# THÈSE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

**En Géosciences**

**École doctorale GAIA**

**Unité de recherche Géosciences Montpellier – UMR 5243**

# Analyse des mouvements verticaux récents associés aux reliefs cévenols : Implications en termes de dynamique des déformations en domaine intraplaque


**Présentée par Oswald MALCLES**
**Le 11 mai 2021**

**Sous la direction de Jean-François RITZ et Philippe VERNANT**


**Devant le jury composé de**

| | |
|---|---|
| Lucilla BENEDETTI, Directrice de Recherche, CEREGE – CNRS | Rapportrice |
| Marc CALVET, Professeur des Université, HNHP - Université de Perpignan | Rapporteur |
| Stéphane MAZZOTTI, Professeur des Universités, GM – Université de Montpellier | Examinateur – Président du jury |
| Laurent BRUXELLES, Chargé de Recherche,CNRS- Université de Toulouse Jean Jaurès | Examinateur |
| Aurélie TASSY, Docteur en Géologie, MODIS | Examinatrice |
| Jean-François RITZ, Directeur de Recherche, GM – CNRS | Directeur de thèse |
| Philippe VERNANT, Maitre de conférence, GM – Université de Montpellier | Co-directeur de thèse |

UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

# Sommaire

**Sommaire** **1**

**I- Avant propos** **7**

I.1. Cadre de réflexion 8

I.2. Organisation du manuscrit 10

**II- Problématique scientifique** **13**

II.1. Formulation de la théorie de la tectonique des plaques 14

II.2. La déformation intraplaque 17

*II.2.1. La déformation active* *18*

*II.2.2. La déformation cumulée* *22*

II.3. Bilan des processus proposés à l'origine de la déformation intraplaque 26

**III- Contexte géologique géodynamique 31**

III.1. Contexte Géographique 32

III.2. Contexte Géologique 44

*III.2.1. Le Précambrien 44*

*III.2.2. Le Cycle Varisque 46*

*III.2.3. Le Permo-Trias 51*

*III.2.4. Le Jurassique 54*

*III.2.5. Le Crétacé 58*

*III.2.6.. Le Paléocène-Eocène 69*

*III.2.7. L'Oligocène 77*

*III.2.8. Le Miocène 88*

*III.2.9. La Crise Méssinienne 115*

*III.2.10. Le Plio-Quaternaire 127*

III.3. Synthèse Géologique et modèles d'évolutions 175

*III.3.1. Résumé de l'histoire géologique 175*

*III.3.2. Limites générales des modèles 178*

III.4. Etat géophysique et climatique actuel 181

*III.4.1. Structure crustale 181*

*III.4.2. Structure mantellique 184*

*III.4.3. Gravimétrie 187*

*III.4.4. Paramètres thermiques 188*

*III.4.5. Cinématique et déformation 190*

*III.4.6. Climat actuel 193*

*III.4.7. Eustatisme 194*

*III.4.8. Erosion du Massif-Central 195*

**IV- Contraintes géométriques 197**

IV.1. Concepts généraux et méthodes utilisées 198

*IV.1.1 Paramètres basés sur les MNT 198*

*IV.1.2. Réseau de drainage et hydrodynamique 206*

*IV.1.3. Inversion de relief 210*

*IV.1.4. Utilisations des marqueurs géomorphologiques* *213*
*IV.1.5. Evolution du karst* *215*
IV.2. MNT et approche régionale 231
*IV.2.1. Etude régionale* *231*
*IV.2.2. Etude succincte de la morphologie par zone* *237*
*IV.2.3. Discussion et conclusion partielle sur l'état morphologique du M.C.* *273*
IV.3. Etude des profils de rivières et bassins-versants 280
*IV.3.1. Evolution des Bassins Versants (B.V.)* *280*
*IV.3.2. Profils de rivières et Points d'inflexion ($P_{inf}$)* *289*
*IV.3.3. Conclusion* *300*
IV.4. Zoom sur la vallée de l'Hérault 304
IV.5. Synthèse des résultats géomorphométriques 311

**V- Nouveaux apports sur l'évolution temporelle** **317**
V.1. Principe des quantifications par Isotopes Cosmogéniques In-Situ 318
*V.1.1. Principes physiques de la mesure d'isotopes cosmogéniques in situ* *319*
*V.1.2. Processus d'obtention d'une concentration en isotope cosmogénique* *334*
*V.1.3. Modélisation des concentrations, obtention des valeurs utiles* *345*
*V.1.4..Autres méthodes de datations* *360*
V.2. Nouvelle quantification des taux de dénudation 365
V.3. Nouvelles contraintes de taux d'incision 386
*V.3.1. Cas de la Montagne noire* *387*
*V.3.2. Cas de l'Hérault* *394*
*V.3.3. Cas du Rieutord* *397*
*V.3.4. Cas de l'Arre* *403*
*V.3.5. Cas de la Cèze* *409*
*V.3.6. Cas du Tarn* *415*
*V.3.7. Cas du Quercy* *420*
*V.3.8. Cas du Gardon d'Anduze* *422*
*V.3.9. Cas du Maconnais* *423*
*V.3.10. Synthèse des nouveaux taux d'incisions* *429*

V.4. Apport à la karstogenèse 431

*V.4.1. Âges d'enfouissement, fantômes de roches et structuration karstique, cas de la vallée de la Vis (Sud de la France)* *432*

*V.4.2. Compléments à la publication à Géomorphologie* *447*

V.5. Zoom sur l'Hérault 460

V.6. Intégration bibliographique et synthèse chronologique 467

*V.6.1. Synthèse des taux de dénudations* *467*

*V.6.2. Synthèse des taux d'incision* *470*

*V.6.3. Discussions et synthèse* *473*

**VI- Dynamique lithosphérique** **477**

VI.1. Notions de rhéologies lithosphériques 478

*VI.1.1 Lithosphère* *478*

*VI.1.2. Contrainte et déformation* *479*

*VI.1.3. Rhéologie* *480*

*VI.1.4. Elasticité de la lithosphère et flexure* *484*

VI.2. Réponse flexurale à l'érosion 488

*VI.2.1. Modèles 2D (coupes)* *488*

*VI.2.2. Modèles 2D (plan)* *490*

*VI.2.3. Conclusion sur la flexure* *498*

VI.3. Isostasie et Isostasie thermique 500

*VI.3.1. Isostasie d'Airy* *500*

*VI.3.2. « Isostasie de Pratt » ou l'isostasie thermique* *502*

*VI.3.3. Rebond érosif* *506*

VI.4. Discussion et Conclusion 508

**VII- Conclusion générale et perspective** **513**

VII.1. Conclusion générale 514

VII.2. Généralisation du modèle 520

VII.3. Quelques mots de fin 523

**Bibliographie** **525**

**Annexe – Article à Solid-Earth** **566**

**Remerciements** **584**

# - I -

# Avant propos

*« Avec un escalier prévu pour la montée on réussit souvent à monter plus bas qu'on ne serait descendu avec un escalier prévu pour la descente »*

**J. Rouxel : Proverbe Shadock**

# I.1. Cadre de réflexion

Depuis plusieurs millénaires, les sociétés humaines ont posé un regard intéressé (du fait notamment des ressources nécessaires au développement socio-économique) et interrogatif sur les phénomènes aujourd'hui associés aux géosciences (Gohau, 1987 ; Kennedy, 2006 ; Nomade et al., 2016 ; Avagyan et al., 2018 ; O'Hara, 2018). Jusqu'au XVII$^{ième}$ siècle les géosciences n'ont que lentement évolué et sont restées bien souvent sur les propositions de la période antique, ou bien ont essayé de confirmer les croyances religieuses (*ibid*). Au tournant du XVIII$^{ième}$ siècle, la géologie (comme l'ensemble des sciences) prend véritablement son essor et est formalisée comme science en tant que tel, le but étant dès lors d'expliquer au plus juste, en approchant le plus possible l'objectivité, les observations faites concernant la Terre (*ibid*). Si la géologie vise à comprendre la Terre dans son ensemble elle reste majoritairement, du fait des moyens techniques de l'époque, une science naturaliste où les théories globales restent le plus souvent soutenues par des modèles purement conceptuels.

Il faudra atteindre le XIX$^{ième}$ siècle pour voir la création d'un lien fort entre la géologie naturaliste et d'autres domaines scientifiques (tel que la physique ou la chimie). Cette confrontation avec des idées et concepts issus d'autres domaines scientifiques permettra le basculement de la géologie vers un état de science mature (*ibid*). Dès lors, et plus encore avec l'apparition des méthodes de quantification modernes autour des années 1950/1960, le terme plus global de Géosciences subsumant le terme de géologie peut alors émerger (Fig. 1.1) et, devient une science prédictive au sein de laquelle les modèles et hypothèses peuvent être plus facilement testés, et réfutés.

L'un des principaux changements modernes de paradigme en géosciences, est l'avènement de la théorie de la tectonique des plaques. Issue de la confrontation entre différents champs des sciences (géographie, paléontologie, géologie, géophysique, etc. voir partie II), sa genèse illustre parfaitement la nécessité d'une approche pluridisciplinaire. Or, si la science tend à être de plus en plus « affaire de spécialisation » (*ibid*), il ne saurait être oublié, notamment dans les sciences dites naturelles, d'intégrer l'apport du maximum de domaines de recherche différents en vu d'obtenir une vision la plus cohérente et complète possible et tenter de s'affranchir au mieux des biais potentiellement exacerbés par une approche unique (e.g. biais de confirmation, biais de représentativité). En effet, l'application d'une seule démarche induit le risque de ne prendre en compte qu'une partie des informations relevantes et donc possiblement un résultat axé en faveur

d'une façon d'appréhender la question. Cette nécessité de pluridisciplinarité devient évidente lorsque l'on replace des objets d'études ponctuels (faille, dépôt sédimentaire, etc.) dans un contexte plus large. Les changements d'échelles sont dès lors indispensables avec de nombreux aller-retours entre grandes et petites échelles tant spatialement que temporellement.




*Figure 1.1 : Evolution de l'utilisation des termes Géologie et Géosciences entre 1800 et 2012. L'occurence du terme Géoscience est multiplié par 100 pour des raisons de visualisation. La valeur d'occurence (axe des ordonnées) représente le pourcentage d'occurence dans le corpus utilisé, valeurs à titre indicative, l'algorithme étant sensible à la casse et fortement à l'orthographe. La tendance à la diminution relative de l'occurence entre Géosciences et géologie et également présente en langue Anglaise. Graphique généré via le site Google Ngram: https://books.google.com/ngrams*

Dans cette thèse, j'ai essayé d'appliquer ce principe de multi-méthode-multi-échelle afin d'espérer apporter une compréhension la moins partiale et partielle possible de mon objet d'étude. La question centrale de cette thèse est l'origine des déformations en domaine intraplaque, principalement les déformations finies importantes, c'est à dire marquant fortement le paysage : les orogènes.

Il s'agit d'une question d'ordre fondamental (au sens de recherche fondamentale) sur la dynamique de la Terre bien que des perspectives à visée plus appliquée ont surgies au cours de l'étude, telle que la gestion des ressources en eaux dans les réservoirs karstiques ou l'estimation de l'aléa sismique en France.

Pour répondre à la question de cette origine des orogènes intraplaque, il est important de pouvoir quantifier au mieux les différents paramètres impliqués. L'un deux, dont l'importance semble prendre de l'ampleur en Géosciences (Dunai, 2010 ; Bierman and Montgomery, 2014) est la quantification de l'évolution des paysages tant d'un point de vue géométrique, par exemple la quantité de basculement d'une surface initialement horizontale, que temporelle, c'est à dire en

combien de temps ce basculement a eu lieu. Cette approche géomorphologique et géochronologique a l'avantage de pouvoir dans la majorité des cas, avoir accès à l'objet d'étude, ce que ne permettent souvent pas les méthodes de la géophysique (e.g. tomographie sismique). Ces dernières demeurent souvent muettes sur l'étude des forces agissant sur le milieu, ce que permet en revanche les approches à bases physiques (e.g. modélisation numérique).

Une zone d'orogène intraplaque : le Massif-Central Français a été retenue en vue de pouvoir effectuer cette approche à trois axes. Le terme orogène est ici utilisé dans le sens premier de la géographie physique et de la géomorphologique, c'est à dire d'un massif montagneux. L'axe géomorphométrique a principalement résidé dans une analyse classique des données de MNT (Modèles Numérique de Terrain), tandis qu'un effort particulier à été produit sur l'axe chronologique, dans le but de compléter les données fragmentaires sur la quantification temporelle. A cet effet, l'utilisation des karsts et de leurs capacités d'enregistrement temporel à été particulièrement utilisé. Finalement, la modélisation numérique contrainte par les deux précédents axes ainsi que par la littérature relativement conséquente couvrant la zone permet de tester les processus physiques contrôlant l'évolution régionale et induisant la déformation visible.

## I.2. Organisation du manuscrit

Conformément à l'approche exposée précédemment, ce manuscrit est organisé de la façon suivante :

La partie 2 expose la problématique de la déformation intraplaque d'un point de vue général. Elle vise à poser le cadre de questionnement scientifique sous-tendant la totalité de l'étude en exposant brièvement les principes sous-jacents à la théorie de la tectonique des plaques, les grandes lignes de l'approche géomorphologique ainsi qu'en dressant un bilan des forces susceptibles d'engendrer la déformation observée à la surface Terrestre, appliqué à la déformation intraplaque.

La partie 3 expose l'histoire géologique et géodynamique de la zone d'étude: le Massif-Central (France). Après une présentation des paysages et morphologies types du Massif-Central, elle présente les grandes lignes de l'évolution régionale. Le but de cette partie, exposant l'histoire géologique et géodynamique de manière relativement détaillée (en particulier pour la période

couvrant les derniers c.a. 10 Ma) est de donner aux lecteurs suffisamment d'éléments de compréhension et de discussion des modèles visant à expliquer l'évolution régionale. Enfin, un résumé du modèle d'évolution régionale le plus communément admis (actuellement) est présenté ainsi qu'un état des lieux des paramètres thermomécaniques actuels issus de la littérature (et utilisés partie VI en vue de mieux contraindre le comportement mécanique de la lithosphère).

La partie 4 vise à proposer de nouvelles informations relatives à l'évolution géométrique (géomorphométrie) du M.C. Un récapitulatif des principes utiles est tout d'abord présenté puis, les deux volets suivants sont développés : le premier est relatif aux paramètres liés au réseau hydrographique (profils de rivières, points d'inflexions, etc.) tandis que le second est relatif à l'étude de surface morphologique au sens large (basculement, pentes, etc.).

La partie 5 explore quant à elle, grâce à de nouvelles datations par isotopes cosmogéniques, l'aspect temporel de l'évolution régionale. Cette approche est en grande partie basée sur des datations par âges d'enfouissement au niveau de zones karstiques. Après une première partie méthodologique, elle présente les nouvelles quantifications effectuées en trois axes : la dénudation des bassins versants puis l'incision du réseau de drainage obtenus à l'aide de nouvelles datations réalisées durant cette thèse puis une troisième partie de synthèse et d'exploitation des données disponibles dans la littérature. Une partie spéciale sur la dynamique des zones karstiques y est finalement développée, proposant une mise à jour des concepts actuellement admis, grâce à la confrontation des nouvelles contraintes temporelles disponibles.

La partie 6 vise à explorer l'aspect mécanique de la lithosphère, via l'utilisation du principe de l'isostasie et de son comportement flexural (e.g. Watts, 2001). Pour cela, le code G_Flex (Wickert, 2016) a été utilisé. Cette partie vise à faire le lien entre les contraintes géométriques et temporelles et permet de tester l'impact de certains processus géodynamiques à même de pouvoir rendre compte de cette évolution. Là encore, les principales notions de mécaniques utiles à la compréhension sont brièvement exposées. La suite de la partie VI étant composée de plusieurs modèles testant différents processus ainsi que leurs études paramétriques respectives. Enfin, un modèle synthétique est proposé.

La partie 7 est une discussion entre les différents apports précédents. Une synthèse incluant l'ensemble des données nouvelles est proposée en vu de 1) éclairer l'évolution du Massif-Central et 2) tirer des informations d'un point de vue générique sur la déformation en domaine intraplaque. Une conclusion générale est proposée ainsi que des perspectives de recherches tant appliquées au Massif-Central que méthodologique ou générique sur le thème de la déformation intraplaque.

# II. Problématique scientifique

# – La déformation intraplaque -

*« La théorie, c'est quand on sait tout et que rien ne fonctionne. La pratique, c'est quand tout fonctionne et que personne ne sait pourquoi. Ici, nous avons réuni théorie et pratique : Rien ne fonctionne... et personne ne sait pourquoi ! »*

**A. Einstein**

# II.1 Formulation de la théorie de la tectonique des plaques

Depuis l'avènement de la science « moderne », la compréhension de la dynamique terrestre a subi de nombreuses évolutions aboutissant à la théorie de la tectonique des plaques. Par exemple, au XIX$^{ème}$ siècle, la théorie de la terre en contraction est défendue par Edouard Suess. Cette vision de contraction thermique semble primer quant à la vision de la géodynamique durant près d'un siècle. Si elle repose sur les connaissances physiques de l'époque (et les non connaissances tel que la non connaissance de la radioactivité induisant un bilan thermique erroné) et permet d'expliquer les formes à grande échelle spatiale observables en surface : montagnes et bassins, elle était principalement fixiste, ne permettant des mobilités horizontales que de l'ordre de quelques kilomètres à dizaines de kilomètres.

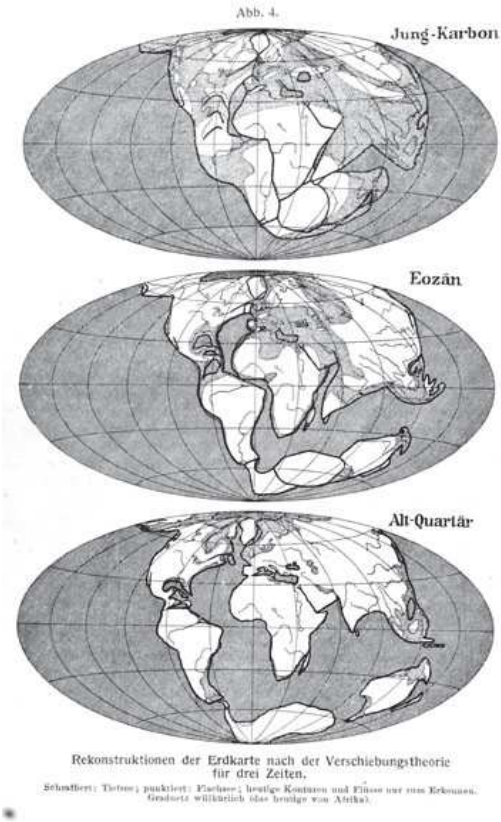



*Figure 2.1: Reconstruction paléo-géographique selon Wegener, 1928. Seul les continents sont intégrés dans cette vision mobiliste du fait de la non connaissance des plaques tectoniques : absence des dorsales océaniques, zones de subduction, etc. Les zones en blancs et en gris clair représentent les continents émergés et immergés respectivement.*

Des modèles « mobilistes » étaient également proposés depuis, au moins le XVI$^{ième}$ siècle (Gohau, 1987 ; Vérard, 2018) mais n'avaient jusqu'à il y a quelques décennies jamais abouti à un consensus scientifique. C'est surtout au tournant du XX$^{ième}$ siècle que la vision fixiste majoritaire à cette époque fut remise en question, notamment par Franck Bursley Taylor (1910), proposant une vision dynamique de la surface terrestre comme seule capable d'expliquer la formation des chaines de montagnes (e.g. Segala, 2018) ; mais, si d'importantes observations semblaient soutenir une vision mobiliste de la géodynamique, comme par exemple la bonne cohérence géométrique entre Afrique et Amérique du Sud où la continuité d'ensembles géologiques de part et d'autres d'océans, ces modèles mobilistes ont fait l'objet d'une opposition sévère. Les arguments géographiques étant intégrés dans la vision fixiste à l'aide d'hypothèses ad-hoc, par exemple celui des ponts continentaux, sous-tendus par aucune justification physique.

Quelques années après, deux modèles voyaient le jour pour rendre compte des observations en faveur d'une mobilité de la surface terrestre. Celui d'Otto Hilgenberg dans les années 1930, entre autre, avec une vision d'un globe terrestre en expansion qui de fait, produisait une dérive apparente par fragmentation d'une ancienne croûte unique (Scalera and Braun, 2003) ; et celui d'Alfred Wegener avec la vision de la dérive des continents (1912, 1928, fig. 2.1).

Plausible aux vues des connaissances de l'époque, la vision expansive permettait d'expliquer la bonne cohérence géométrique entre les différents continents, donc la continuité d'assemblages fossiles ou de structures géologiques de part et d'autres d'océans. Confrontée aux observations récentes, et à la quantification de la dynamique terrestre (âges absolus, géodésie, etc.), cette théorie ne tient plus : la géodésie n'indiquant aucune expansion globale et les différences d'âges notables entre domaines géologiques n'étant que difficilement explicables dans ce modèle sans ajout d'hypothèses ad-hoc. Surtout, elle n'était physiquement pas soutenable au vu de la quantité d'énergie nécessaire à cette expansion, sans aucune source potentiellement réaliste.

La proposition d'Alfred Wegener de dérive des continents explique également les observations de continuités géologiques, paléoclimatiques et biogéographiques de part et d'autre d'océans. Elle est également soutenue par la présence de deux maximums hypsométriques attribuée à deux types de roches différentes ce qui n'est pas explicable par la théorie fixiste de la contraction thermique (Segala, 2018). Mais surtout, elle est physiquement crédible, ne nécessitant pas d'hypothèse injustifiée ou l'invocation de processus inconnus générateur d'énergie considérable. L'opposition forte que connut le modèle de la dérive des continents de la part d'une partie de la communauté scientifique (e.g. Nitecki et al. 1978) reposait principalement sur le fait qu'aucun processus physique satisfaisant n'était proposé par Wegener et les tenants de ce modèle. Ils invoquaient par exemple un effet majeur des marées lunaires.

C'est cependant bien cette vision mobiliste de la dérive des continents qui fut « validée » et améliorée durant la seconde partie du XX$^{ième}$ siècle, aboutissant à l'actuelle théorie de la tectonique des plaques (e. g. Hess, 1962 ; Le Pichon, 1968 ; Wilson, 1969 ; Nitecki et al. 1978 ; Gohau, 1987 ; Head et al., 1987 ; Bird, 2003 ; Vérard, 2018).

