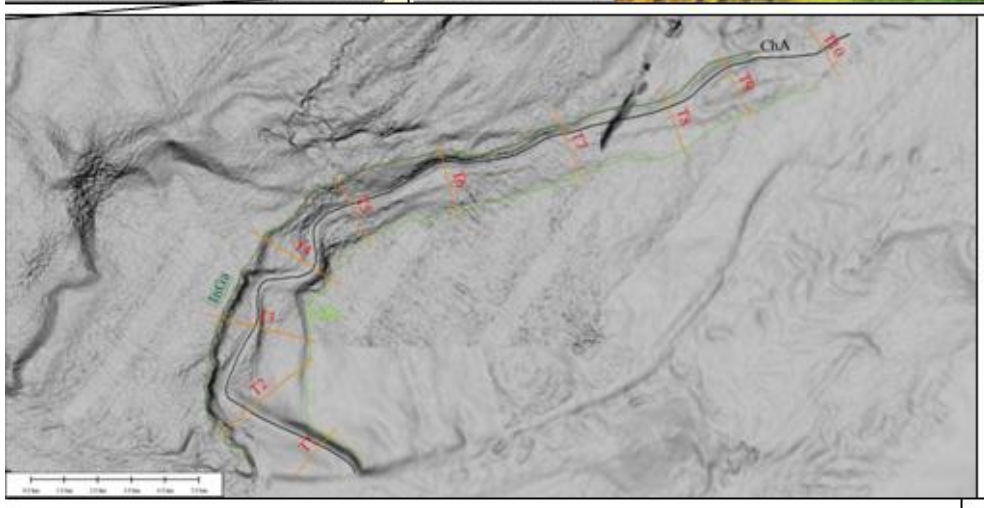


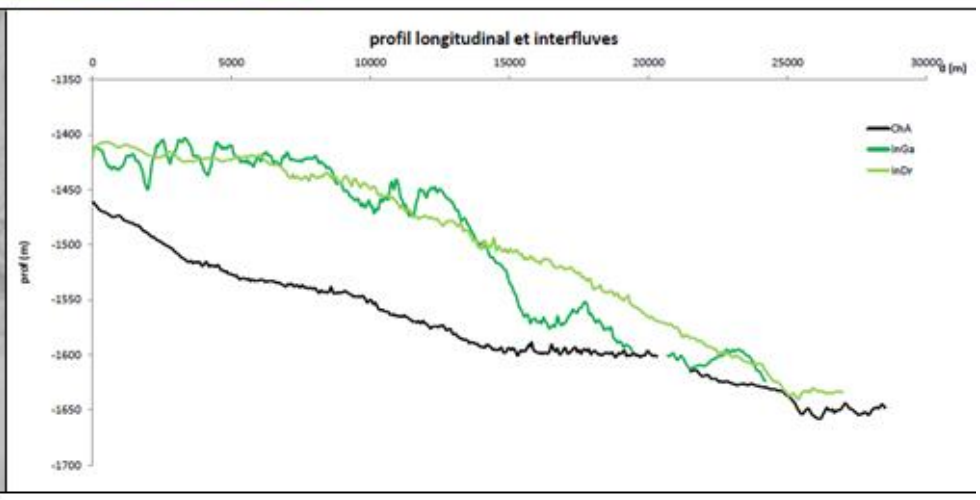
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeurcanyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
Vò Ba	35,4	53,6	13680	1166,5	4,87	24203	1169	142,6	1384,4	4003,6	1,12	2,42

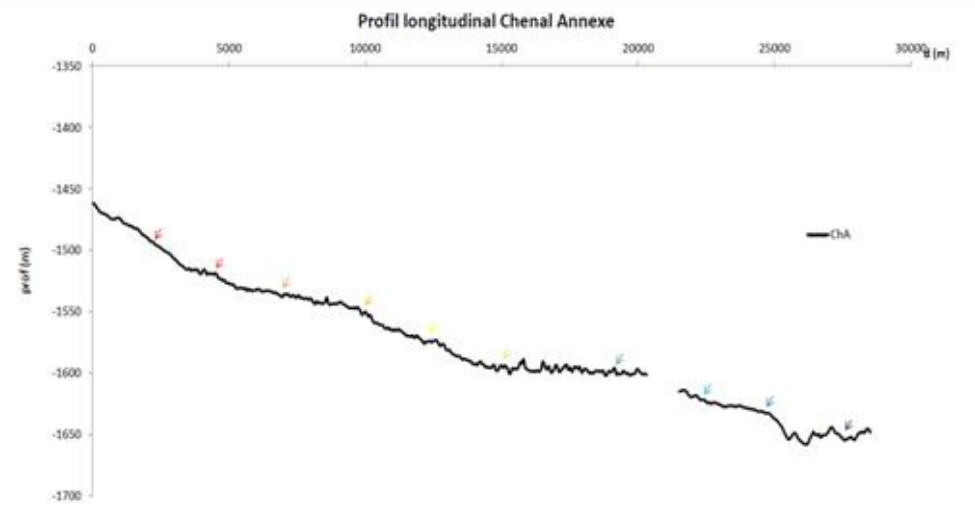
Figure 26 : Carte d'identité du canyon Badolato

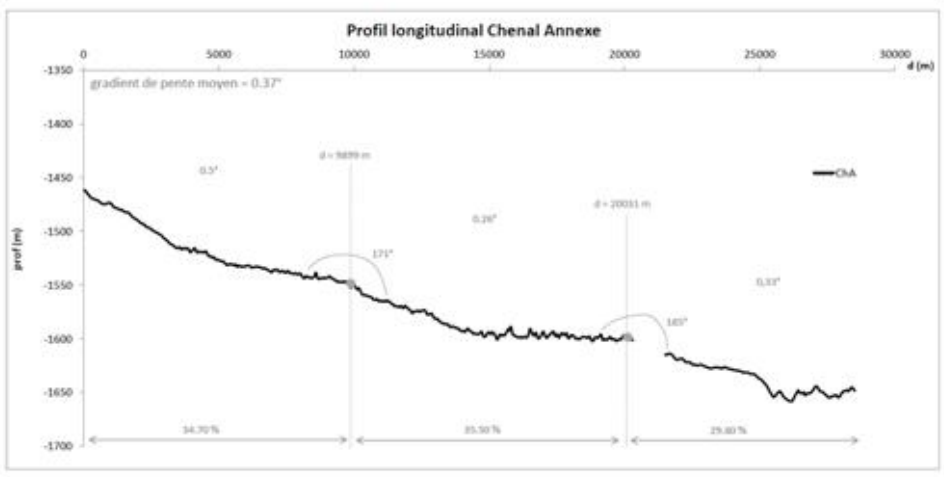
Chenal Annexe (ChA)

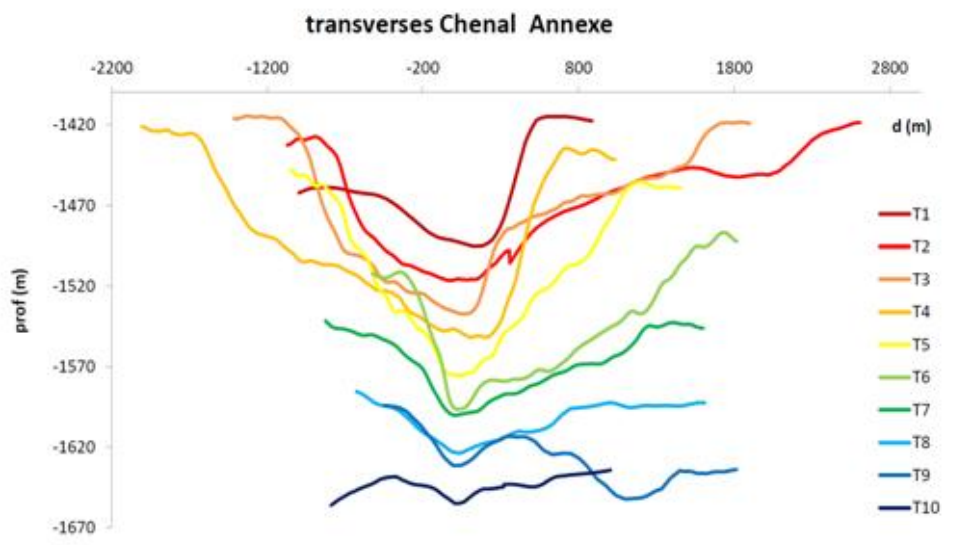












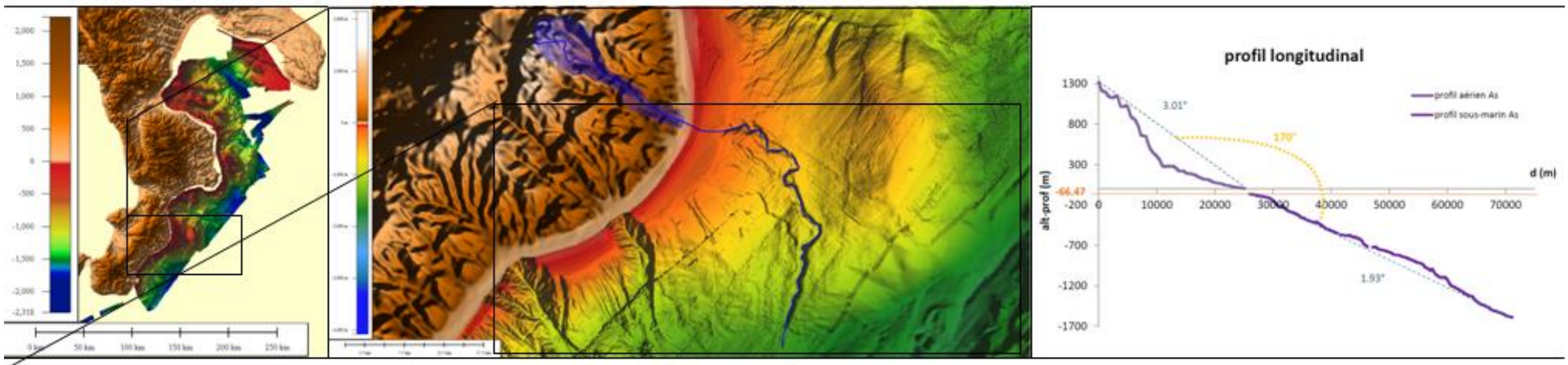


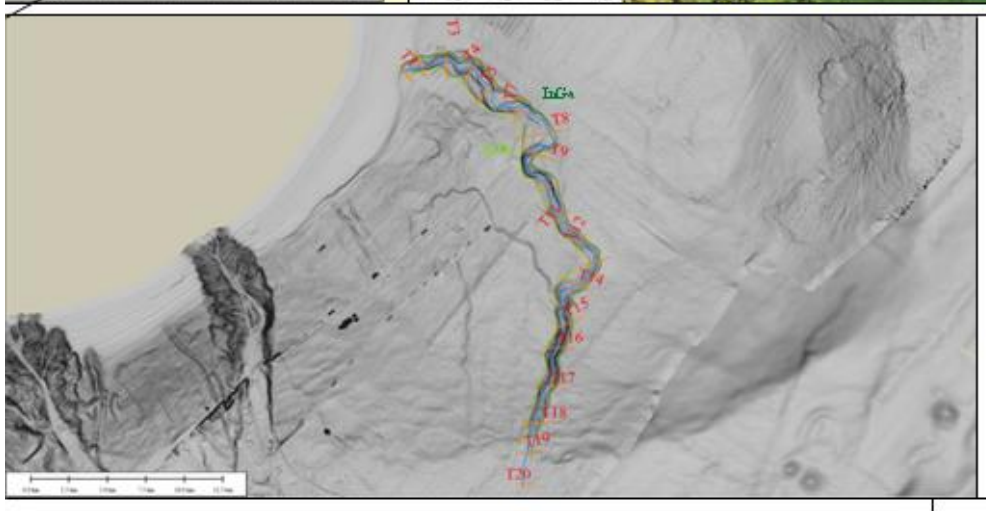
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
						longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
ChA						28529	1648	76	309,4	1976,7	1,44	0,37