Initialement, la théorie de la tectonique des plaques a permis d'expliquer les éléments cinématiques déduits des vitesses d'expansion océanique, en posant dès lors l'hypothèse de plaques rigides et de localisation de la déformation en frontière : dorsales, failles décrochantes, zones en collision ou subduction (Le Pichon, 1968). Un des critères principaux de ces études premières étant la dynamique du plancher océanique : zones de fracture, dorsales et anomalies magnétiques associées, la tectonique des plaques a très rapidement été associée à une dynamique profonde de convection mantellique (e.g. Wilson, 1965 ; Vine and Hess, 1968 ; Le Pichon, 1968). L'acceptation de la tectonique des plaques comme nouveau paradigme de travail en géosciences a permis de mieux comprendre et quantifier la dynamique des frontières de plaques grâce notamment à l'introduction de nouvelles approches ou techniques (par exemple via une comparaison entre la connaissance de la dynamique de la faille de San-Andreas, USA, entre Reid (1910) et les travaux récents (e.g. Fialko, 2006 ; Chéry, 2008 ; Audet, 2015) ou pour d'autres zones, Savage and Burford, 1973 ; Page et al., 1979 ; Oldow, 1990 ; Suzanne et al., 1990 ; Byrne et al., 1992 ; Meade et al., 2002 ; Vernant, 2003 ; Vernant et al., 2004 ; Bettinelli, 2007 ; Chéry, 2008 ; Sun et al., 2009 ; Audet, 2015).

Ces avancées majeures ont permis d'affiner la théorie de la tectonique des plaques qui est vue aujourd'hui comme l'expression en surface de la convection thermique terrestre (Hess, 1962 ; Wilson, 1969 ; Turcotte et Schubert, 2014 ; Vérard, 2018). Les zones froides et denses plongent au sein du manteau terrestre et des zones d'extension induisent une remontée de matière profonde en surface. L'expression profonde est utilisée ici comme étant supérieur à l'épaisseur lithosphérique, c'est à dire de ~ 80 à 200 km pour les lithosphères continentales.

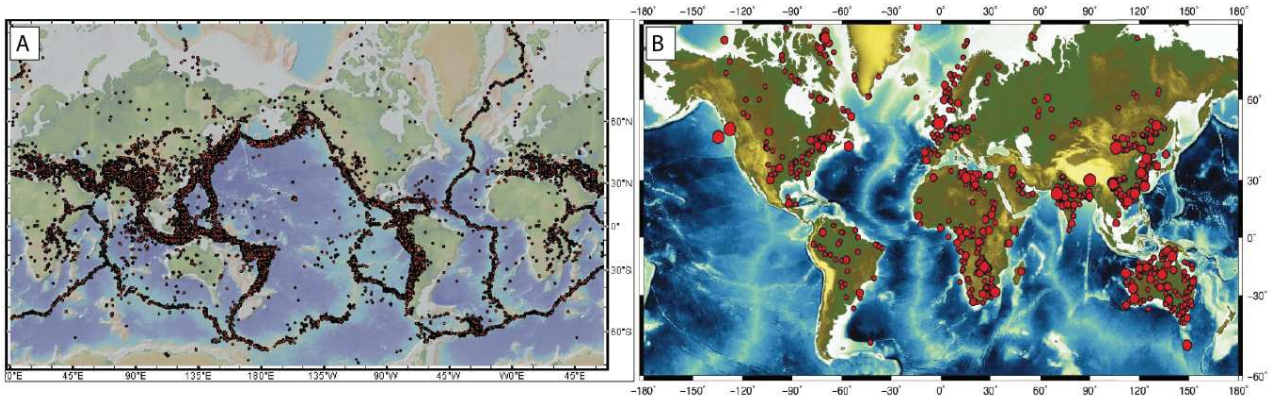



*Figure 2.2: Comparaison de la sismicité globale et intraplaque. A) Carte de la sismicité mondiale pour des Mw > 4,5. Les frontières de plaques sont nettement visibles par l'alignement des séismes. (Catalogue USGSS-ANSS de 1960 à 2017 ; réalisé sur GéoMapApp). B) Carte de la sismicité en domaine intraplaque modifiée d'après Tarayoun, 2019. Le catalogue sismique provient du NEIC : National Earthquake Information Center (USGS). Sont représentés les séismes historiques et instrumentaux de 495 à 2002 dont les magnitudes sont supérieures à 4,5.*

Ces deux phénomènes : subduction et accrétion font consensus comme étant les principales forces à l'origine des déplacements des plaques. Une troisième force, à savoir la traction mantellique est souvent invoquée mais aucun consensus scientifique n'est encore d'actualité car la question du couplage entre lithosphère et manteau reste ouverte. Concernant les forces induites par la subduction et les rides océaniques, celles-ci étant appliquées en bordures de plaque, il est donc nécessaire d'avoir des plaques suffisamment rigides pour propager les contraintes sur de grandes distances sans engendrer de déformation en leur seins. C'est cette nécessité qui induit une tectonique des plaques considérant des plaques à priori rigides. Cette hypothèse est raisonnable du fait de l'absence, en domaine intraplaque, de déformation comparable à celles situées en frontière. Cette dichotomie est nettement visible à travers la sismicité, preuve de déformation active de la surface terrestre (Fig. 2.2.A)

Si au premier ordre, il semble donc facile de délimiter les frontières de plaques (Fig. 2.2.A), l'exercice devient plus complexe dès lors que l'on intègre une évolution spatiale et temporelle. A quel moment précis un rift perd son caractère de frontière de plaque et devient partie prenante d'un domaine intraplaque (DI) sous la forme d'une marge passive ? Où tracer les limites entre les zones de déformation en frontière de plaque et les zones intraplaques ? Voici deux questions parmi d'autres exprimant cette difficulté qui amène, selon les approches utilisées, à proposer une terre séparée en une dizaine, ou vingtaine, voire plus de cinquante plaques tectoniques (e.g. Bird, 2003 ; Vérard, 2018).

Il apparaît donc que la théorie de la tectonique des plaques est apte à expliquer, au premier ordre, la dynamique de la lithosphère et l'origine des déformations en frontière de plaque. Elle n'explique cependant pas facilement, sinon pas du tout, les marqueurs de déformations localisées loin de toutes frontières de plaques que sont les séismes (Fig. 2.2.B) ou certains reliefs conséquents. La question de l'origine de la déformation des DI se pose donc et mon travail de thèse vise à apporter une meilleure compréhension de ces déformations intraplaques.

# II.2. La déformation intraplaque

Précisons premièrement ce qui est entendu ici comme « domaine intraplaque ». Plusieurs propositions ont été faites telle que la distance à une frontière de plaque, l'intensité du flux de chaleur, l'âge des roches crustales où encore l'âge du dernier évènement tectonique majeur (Johnston, 1989 ; Tarayoun, 2019). Chacune de ces définitions possède des limites conséquentes amenant à incorporer ou rejeter des zones différentes. A titre d'exemple, considérer une valeur de distance à une frontière de plaque impose premièrement de savoir ce qu'est une frontière de plaque et deuxièmement, pose problème ne serait-ce qu'en comparant des zones de collisions avec des zones de décrochement. La zone de déformation himalayenne étant large d'environs 1000 km, une telle distance revient à omettre l'existence de plaques telles que la plaque anatolienne.

La quantification des taux de déformation actuels à l'aide de la géodésie (principalement du GNSS ; Global Navigation Satellite System tel le GPS ; Global Positionning System) et de la sismologie permet également une définition de domaine intraplaque ou d'interplaque. Je m'inscris dans la définition graduelle entre frontière de plaque et domaine cratonique tel que proposé par Tarayoun (2019) ou Mazzotti et al. (2020).

Dans cette définition, les frontières de plaques présentent des taux de déformation (cf : partie VI) de l'ordre de $10^{-8}$ à $10^{-4}$ $an^{-1}$. Des frontières de plaques diffuses sont définies pour des gammes de taux de déformations allant de $10^{-9}$ à $10^{-6}$ $an^{-1}$. Les domaines intraplaques quant à eux présentent des taux de déformation inférieur à $10^{-8}$ $an^{-1}$. Ils sont mêmes caractérisés comme domaine cratonique pour des taux de déformation inférieur à $10^{-10}$ $an^{-1}$. Cette définition est satisfaisante car n'induisant pas des limites trop arbitraires, elle permet un recouvrement partiel de la nomenclature de tels domaines (Fig. 2.3) et évite une définition par raisonnement circulaire : les zones intraplaques se déforment peu car elles sont définies comme telles. Cependant, elle repose sur une quantification des taux de déformation actuels et son utilisation dans le temps long reste hypothétique car la durée de validité temporelle d'un taux de déformation mesuré actuellement n'est en général pas connu.

Précisons également, que le reste du document s'intéresse aux domaines intraplaques continentaux. En effet, si la lithosphère continentale est plus complexe que ce soit en terme d'âges, de structure ou de composition chimique et minéralogique que les lithosphères océaniques, celles-ci présentent également des domaines intraplaques en tant que tel, dont la surface totale est d'ailleurs supérieure à celle des domaines intraplaques continentaux.

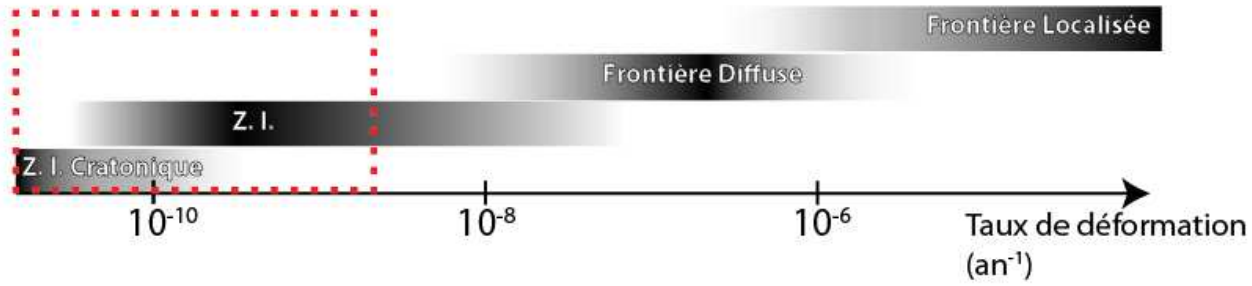



*Figure 2.3 : définition d'une zone intraplaque (Z. I.) selon le taux de déformation actuel. Les différent domaines se recoupent partiellement. Le rectangle rouge symbolise la plage d'étude, a priori, de cette thèse.*

La limite entre zone intraplaque et frontière est bien souvent une limite de précision des outils de quantification des taux de déformations. Mais, si les grandes avancées d'un point de vue de la quantification obtenue en frontière de plaque ne s'est pas encore produit pour les Domaines Intraplaques (DI) , il serait faux de conclure, au vu de ces limites méthodologiques, que les DI sont bel et bien rigides (au sens physique du terme, c'est à dire ne se déformant pas). Des preuves de déformations sont connues (Fig. 2.2.B, Fig. 2.4). Je propose ci-dessous de distinguer deux approches possibles pour étudier la dynamique des domaines intraplaques : les preuves de *déformations actives* (gamme de temps inférieure à ~ $10^2$ ans, accessible à la mesure directe) et les preuves de déformations *majeures et intégratives* (gamme de temps de l'ordre de $10^2$ à $10^7$ ans, accessible par des moyens indirects).

## II.2.1. La déformation active

Comme pour les frontières de plaques, deux approches sont possibles en vue d'observer, et de quantifier, la déformation active : la sismologie : étude des séismes, et la géodésie, étude de la forme de la Terre et de son champ de gravité. La présence de sismicité est une preuve évidente de déformation intraplaque (Zoback and Richardson, 1996 ; Grollimund and Zoback, 2001; Tuttle and Atkinson, 2010 ; Fig. 2.2.B). C'est par exemple le cas de la zone de New-Madrid (NMSZ) au U.S.A. (Fig. 2.4.A.) avec une forte sismicité historique attestée : trois séismes de magnitude ($M_w$) estimée à ~ 8 ayant eu lieu en 1811 et 1812 (Kenner et Segall, 2000). Si la valeur précise de $M_w$ reste incertaine, car déduite de paléo-intensité, elle demeure importante, suffisante pour engendrer des manifestations de surface. Au moins deux autres évènements ont été documentés par la paléosismologie dans la NMSZ grâce à des témoins de paléoliquéfaction. Ces évènements antérieurs ont également une Magnitude $M_w$ estimée à ~ 8 (Kenner et Segall, 2000).

D'autres exemples de sismicité intraplaque sont illustrés par la région centrale du craton Amazonien (Brésil) où deux séismes importants ($M_w$ = 5.1 et 5.5) ont eu lieu depuis 1960, ou bien par la vallée du Saint-Laurent (Canada, Fig. 2.4.B.). Cette région a en effet enregistré de nombreux séismes, tant historiques qu'instrumentaux (Fig. 2.4.A.). La vallée du Saint-Laurent soulève également la question de la variation latérale de sismicité le long d'une structure au premier ordre cylindrique (Mazzotti et Townend, 2010, Tarayoun et al., 2018). Par exemple, la région de Charlevoix (Fig. 2.4.A.) a enregistré 5 séismes de magnitude supérieure à 6 entre 1663 et 1925, largement plus que la moyenne du reste de la vallée du St-Laurent.

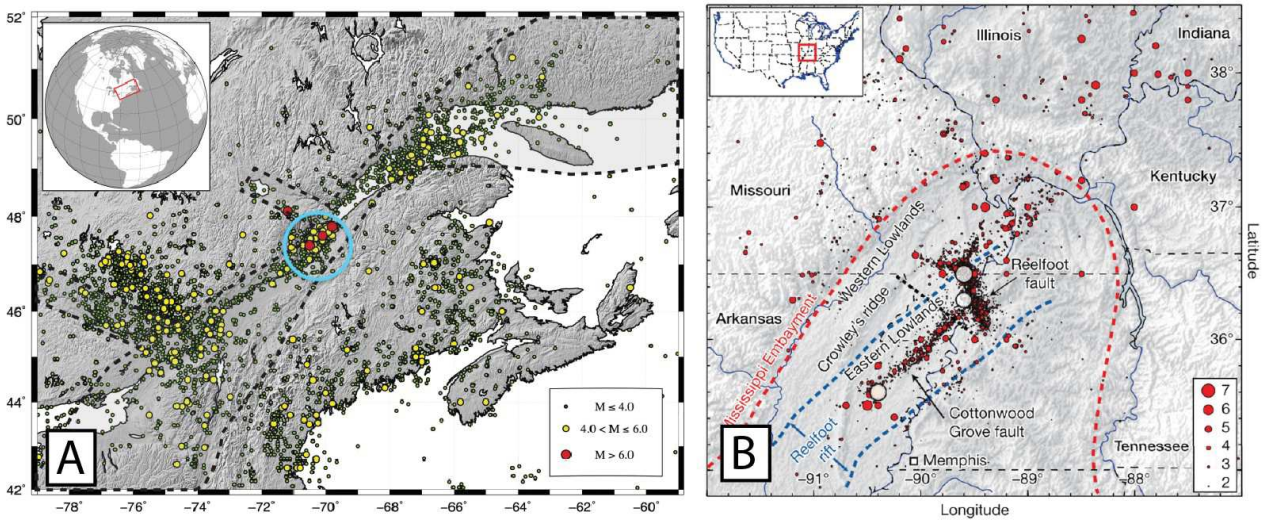



*Figure 2.4 : Exemples de sismicité intraplaque A) Sismicité de l'Est du Canada, modifié d'après Tarayoun, 2019. Catalogue sismique du National Ressources of Canada (NRCan) couvrant de 1627 à 2016. L'héritage structural majeur de la zone du Saint-Laurent est délimité par les tirés noirs. La zone de Charlevoix est localisée par le cercle bleu. B) Sismicité de la région de New-Madrid (USA) modifié d'après Calais et al., 2010. Catalogue sismique du National Earthquake Information Center (NEIC) et du Center for Earthquake Research and Information (CERI) couvrant la période 1974 à 2010. Les ronds blancs localisent les séismes historiques majeurs (selon le NEIC. La zone d'héritage structural et la plaine du Mississippi sont délimités respectivement par des tirets bleus et rouge.*

L'origine de cette sismicité reste contestée (par exemple Baird et al., 2009 ; Calais et al., 2010 ; Calais et al., 2016 ; Camelbeeck et al., 2019 ; Tarayoun, 2019) et de nombreuses questions se posent, comme par exemple de savoir si ce type de sismicité est assimilable à celle visible en frontière de plaque, avec un concept de « temps de retours » valide ou s'il est nécessaire de changer d'approche pour les étudier. Cette question est également un enjeu sociétal conséquent, notamment en vu des implications qu'elle apporte sur l'aléa sismique. Récemment, le 11 novembre 2019, le séisme du Teil de magnitude $M_w$ = 5 est un exemple marquant de ce questionnement (Ritz et al., 2020) (Fig. 2.5).

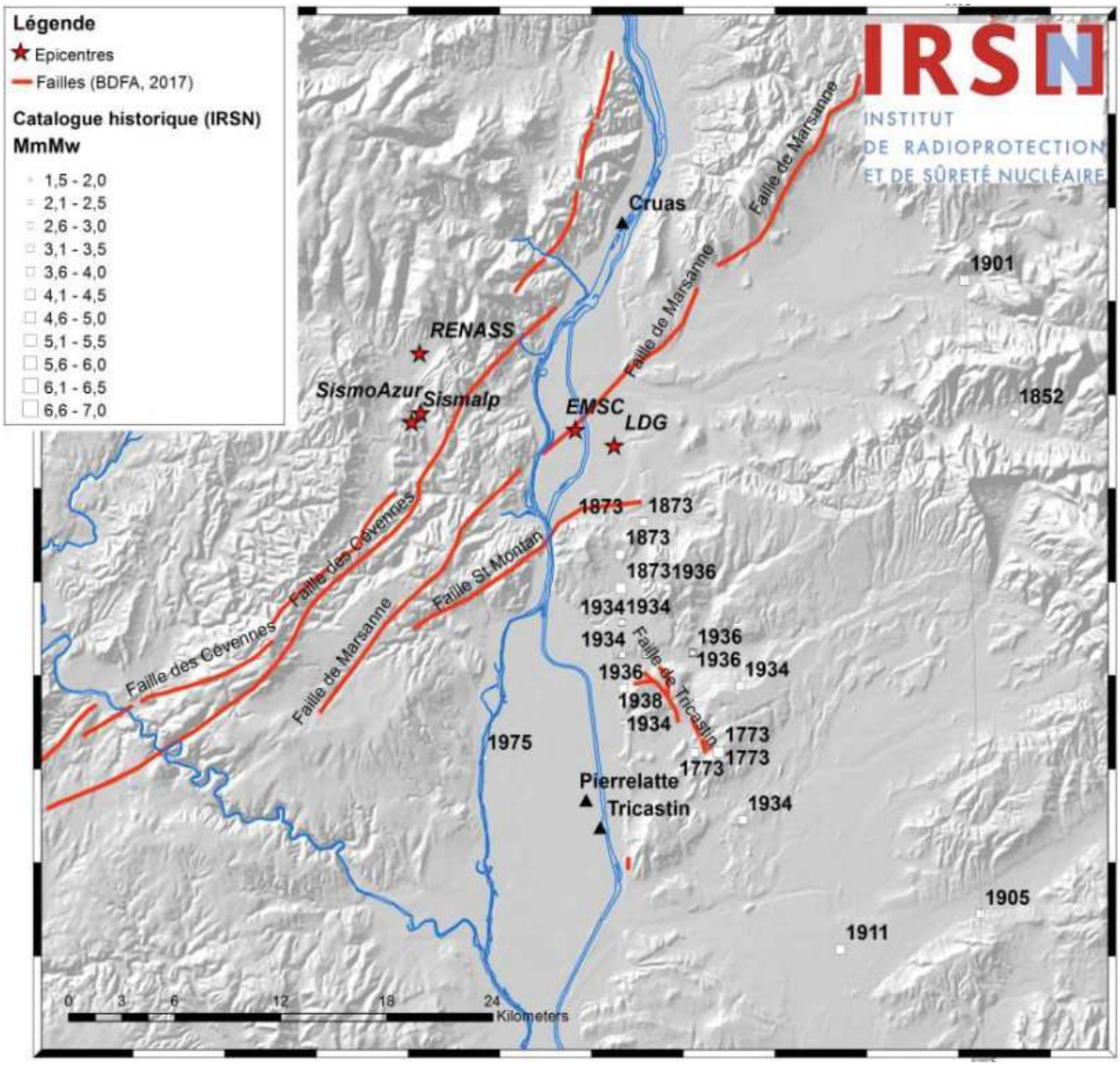



*Figure 2.5 : Contexte sismo-tectonique lors du séisme du Teil, France (modifié d'après Rapport de l'IRSN, 2019). Les étoiles représentent la localisation de l'hypocentre du séisme du Teil selon différents organismes (RENASS, EMSC, LDG, Sismalp, SismoAzur). Sont représentés également les failles supposées actives en rouge (BDFA, 2017), les séismes historiques connus par les carrés blancs, (la taille est représentative de la Magnitude) et les installations nucléaires par les triangles noirs.*

Cependant, pour quantifier directement les déformations crustales ou lithosphériques et mieux comprendre ces phénomènes, l'approche sismologique n'est pas suffisante. En effet, outre les limites de complétudes des catalogues sismiques, elle est surtout représentative d'une partie seulement de la déformation : la déformation cassante (cf : partie 6). Tant que la déformation reste dans un régime élastique, ce qui est a priori majoritaire dans les déformations de type rebond isostatique, elle échappe de fait à cette approche sismologique, tout comme de possibles zones en déformations ductiles (e.g. failles en glissement lent ou plus connu sous le nom de *creep* en anglais).

La géodésie (par exemple les outils GNSS : Global Navigation Satellite System ; ou InSAR : l'Interferometric Synthetic Aperture Radar) quant à elle, a l'avantage de fournir un enregistrement de la totalité de la déformation (élastique et plastique, mais sans possibilité simple de déconvoluer les parts respectives) et permet potentiellement de discerner plus facilement un signal temporel « long terme » stable que l'utilisation de catalogue sismiques. Mais, l'utilisation des outils de la géodésie bute le plus souvent sur une limite méthodologique et technique, de précision des mesures (Kenner et Segall, 2000 ; Calais et al., 2016 ; Nguyen et al., 2016). Par exemple, les mesures GNSS permettent d'atteindre des précisions sur les taux de déformations de l'ordre de $10^{-8}$ à $10^{-9}$ $an^{-1}$ (Tarayoun et al., 2018, Masson et al., 2019, Fig. 2.6). Cet ordre de grandeur n'étant atteint en domaine intraplaque que dans des cas particuliers où les contraintes sont augmentées par des phénomènes « transitoires » tel que par exemple le rebond post-glaciaire (Lamothe et al., 2010 ; Lidberg et al., 2010 ; Tarayoun et al., 2018), l'activité anthropique (Mazzotti et al., 2009 ; Jones et al., 2016; Camelbeeck et al., 2019). Dans les zones dépourvues de ces sources de déformations supplémentaires, il semble nécessaire de passer par des approches méthodologiques plus complexes pour espérer extraire un signal cohérent, bien que non significatif au regard des mesures elles-mêmes (Masson et al., 2018 ; Masson et al., 2019). Gageons que l'amélioration des outils géodésiques permettra d'ici quelques années d'avoir une quantification des taux de déformations intraplaque mieux résolue.