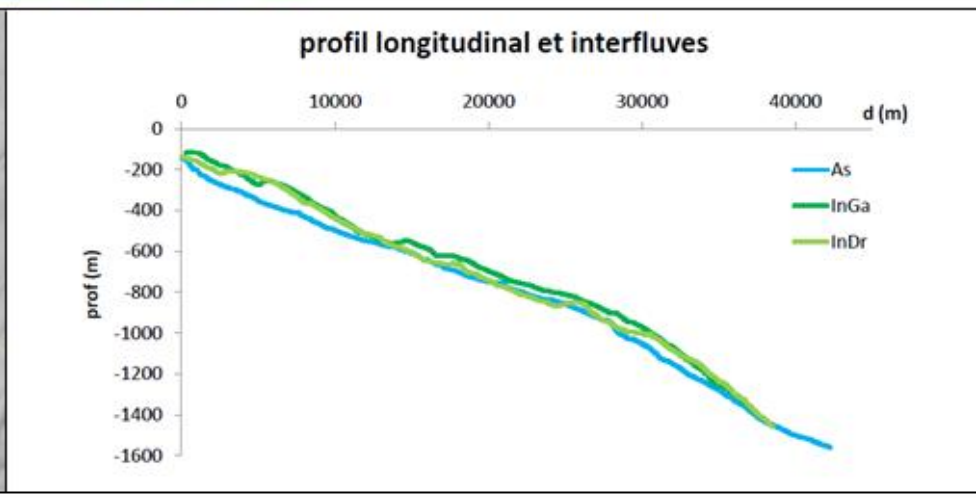
Figure 27 : Carte d'identité du chenal annexe

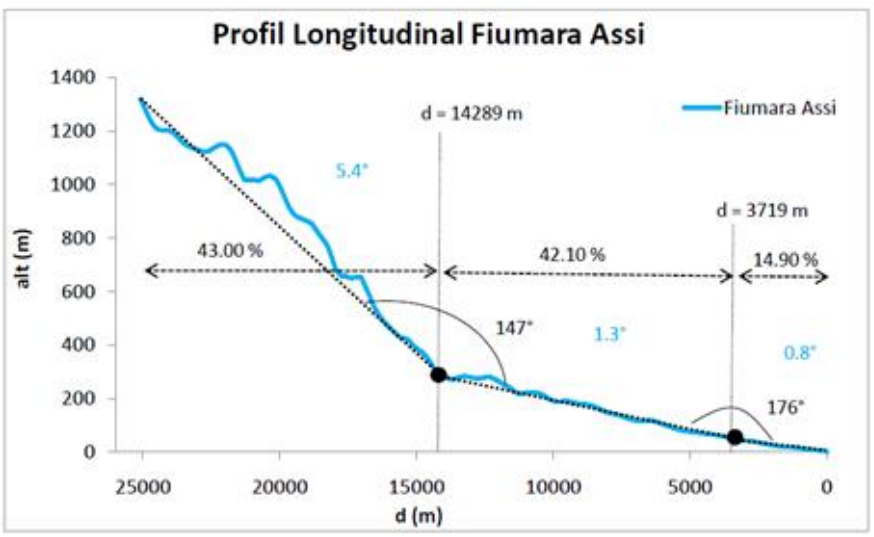
Le Système Assi

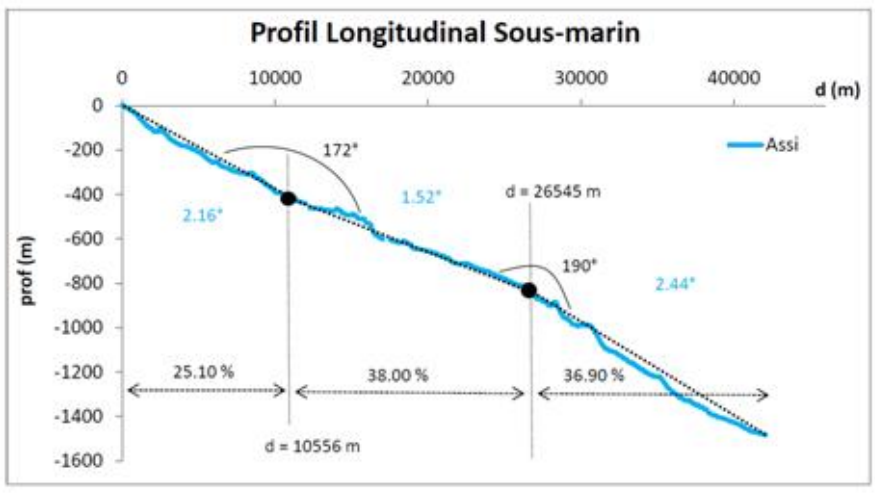
Assi (As)

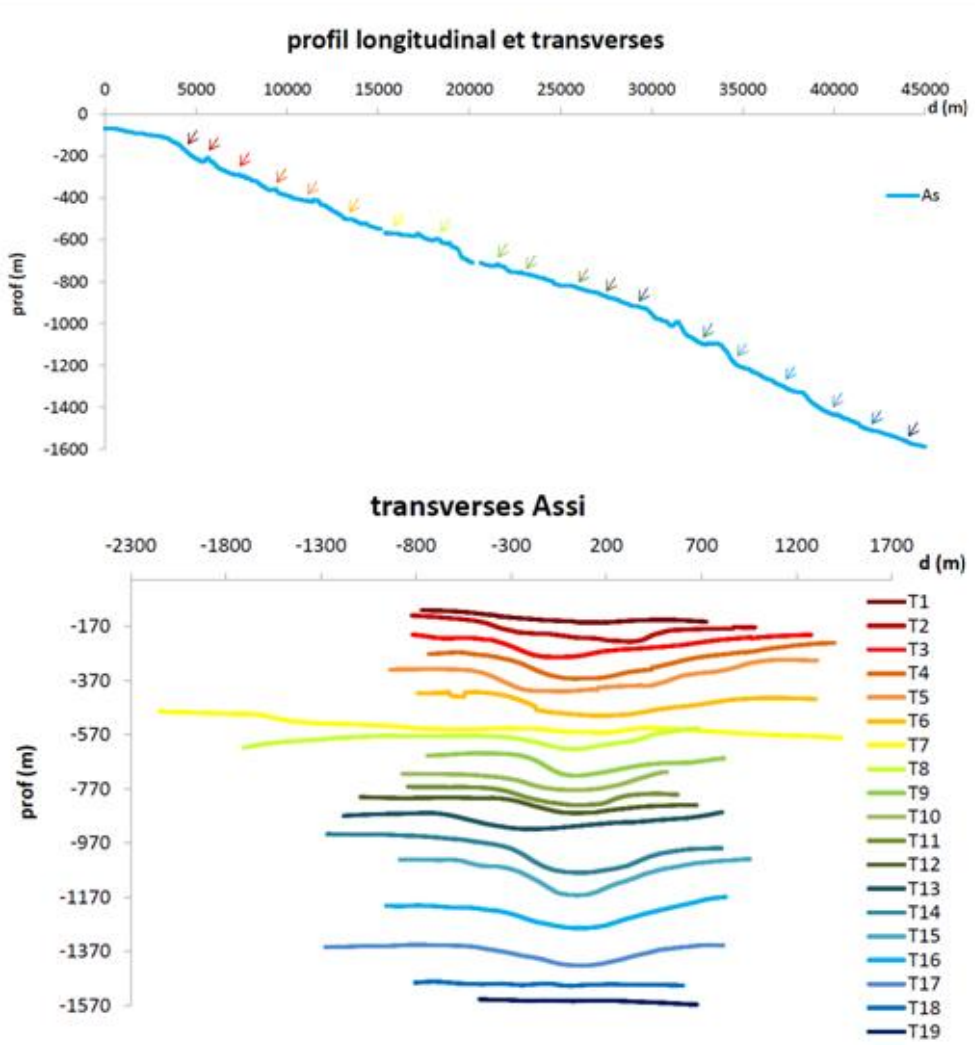


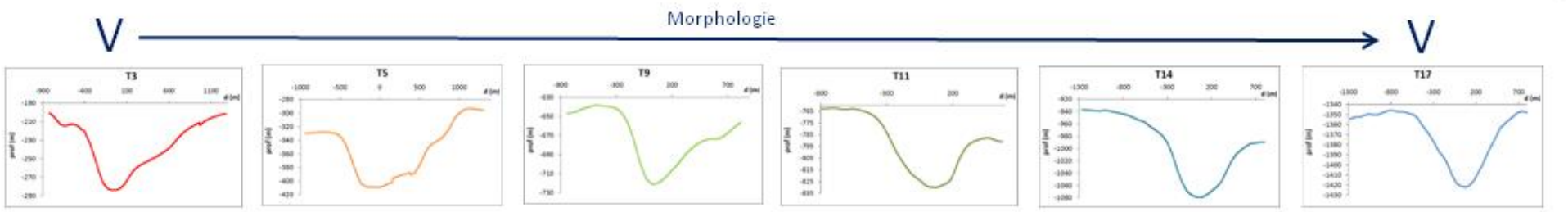










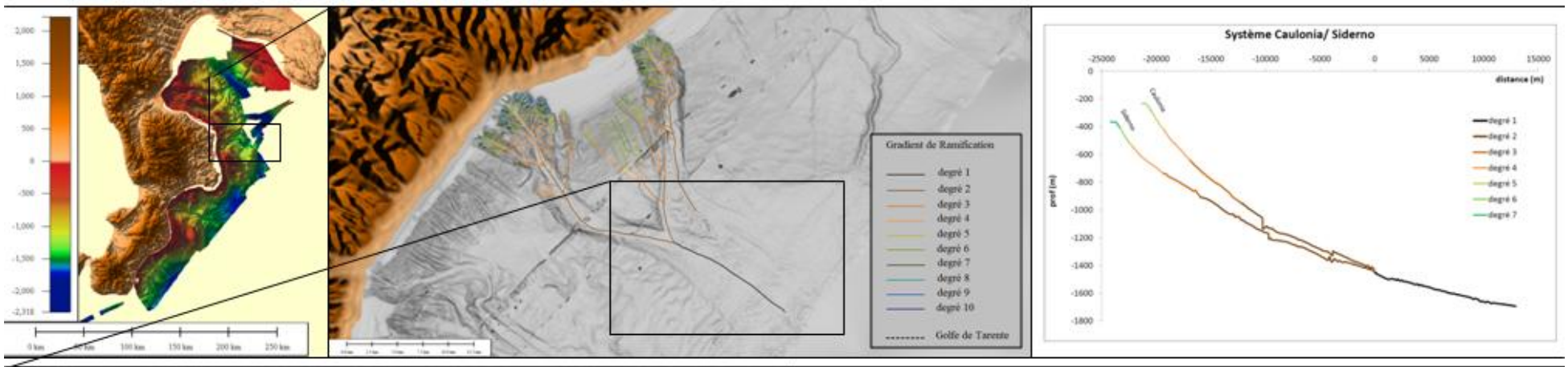


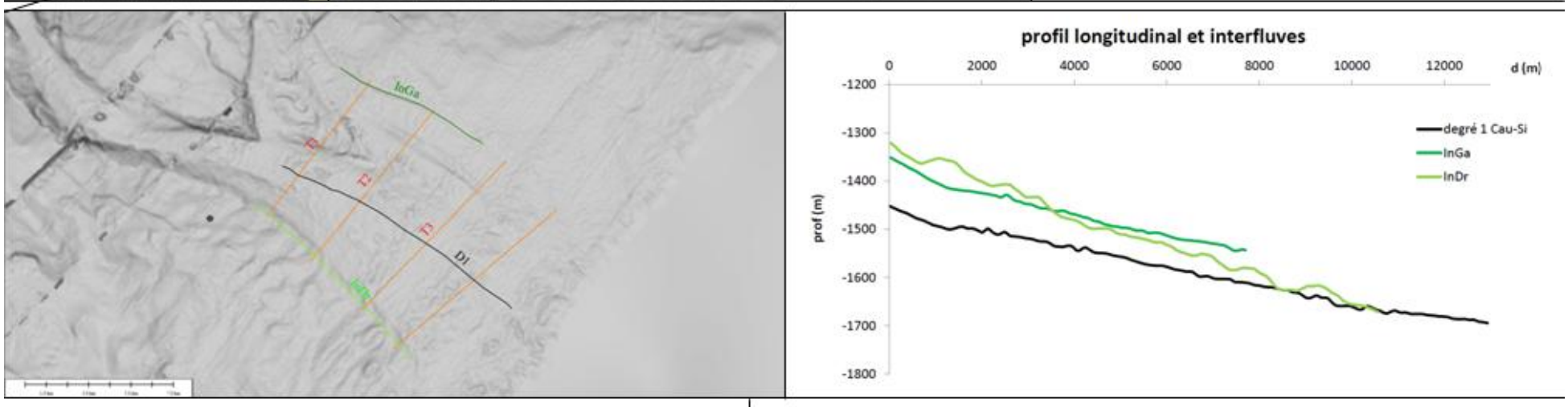
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
As	53,4	73,3	25141,1	1318,7	3,01	42240	1560	64,23	387,57	1126,65	1,45	1,93

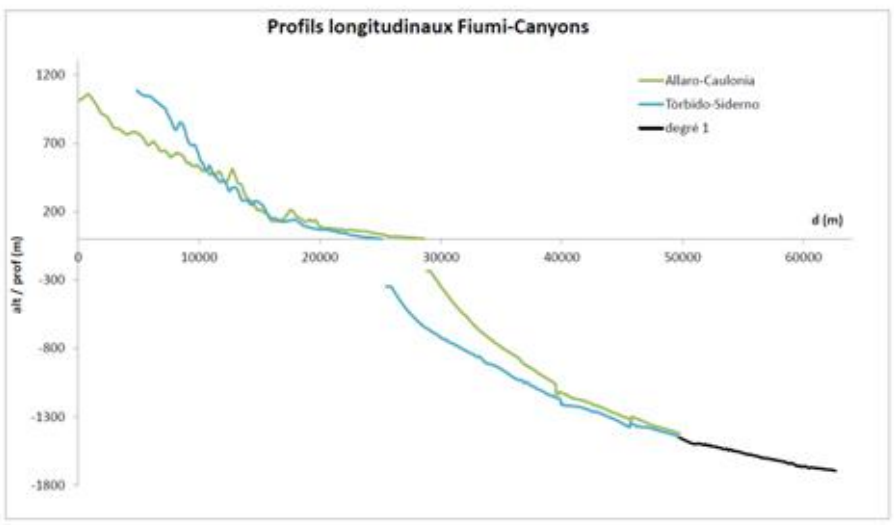
Figure 28 : Carte d'identité du canyon Assi

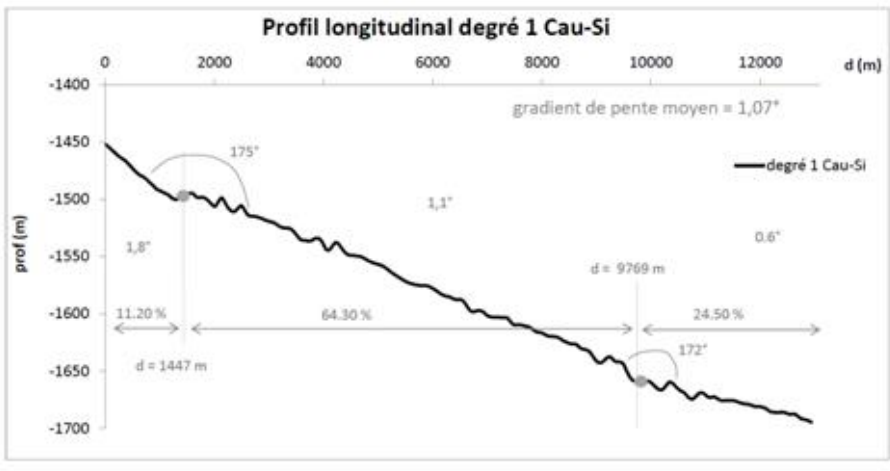
Le Système Caulonia - Siderno

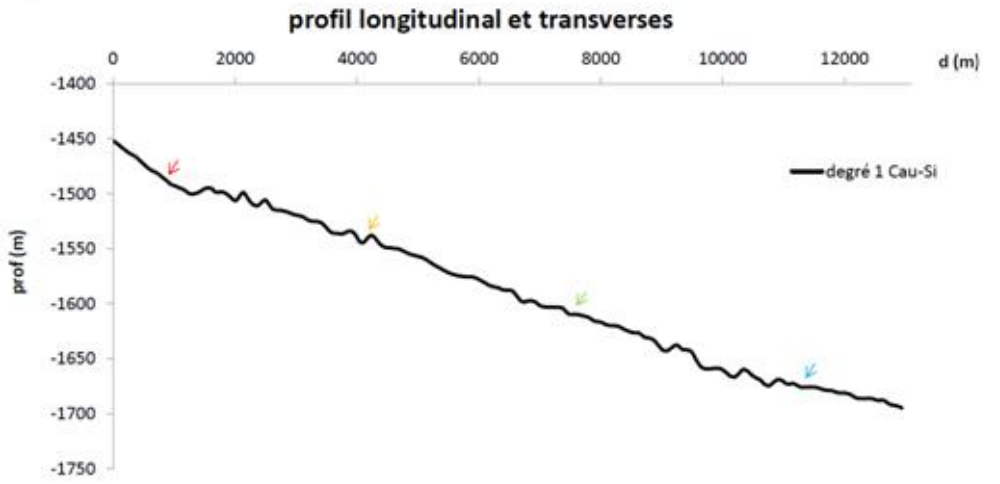
Degré 1 Allaro / Caulonia - Tòrbido /Siderno (D1)