Dans la majorité des domaines intraplaques donc, une quantification fiable long terme de la dynamique de ces zones n'est pas réalisable par les approches précédentes (Géodésie et Sismologie). L'obtention d'information sur la dynamique intraplaque sur un temps plus long est en

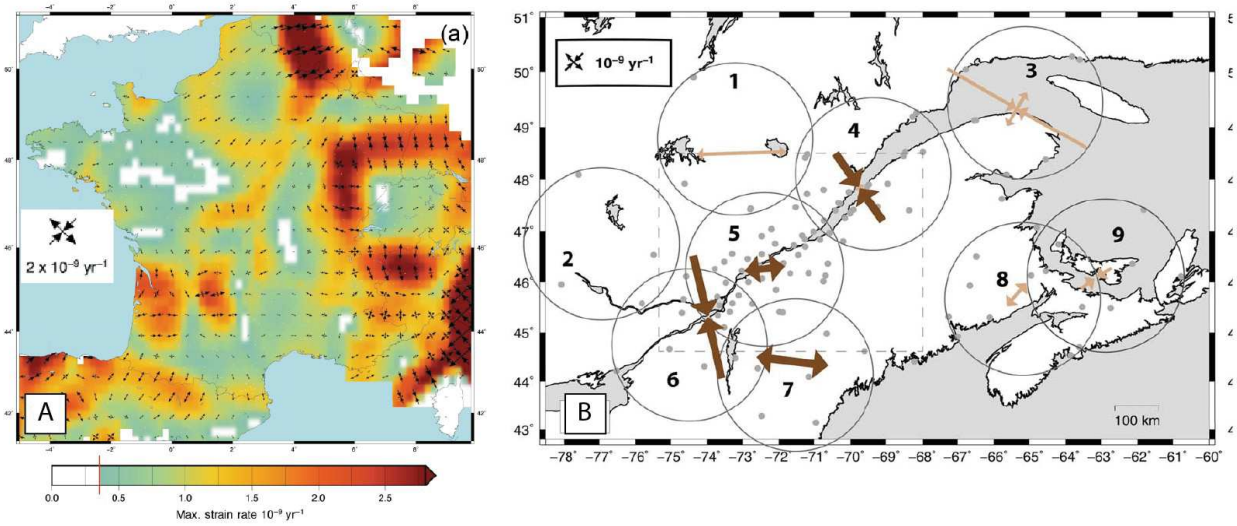



*Figure 2.6 : Carte de taux de déformation obtenue par l'outil GNSS. A) Taux de déformation horizontaux en France métropolitaine suivant une méthode de lissage gaussien avec une emprise de 0.1° avec une représentation des composantes tous les 0.5°. Modifié d'après Masson et al., 2019. B) Taux de déformation horizontaux dans l'Est du Canada à une échelle spatiale de 200km. Les flèches marron foncé et marron clair représentent les composantes principales du tenseur des contraintes pour des robustesses différentes (fortes et moyennes respectivement). Les points gris représentent les stations GNSS. Modifié d'après Tarayoun et al., 2018.*

revanche réalisable par une approche couplant la géomorphologie et la géochronologie. Cette approche permet en effet en théorie de pouvoir quantifier, par exemple, une déformation finie telle que le basculement d'une surface et également de contraindre le temps nécessaire à son basculement.

Cette approche présente néanmoins une limite claire, à savoir l'impossibilité d'obtenir une résolution spatiale et temporelle aussi fine que le permet, théoriquement, les deux approches citées précédemment. En effet, dans ce cadre-là, on ne s'intéresse pas directement aux preuves de déformations actives mais aux marqueurs de déformations intégratifs dans le temps et dans l'espace. C'est cette approche que j'utilise dans le cadre de cette thèse.

## II.2.2 Evidence de déformation récente cumulée (relief)

La surface terrestre présente des variations topographiques majeures (Fig. 2.7) qui peuvent être interprétées comme du relief local : la différence d'altitude entre le fond d'une vallée et les crêtes (ou interfluves) ; ou comme un relief régional : l'altitude moyenne entre une région et le niveau marin. C'est bien ce relief qui est en permanence soumis à l'érosion. Si le relief régional n'est pas soutenu par des forces suffisantes pour engendrer une surrection, celui-ci tend donc à diminuer. S'il y a présence de relief, celui-ci est donc « récent », tout du moins relativement à la capacité d'érosion régionale. La tectonique des plaques permet d'expliquer la présence des forts reliefs visibles en frontière puisque, dans ces zones, les contraintes tectoniques engendrent d'importantes déformations marquant durablement le paysage : les chaînes de montagnes (relief régional de ~ 5 000 m pour le plateau Tibétain ; ~ 4 000 m pour les Andes). Ces reliefs sont entretenus par les contraintes tectoniques qui s'opposent à leur destruction du fait de l'érosion. Si ces deux processus se compensent, on atteint alors un état d'équilibre dynamique où le relief et le paysage sont stables dans le temps (l'export de matière engendré par l'érosion étant entièrement compensé par l'apport de matière induit par la tectonique). S'ils ne se compensent pas, soit on détruit (érosion supérieure à la surrection), soit on créé du relief (érosion inférieure à la surrection).

Il est à noter également que pour le relief local, c'est à dire la différence d'altitude entre le fond d'une vallée et les crêtes (ou plateaux) avoisinants, l'évolution est non seulement liée à ce rapport entre la surrection et l'érosion (aspect régional) mais surtout entre la dénudation et l'incision. Si le taux d'incision est plus grand que le taux de dénudation, on observe alors localement une augmentation de relief. La figure 2.8 permet de visualiser la compétition entre ces différents facteurs que sont :

- Le taux de surrection,  est défini comme une variation positive de l'altitude d'un objet au cours du temps (nommée subsidence dans le cas d'une variation négative de l'altitude au cours du temps). Il s'agit d'une variable cinématique, qui affecte physiquement l'ensemble d'un volume. Il s'exprime en $L.T^{-1}$ (e.g. $mm.a^{-1}$) (Fig. 2.8.A.).

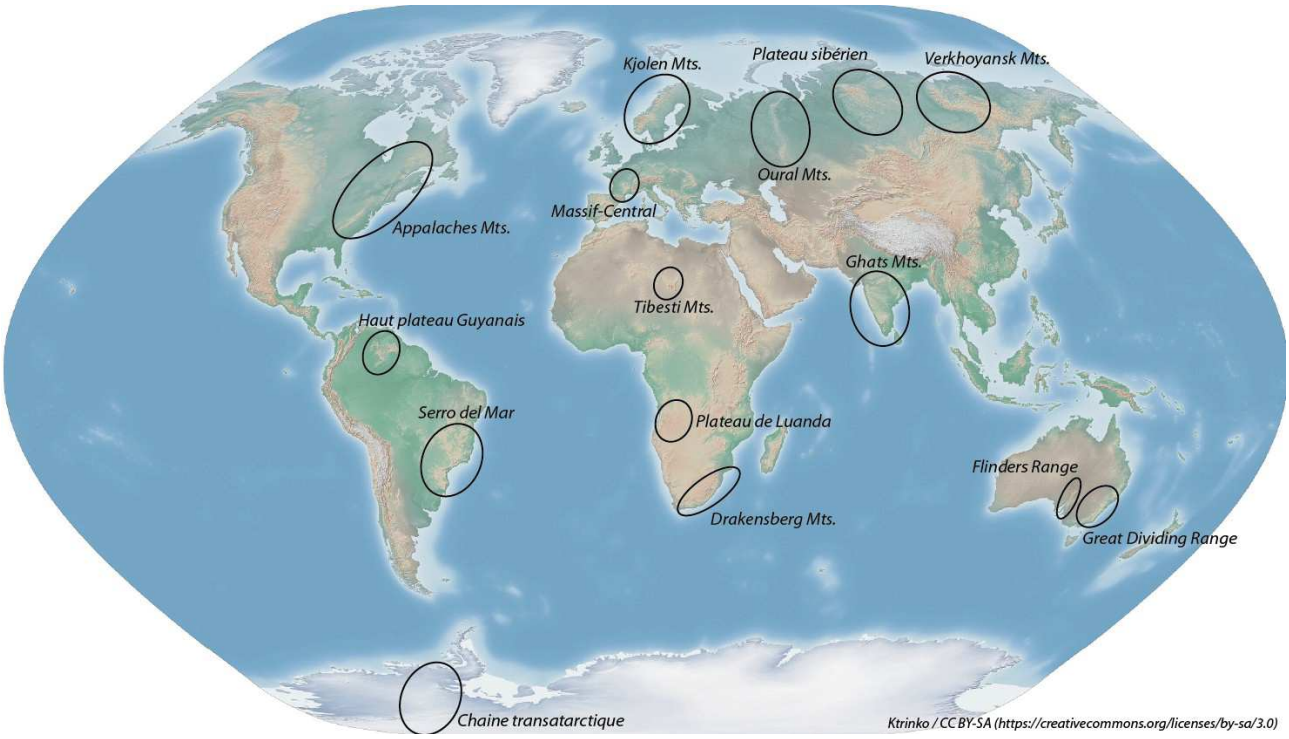



*Figure 2.7 : Carte topographique du globe. Sont localisés des orogènes intraplaques notables (liste non exhaustive).*

- Le taux d'incision, est défini comme la diminution de l'altitude d'une ligne théorique au cours du temps par rapport à une référence (est appelé aggradation pour une augmentation de cette altitude relative). L'incision ne représente pas le déplacement réel de la matière dans le temps. Il s'agit en général de l'altitude d'une rivière vis à vis de la ligne de crête. L'incision est dûe à plusieurs processus physico-chimique et il est exprimé en $L.T^{-1}$ (e.g. $m.Ma^{-1}$) (Fig. 2.8.B.)

- Le taux de dénudation,est défini comme la diminution d'altitude de la surface (surface du sol) au cours du temps. Tout comme l'incision, la dénudation n'est pas représentative du déplacement réel de la matière. La dénudation peut être assimilée à l'amincissement d'un objet au cours du temps et représente une évolution temporelle d'une surface théorique. Plusieurs processus physico-chimiques concourent à la dénudation (cf partie 4) et il s'exprime en $L.T^{-1}$ (e.g. $cm.ka^{-1}$) (Fig. 2.8.C.).

- Le taux d'érosion est défini comme la perte de masse d'un système au cours du temps. Souvent, le taux d'érosion est confondu avec le taux de dénudation, principalement pour des lithologies imperméables. Mais, il existe également une érosion interne, cette érosion est particulièrement intense dans le cadre de systèmes karstiques par exemple, et implique une perte de masse par érosion chimique au coeur même des massifs. Dans ce cas, l'utilisation d'un taux de dénudation comme proxy à un taux d'érosion est faux, car sous-estimé (cf : partie 4). Le taux d'érosion s'exprime en $M.T^{-1}$ (e.g. $kg.a^{-1}$), on le retrouve quelques fois exprimé en $L^3.T^{-1}$ (e.g. $m^3.an^{-1}$).

La même démarche s'applique aux domaine intraplaque et il est alors possible de considérer que tout relief visible dans ces régions est soit une zone active pour laquelle la surrection est supérieure ou égale à la dénudation, c'est à dire que l'on assiste respectivement à une création de

relief ou à son entretien (équilibre dynamique des paysages) ; soit un héritage morphologique (zone passive) pour lequel l'érosion n'a pas eu le temps d'araser le relief créé durant une phase de déformation ancienne (Fig. 2.9). La figure 2.9 montre aussi qu'une contrainte ponctuelle, qu'elle soit spatiale (relief mesuré, pente, etc.) ou temporelle (différence entre taux d'incision et taux de dénudation) ne permet pas de clairement contraindre le type de dynamique d'une zone. Il est nécessaire d'intégrer les aspects temporels et spatiaux pour espérer obtenir une contrainte fiable sur l'évolution d'une région (Malcles et al., 2020).

A plus petite échelle, l'approche géomorphologique a également été utilisée dans les zones intraplaques à sismicité active en vue d'apporter des éléments complémentaires à ceux issus de la sismologie. Par exemple, pour la NMSZ (New Madrid Seismic Zone ; USA), la présence de coquillages au sein d'un paléo-méandre du Mississippi, aujourd'hui positionné à ~ + 10 m en contre-haut de la rivière et datés à 1060 ± 200 et 2000 ± 250 ans amène Russ (1979) à proposer un taux de surrection de l'ordre de 2 à 4 mm.an$^{-1}$ sur cette période. Ce taux très élevé est ultérieurement contredit par les estimations issues de modèles numériques (e.g. Gomberg et Ellis, 1994) proposant un taux de surrection de l'ordre de 0.4 mm.an$^{-1}$ sur les derniers 20 à 50 000 ans ou des données de la géodésie (e.g. Calais et al., 2006). Les études de Russ (1979) et de Gomberg et Ellis (1994) reposent sur les mêmes contraintes géométriques mais l'estimation faite par Russ (1979) sur la base d'une faible contrainte temporelle (on note par exemple que les deux âges ne sont pas cohérents entre eux) permet d'illustrer la problématique majeure de l'approche couplée géomorphologie-géochronologie : contraindre de manière fiable l'aspect temporel d'une dynamique.

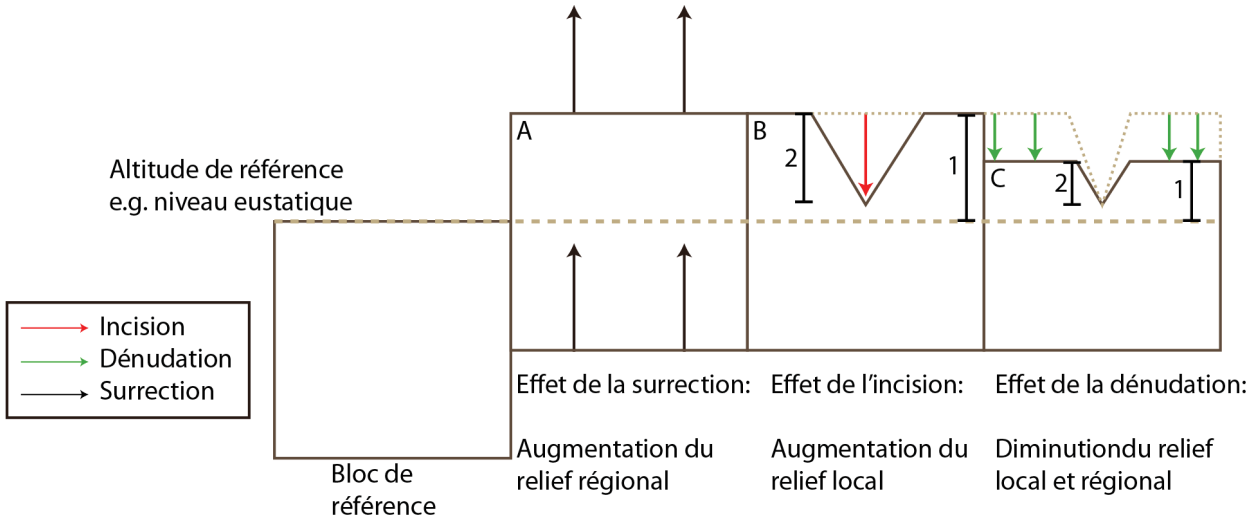



*Figure 2.8 : relations géométriques simples entre surrection (bloc A., flèches noires), incision (bloc B., flèches rouges) et dénudation (bloc C., flèches vertes). Les processus sont figurés indépendamment l'un de l'autre pour des raisons de clarté . Les segments identifiés comme 1 et 2 sont respectivement le relief régional et le relief local. Si le taux de surrection est égal aux taux d'incision et de dénudation, le paysage (et le relief) sont considérés dans un état d'équilibre dynamique cf : partie 3.*

En effet, la question de la contrainte géométrique (spatiale) n'est, en général plus un problème depuis la disponibilité de Modèles Numériques de Terrain (MNT) de Haute Résolution (HR-MNT) sur la quasi totalité du globe, et le développement d'outils de Très Haute Résolutions (inférieure au mm dans le meilleur des cas) pour des études à petite échelle tel que le LiDAR (Light Detection And Ranging) ou des scanners 3D. Deuxièmement, la seule contrainte géométrique, bien qu'elle demeure indispensable à ce genre d'étude, ne peut en aucun cas suffire à discuter de manière fiable de la dynamique du relief et des processus sous-jacents. Par exemple, certains proxy permettent d'avoir une première estimation sur l'état d'équilibre ou de déséquilibre du paysage (e.g. profil longitudinal d'une rivière, pente des versants, cf partie 3), mais ne saurait apporter d'éléments déterminants quant à la dynamique du paysage.

L'approche géomorphologique et géochronologique s'affranchit au mieux de ces limites lorsque l'objet d'étude a intégré un temps suffisamment long. Cela permet de limiter de nombreuses incertitudes quant à des variations temporelles ou spatiales à relativement haute fréquence. Par exemple, des variations climatiques millénales (tel que le petit âge glaciaire) induisant de possibles variations de taux d'érosion seront moyennées sur une période dépassant les $10^5$ ans. Une fois le premier ordre spatial et temporel quantifié, il est alors possible de chercher à extraire de nouvelles informations à plus haute résolution tant spatiales que temporelles (e.g. étude détaillée d'un bassin versant par exemple ou l'utilisation d'outils de datation intégratifs d'un temps plus court).

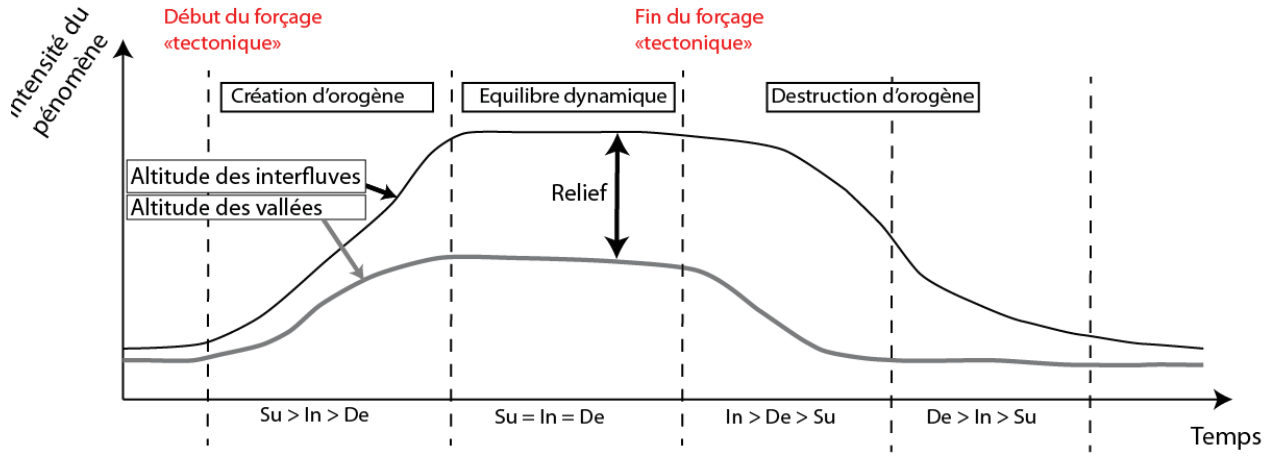



*Figure 2.9 : Schéma conceptuel de l'évolution du relief. Su, In et De indiquent respectivement la vitesse de Surrection, le taux d'Incision et le taux de Dénudation. On remarque qu'une mesure ponctuelle de la topographie ou du relief (ou d'une valeur dérivée) ne permet pas clairement de se positionner sur l'échelle temporelle. L'intensité relative entre dénudation et incision sur les deux derniers blocs est arbitraire. Il est évidemment possible d'avoir des relations inverses induisant une destruction lente immédiate du relief après la fin du forçage « tectonique ». Tectonique est ici entendu au sens large (processus profonds, contraintes tectoniques s.s., etc.)*

De nombreuses zones intraplaques présentent des caractéristiques de déformations majeures dont l'origine ne fait pas consensus (Fig. 2.7). Nous pouvons par exemple citer la chaine de Flinders (*Flinders Range)* en Australie, dont l'origine a été proposée comme induite par l'impact des contraintes tectoniques sur un contraste rhéologique (Sandiford et al., 2001 ; Camacho et al.,

2002). Toujours en Australie, l'est Australien constitue la grande chaine côtière (*Great Dividing Range)* dont l'origine a été attribuée à plusieurs explications tel que le basculement de la plaque Australienne, les contraintes tectoniques et des hétérogénéités rhéologiques ou une flexure liées à l'initiation de la marge passive (Tucker and Slingerland, 1994 ; Huggett, 2007 ; Dyksterhuis and Müller, 2008 ; Godard et al., 2019).

Ce modèle d'orogène intraplaque contrôlé par une flexure liée à l'initiation d'une marge passive est fréquemment avancé comme explication des reliefs intraplaques (Cockburn et al., 2000 ; Huggett, 2007), comme pour les reliefs sud-Africains, le *Serro del Mar* au Brézil, ou la chaine ouest indienne (*Western Ghats)*. Mais, si les caractéristiques morphologiques (altitude, largeur de l'orogène) sont relativement semblables entre ces exemples, leurs différences géodynamiques (âges de la marge passive, différentiel d'amincissement lithosphérique, etc.) remettent en question l'utilisation d'un schéma simple et unique pour la formation d'un orogène intraplaque lorsqu'il est confronté à une vision mécanique de l'évolution de la lithosphère (cf : partie 6). En effet, un tel relief, nettement visible sur une marge passive récente au niveau de la mer rouge, dont l'attribution à un domaine intraplaque serait très fortement discutable, ne saurait être maintenu en l'état sur des périodes de plusieurs millions d'années. Couplée à l'érosion, l'évolution thermique post-rift induit en effet majoritairement une diminution de la topographie (Kooi et al., 1992 ; Turcotte and Schubbert, 2014), ou rarement une surrection de l'ordre de la centaine de mètre . Il semble donc peu probable d'avoir la même morphologie présentant un relief régional de l'ordre de 1 000 à 1 500 m entre une marge initiée il y a ~ 100 Ma (Sud-Est Brésilien ou Sud-Ouest Africain), ~ 50 Ma (Est-Australien) ou moins de 20 Ma (Mer rouge).