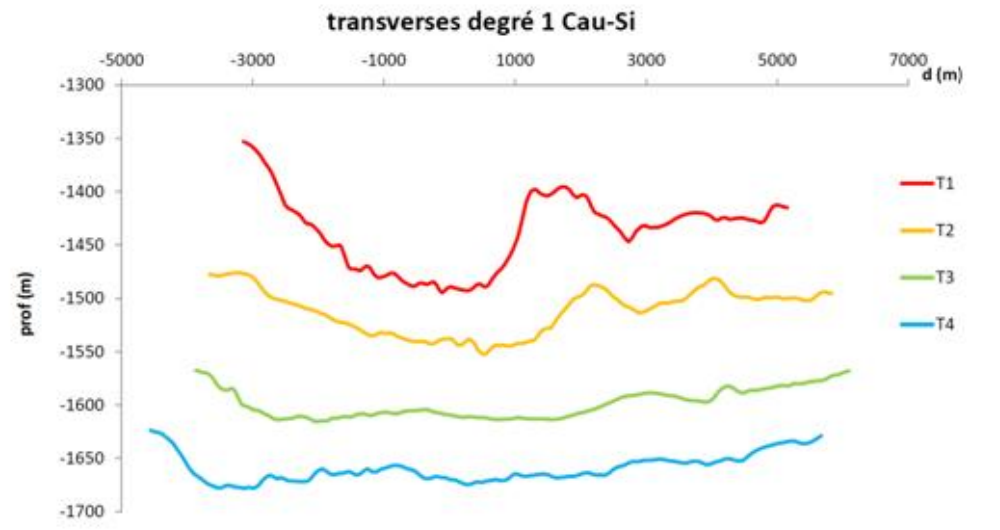


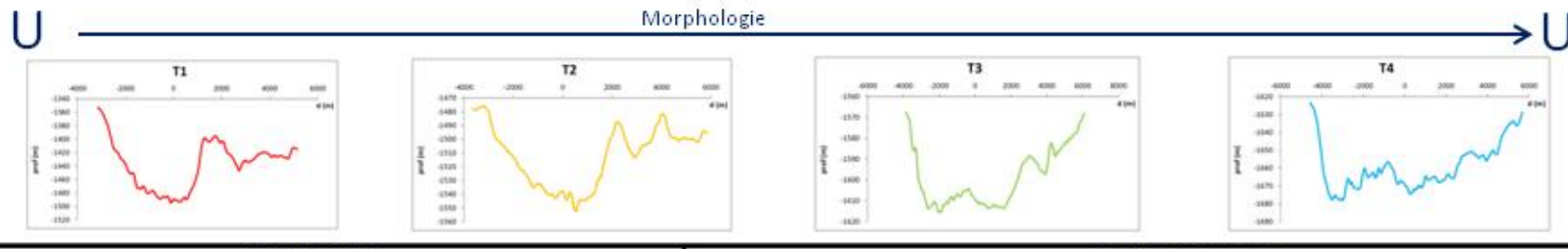








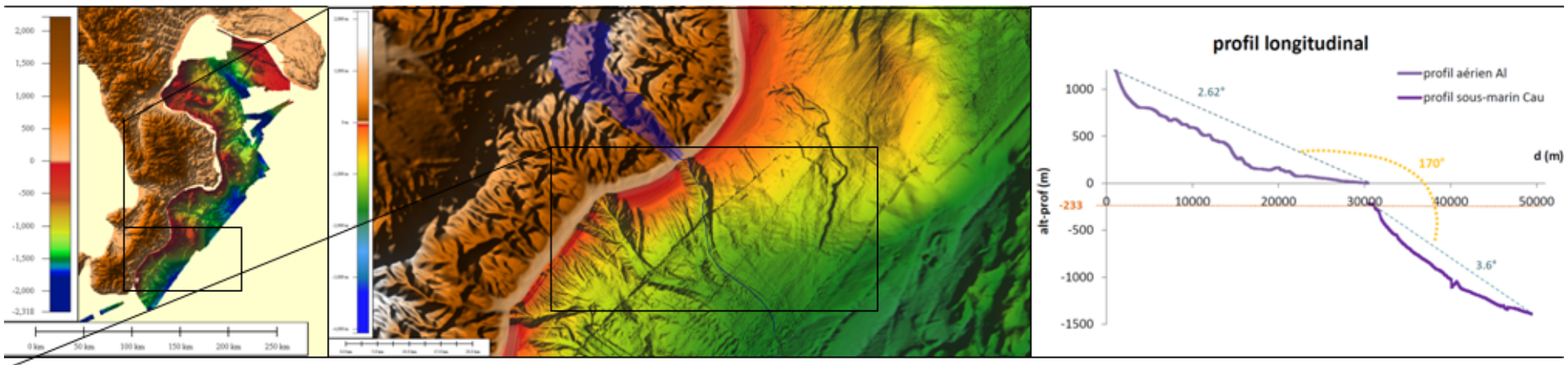


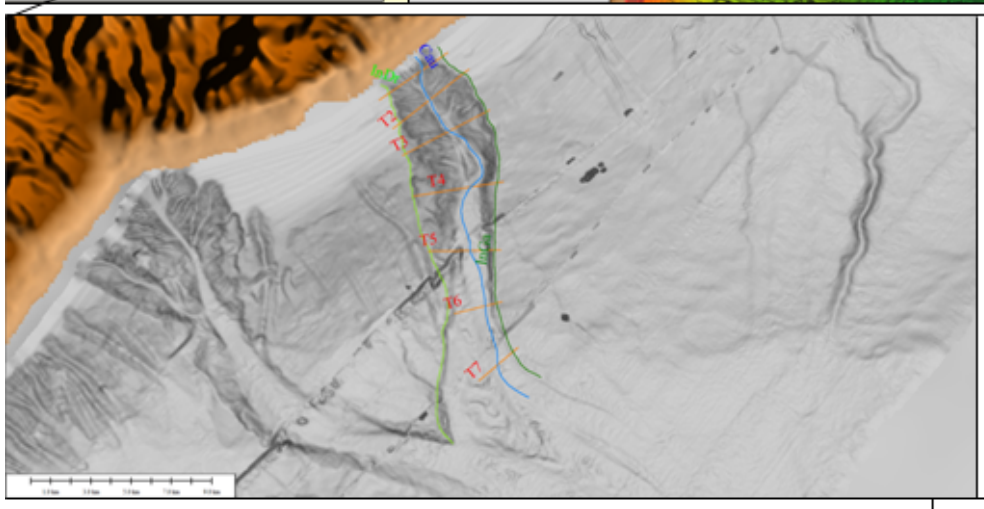


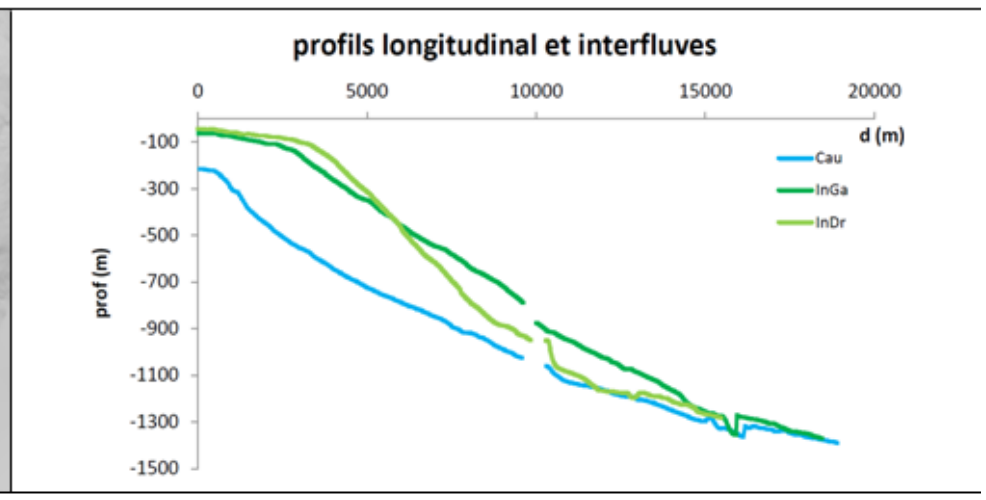
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
						longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
D1						12937	1694	70	8167	9242,0	1,01	1,07

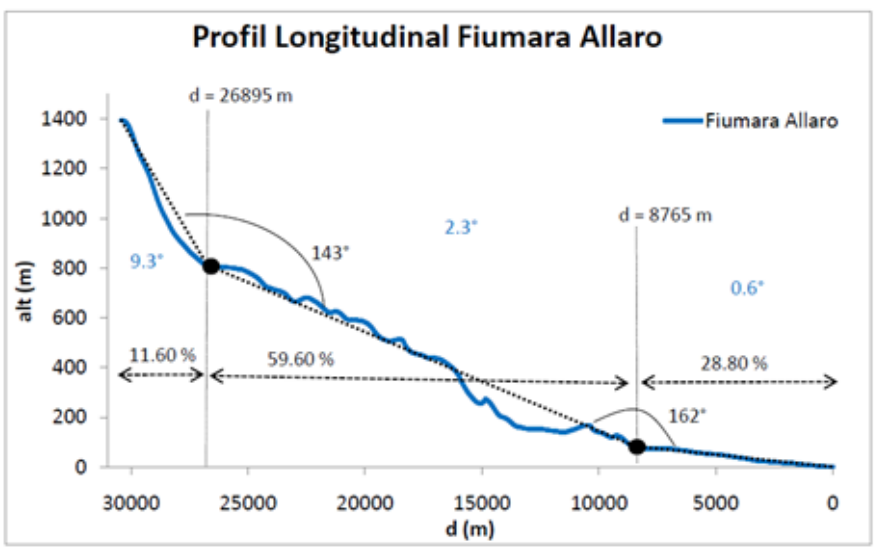
Figure 29 : Carte d'identité du degré 1 du système

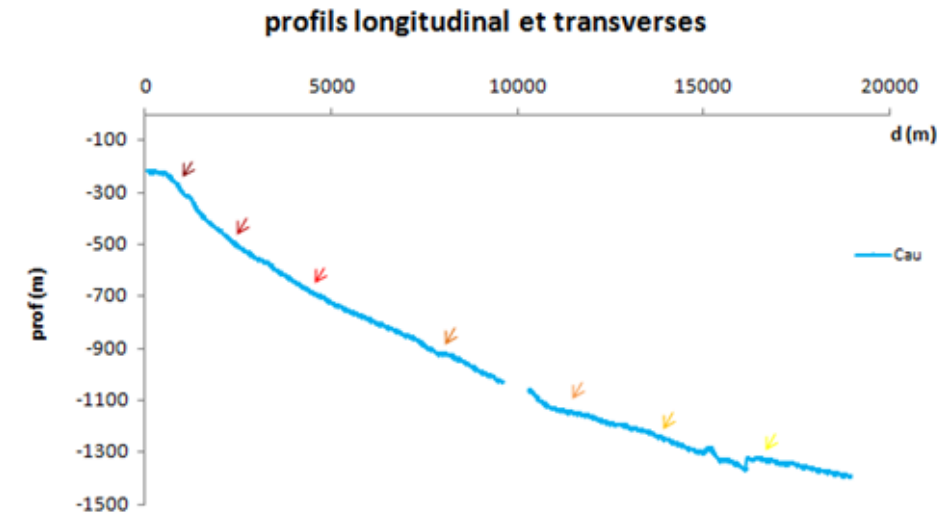
Allaro (Al) – Caulonia (Cau)

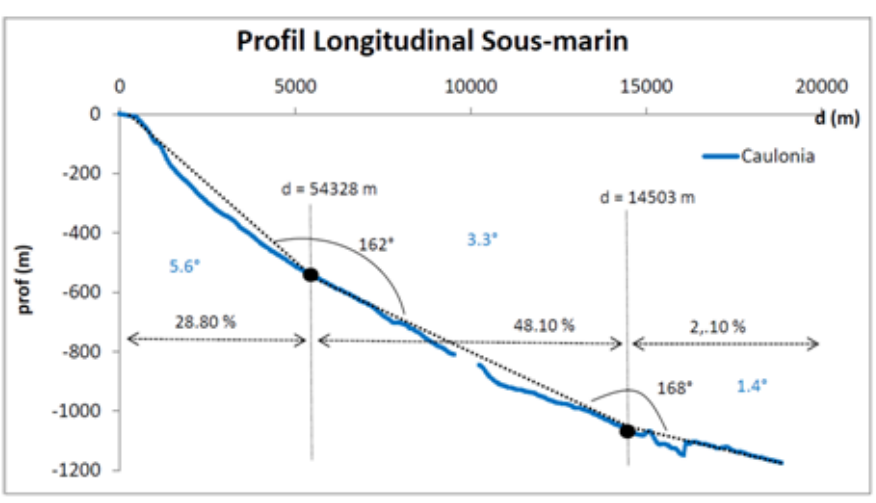


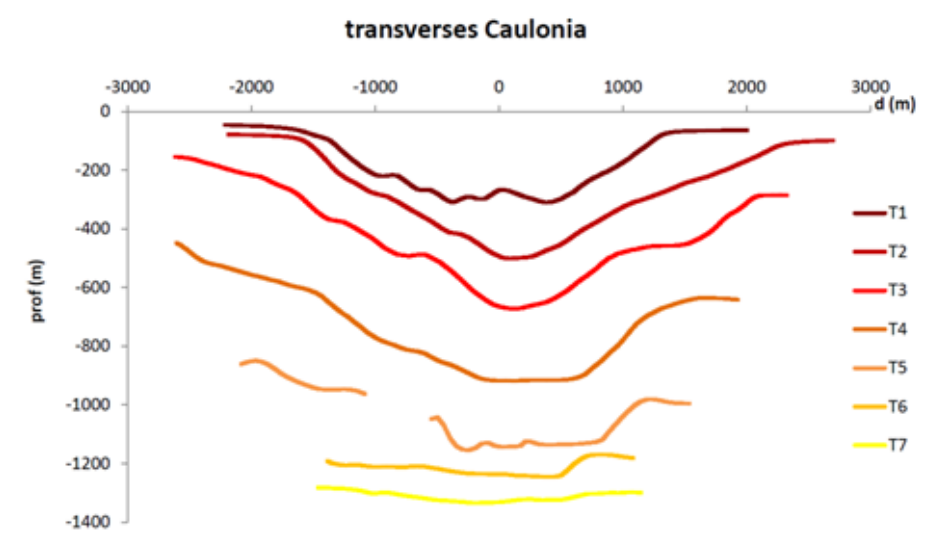


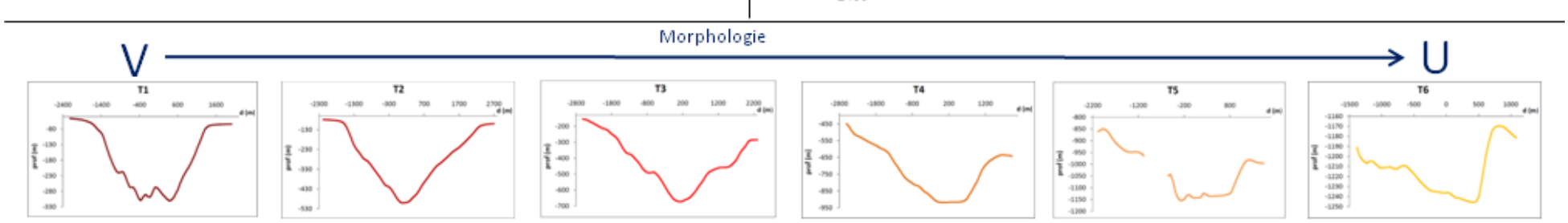








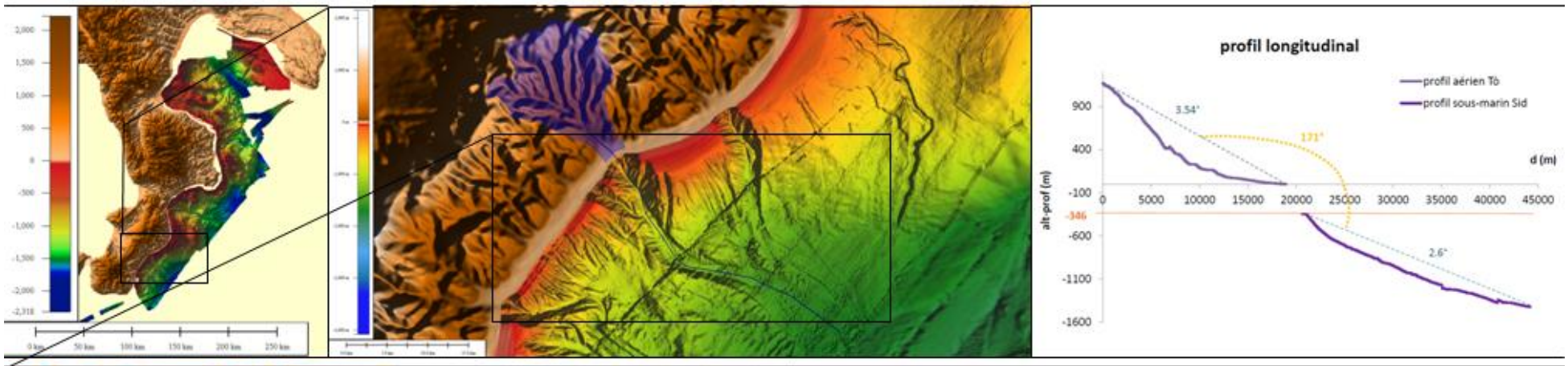


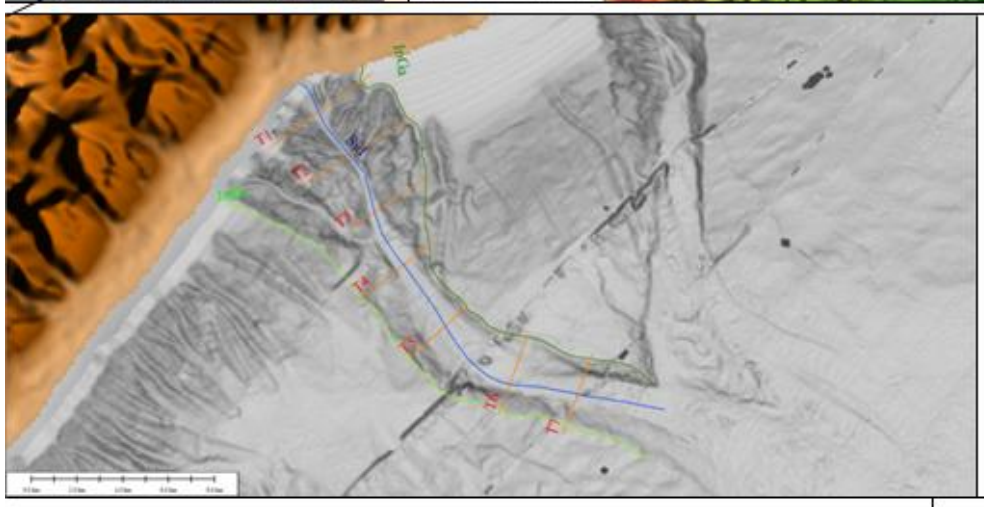


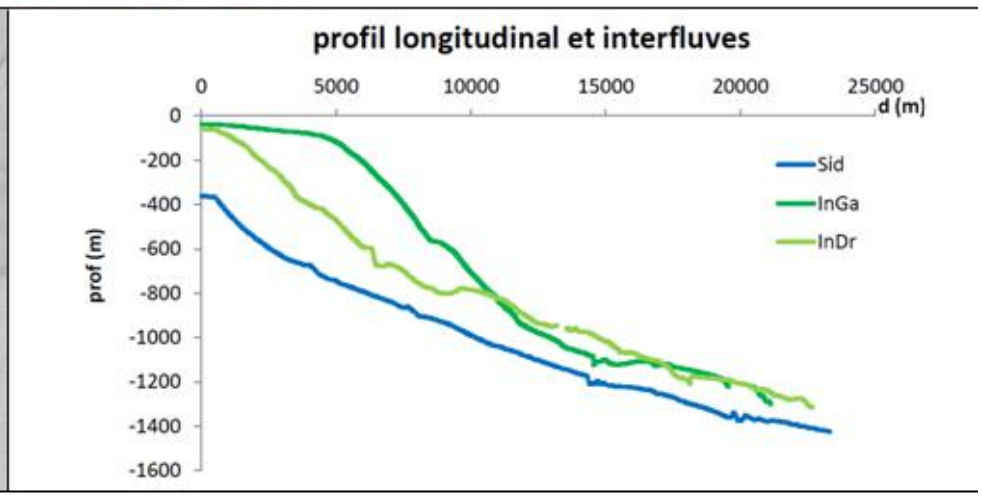
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
Al Cau	74,9	148,2	30413,6	1394,99	2,62	18900	1390	252,6	1302,60	3190,10	1,2	3,6

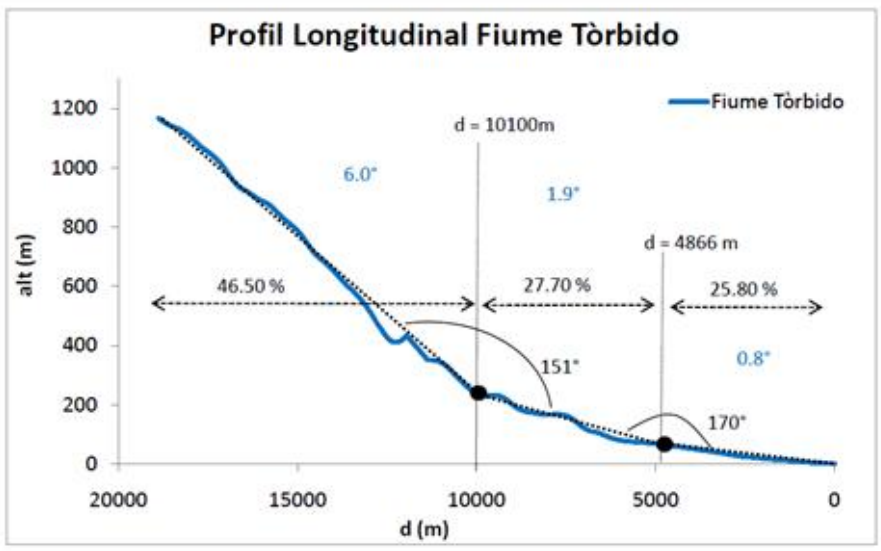
Figure 30 : Carte d'identité du canyon Caulonia

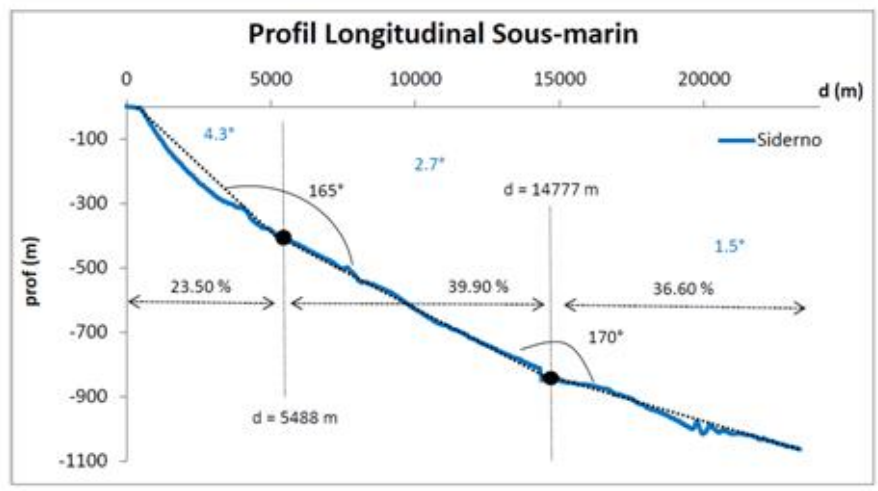
Tòrbido (Tò) – Siderno (Sid)