De plus, un tel modèle ne saurait expliquer la présence de relief au sein de cratons ou de zones continentales stables tel que l'Oural (Russie), les Appalaches (USA-Canada) ou la chaine de Verkhoyansk (Russie). C'est dans cette optique d'apporter de nouveaux éléments quant à la compréhension des orogènes intraplaques que mon travail de thèse s'inscrit. Utilisant une zone d'étude particulière, présentant des caractéristiques semblables à de nombreux orogènes intraplaques, le Massif-Central (MC) français est un candidat de choix pour tester une approche intégrative géomorphologie – géochronologie à grande échelle. Dans l'optique de mieux quantifier le ou les processus pouvant a priori être à l'origine des déformations intraplaques (qu'elles soient élastiques ou plastiques, actives ou intégratives) et de mieux comprendre l'origine des orogènes intraplaques, il est nécessaire de faire un bilan de ceux-ci.

## II.3. Bilan des processus à l'origine de la déformation intraplaque

Les facteurs pouvant induire des déformations crustales ou lithosphériques majeures sont présentés ici par temps d'intégration croissant, c'est à dire que les processus stables long-termes, où ayant des variations temporelles dans le temps long (e.g. > $10^6$ ans) sont présentés en premiers

tandis que les processus transitoires ou présentant des variations temporelles à relativement haute fréquence sont présentés en second (Fig. 2.10).

**1. Les facteurs passifs :**

Ces facteurs impliquent des variations dans l'expression des processus actifs listés après et ne sont pas à l'origine de contraintes. C'est par exemple le cas de l'héritage structural. Généralement associé à de paléo-structure crustale ou lithosphérique majeure impliquant une hétérogénéité de la lithosphère (Kumarapeli, 1985 ; Zoback et Richardson, 1996), cet héritage est supposé induire un adoucissement local du milieu (Precigout et al., 2007 ; Gueydan et al., 2014) engendrant une concentration de la déformation de surface, pouvant aller jusqu'à un facteur 28 dans le cas de la vallée du St-Laurent (Est-Canada) par exemple (Tarayoun et al., 2018).

Si un adoucissement rhéologique induit une variation des taux de déformation, l'impact d'un durcissement local ; induit par une intrusion ultra-mafique par exemple, a été testé numériquement (Campbell, 1978) et semble pouvoir également impacter de manière significative les déformations lithosphériques (augmentation de quelques dizaines de %).

En surface, la géométrie des failles est également proposée comme facteur majeur à l'origine de la sismicité. Outre leurs orientations vis à vis des contraintes, les intersections de failles peuvent potentiellement jouer le rôle de concentrateur de contraintes (Talwani, 1988 ; Mazzotti, 2007) engendrant une localisation de la déformation.

**2. Les processus actifs :**

Les variations lithologiques. Elles peuvent engendrer, outre une hétérogénéité rhéologique, des variations de densités en profondeur. Ces variations de densités induisent des contraintes uniaxiales locales avec une intensité estimée de ~ 10 MPa (Assameur et Mareschal, 1995) voir plus de 120 MPa (Zoback and Richardson, 1996). Dans le cas d'un *rift pillow* (présence d'un corps dense de type ultramafique bloqué en base de croûte lors d'un épisode de rifting) ce type de processus est souvent invoqué, comme pour la NMSZ ou le craton amazonien (Assameur et Mareschal, 1995 ; Zoback and Richardson, 1996) mais ne semble pas à même d'expliquer l'ensemble des variations latérales des taux de déformation : cette hypothèse ne rend pas compte de la différence d'activité sismique entre la *NMSZ* et la *Mid-Continental Rift Zone* (USA) malgré des structures et des contraintes régionales semblables. Ce facteur est donc à priori un facteur stable dans le temps.

Les contraintes tectoniques. Elles sont les plus à même d'expliquer une déformation continue dans le temps (sur des échelles de temps de $10^5$ à $10^7$ ans) et sur une grande échelle spatiale. Ces contraintes tectoniques sont difficiles à mesurer localement mais leur intensité peut atteindre 20 à 60 MPa pour la poussée à la ride (Assameur et Mareschal, 1995 ; Zoback and Anderson, 1996, Turcotte et Schubbert, 2014) et plus de 50 à 100 MPa pour la traction d'un panneau plongeant (Turcotte et Schubbert, 2014). Une autre limite quant à leur compréhension

repose sur la non connaissance du profil en profondeur de ces contraintes, et donc de leurs impact sur le type de déformation : ductile en profondeur ou cassant (sismogénique) en surface.

Les processus profonds. Ils sont souvent invoqués en vu d'expliquer des résidus (déformations, taux de déformations, etc.) non expliqués par d'autres processus. Leurs rôles et leur magnitude est donc difficile à estimer d'autant que plusieurs processus peuvent être inclus sous ce terme de processus profond : topographie dynamique (associée à des remontée mantellique type super-panaches), isostasie thermique, etc. Notons également que sur les échelles de temps invoqués dans le cadre des processus profonds ($> 10^5$ ans), un effet de déplacement de la plaque sur le géoïde peut engendrer des contraintes conséquentes du fait de la non sphéricité de la Terre. C'est par exemple une définition de la topographie dynamique. Le passage d'une plaque lithosphérique d'une zone avec une anomalie négative du géoïde à une zone présentant une anomalie positive va engendrer des contraintes extensives sur le haut de la plaque et compressives sur le bas de la plaque. Cet effet, appelé effet de « membrane » (Turcotte et Schubbert, 2014) est également important lors d'une migration latitudinale d'une plaque (lors du passage sur le bourrelet équatorial par exemple). Ce facteur est susceptible d'engendrer des contraintes conséquentes de l'ordre de 100 MPa. Ces contraintes n'ont pas un profil régulier en profondeur, s'agissant de contraintes flexurales, et leur évolution temporelle est lente puisque liée à la vitesse « absolue » de la plaque.

Les variations topographiques. Le relief régional induit une contrainte différentielle en profondeur, intensité d'autant plus grande selon la hauteur du relief. L'effet est semblable à celui d'un contraste de densité en profondeur à l'exception de la forme du profil de contrainte engendré, celui-ci diminuant en profondeur jusqu'à une profondeur de compensation, selon l'hypothèse d'isostasie, où les pressions de toute colonne lithosphérique sont identiques. L'intensité de ces contraintes est estimée à environ ~ 10 MPa (Assameur et mareschal, 1995).

Le rebond post-glaciaire (GIA, pour *Glacial Isostatic Adjustement*) induit des contraintes flexurales régionales conséquentes sur un temps de l'ordre de $10^4$ à $10^5$ ans. Il s'agit d'une réponse élastique de la lithosphère à un chargement puis un déchargement de masse en surface. Il s'agit a priori du processus majeur à l'origine de la déformation du Saint-Laurent (Tarayoun, 2018) ou de la Fennoscandie (Vestøl et al., 2016). Le maximum de contrainte en surface pouvant atteindre 100-300 MPa.

Les processus de surfaces (érosion, sédimentation, effet de charge, etc.) induisent également des contraintes locales, voir régionales et ont été proposés comme à l'origine de la déformation de la NMSZ. Si l'érosion induit clairement un rebond, à la manière du rebond post-glaciaire (Champagnac et al., 2007 ; Malcles et al., 2020), son intensité et son emprise spatiale est plus difficile à cerner. A la différence du GIA où la charge est relativement rapidement appliquée (et enlevée), les processus de surfaces sont généralement à intégrer sur un temps long et, leur intensité est susceptible de changer au cours du temps (e. g. reprise d'érosion). Les contraintes engendrées par ces processus sont très variables, allant de virtuellement 0 dans les régions à érosion ultra-faible tel que le désert Australien ou les plateaux d'Afrique du Sud (Stone et al., 1994; Fujioka and Chapell, 2011 ; Struck et al., 2018) à ~ 10 MPa dans le régions à forte érosion. Ces variabilités sont notamment induites par des processus externes (climat, eustatisme) et par des rétroactions entre climat et relief. Des processus courts termes ($10^0$ à $10^5$ ans) sont également susceptibles d'engendrer

des contraintes de surfaces supplémentaires. C'est par exemple le cas des charges hydrauliques pouvant engendrer des subsidences locales mesurables (Silverii et al., 2016).

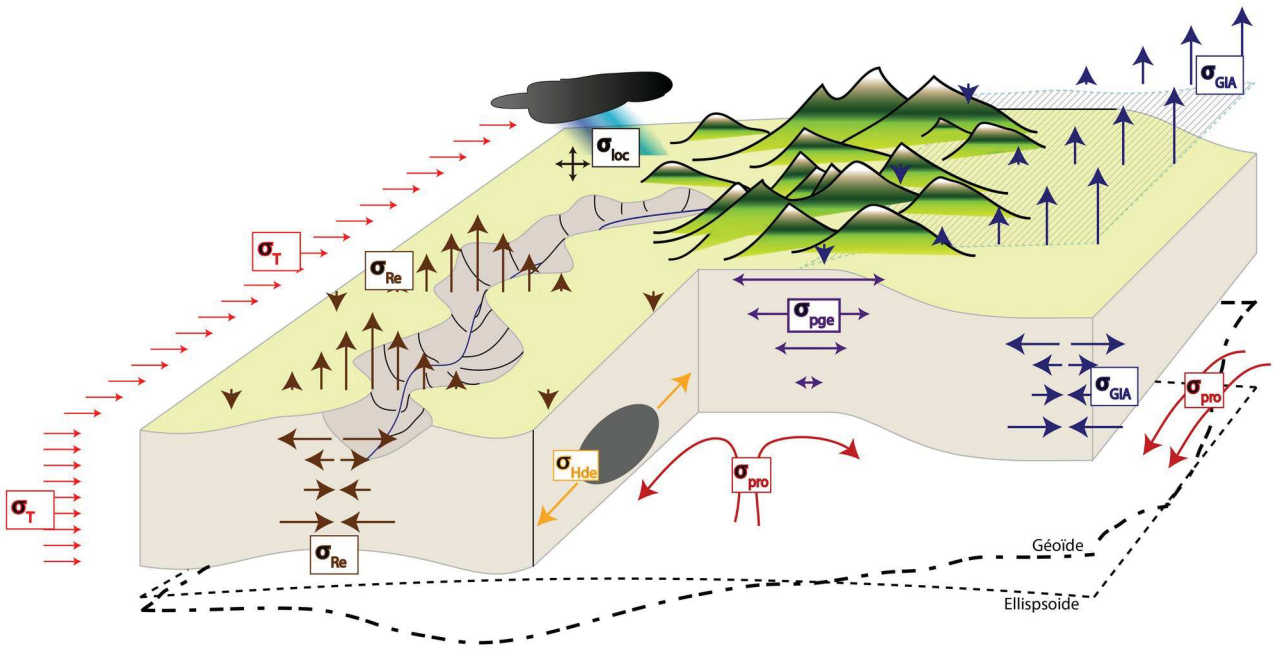



*Figure 2.10 : Bilan conceptuel des forces agissant sur un système lithosphérique continental. Les styles de contraintes induites par les différents processus sont figurés: extension pour des flèches divergentes et compression pour des flèches convergentes. Les normes des vecteurs ne sont pas représentatives des intensités relatives entres processus. Les effets sont ici géographiquement séparés pour des raisons de visibilité. Pour la même raison, les contraintes liées à la non-sphéricité de la Terre ne sont pas figurées mais simplement illustrée par la différence de position entre le géoïde et l'ellipsoïde. En réalité, plusieurs processus peuvent évidement agir au même endroit.* $\sigma_T$ *= contraintes tectoniques.* $\sigma_{pro}$ *= contrainte induite par la dynamique profonde. Ce terme inclus les effets thermiques, le possible dragage horizontal par un flux mantellique ou encore la topographie dynamique.* $\sigma_{Re}$ *= contraintes liées à l'érosion.* $\sigma_{Hde}$ *= contraintes liées aux hétérogénéités de densités en profondeur.* $\sigma_{pge}$ *= contraintes engendrées par la surcharge topographique (PGE pour Potential Gravitational Energy).* $\sigma_{pga}$ *= contraintes engendrées par le rebond post-glaciaire, dont l'ancienne calotte glaciaire est figurée par la zone hachurée, (GIA pour Glacial Isostatic Adjustement).* $\sigma_{loc}$ *= contraintes locales. Ce terme comprend les contraintes induites par l'activité humaine (carrière, surcharge urbaine, pompage, ainsi que les effets de charges externes (e.g. hydrologique).*

Les facteurs anthropiques semblent également pouvoir induire des variations locales importantes c'est le cas d'effet de charge (ville) avec des vitesses de subsidence de l'ordre de 3,5 $mm.an^{-1}$ à Vancouver,Canada, (Mazzotti et al., 2009) ou pour des zones d'extraction de ressources, avec des vitesses de subsidence atteignant 12 $mm.an^{-1}$ pour le site de Groningen, Pays-Bas, (Van Gelderen et al., 1999). Néanmoins, les contraintes engendrées par ce type d'activité n'est a priori pas susceptible de contrôler la déformation d'une région sur un temps supérieur a quelques années ou décennies (temps de tassement des couches superficielles par exemple). De plus, dans le cas de

la déformation cassante, le rôle de ces processus anthropiques n'est pas uniquement apte à accentuer la déformation mais peut, théoriquement l'inhiber, du moins temporairement, par augmentation de la contrainte normale. L'approche couplant géomorphologie et géochronologie à échelle régionale vise donc à contraindre dans un premier temps l'impact des facteurs stables sur une grande échelle de temps ($10^5$ à $10^7$ ans) : contrastes rhéologiques, contraintes tectoniques, surcharge topographique, rebond érosif. Les processus secondaires difficilement quantifiables de cette manière (effet anthropique, variation climatique, effet de charge, etc.) doivent au mieux être pris en compte lors de la proposition d'un modèle d'évolution mais, ils peuvent être également considéré en ce qui concerne les mouvements verticaux, dans un premier temps, comme du bruit blanc sur une échelle de temps suffisamment longue, c'est typiquement le cas des déformations élastiques comme les flexures liées aux cycles eustatiques quaternaires, ou au GIA (les surrections induites étant compensées par les subsidences sur le temps long).

Les contraintes engendrées par les processus précédemment cités peuvent aboutir à une déformation de la lithosphère et notamment a des déplacements verticaux de la surface terrestre. Ce sont ces mouvements de surrections (ou de subsidences) qui nous intéressent en première intention dans ce travail de thèse. En effet, ils sont à l'origine de la création (ou de la destruction) des reliefs. Certains processus présentés précédemment sont associés à des phénomènes cycliques (e.g. GIA) ou de faible amplitude *a priori* (e.g. phénomènes anthropiques), et ils ne sauraient être directement invoqués pour expliquer de grandes déformations, c'est à dire une création de relief régionale (leur impact sur des déformations plus faibles tel des séismes de faible magnitudes n'est en revanche pas à négliger *a priori*). D'autres processus sont quant à eux associés à des processus « continus » dans le temps long ($10^6$ a) et donc à un cumuls de contrainte, et possiblement de déformation. C'est par exemple le cas des contraintes induite par l'érosion. L'intégration dans le temps long de ces mouvements « continus » peut être a même de produire une anomalie topographique notable. C'est par l'étude de ces anomalies topographiques, de ces reliefs locaux et régionaux, qu'il est théoriquement possible de retracer l'origine de cette surrection, et de mieux comprendre les facteurs agissant sur la déformation de la surface, et par extension de la lithosphère.

Dans le cas du Massif-Central, la déformation finie est suffisamment grande (relief régional supérieur à 1 000 m) pour s'affranchir a priori des processus hautes fréquences (e.g. cycles eustatiques quaternaires). Il n'y a pas d'impact du GIA, ni d'effets anthropiques attendus, à même d'induire une déformation majeure. Il s'agit donc d'une zone de choix pour explorer le rôle de processus régionaux long terme sur la déformation intraplaque. Le Massif-Central est également un site de choix pour tester cette approche au vu de la configuration géographique entre des reliefs cristallins et des zones intermédiaires karstiques, jouant du fait de l'immunité karstique (cf partie 4), le rôle d'enregistreur long terme des dynamiques régionales. En effet la mise en place des drains au sein des séries carbonatées permet souvent, par exemple, d'obtenir une estimation du taux d'incision de ces drains grâce à l'obtention de l'âge de piégeage de sédiments exogènes dans des pertes étagées au sein d'une vallée.

# - III -

# Histoire géologique du Massif-Central

*Nani gigantum humeris insidentes*
(Des nains sur des épaules de géants)
**B. de Chartres**

# III.1. Cadre géographique

Le Massif Central est une des régions montagneuses de France métropolitaine (Fig. 3.1). Il est séparé des deux grandes chaînes de montagnes françaises, les Alpes à l'Est et les Pyrénées au Sud-Ouest, respectivement par la Vallée du Rhône et par le seuil du Lauragais (aussi connu sous le Nom de seuil de Naurouze ou de Carcassonne). La limite Sud-Est est fixée comme étant le trait de côte Méditerranéen, au niveau du Golfe du Lion (la délimitation s'écarte alors d'un sens géographique de « montagne »).

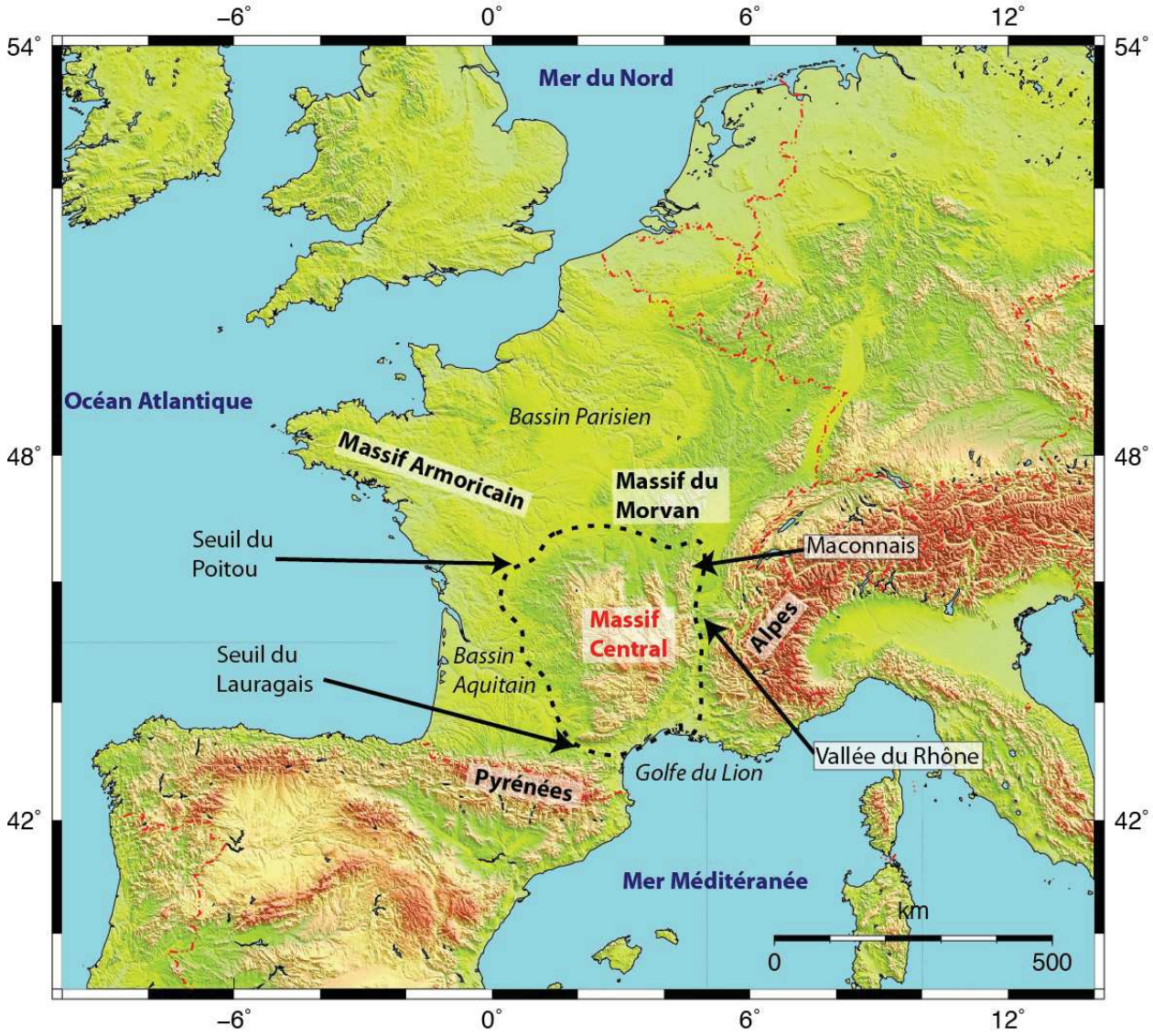



*Figure 3.1 : Contexte géographique régional du Massif-Central. La zone d'étude est schématiquement délimitée par le polygone en tiretés noirs.*

Imposer une délimitation nette pour les autres cadrans géographiques (Ouest à Nord-Est) est plus compliqué, le relief ne présentant pas de changement brusque (Fig. 3.1). Néanmoins, le Massif-Central s'inscrit entre Bassin Parisien au nord et Bassin Aquitain à l'Ouest, ces deux bassins étant séparés par le seuil du Poitou. Ce seuil du Poitou permet également de marquer une limite arbitraire entre le Massif-Central et le Massif Armoricain au Nord-Ouest.

Au Nord-Est, la limite du Massif-Central est souvent délimitée entre le Morvan et les Vosges (Commissariat du Massif Central, 2006) ou entre le Morvan et le Mâconnais. Cette dernière limite est retenue ici comme bordure Nord-Est de la zone d'étude. Ces limites reposent sur un choix arbitraire entre altitude (les zones ayant une altitude supérieure à ~ 500m) et zonage géographiquement homogène et relativement compact (e.g. exclusion du Morvan et inclusion des plaines côtières). Le choix d'incorporer la zone littorale Languedocienne est motivé par la présence dans cette zone de massifs karstiques permettant l'obtention d'âges d'enfouissement. De plus, il s'agit d'une région charnière permettant d'étudier l'évolution de différents paramètres (e.g. pentes) entre les zones à forte et faible topographie ainsi que le lieu de dépôt des sédiments issus de l'érosion du massif. Ces dépôts étant parfois la seule manière d'obtenir des informations relatives à l'histoire d'un secteur. Il est important de noter cependant que ces limites spatiales ne sont pas absolues et que localement mon étude les dépassent. En effet, cette région ne se présente pas en tant que telle en une unité géologique homogène (e.g. plateaux carbonatés mésozoïques, vallées alluviales cénozoïques, grandes unités volcaniques) et les processus géodynamiques et morphologiques régionaux ne sauraient être limités à un frontière arbitraire.

Au sein même du Massif-Central, il est possible de définir des sous-zones en se basant plus sur la structure géologique de surface et sur la topographie (Fig. 3.2).

Au centre du massif, entre les latitudes ~ 44.8°N et ~ 46°N et les longitudes 2.5°E et 3.3°E, se présente un grand ensemble volcanique marquant fortement la topographie ; du Sud au Nord : le Cantal, le Cézallier, le Mont-Dore et la Chaine des puys. D'une superficie de 5773 km², cette zone présente une morphologie qui est, au premier ordre, dominée par les édifices volcaniques clairement exprimés dans le paysage (e.g. le Puy de Sancy, au sein du massif du Mont Dore, point culminant du Massif-Central avec 1886 m d'altitude et 1579 m de proéminence, ou encore le Stratovolcan du Cantal, un des plus grands édifices volcaniques d'Europe avec une superficie d'environ 2500 km² pour une altitude de 1855 m, Fig. 3.3).

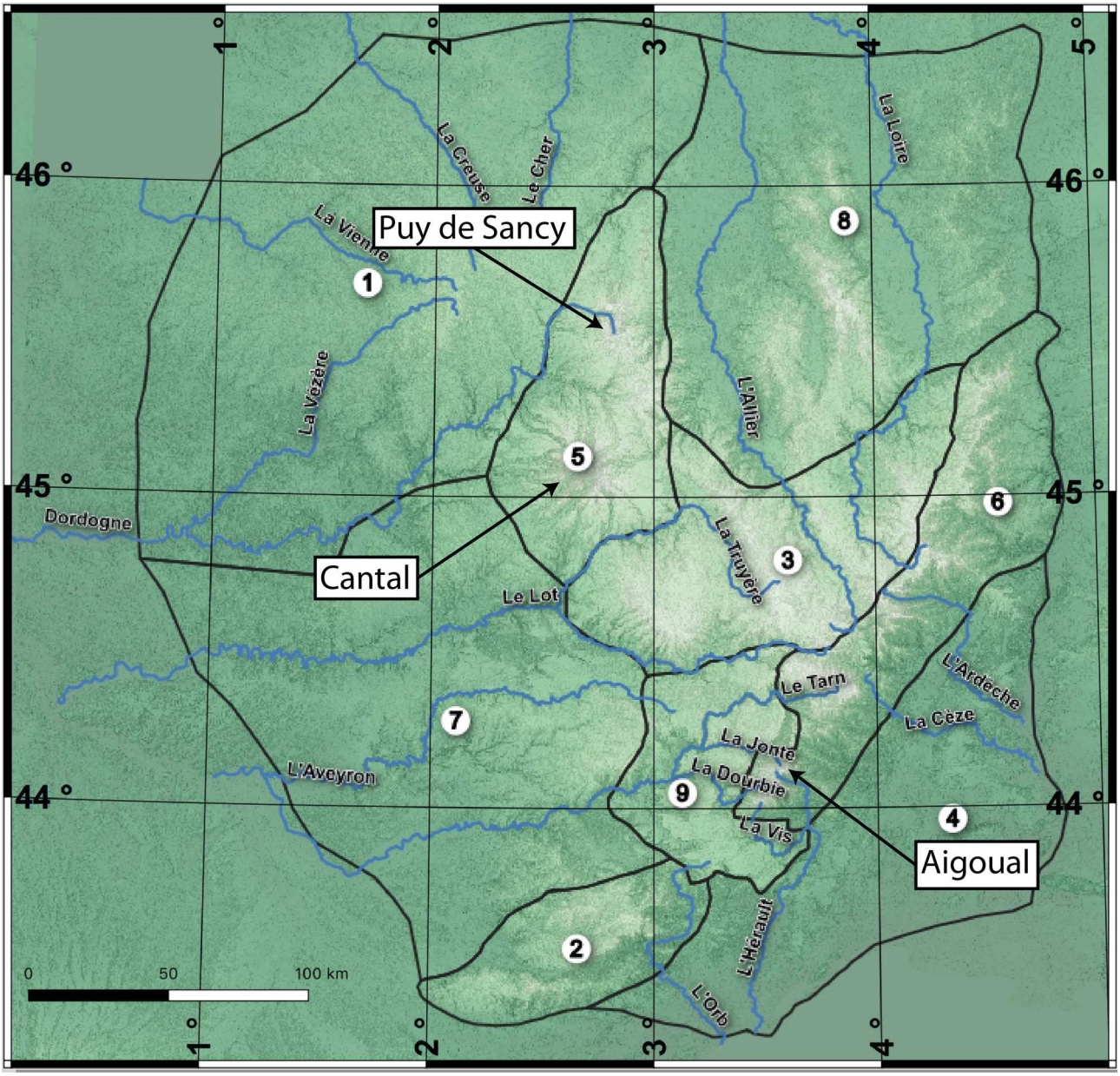



*Figure 3.2 : Zonation morphologique et géologique du Massif-Central. Les limites de zones sont données à titre indicatives et ont une vocation descriptive et qualitative plus que quantitative. 1: Zone du Limousin-Marge, 2: Zone de la Montagne-Noire-Lacaune, 3: Zone du Plateau-Central, 4: Zone des plaines côtière et des Garrigues, 5: Zone volcanique centrale, 6: Zone Cévennes-Vivarais, 7: Zone du Ségala-Quercy, 8: Zone des Limagnes et 9: Zone des Grands-Causses. Sont figurés quelques drains majeurs en bleu ainsi que quelques hauts-topographiques majeurs (cités dans le texte).*

Ces édifices volcaniques d'âges différents (de 11 Ma à moins de 7000 ans, Nehlig et al., 2003) sont tous, indépendamment du point de vue de leurs âges, fortement disséqués (incision finie dépassant 400 m) par la majorité du réseau hydrographique présentant une structure à tendance radiale voir clairement radiale (Cantal, Fig. 3.2). Les bassins versants de cette zone sont drainés vers l'Allier (à

l'Est), le Lot (au Sud, par l'intermédiaire de la Truyère) ou directement par la Dordogne (Nord et Ouest).

Le relief local est important, dépassant localement les 600 m. Mais, malgré la présence des points culminants du Massif Central, l'altitude moyenne de la zone volcanique centrale n'est que la deuxième la plus élevée sur les 9 zones précédemment définies, avec une altitude moyenne de 935 ± 224 m (l'incertitude associée est l'écart-type des altitudes de la zone) (Table 1).

Une seconde zone présente d'importantes étendues d'origine volcanique : le « plateau central » avec les ensembles majeurs du Devès et du Velay dont les âges s'étendent de 14 à 0,6 Ma. La zone délimitée fait 7783 km². A la différence de la zone volcanique centrale, cette zone présente à l'affleurement une grande proportion de roches cristallines du socle hercynien. La morphologie de cette région présente des surfaces à faible relief (Fig. 3.4). Le réseau hydrographique dendritique présente une incision faible à l'exception des drains majeurs que sont l'Allier et la Loire. L'altitude moyenne de la zone est la plus élevée du Massif-Central avec une valeur de 1024 ± 207 m.

*Table 1: Proxy topographiques des régions délimitées fig. 12. Les valeurs sont obtenues à partir d'un MNT ALOS à 30m et le logiciel QGIS. est la moyenne altitudinale de la zone avec la dispersion des données (écart-type, δ) et la médiane des altitudes. L'étendue est la différence d'altitude entre le point le plus élevé et le moins élevé de la zone.*

| **Nom** | **Aire ($km^2$)** | **$\bar{z}$(m) et $\overline{z}$** | **Médiane (m)** | **Etendue (m)** | **Pente moyenne (°) et δ(°)** | **Pente médiane (°)** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Plateau Centr. | 7783 | 1006 ± 214 | 1023 | 1500 | 9.84 ± 7.8 | 7.38 |
| Ens. Volcani. | 5773 | 935 + 224 | 926 | 1582 | 10.18 ± 7.67 | 8.14 |
| Montagne No. | 3397 | 607 ± 234 | 608 | 1199 | 11.66 ± 9.5 | 8.66 |
| Cévennes Viva. | 6669 | 743 ± 326 | 710 | 1614 | 14.26 ± 9 | 12.65 |
| Grand-Causses | 3776 | 757 ± 167 | 768 | 1085 | 7.70 ± 6.03 | 6.02 |
| Pla. et Pla. Cot. | 10511 | 159 ± 135 | 131 | 1009 | 7.12 + 7.34 | 4.25 |
| Zone Limagnes | 16875 | 545 ± 242 | 483 | 1467 | 9.60 ± 7.09 | 7.72 |
| Ségala-Quercy | 17758 | 378 ± 191 | 330 | 1069 | 8.97 ± 7.14 | 6.89 |
| Limousins-Ma. | 25204 | 415 ± 183 | 391 | 945 | 8.48 ± 6.75 | 6.64 |

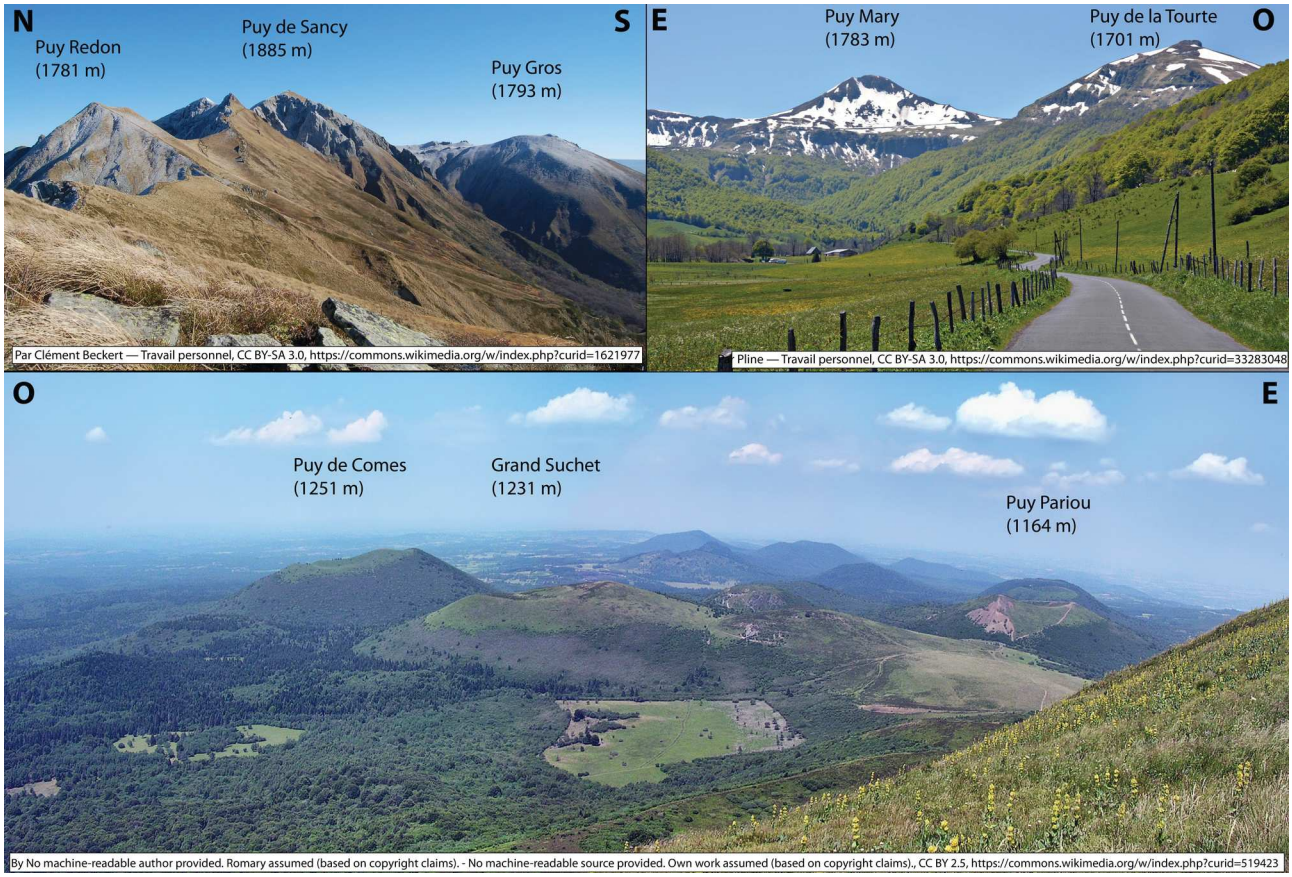



*Figure 3.3 : Exemple de paysages de la Zone Volcanique Centrale. Photo en haut à gauche : Versant Ouest du Puy de Sancy, point culminant du Massif-Central. Photo en haut à droite : versant Nord du Puy Mary, Massif du Cantal. Photo du bas, vue vers le Nord depuis le Puy de Dôme.*

Au Sud et à l'Ouest de ce plateau central s'étend la zone Cévennes-Vivarais le long d'un axe ~ N030° E depuis le Massif de l'Aigoual-Lingas (44.04°N ; 3.52°E) sur près de 200km vers le NE (Fig. 3.2). Cette zone de 6669 km$^2$ présente à l'affleurement principalement des roches du socle hercynien (schistes et granites). Morphologiquement, le relief est fortement différencié (Fig. 3.5) avec des vallées fortement encaissées par un réseau hydrographique en structure sub-parallèle. C'est la zone possédant l'étendue altimétrique (Table 1) la plus forte avec ~ 1600 m de différence entre les points culminants (e.g. Mont Mézenc (1753 m NGF), Mont Aigoual (1565 m NGF), Mont Lozère (1699 m NGF) et les points bas, délimités au niveau du changement de lithologie entre zones présentant des lithologies Paléozoïques et celles présentant des séries sédimentaires mésozoïques (Ardèche, Hérault) ou cénozoïques (Vallée du Rhône).




*Figure 3.4: Exemple de paysage du plateau central. En haut à gauche vue vers le Nord-Ouest depuis le sommet du Finiel (Mont-Lozère). En haut à droite: vue vers le Nord depuis le Truc de Fortunio. En bas, vue vers les monts du Velay depuis Saint-Maurice de Roche.*

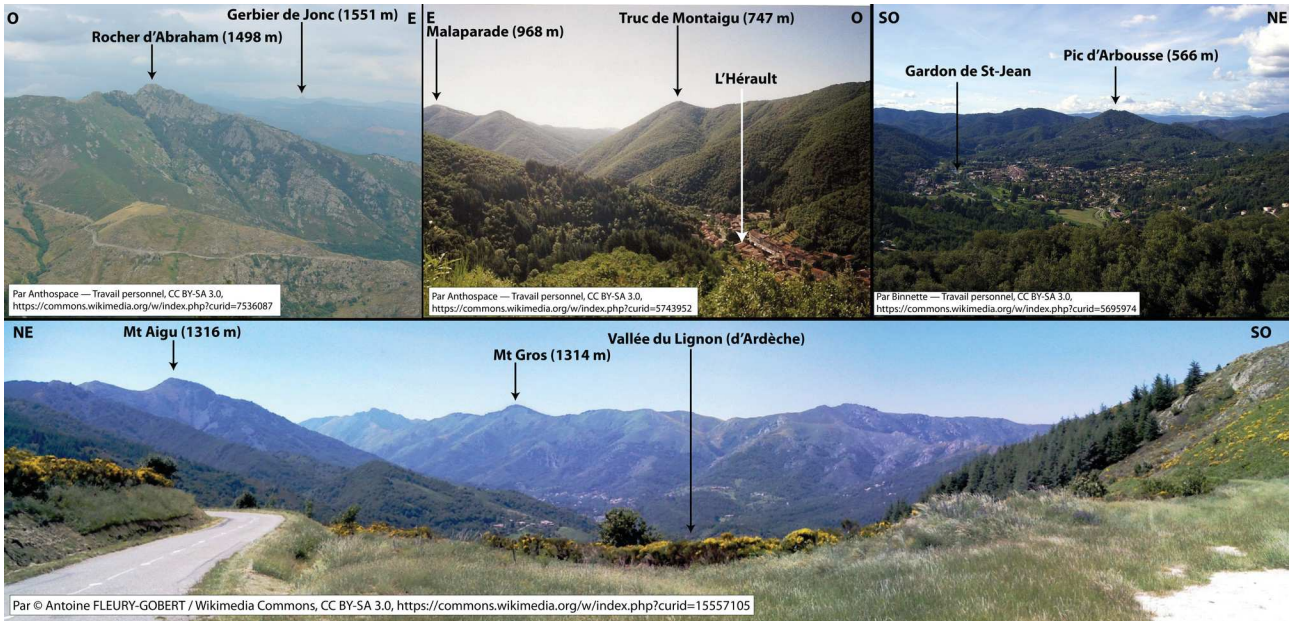



*Figure 3.5: Exemple de paysage de la Zone Cévennes-Vivarais. En haut à gauche: vue depuis le sommet du Tanargue (Ardèche) vers le plateau Ardéchois. En haut au centre: vue depuis les contrefort du Mt Aigoual vers l'aval de la vallée de l'Hérault. En haut à droite: Vue vers les reliefs Cévenols depuis le lieu dit "Saint-Roman" (Gard). En bas: vue vers la dernière crête du Tanargue depuis le col de la croix de Millet (Ardèche).*

Cette zone présente également la plus grande dispersion (au sens de l'écart-type) des valeurs d'altitudes et une altitude moyenne relativement forte (743 ± 326 m). Quelques édifices volcaniques sont également présents sur cet axe Cévennes-Vivarais, principalement de type effusif, au niveau du Vivarais (Nehlig et al., 2003). Cette activité volcanique est généralement récente, les âges s'étendant de ~ 35 à 10 ka et l'incision y est marquée sur quelques mètres à dizaines de mètres.

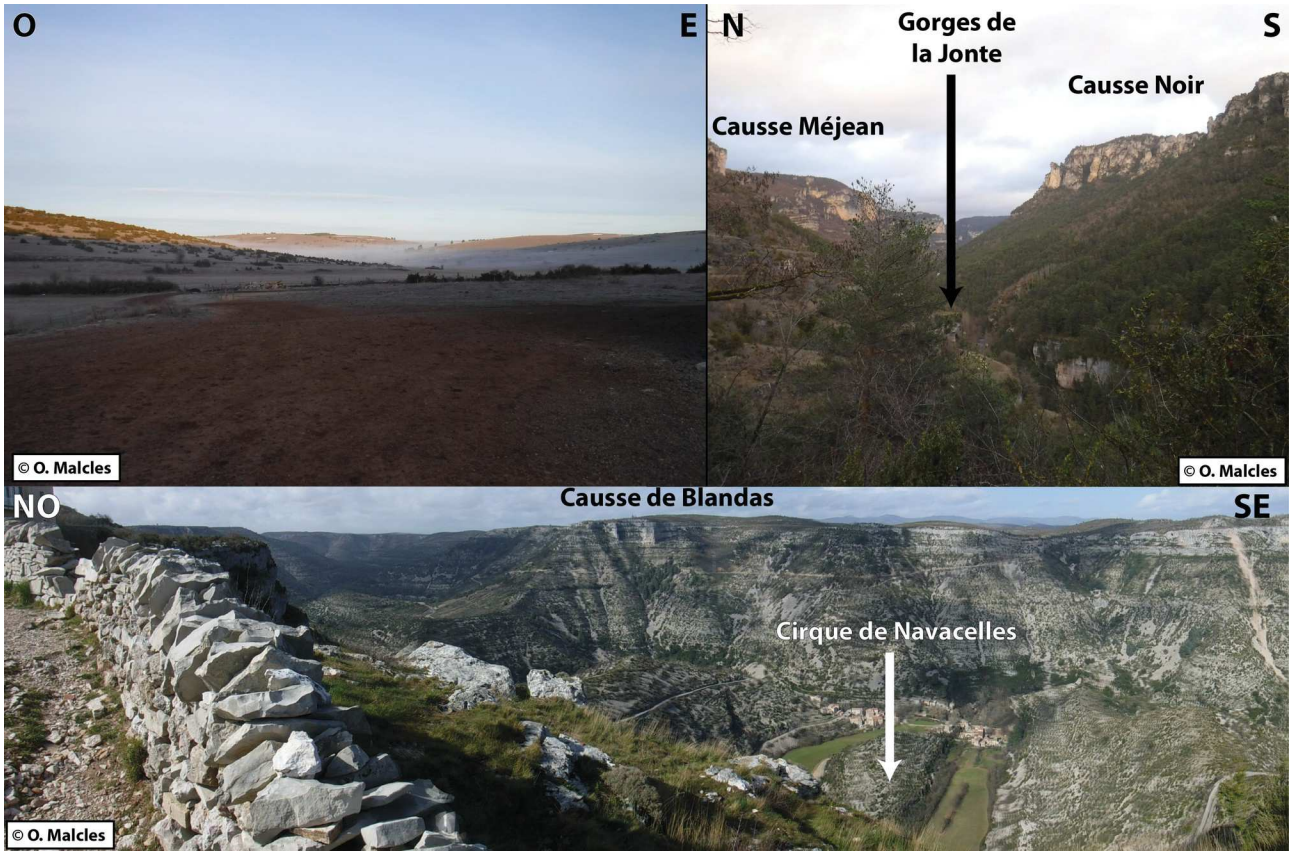



*Figure 3.6: Exemples de paysages de la région des Grands-Causses. En haut à gauche: plateau du causse Méjean (vers le lieu dit "la citerne"). En haut à droite: canyon de la Jonte. Prise de vue vers l'amont depuis "rocher aux vautours". En bas, vu sur le cirque de Navacelles et le canyon de la Vis, en direction du Causse de Blandas. Prise de vue depuis la Baume Auriol.*

En continuant l'axe ~ N030°E depuis l'Aigoual-Lingas, mais cette fois en direction du Sud, nous rencontrons la zone des Grands-Causses, d'une superficie de 3776 km$^2$. Cette zone se distingue nettement des zones avoisinantes par la quasi-absence de vallées. Il s'agit d'une zone de hauts plateaux carbonatés à très faible relief qui ne présentent que quelques drains fortement exprimés sous forme de canyons (Fig. 3.6). Ceux-ci : le Tarn, la Jonte, la Vis et la Dourbie présentent une incision finie de l'ordre de 300 à 400 m, pouvant atteindre localement 600 m.

L'altitude moyenne de cette zone est de 757 ± 167 m. La dispersion d'altitude est la plus faible de l'ensemble du MassifCentral après la zone des plaines côtières. Ici encore, quelques édifices volcaniques très ponctuels sont visibles, il s'agit d'édifices âgés de ~ 14 à 6 Ma, principalement d'origine phréato-magmatique dont seules les structures d'alimentations (necks, dykes, etc.) sont aujourd'hui visibles (Nehlig et al., 2003), la seule exception étant la région de l'Escandorgue où les épanchements sont de plus grandes dimensions. Géologiquement, la région des Grands Causses se présente surtout sous la forme d'une série sédimentaire mésozoïque de plus de 1000 m d'épaisseur.