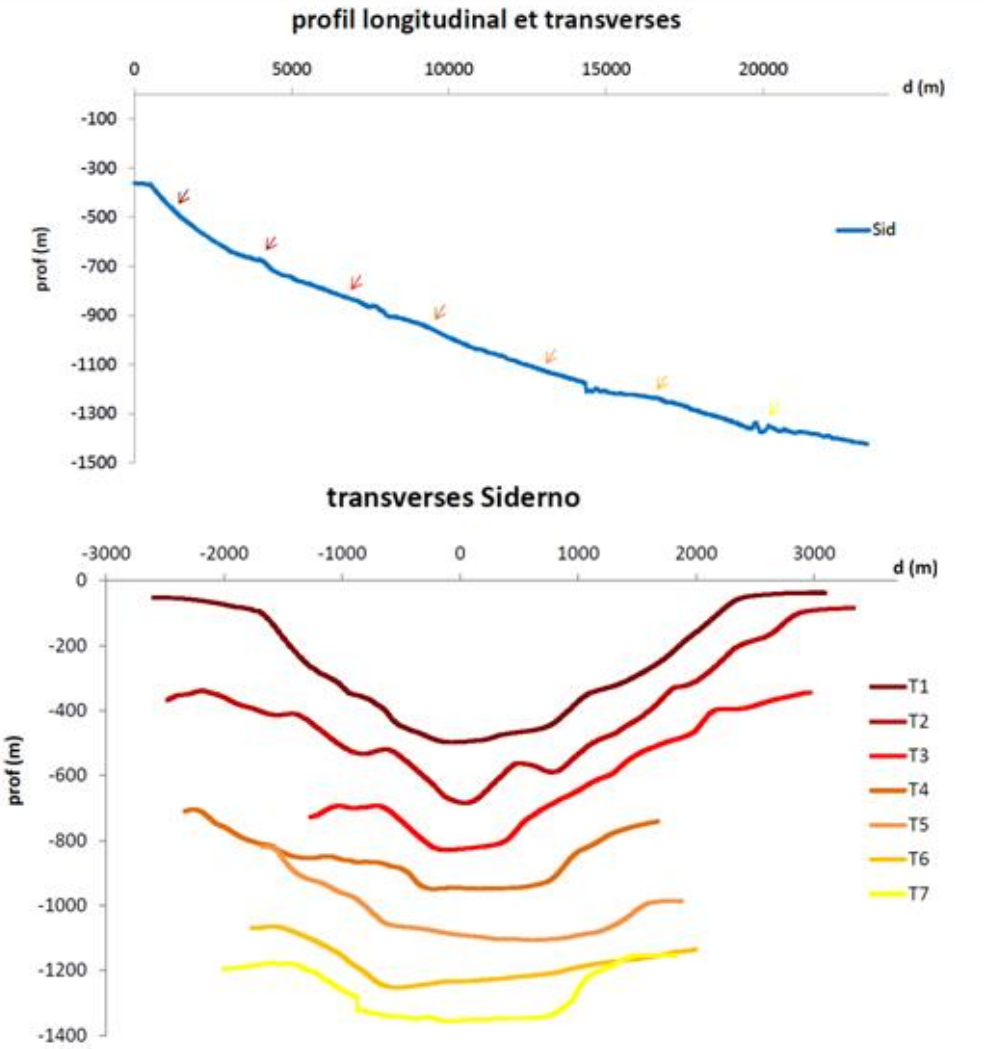


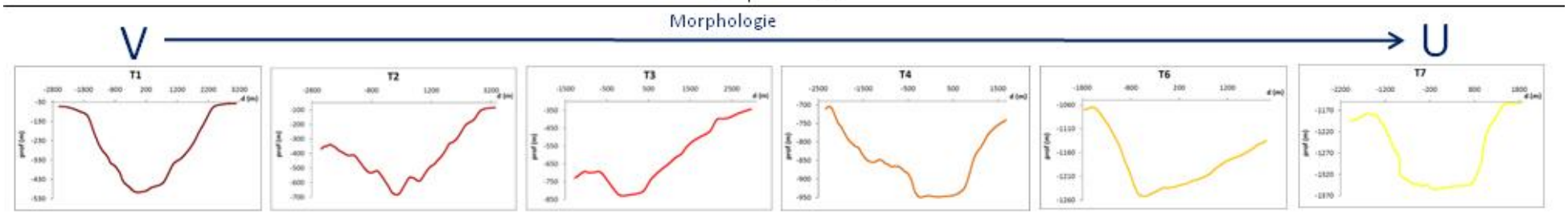










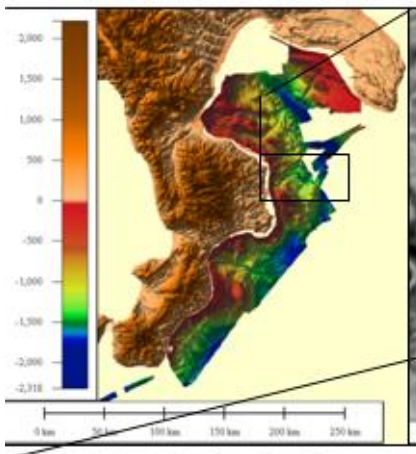


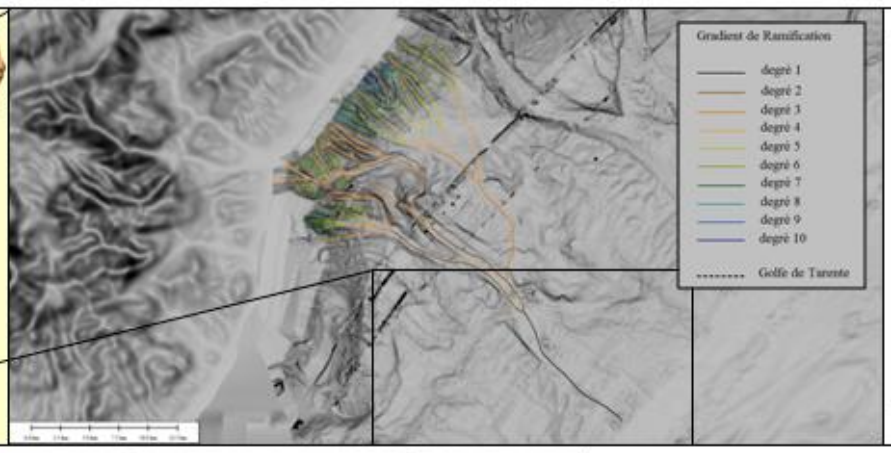
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
Tò Sid	61,9	167,6	18918,4	1167,12	3,54	23306	1423	313,6	1730,2	3591,29	1,09	2,6

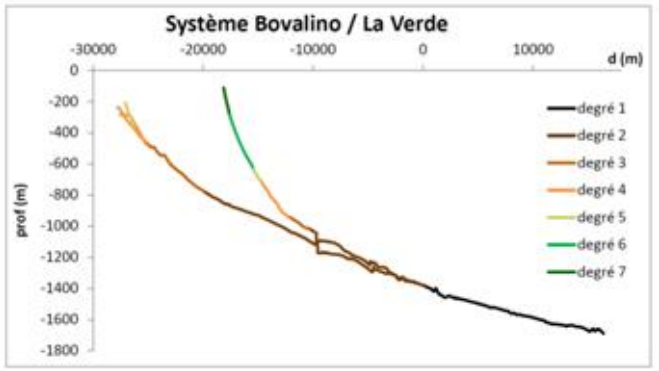
Figure 31 : Carte d'identité du canyon Siderno

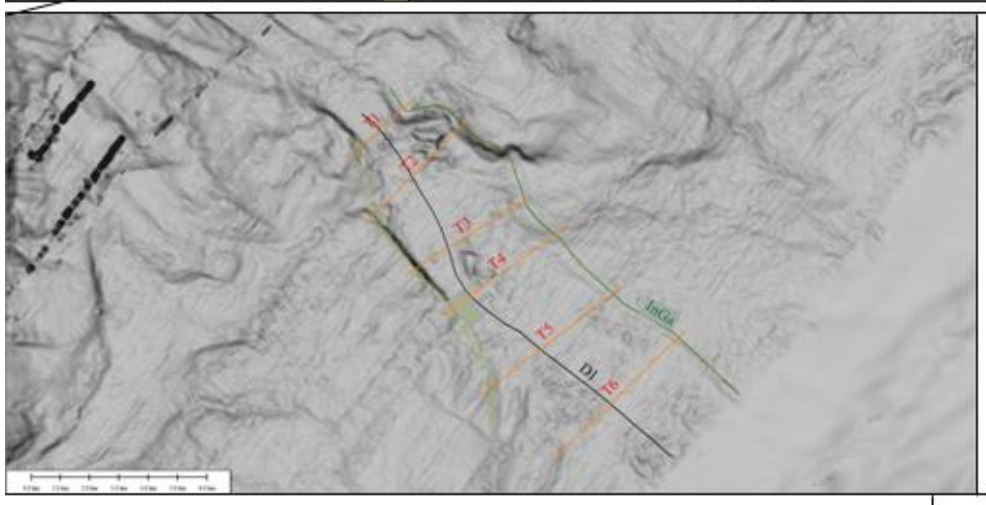
Le Système Bovalino – La Verde

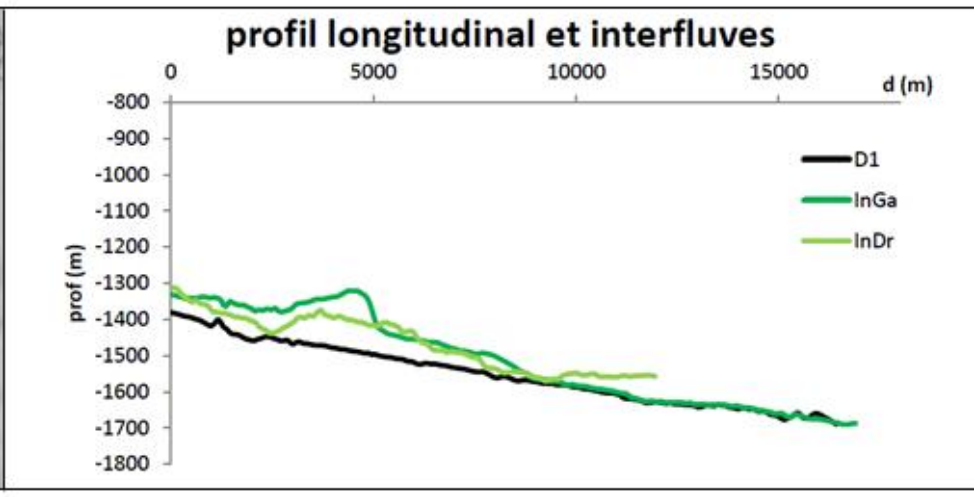
Degré 1 Bonamico / Bovalino – La Verde (D1)

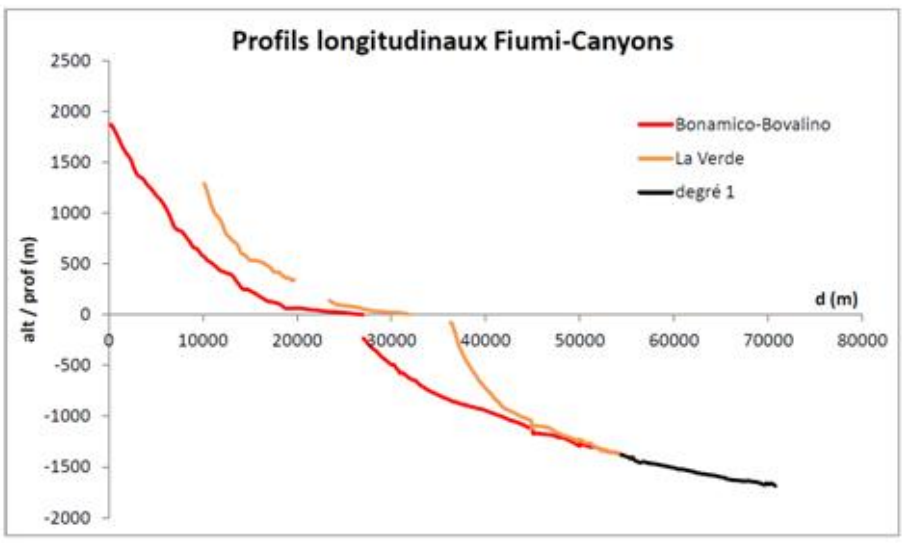


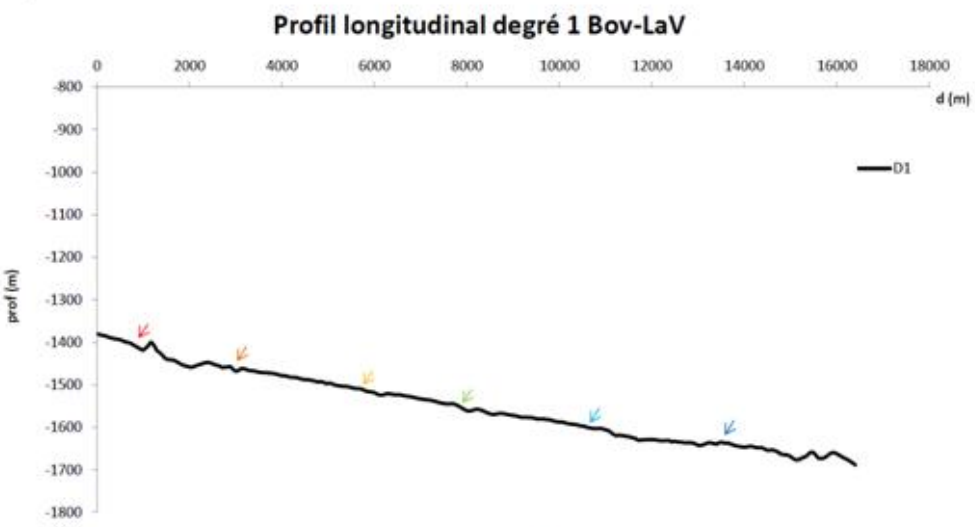


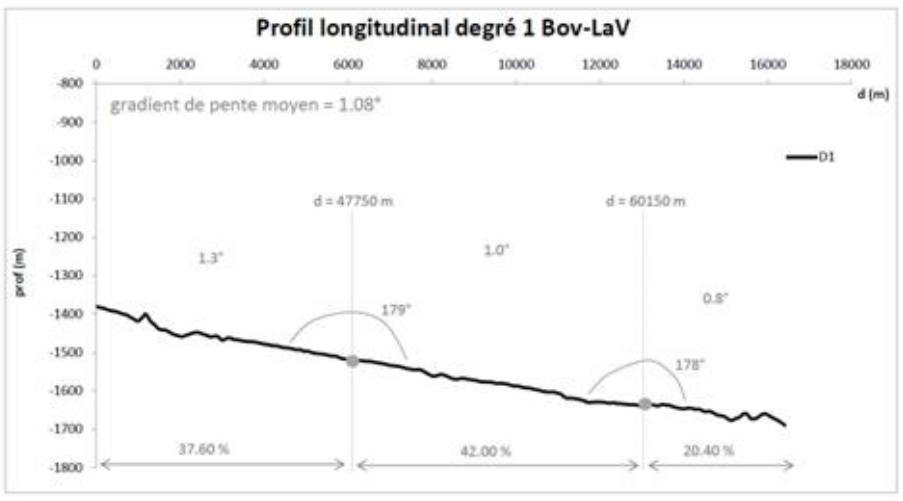


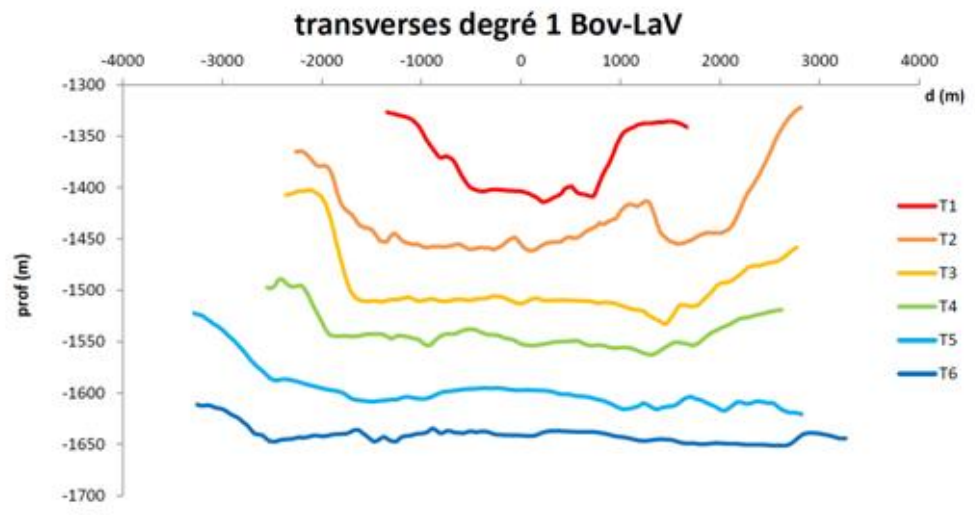










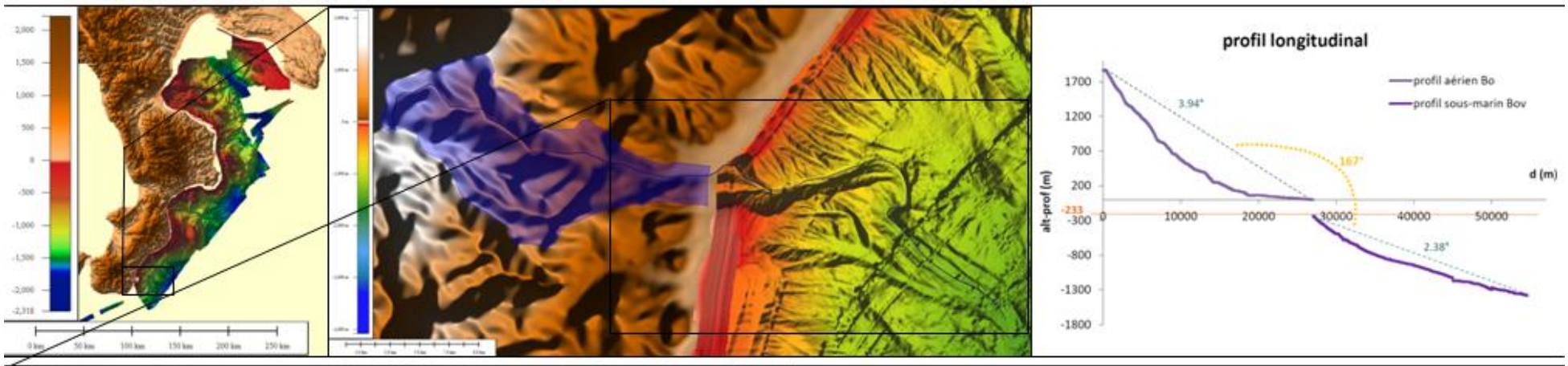


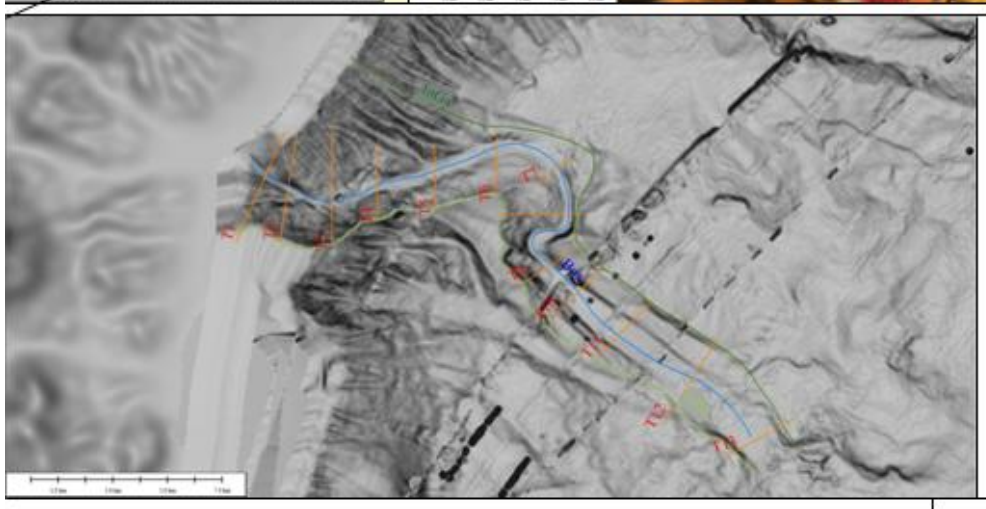


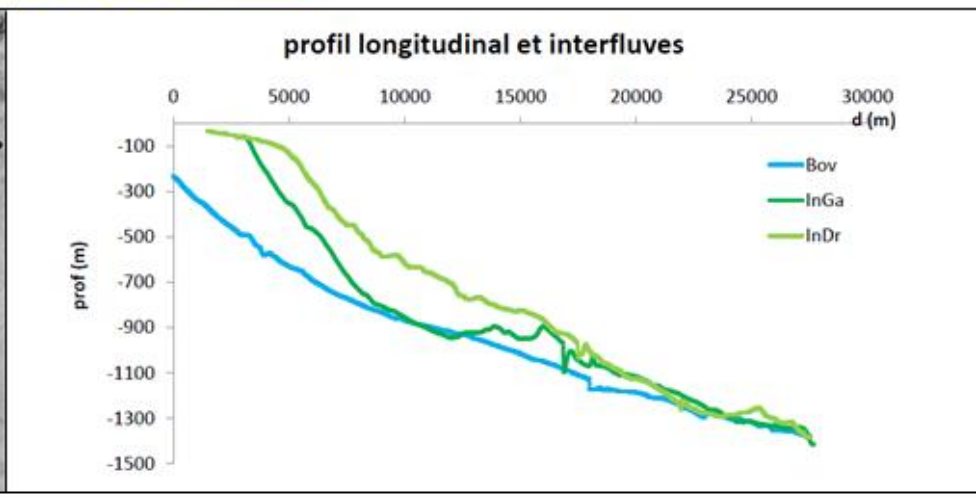
	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
						longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
D1						16410	1689	69,8	3464	4716,3	1,03	1,08

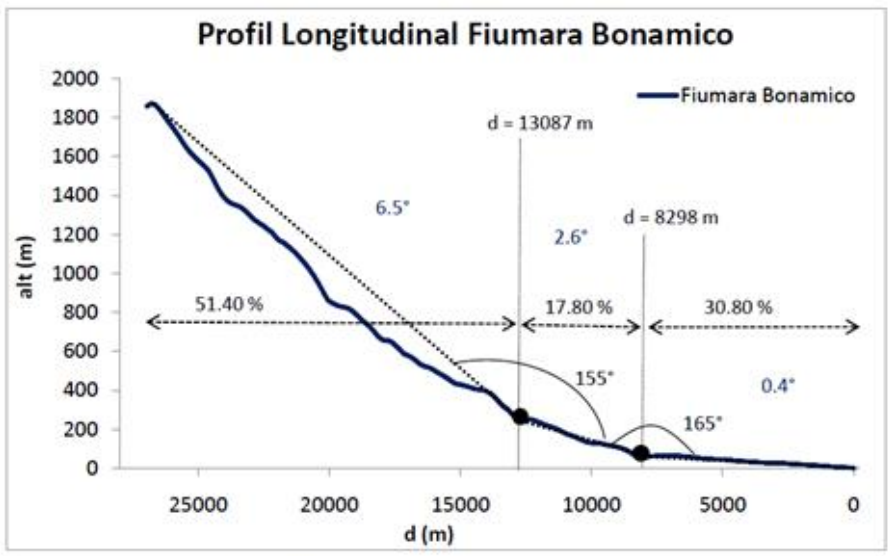
Figure 32 : Carte d'identité du degré 1 du système

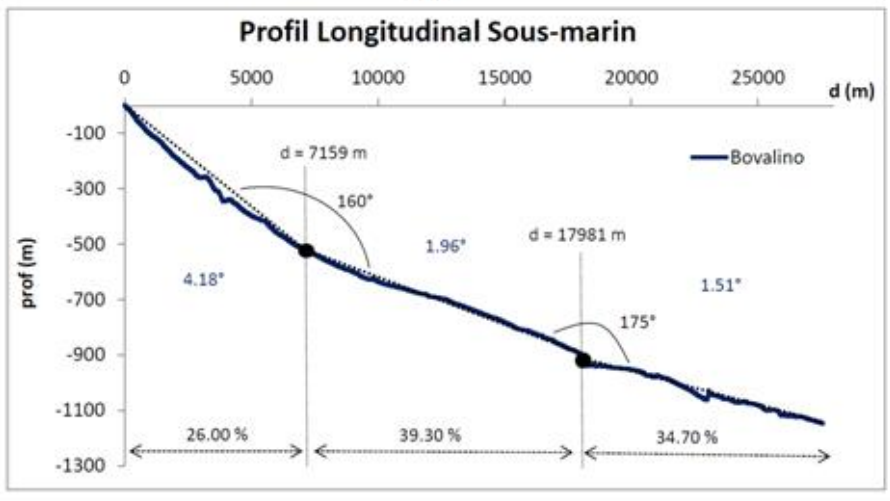
Bonamico (Bo) – Bovalino (Bov)