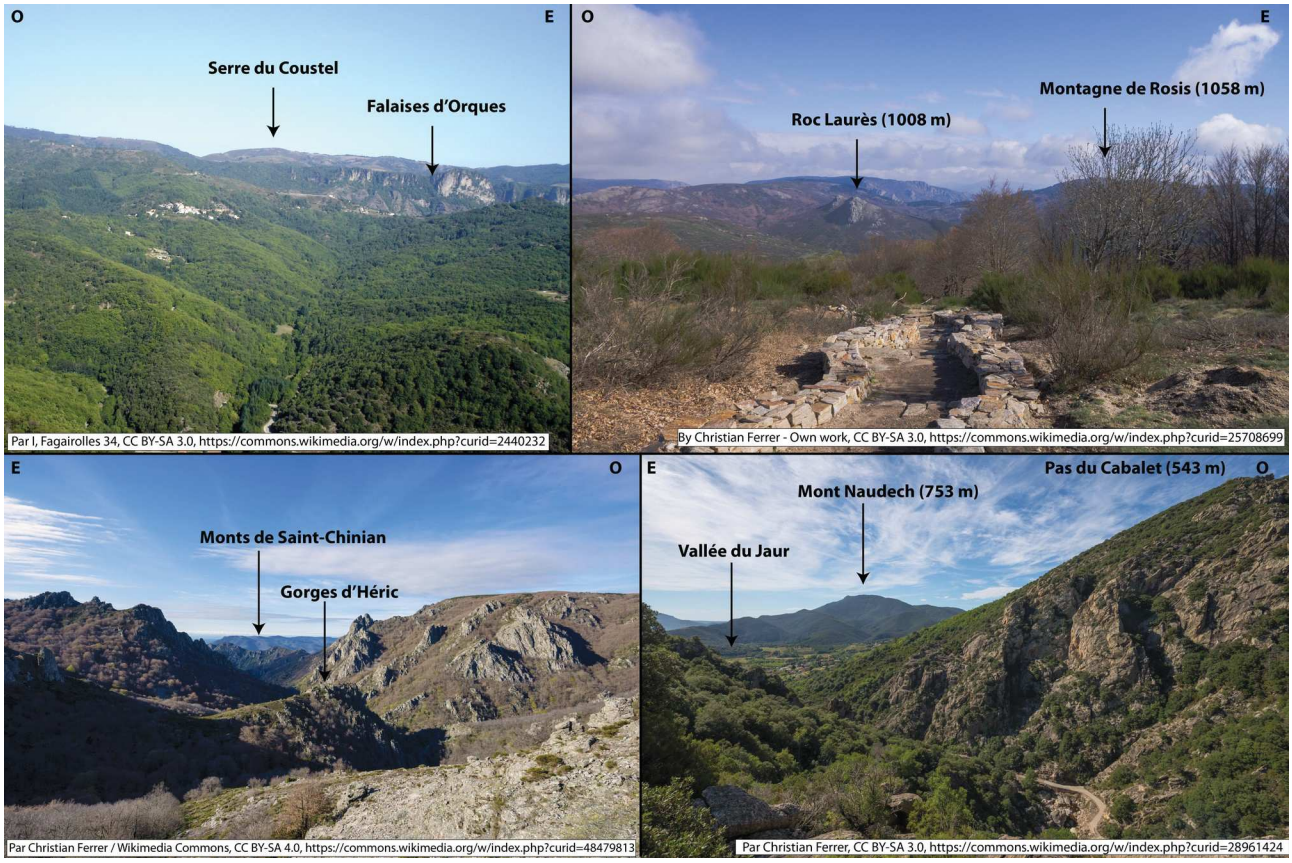



*Figure 3.7 : Exemple de paysages de la zone Montagne-Noire-Caroux. En haut à gauche: vue vers le Nord depuis la chapelle St-Eutrope (Massif de L'Espinouse). En haut à droite: vue vers le nord depuis le plateau du Caroux. En bas à gauche: vue vers le Sud depuis le plateau sommital du Caroux. En bas à droite: vue vers le Sud depuis les flancs du Caroux-Gorges d'Héric.*

L'extrémité Sud-Ouest du Massif Central est délimitée par la région de la Montagne Noire. Cette zone de ~ 3397 km$^2$ présente à l'affleurement principalement des roches paléozoïques, cristallines dans les parties hautes (e.g. Pic de Nore, Massif du Caroux) et méta-sédimentaires dans les parties basses. Avec une altitude moyenne de 607 ± 234 m c'est une des zones ayant la plus grande dispersion des données altitudinale, témoin de la forte différentiation du paysage (Fig. 3.7).

On y retrouve la ligne de partage des eaux entre versants atlantique (Bassin de la Garonne) et méditerranéen (e;g. Bassin de l'Aude ou de l'Orb).

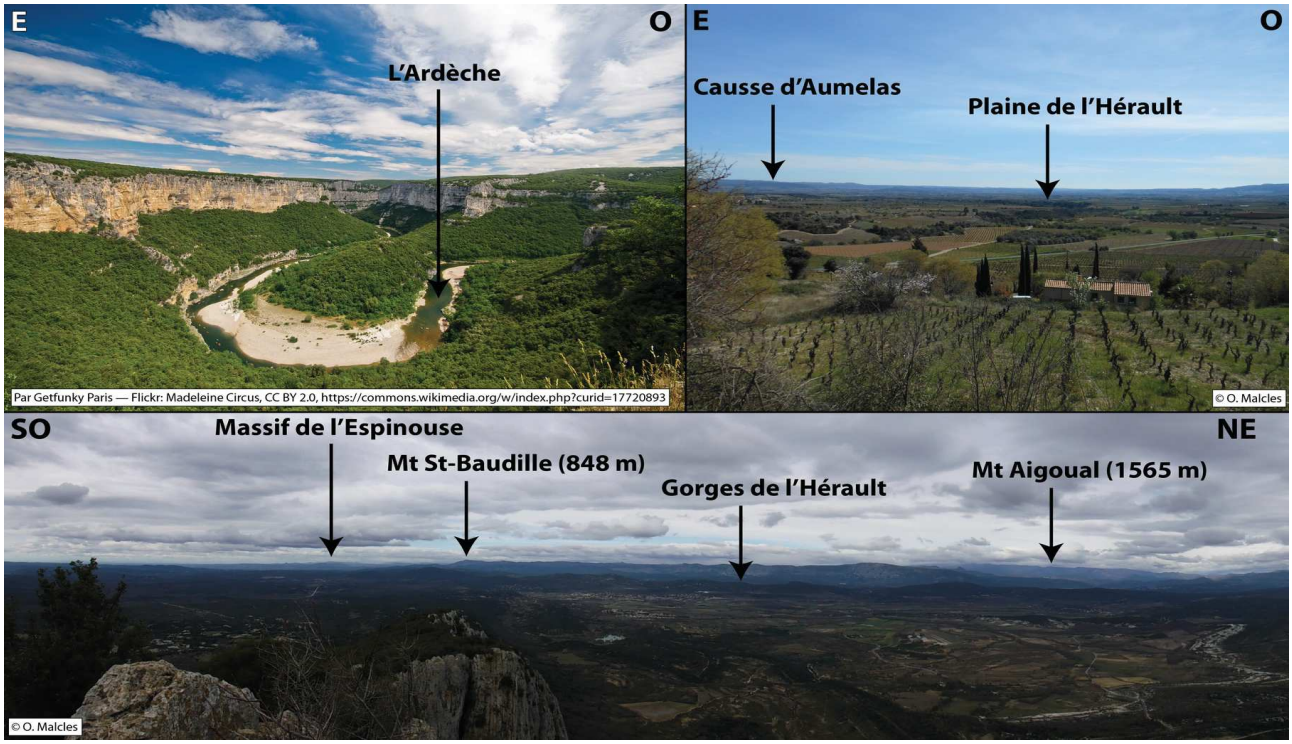



*Figure 3.8 : Exemple de paysages de la zone des Garrigues et des plaines côtières. En haut à gauche: Cirque de la Madeleine dans les Gorges de l'Ardèche, depuis le belvédère des templiers. En haut à droite: vue vers la plaine de l'Hérault et la méditerranée depuis le plateau d'Arboras. En bas: panorama sur les premiers reliefs du Massif-Central depuis le Pic St-Loup*

L'ensemble de la partie Sud-Est de la zone d'étude est constitué majoritairement de plaines alluviales Cénozoïque et de bas plateaux calcaires (~ 200 à 300 m NGF), lieux de développement de la garrigue. Cette zone des plaines et plateaux côtiers, de 10511 km² présente l'altitude moyenne ainsi que la dispersion d'altitude les plus faibles : 159 ± 135 m, témoins d'un relief local faible (Fig. 3.8). Localement cependant, l'incision finie peut-être conséquente comme pour les gorges de l'Hérault (200 à 300 m) de la Céze (100 à 200 m) ou de l'Ardèche (200 à 300 m, Fig. 3.8). Le réseau hydrographique y est relativement bien développé, présentant une structure à tendance dendritique là où il n'est pas contrarié par la tendance du karst à capter l'écoulement en sous-terrain.

A l'opposé du Massif Central (N-O), se situe la zone des Monts du Limousin. Cette zone de 25204 km² située au Nord de la rivière Dordogne-Maronne est constituée majoritairement de roches cristallines du socle hercynien. Seule la partie sud, en rive droite de la Dordogne présente

des séries sédimentaires mésozoïques (252.2 – 66 Ma) conséquentes. La topographie, avec une altitude moyenne de 415 ± 183 m est au premier ordre en pente douce vers l'extérieur du massif Central (aboutissant au Bassin Parisien au Nord et au Bassin Aquitain à l'Ouest) avec des reliefs mous de faible amplitude (Fig. 3.9). Le réseau hydrographique, drainé principalement par la Vienne, le Cher, La Creuse et la Dordogne, est fortement dendritique avec généralement une incision finie faible (quelques dizaines de mètres en moyenne).

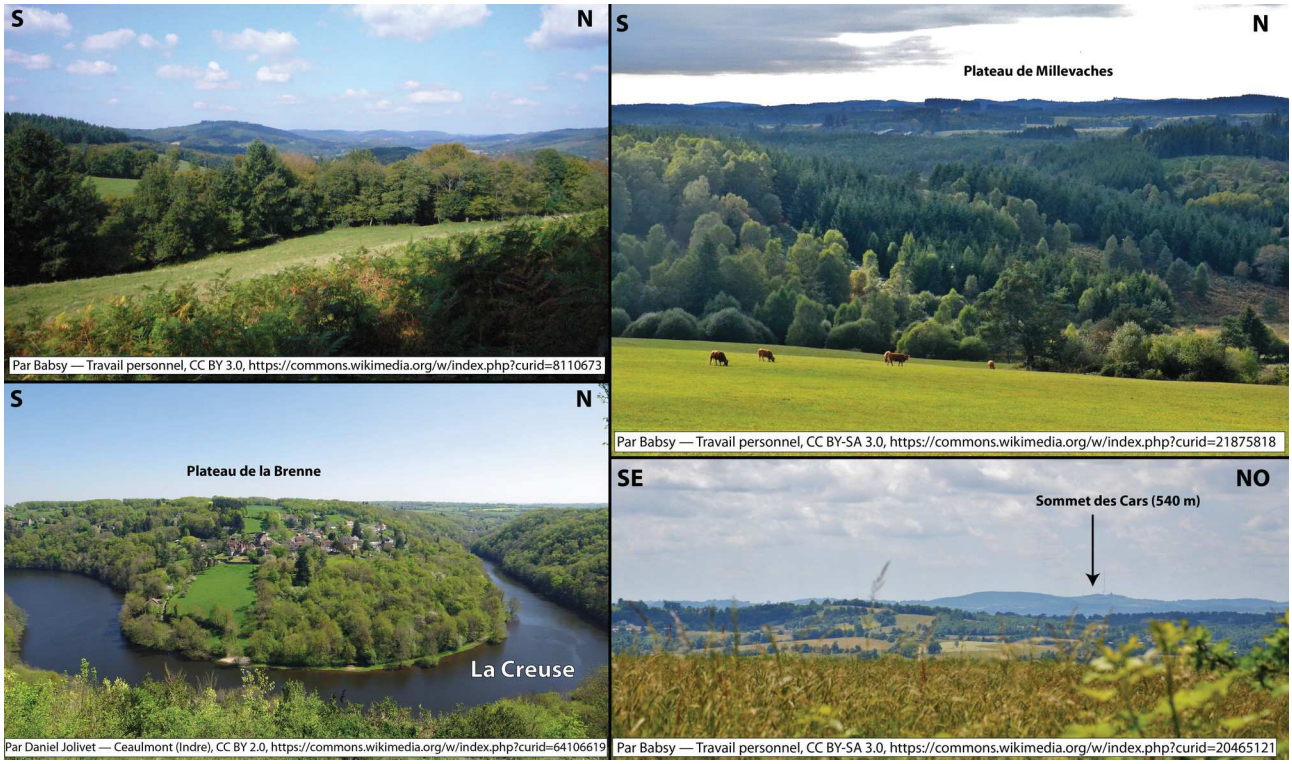



*Figure 3.9 : Exemple de paysages de la zone de la Marche – Limousin. En haut à gauche: paysage du limousin près de Nedde (Haute-Vienne). En haut à droite: vue sur le plateau de Millevaches depuis les hauteurs de St-Setiers (Corrèze). En bas à gauche: vue sur le méandre du Pin (Vallée de la Creuse) depuis le belvédère de Dabecon-le-Pin. En bas à droite: Vue sur les monts de Châlus, depuis Solignac.*

Au Sud de cette zone et de la Dordogne, se situe la zone des causses du Quercy-Ségala. Cette zone de 17758 km² dont la topographie , au premier ordre en pente douce vers l'Ouest est principalement constituée de plateaux calcaires et de terrasses alluviales de faible altitude (~ 300 m NGF) sur la moitié Ouest tandis que la moitié Est présente une altitude légèrement plus forte (~ 500 m) avec, à l'affleurement, des roches du socle hercynien. Le réseau de drainage est fortement dendritique avec en moyenne une faible incision (quelques dizaines de mètre) à l'exception des drains majeurs tel que le Tarn, le Lot ou l'Aveyron présentant des incisions allant jusqu'à ~ 300 m (Fig. 3.10). Cette zone présente une élévation moyenne assez faible de 378 ± 191 m.

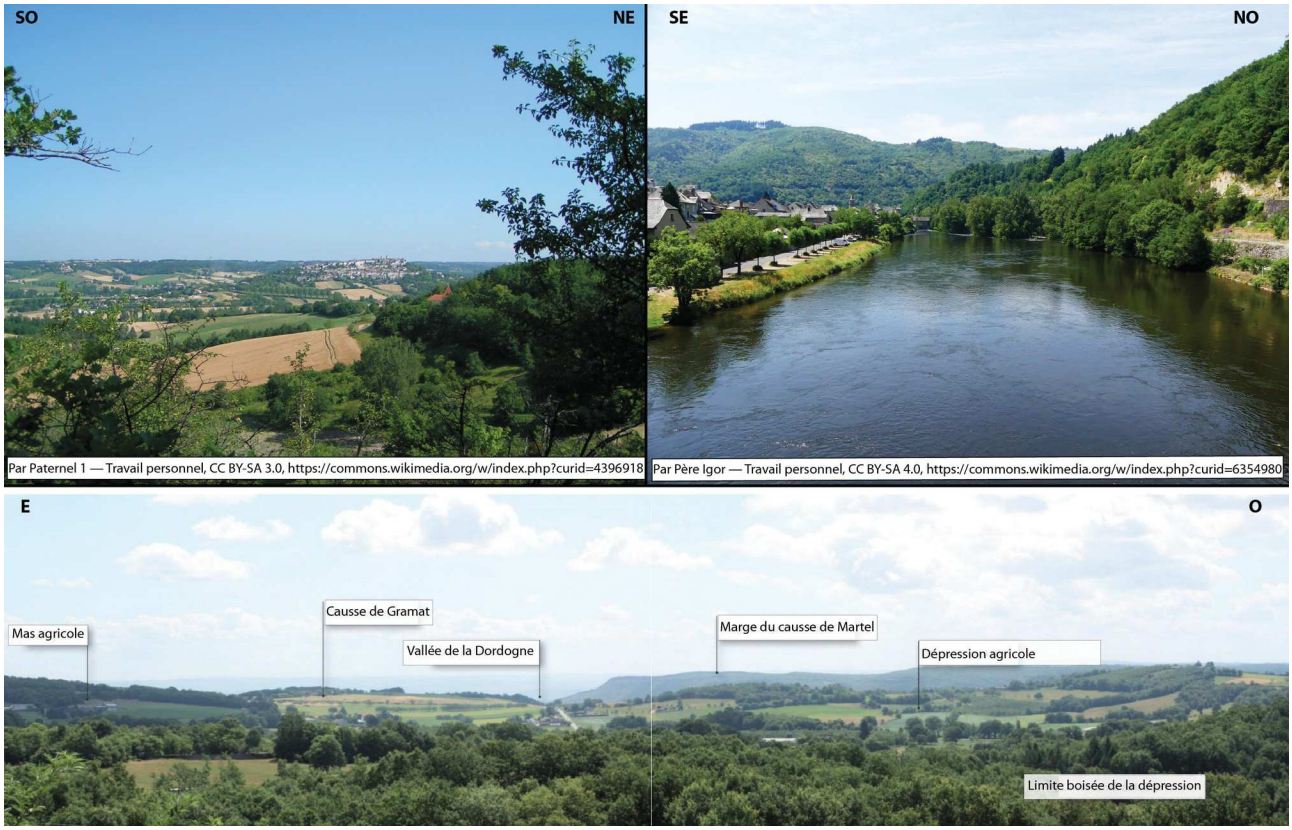



*Figure 3.10 : Exemple de paysages de la zone du Quercy -Ségala. En haut à gauche: vue sur les derniers reliefs du Massif-Central, avant-causses du Quercy autour de Lauzerte. En haut à droite: vue vers l'aval de la vallée de la Truyère au niveau de Entraygues-sur-Truyère. En bas: Vue sur le causse Martel (Modifié d'après le CAUE du Lot, 2016)*

Finalement, la partie Nord et Nord-Est du Massif Central est identifiée comme la zone des Limagnes présentant, à grande longueur d'onde spatiale, une alternance de larges vallées alluviales et de reliefs arrondis où les roches cristallines affleurent. Les vallées sont peu marquées, en pente vers le Nord (connues sous le nom de Limagnes, d'altitude voisine des 300 à 400 m NGF, Fig. 3.11) et d'axe ~ N20W tandis que les hauts topographiques possèdent un relief local plus conséquent, de l'ordre de 200 m.

Cette dichotomie altitudinale induit une étendue altimétrique forte (écart maximal de 1467 m) et une dispersion conséquente des valeurs d'élévation en lien avec une valeur moyenne plutôt faible : 545 m ± 242. Le réseau hydrographique est contrôlé par trois drains principaux : l'Allier, la Loire et le Rhône. Ce dernier faisant office de limite Est (Fig. 3.11).

Les caractéristiques morphologiques précises de chacune des zones utilisées dans cette thèse seront détaillées dans la partie IV. Ce cadre géographique étant dressé, il importe maintenant de le replacer au sein de son évolution dans le temps long : l'histoire géologique.

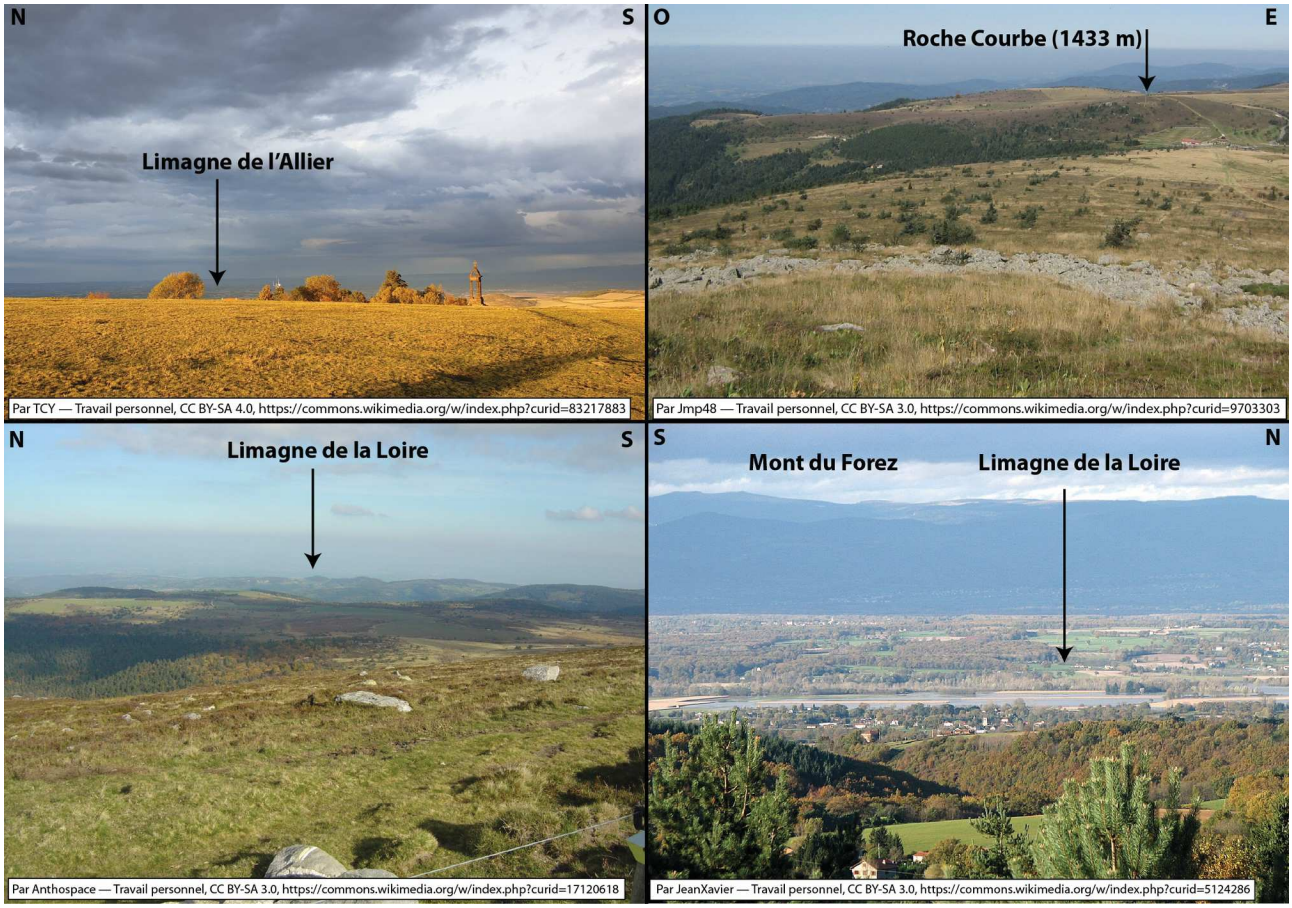



*Figure 3.11: Exemple de paysages de la zone des Limagnes-Forez. En haut à gauche: vue vers l'Est depuis le plateau de Gergovie. En haut à droite: Vue vers le Nord des crêtes du Forez depuis le versant Nord du Peyre Mayou. En bas à gauche: vue vers l'Est depuis les crêtes du Forez (secteur de Pierre sur Haute). En bas à droite: vue vers l'Ouest depuis Rozier-en-Donzy.*

A l'issu de cette mise en contexte géographique, il ressort assez nettement un contraste marqué entre deux grands modelés géomorphologiques à l'échelle régional. Premièrement, à l'exclusion des édifices volcaniques, nombres de zones d'altitudes sont associées à des zones à faible relief, témoins d'anciennes phase d'aplanissement. Ces surfaces d'aplanissements sont nettement recoupés par le réseau hydrographique. L'incision y est fortement localisée et généralement conséquente. Ce type de structure est clairement visible avec l'exemple de la vallée de la Vis recoupant nettement un aplanissement marqué au sein des séries mésozoïques et séparant par la même le causse du Larzac de celui de Blandas (Fig. 3.6). Quantifier les modalités de mise en place (notamment temporelle) de ces deux éléments que sont 1) les surfaces d'aplanissements et 2) les incisions fluviatiles est nécessaire afin de comprendre l'histoire des paysages du M.C. et pourvoir ensuite remonter à l'âge et à la dynamique de sa mise en relief. Ce travail de thèse vise surtout à quantifier l'aspect d'incision fluviatile, témoins *a priori* des mouvements verticaux plus récentes et actifs que ne le sont les surfaces d'aplanissements.

# III. 2. Histoire géologique

Le contexte géologique relaté ci-dessous présente (a priori) plus de détails que nécessaire en vue d'appréhender strictement la dynamique actuelle du Massif Central (M.C.). Ces quelques informations supplémentaires (loin de l'exhaustivité) me semblent cependant importantes pour que le lecteur puisse, au besoin, avoir une vision plus large qu'une ligne directrice chronologique simple pouvant apparaitre comme pleinement connue. Par exemple, le cadre géographique empiète régulièrement sur les bassins sédimentaires périphériques (donc hors du M.C. au sens strict) pour la simple raison qu'une période d'érosion ancienne du massif n'est clairement identifiable que grâce aux dépôts sédimentaires en périphérie.

Néanmoins, un résumé des grands éléments utiles à la compréhension de la thèse est fourni en fin de chaque paragraphe pour : 1) permettre une lecture rapide pour le lecteur ne souhaitant pas s'appesantir sur plus de détails ; 2) permettre au lecteur d'identifier plus simplement les informations particulièrement importantes pour la compréhension de la suite du manuscrit.

## III.2.1 Le Précambrien (antérieur à 541 Ma)

Au niveau du Massif-Central, il n'existe que de rares témoignages des étapes antérieures au Cambrien (541-485,4 Ma). Une première phase de formation de la croûte continentale a eu lieu à l'Archéen, il y a ~ 3 Ga comme l'atteste l'âge de zircons détritiques trouvés dans le Languedoc (Marchand et al., 2020). C'est ensuite durant le Protérozoïque (2.5 Ga à 541 Ma) qu'une première structuration majeure de la région est supposée, lors de l'orogenèse Icartienne entre 2 et 1.6 Ga (Quesne et Kersuzan, 2018), comme en témoigne des datations de minéraux au sein d'unité cristallophyllienne au niveau du Cotentin ou du Limousin (e.g. D'Lemos et al., 1990 ; Chantraine et al., 1999, Alexandre, 2007 ; Quesne et Kersuzan, 2018) ainsi que dans des sédiments du Languedoc (Marchand et al., 2020) ou sous forme d'héritage dans les intrusions plutoniques (Brichau et al., 2008).

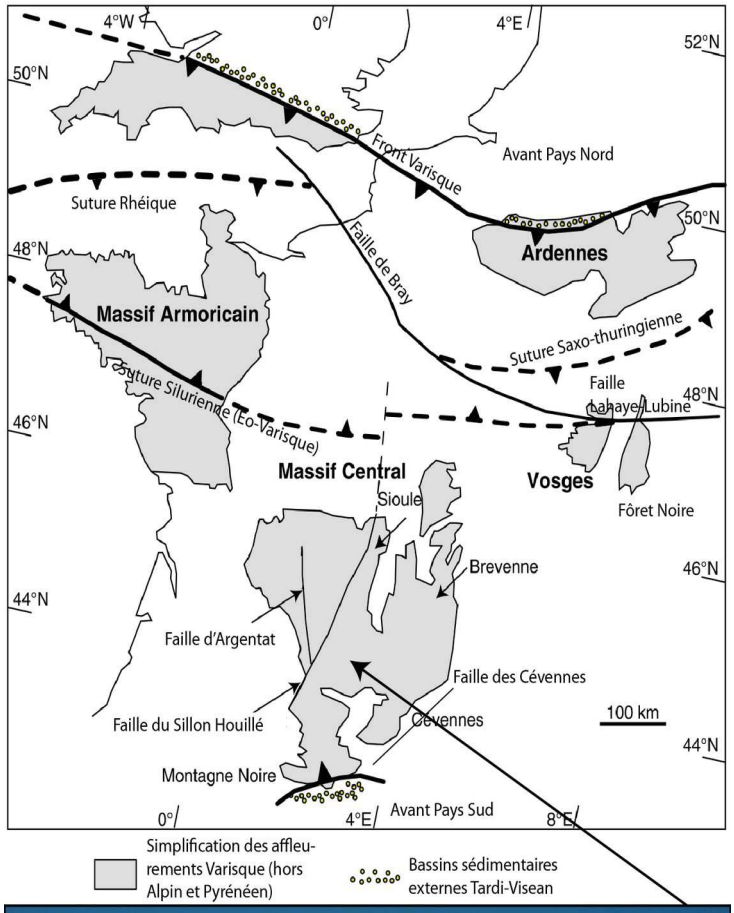
Une seconde phase précambrienne a lieu durant le cycle cadomien (750-530 Ma) lors de la fermeture d'une branche de l'océan Iapetus (D'Lemos et al., 1990). En France métropolitaine, cet épisode tectonique est clairement exprimé au niveau du Massif Armoricain Nord (Brown, 1995)

même si certains lambeaux des unités cadomiennes sont présents au niveau du Massif-Central, selon Alexandre (2007) ou Quesne et Kersuzan (2018) (ainsi que, par exemple, en Corse). Les reliefs cadomiens sont fortement détruits durant le Cambrien comme l'atteste la présence de roches détritiques datées de cette époque (D'Lemos et al., 1990 ; Quesne et Kersuzan, 2018, Marchand et al., 2020). Là encore, cet épisode ancien a très probablement induit une pré-structuration tant lithologique que structurale, à l'instar du cisaillement Nord-Armoricain initiée durant cet orogène (Brown, 1995) ou possiblement le sillon houiller (Quernadel et al., 1991). La quantification du rôle actuel de l'héritage cadomien, en ce qui concerne le Massif Central au sens strict n'est en revanche pas connu. Les structures précambriennes seront en effet réutilisées, effacées ou modifiées par le prochain cycle majeur à l'origine des structures visibles sur le Massif Central : i.e. l'orogenèse varisque.

**Points importants :**

Les phases antérieures à 541 Ma ne présentent pas d'intérêt direct clair dans la problématique de cette thèse.

# III.2.2. Le cycle varisque (de 550 à 250 Ma)



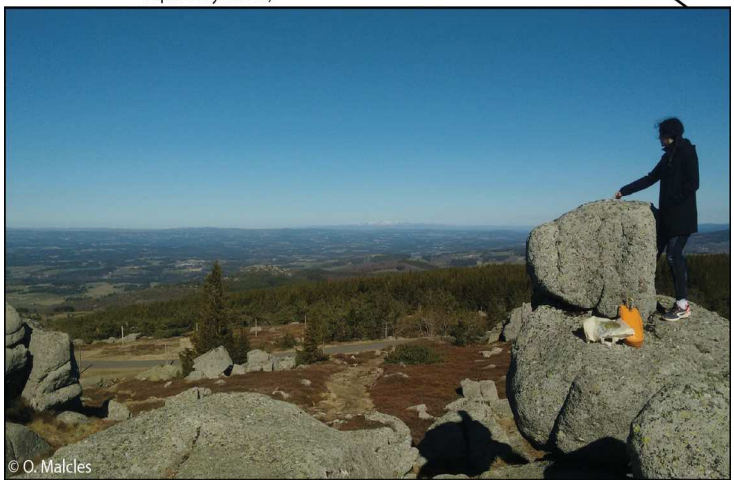




*Figure 3.12 : haut. Carte schématique des affleurements des séries Varisques en France et régions limitrophes (à l'exclusion des zones Alpines et Pyrénéennes. Modifié d'après Cassini et Rolland, 2009). Bas : affleurement de granite Varisque (Truc de Fortunio). On note l'empreinte topographique du Massif Cantalien en fond.*

Le premier épisode géodynamique majeur dont l'héritage est largement visible dans le Massif Central se déroule durant le Paléozoïque. Il s'agit de l'orogenèse varisque (aussi appelé orogenèse hercynienne). C'est cet épisode qui est à l'origine de la mise en place des roches du socle présentes actuellement sous les bassins sédimentaires (Parisien, Aquitain, Sud-Est) ainsi que la grande majorité des roches affleurantes dans le Massif Central (e.g. Cévennes, Margeride, Limousin ; Fig. 3.12). Les détails de l'orogenèse varisque ne sont pas pleinement compris (Quenardel et al., 1991 ; Aerden and Malavieille, 1999 ; Lardeaux et al., 2001 ; Alexandre, 2007 ; Corsini and Rolland, 2009 ; Lotout et al ., 2016 Quesne et Kersuzan, 2018). C'est par exemple le cas du nombre, de la taille et de la chronologie des sutures des différents blocs s'accrétant à la marge du Gondwana. Ces incertitudes ne sont cependant pas handicapantes quant à la compréhension, au premier ordre, de l'évolution géodynamique de la région

durant le cycle varisque et surtout de son impact sur la dynamique actuelle. Je me limiterai aux grandes lignes relevant de cet orogène.

En cohérence avec le concept de cycles de Wilson (Wilson, 1966 : Wilson 1969), une phase pré-orogénique se déroule, lors de la destruction de l'orogène cadomienne et de la fragmentation du supercontinent Panotia il y a ~ 635 Ma. Cette phase extensive de la marge Nord du Gondwana dure une grande partie du Néoprotérozoïque (635 – 541 Ma) et du début du Phanérozoique, d'environ 541 Ma à 450 Ma. Cette extension induit la formation de plusieurs blocs tectoniques (ou « terranes ») parmi lesquels sont identifiés : le Laurentia (Plaque majeure), le Baltica et le Siberia lors de l'ouverture de l'océan Iapetus puis le bloc Avalonia lors de l'ouverture de l'océan Rhéique et finalement le bloc Armorica durant l'ouverture de l'océan centralien.

Cette phase de distension prend fin au Silurien (~ 450 Ma). Dès lors, la région subit une succession de subductions et d'accrétions en commençant par la subduction du bloc Armorica (Le Carlier et al., 2004 ; Quesne et Kersuzan, 2018). C'est durant cette période que le pic de métamorphisme est atteint autour de 440 Ma (Gébelin et al., 2007) avec des roches de UHP (Ultra-Haute Pression) types éclogites et granulites (Lardeaux et al., 2001). Ces roches, présentes à l'affleurement laissent supposer leur potentielle présence en profondeur ce qui peut avoir un rôle important dans le comportement rhéologique de la Lithosphère (cf : partie 6). Les subductions de l'océan centralien (420-400 Ma) puis de l'océan Rhéique (350 – 320 Ma) succèdent à cette première période de subduction et permettent l'accrétion de nouveaux blocs à la marge Gondwana, propageant la déformation vers le Sud. Un exemple de reconstruction est proposé Fig. 3.13. La phase de collision au sens strict entre les plaques Gondwana et Laurasia se déroule entre 350 et 320 Ma, suite à la fermeture finale de l'océan Iapetus. Cette collision va induire un épaississement crustal et la mise en place de plutons granitiques au sein d'une orogenèse « chaude » (Lucazeau et al., 1984 ; Faure et al., 2001 ; Ledru et al., 2001 ; Le Carlier et al., 2004 ; Quesne et Kersuzan, 2018). La mise en place des granites est asynchrone sur l'ensemble du Massif Varisque. Les affleurements Varisques sont représentés sur la Fig. 3.12. Certains semblent associés à la dynamique transpressive également à l'origine de la formation des grandes structures cisaillantes, telles que la Faille de la Marge tandis que d'autres, plus au sud semblent synchrones de la période extensive de fin d'orogène (320 – 300 Ma).

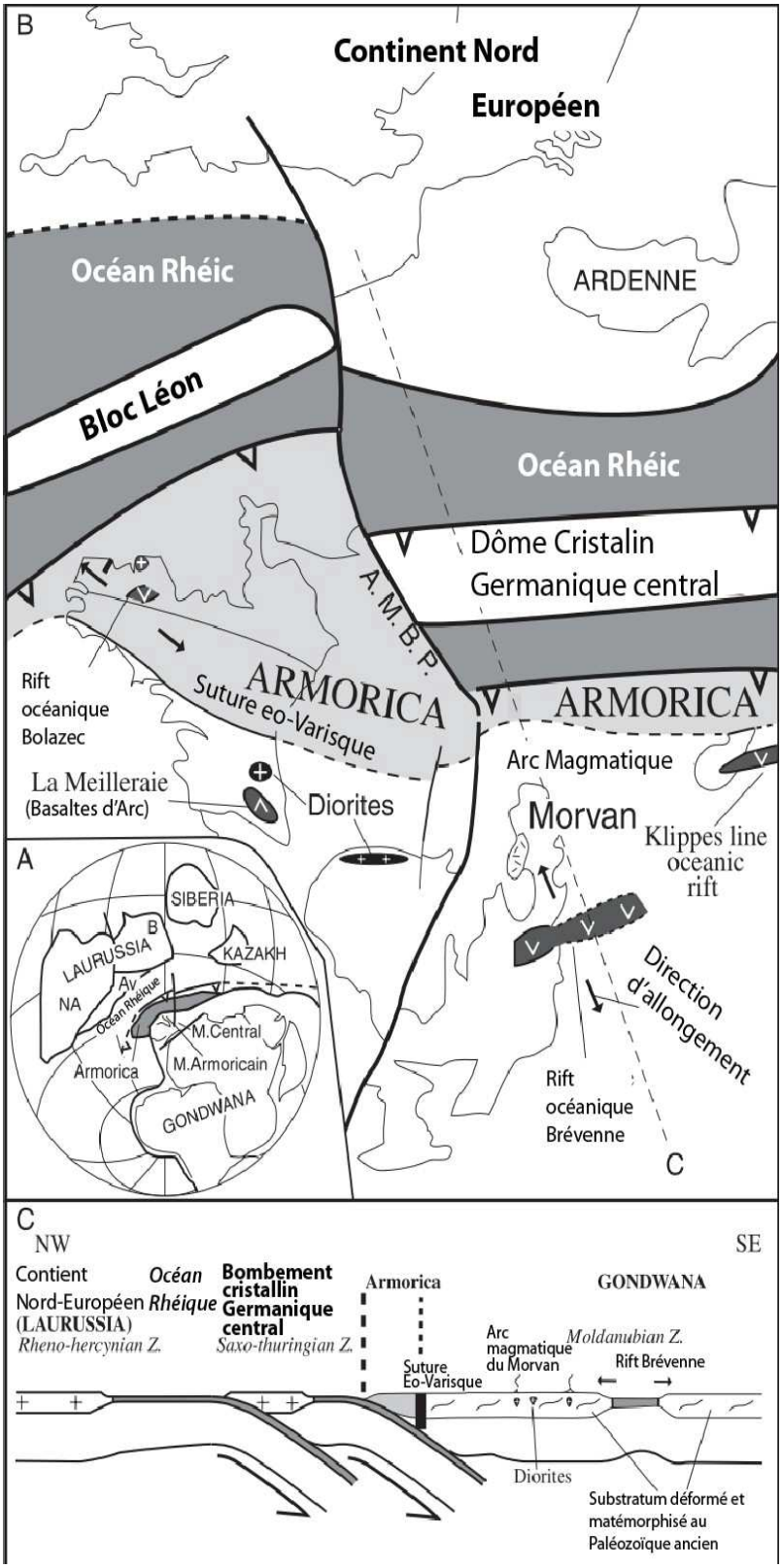



*Figure 3.13 : Reconstruction géodynamique au Dévonien (carte et coupe) montrant la fermeture des océans rhétique et Massif-Central, les subductions multiples et l'accrétion généraliste sur la Marge Gondwana. Modifié d'après Faure, 1997*

Ces intrusions magmatiques, ainsi que les roches métamorphiques associées (Barrovien ou auréole de contact) forment l'armature du socle cristallophyllien aujourd'hui à l'affleurement. Nous pouvons citer, par exemple, la mise en place des granites du Limousin autour de 323 ± 10 Ma de manière sub-synchrone avec ceux du dôme du Velay, daté de 314 ± 5 Ma (Gébelin et al., 2007, Alexandre, 2007) ou ceux du seuil du Poitou autour de 350 ± 5 ma (Le Carlier et al., 2004) et du Lozère-Aigoual à 310 ± 6 Ma (Faure et al., 2001, Brichau et al., 2008).

Il s'agit bien souvent de ce type de roches qui fournit les sédiments quartzeux permettant aujourd'hui de quantifier l'évolution des paysages par l'utilisation des isotopes cosmogéniques (cf : partie 5 ; Fig. 3.12).

Les grandes structures lithosphériques varisques comme la faille des Cévennes (une structure lithosphérique majeure de la zone actuellement orientée NE-SO, Fig. 3.13) seront importantes dans l'évolution régionale durant les phases suivantes (e.g. Sanchis and Seranne, 2000). Elles sont

également la preuve d'un héritage structural régional conséquent (Quenardel et al., 1991) dont certaines complexités structurales et métamorphiques sont encore pleinement observables localement (Aerden and Malavieille, 1999).

A partir de ~ 320 Ma, et jusqu'à environ 250 Ma, le M.C. retrouve un régime transtensif (activité majeure des grands accidents décrochants tels que les cisaillements Armoricains ou la Faille des Cévennes (Le Carlier et al., 2004 ; Brichau et al., 2008 ; Quesne et Kersuzan, 2018). Cette période marque la fin de la chaîne dont la dynamique finale est souvent expliquée par un effondrement gravitaire (Lucazeau et al., 1984 ; Brun and Van Den Diressche, 1994 ; Séranne et al., 1995 ; Gébelin et al., 2007).

Cette phase tardi-orogénique serait également associée à une exhumation des roches profondes de l'ordre de quelques kilomètres (Brun and Van Den Diressche, 1994 ; Lardeaux et al., 2001 ; Alexandre, 2007). Le Carlier et al (2004) interprètent une exhumation de 4 km par exemple. Il est à noter que cette dernière hypothèse a tendance à induire une dénudation très faible (ou limitée à la couverture sédimentaire) depuis la fin du cycle varisque. Les granites mis en place à moins 10 km de profondeur (Le Carlier et al., 2004, Brichau et al., 2008) sont aujourd'hui à l'affleurement. Il n'est donc pas possible de cumuler une dénudation du socle supérieure à leur profondeur de cristallisation d'autant qu'une part conséquente de cette épaisseur est enlevée durant la fin de vie de la chaine varisque.

La combinaison de l'extension et de l'érosion durant cette période aboutit à la formation de bassins, premièrement localisés (e.g. bassins permien de Lodève ou de Brive) puis plus étendus (Bassins régionaux). Au Permien (298,9 – 252.2), la pénéplanation de la région s'achève et l'on se situe alors en bordure du méga-continent nouvellement formé : la Pangée (Quesne et Kersuzan, 2018 ; Marchand et al., 2020).

C'est désormais une dynamique de marge passive, couplée à une subsidence thermique post-orogène qui sera moteur de l'évolution durant les prochains ~ 200 Ma (Quesne et Kersuzan, 2018) via le fonctionnement des grands bassins sédimentaires recouvrant actuellement les bordures du Massif-Central : Bassins parisien, aquitain et du sud-est. Le centre du M.C. aura une dynamique moins marquée que les bassins car il restera proche du niveau marin durant la majorité de la période, alternant entre phase d'érosion aérienne et période de submersion et d'enregistrement sédimentaire, comme durant le Jurassique).

Notons qu'à l'issue du cycle varisque, il est possible de quantifier une épaisseur maximale érosive post-varisque : En effet, la position à 300 Ma des roches actuellement à l'affleurement est

estimée à 4 km de profondeur pour la région du Limousin (Le Carlier de Veslud et al., 2013). En considérant les hypothèses suivantes:

1- Toute l'exhumation postérieure à 300 Ma est liée à de la dénudation (cette hypothèse tend à augmenter la quantité de matière exportable du système).

2- Cette valeur est généralisable à l'ensemble du Massif-Central.

Il ne parait donc pas possible d'enlever plus de 4 ± 2 km de roches du socle durant les étapes postérieures. Toute quantification fiable d'une érosion significativement supérieure à cette valeur impliquerait soit une érosion au dépend d'une couverture sédimentaire, soit une réfutation de l'une des deux hypothèses de travail. Cette valeur reste une approximation au premier ordre, dont il faudrait pouvoir étendre la validité latéralement (la profondeur des roches, actuelles à l'affleurement à la fin du cycle varisque n'est pas partout connue, et présente d'importantes variations, Quenardel et al., 1991). Il est également compliqué de donner une incertitude fiable à cette valeur de 4 km, celle-ci, au vu de l'épaisseur des plutons granitiques, ne semble pas être supérieure à quelques kilomètres (Lucazeau et al., 1985, Quernadel et al., 1991).Il est donc important de garder à l'esprit qu'un maximum de quelques kilomètres (moins de ~ 4-5) de socle a été érodé durant les périodes s'étendant du Permien à l'Actuel.