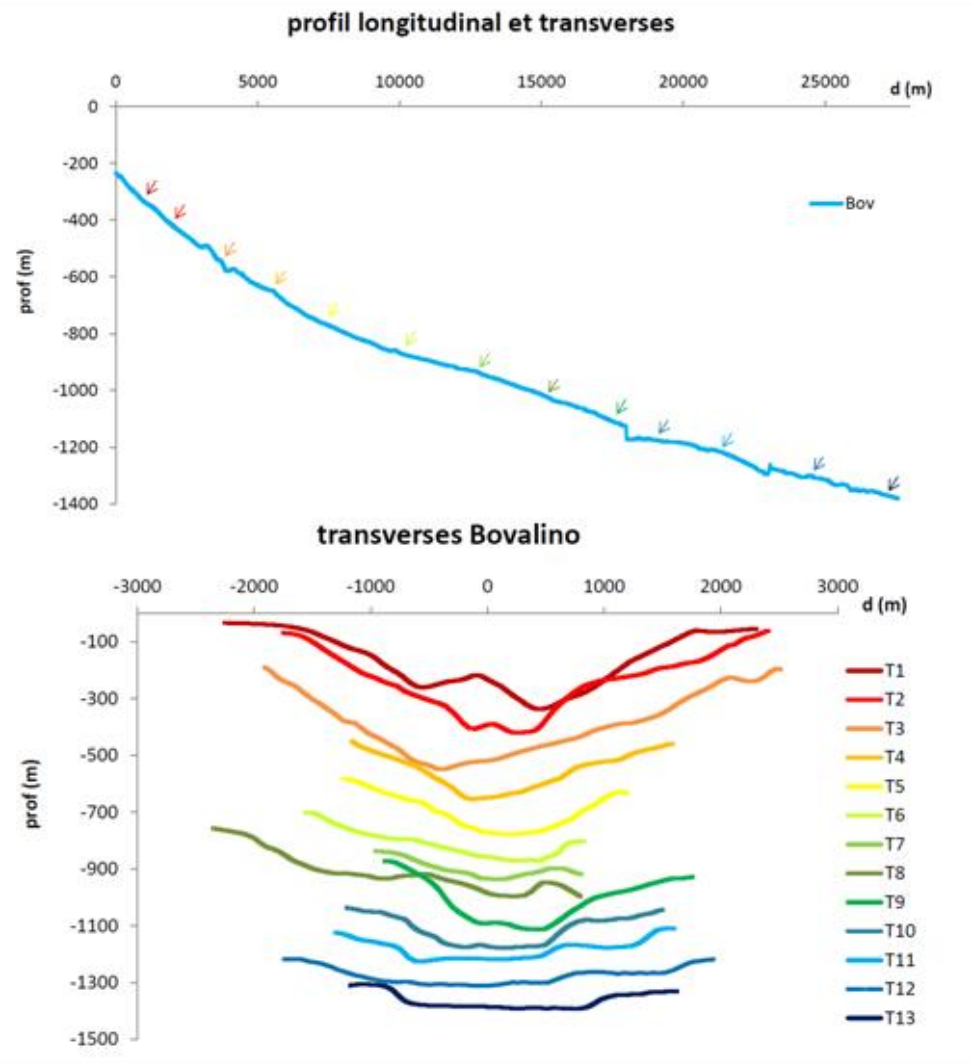


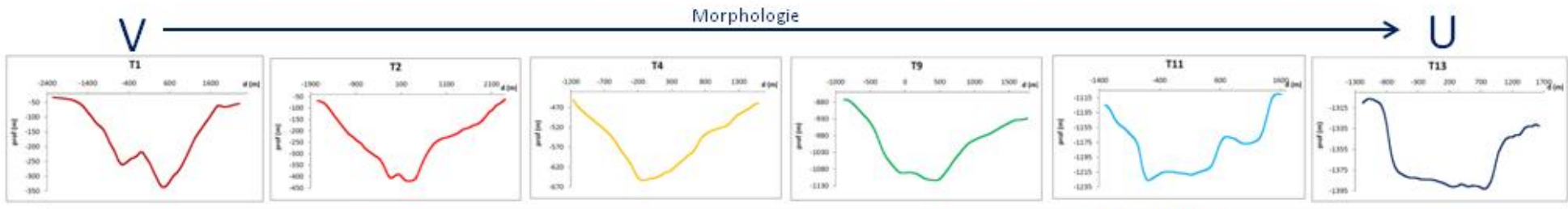








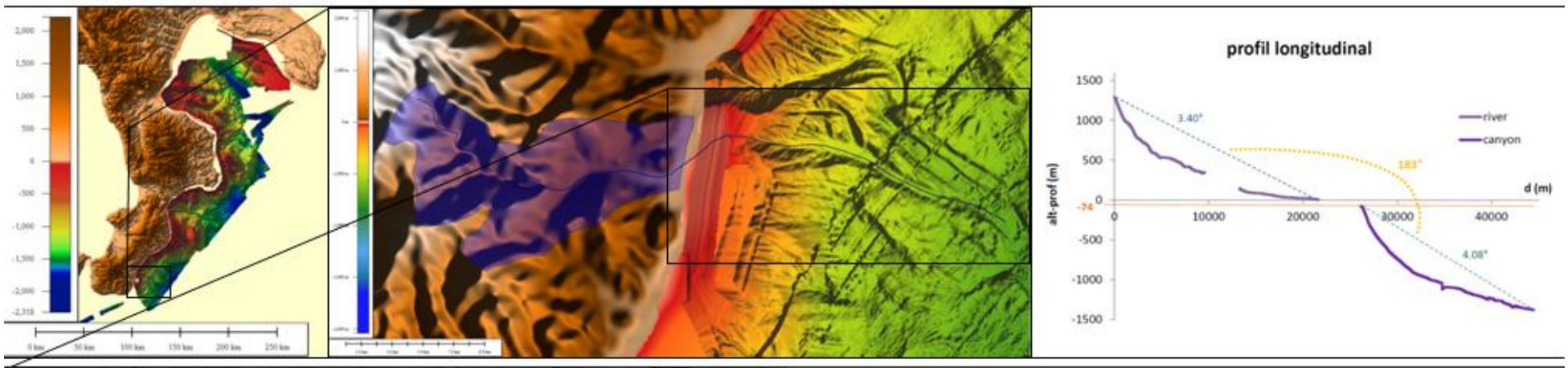


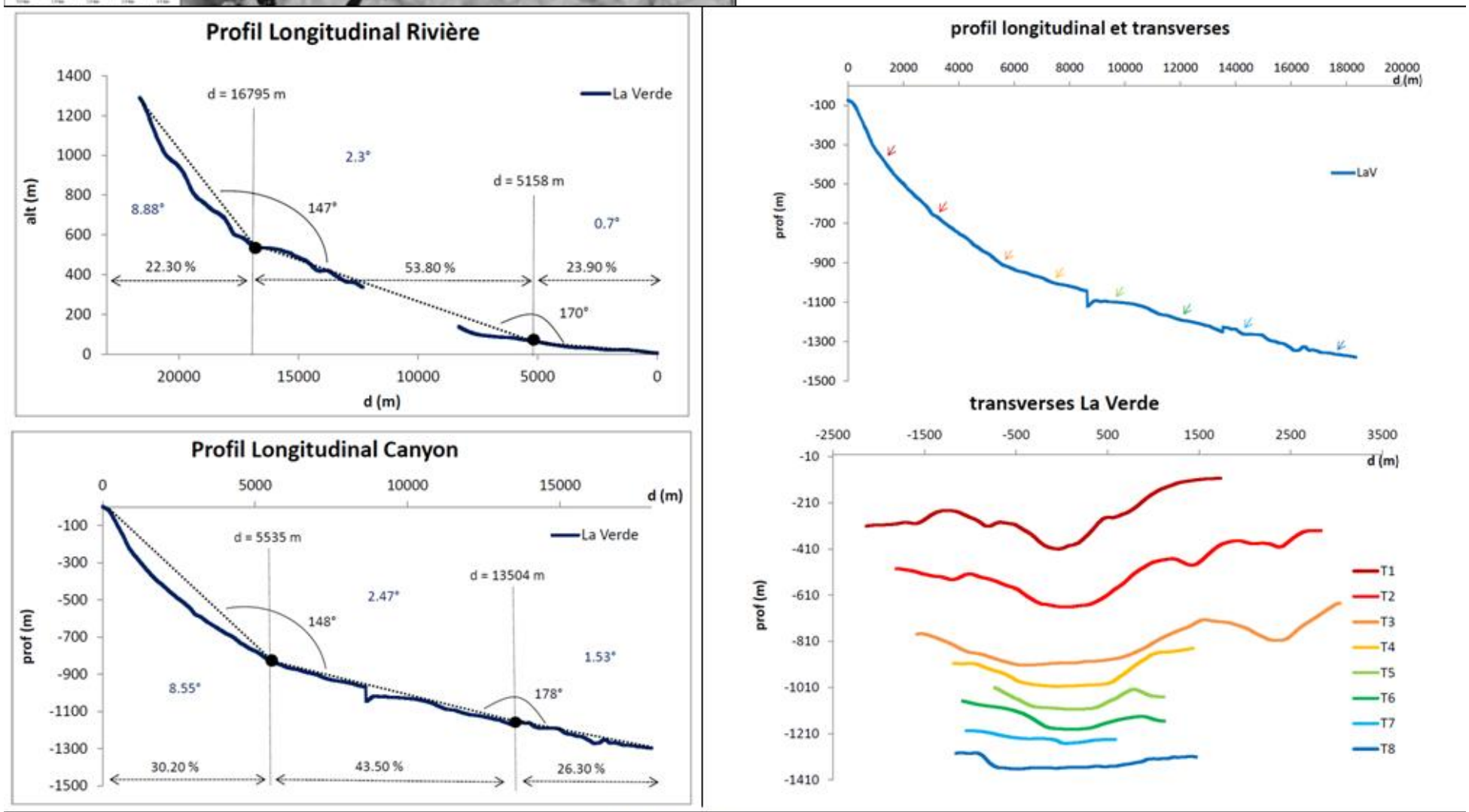


	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	le bassin versant					profils longitudinaux		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
Bo Bov	61,5	135,1	26953,1	1858,067	3,94	27551	1380	181,6	1307,7	2796,3	1,3	2,38

Figure 33 : Carte d'identité du canyon Bovalino

La Verde (LaV)





	SYSTEME AERIEN					SYSTEME SOUS-MARIN						
	bassin versant					profil longitudinal		profils transverses				
	périmètre (km)	superficie (km2)	longueur principal affluent (m)	altitude max (m)	pente moyenne (°)	longueur canyon (m)	prof. atteinte (m)	prof. d'incision (m)	largeur thalweg (m)	largeur canyon (m)	indice de sinuosité	gradient de pente (°)
LaV	63	130	21629	1289	3,4	18326	1380	132,5	766,8	2074,4	1,02	4,08

Figure 34 : Carte d'identité du canyon La Verde