**Points importants :**

L'orogenèse varisque (550 – 300 Ma) est à l'origine de la mise en place des roches du socle cristallophyllien (e.g. plutons granitiques) ainsi que des grandes structures tectoniques (telles que la faille des Cévennes, le sillon Houiller ou la faille de la Marge), laissant supposer un héritage structural conséquent La phase tardi-orogénique de c.a. 300 à c.a. 200 Ma aboutit à la pénéplanation de la région avec l'érosion de plusieurs kilomètres de roches portant les séries profondes à l'affleurement. Ces roches (et leurs dérivées) sont aujourd'hui également à l'affleurement et leur érosion induit la présence de sédiments quartzeux au sein de la majorité des bassins-versants du M.C. permettant l'utilisation des Isotopes cosmogéniques produits *In-Situ* pour quantifier l'évolution des paysages régionaux grâce à un protocole aujourd'hui bien maitrisé (cf : partie 5).

## III.2.3. Le Permo-Trias (298.9 – 201.3 Ma)

Du Permien au Trias, l'histoire régionale est relativement similaire sur l'ensemble de la région. Localisée au niveau de la marge de l'océan Thétysien récemment formé (Fig. 3.14) c'est bien la dynamique de cet océan, en phase d'ouverture jusqu'au Lias (Parisot et al., 2020), qui contrôle la dynamique régionale pendant une période d'environ 200 Ma, jusqu'au Crétacé moyen.

Partie prenante de la fin du cycle varisque, le Permien (et dans une moindre mesure le Carbonifère auparavant) est la première grande période de dépôts sédimentaires observable encore aujourd'hui au niveau du Massif Central (e. g. Lodèvois, Brive). Néanmoins, à cette époque, les dépressions sont localisées au niveau de grabens ou demi-graben (Guennoc et al. 2000) et il faut attendre le Trias pour assister à une transgression régionale (Séranne et al., 1995).

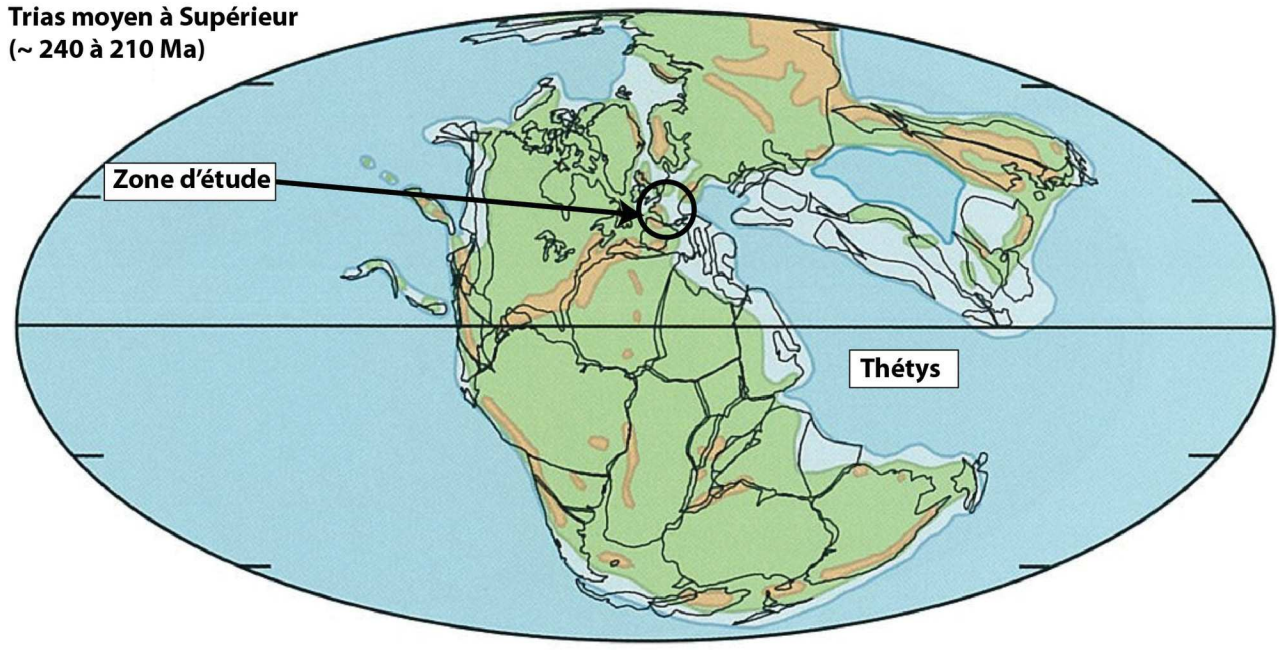



*Figure 3.14 : Reconstruction paléogéographique au Trias moyen à Supérieur. Modifié d'après Scotese, 2004.*

La majorité du Massif Central est donc encore émergée au début du Trias, les quelques reliefs varisques résiduels continuent à être érodés et sont à l'origine des sédiments détritiques (Quesne et Kersuzan, 2018 ; Olivetti et al., 2020). L'évolution des bassins n'est cependant rapidement plus contrôlée par des failles comme c'était le cas auparavant (durant le Carbonifère et le Permien) mais principalement par une évolution thermique. Les bassins s'agrandissent

spatialement. Cette subsidence thermique régionale est progressivement accentuée par un effet de charge sédimentaire et, couplée par ailleurs à des variations eustatiques, induit une succession de transgressions/régressions de plus en plus marquées jusqu'à recouvrir l'ensemble du Massif Central au tournant du Jurassique (Quesne et Kersuzan, 2018 ; Olivetti et al., 2020).

Les dépôts de la base du Trias présentent des faciès continentaux, interprétés comme témoins de dépôts au niveau de grandes plaines d'inondations en climat aride (Bollati et al., 2017, Quesne et Kersuzan, 2018). Puis, ces faciès évoluent vers des formes littorales voire marines (dans un contexte de faible épaisseur d'eau). Les dépôts issus des phases de transgressions (Trias moyen à supérieur) seront localement concordants sur les séries permiennes, mais bien souvent, discordants sur les roches du socle, témoignant d'une dynamique régionale homogène sans déformations locales significatives.

Le Trias moyen marque aussi le début des histoires singulières des trois zones périphériques du Massif Central (Guennoc et al. 2000). En effet, si les faciès sédimentaires sont relativement similaires, les indices de paléo-courant indiquent des influences océaniques différentes. Les bassins Aquitain et du Sud-Est sont directement marqués par la dynamique Thétysienne, tandis que le bassin Parisien est connecté à la mer germanique. Cette différence d'influence est interprétée par la présence de régions de haut fond ou de zones émergées. C'est par exemple a priori le cas du seuil du Poitou où les dépôts Jurassiques se retrouvent en discordance directement sur le socle varisque (Le Carlier et al., 2004).

La partie terminale du Trias est contemporaine du début de la dislocation de la Pangée (autour de 227 – 208 Ma, Quesne et Kersuzan, 2018). Le sud du M.C. serait notamment affecté par une réactivation de la zone de failles des Cévennes en failles normales (Sanchis and Seranne, 2000, Guennoc et al. 2000) plaçant la région en situation analogue à une marge passive. Cette fragmentation du supercontinent est à l'origine de profonds changements géodynamiques dont l'impact sera notable jusqu'au Cénozoïque supérieur (~ 20 Ma).

Enfin, bien qu'anecdotique à l'échelle de l'évolution géologique et géodynamique régionale, il est important de noter un évènement qui s'est produit il y a 201 Ma dans la région du Limousin (à Rochechouart) : l'impact d'un astéroïde. Le cratère issu de l'impact a un diamètre d'environ 20 km (Quesne et Kersuzan, 2018). Un tel impact induit une zone de fracturation se

prolongeant de manière assez profonde dans la croûte supérieure ce qui laisse supposer un héritage structural conséquent, dont les conséquences sont à prendre en considération pour une analyse locale des déformations actuelles, notamment en terme de sismicité. Ce type de questionnement a par exemple été proposé à plusieurs reprises vis à vis d'autres astroblèmes tel que celui de Charlevoix au Canada (Baird et al., 2009 ; Tutle and Atkinson, 2010 ; Tarayoun, 2019).

**Points importants :**

Durant le Permien (299 à 251 Ma), le M.C. est témoin de la fin de la pénéplanation des reliefs varisques avec des dépôts sédimentaires détritiques localisés au sein de petits bassins (e.g. bassins de Lodève). Ces dépôts deviennent régionaux, et marins, du fait du passage à une subsidence thermique et à une transgression marine régionale durant le Trias (251 à 201.3 Ma). La fin du Trias voit le début du morcellement de la Pangée initiant des dynamiques différentes pour les régions du M C. C'est la naissance des grands bassins sédimentaires (Aquitain, Parisien et du Sud-Est).

# III.2.4 Le Jurassique (201.3 -145 Ma)

A l'instar du Trias, l'histoire Jurassique (201.3 à 145 Ma) est au premier ordre similaire sur l'ensemble de la région : c'est la période des grands dépôts marins. Plusieurs influences océaniques se font sentir et, vers la fin du Jurassique on assiste à une différenciation de plus en plus marquée entre les Bassins parisien, aquitain et du sud-est, ainsi qu'une évolution propre de la région centrale du Massif Central (l'actuelle région du Velay, de la chaine des Puys et du plateau central). La zone sud (l'actuelle marge cévenole) sera la zone la plus fortement marquée par les dernières phases de l'histoire régionale qui se complexifiera durant le Crétacé. On assiste par exemple à la réactivation en faille normale du faisceau cévenol (e.g. Dercourt et al, 1986 dans Ritz et al., 2020).

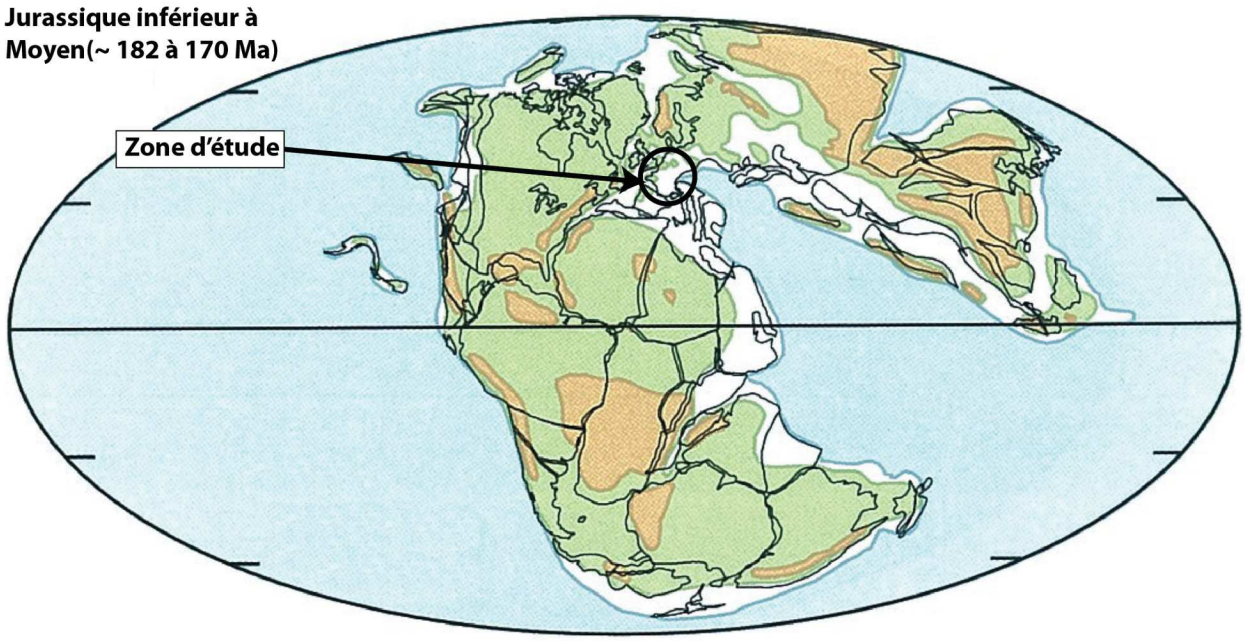



*Figure 3.15 : Reconstruction paléogéographique au Jurassique. Modifié d'après Scotese, 2004. La résolution spatiale de ces reconstructions ne permet pas un détail suffisant au niveau de la zone d'étude mais permet de replacer celle-ci dans son cadre géodynamique.*

Au nord, durant le début du Jurassique (~ 201 - 170 Ma), le Bassin parisien dont la lente subsidence continue va enregistrer des faciès sédimentaires marins de plus en plus profonds (malgré quelques oscillations de faible amplitudes) passe de faciès de péri-littoral à des faciès de mer épicontinentale (Bariquand, 2016 ; Quesne et Kersuzan, 2018). Cette transgression générale va venir couvrir de plus en plus les quelques zones jusqu'alors encore émergées que sont les Massifs Armoricain et Rhénan, et surtout, le Massif Central au cours du Jurassique Moyen (174 -163 Ma) (Fig. 3.15).

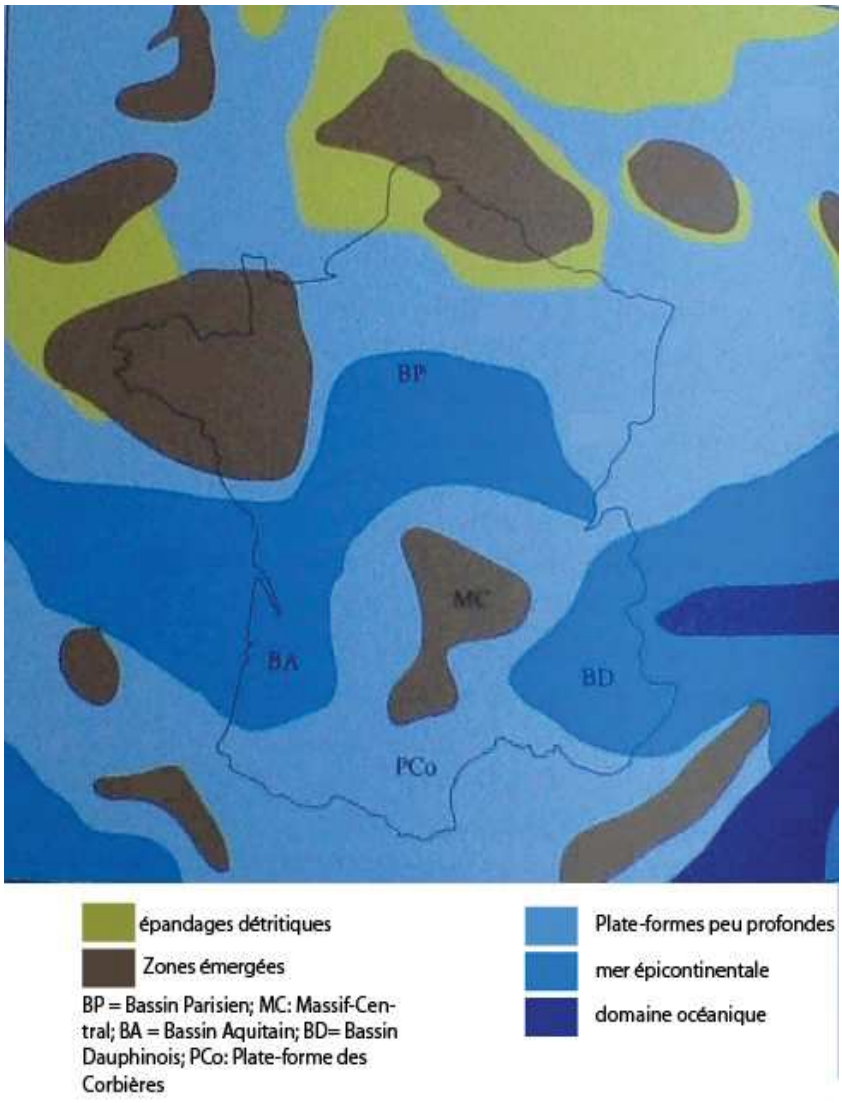



*Figure 3.16: Exemple de reconstruction paléogéographique à l'Oxfordien (163.5 – 157-3 Ma). Modifié d'après Quesne et Kersuzan, 2018.*

A l'ouest, le Bassin aquitain quant à lui présente des faciès marins typique de faible épaisseur d'eau entre ~ 201 et ~ 163 Ma (c'est à dire au Jurassique inférieur et moyen). Au Jurassique supérieur (163 – 145 Ma), ce bassin Aquitain, toujours en subsidence, commence à subir l'influence de l'évolution de la Théthys à l'Ouest, et du Proto-Atlantique à l'Est (Quesne et Kersuzan, 2018).

Au sud et à l'est, la région constitue la bordure du continent Gondwana. Cette caractéristique induit une dynamique différente des autres bassins, elle n'est pas uniquement liée à une subsidence gravitaire (chargement sédimentaire) ou thermique (Tricart, 1984). Cette particularité est notamment visible durant le Lias (201 – 174 Ma) qui est une période d'extension aboutissant à l'ouverture d'un océan (de petite dimension) : l'océan Ligure (Tricart, 1984).

L'amincissement lithosphérique associé à la création de cette marge passive est également proposé comme étant à l'origine d'une période volcanique dans le Languedoc, dont témoigne certains édifices tel que l'épanchement basaltique des Vignes, dans les gorges du Tarn, datés à ~ 161,2 Ma. Ce volcanisme précoce semble être une particularité du Languedoc et n'affecterait pas le reste du Massif Central. Son lien avec la dynamique régionale ultérieure ne semble pas majeur (Dautria et al., 2000).

Les dépôts sédimentaires du bassin du Sud-Est (de type plateforme carbonatée ; Séranne et al., 1995 ; Guennoc et al. 2000), à l'instar des deux autres bassins (aquitain et parisien), recouvrent de plus en plus le substratum varisque, s'étendant vers l'actuel centre du M.C. tandis qu'ils présentent des faciès de mer ouverte vers l'ouest, allant jusqu'à des dépôts de plaine abyssales au niveau des Alpes actuelles (Quesne et Kersouzan, 2018 ; Fig. 3.16). Localement, la subsidence et l'enregistrement sédimentaire sont importants, comme par exemple au niveau des Grands-Causses, lieu d'une dépression marquée à cette époque, le « graben des causses » selon Bruxelles (2001).

La région centrale est immergée durant le Jurassique moyen mais maintient durant cette période une bathymétrie faible ce qui induit une séparation *de facto* des dynamiques marines entre les trois bassins et la formation d'une couverture de « faible épaisseur » (Séranne et al., 2002). Vers la fin du Jurassique (~ 160 – 145 Ma), des sédiments détritiques recommencent à s'accumuler dans les bassins périphériques, notamment dans le Bassin aquitain ce qui atteste d'une émersion d'au moins une partie des massifs cristallophylliens du M.C. (Quesne et Kersuzan, 2018).

Cette période d'émersion du M.C. est également documentée par la datation de l'altération en surface de séries triasiques issues de l'érosion des derniers reliefs hercyniens, identifiées sur pratiquement l'ensemble du M.C. : les grès rouges « sidérolithiques » (Ricordel, 2007). Via l'utilisation du paléomagnétisme, l'auteure obtient un paléo-pôle magnétique (PGV) régional en accord avec celui de référence pour la période allant de 130 à 160 Ma et suggérant une période d'altération régionale à cette époque.

Les séries étudiées (e.g. dans le Cher, à Naussac ou dans le bassin du Puy) ne présentant aucune trace de compaction, Ricordel (2007) propose que l'ensemble des dépôts sédimentaire mésozoïques n'ont pas pu dépasser plus de 400 à 500 m d'épaisseur cumulée. Ce modèle suggère aussi que le socle varisque n'a pas pu subir de dénudation majeure depuis le Trias.

Bien que soumise à d'importantes limites (contexte géomorphologique à l'époque, nombre d'échantillons par site, stabilité de l'aimantation chimique rémanente utilisée, etc. ; Ricordel, 2007), ces résultats remettent en question l'âge de ces séries sidérolithiques qui étaient communément attribué à l'Oligocène, soit plus de 100 Ma après. Cette étude est surtout en contradiction avec le modèle d'évolutions basé sur les Traces de Fissions (TF) ; e.g. Barbarand et al., 2001 ; Olivetti et al., 2020) suggérant quant à elles une épaisseur de couverture sédimentaire Jurassique-Crétacé de l'ordre de 1500 à 2000 m (Ricordel, 2007), ce qui ne semble pas en accord

avec l'absence de compaction majeure des séries sidérolithiques étudiées. Selon Ricordel (2007), cette différence serait attribuée à l'impact de l'altération du granite (albitisation) biaisant les résultats de TF

Cette émersion Jurassique deviendra relativement complexe durant le Crétacé. C'est en effet durant cette période que les régions centrale, sud et est entreront dans les premières étapes d'une histoire complexe tandis que les limites nord et ouest (respectivement partiellement inclues dans les Bassins parisien et aquitain) demeureront dans une dynamique sédimentaire sans grandes perturbations tectoniques.

**Points importants**

Au cours du Jurassique, les zones périphériques du M.C. enregistrent d'importants dépôts sédimentaires, notamment marins, qui seront à la base des zones karstiques actuelles (utilisées en partie V pour contraindre les vitesses d'incision Plio-Quaternaire). Le centre du M.C. quant à lui est principalement soumis à une phase d'érosion/altération durant le Jurassique avec probablement plusieurs transgressions marines de faibles amplitudes durant cette période.

# III.2.5. Le Crétacé (154 – 66 Ma)

La majorité des études tendent à suggérer que la période du Crétacé est une période de transition entre une dynamique de transgressions et de dépôts (depuis le Permien) et une dynamique durant laquelle les régions émergent de plus en plus, et où l'érosion redevient un facteur majeur de l'évolution morphologique, au moins localement. Ce changement est lié à d'importants changements géodynamiques en limite de système: la dynamique atlantique à l'ouest, pyrénéenne au sud et alpine (s.s.) à l'est.

## Considérations géodynamiques :

L'évolution de la région s'inscrit dans une cinématique globale de convergence entre les plaques eurasienne et africaine (Scotese, 2004 ; *in*, Olivetti et al., 2020). Entre 145 et 113 Ma (Quesne et Kersuzan, 2018) on assiste, à l'ouest, à l'ouverture de l'océan atlantique. L'extension est également présente au sud-ouest de la région entre ~ 120 et 110 Ma avec l'extension lithosphérique majeure qui est à l'origine du sillon pyrénéen (Séranne et al., 1995 ; Marchand et al., 2020). Cette extension passe d'un axe au départ orienté est-ouest à nord-sud autour de 110 à 75 Ma (Fig. 3.17), l'expression majeure de cette extension est l'ouverture du Golfe de Gascogne (entre 80 et 70 Ma, Lustrino and Wilson, 2007) .

Cette ouverture est corrélée à la dynamique de la micro-plaque Ibérique (Fig. 3.17) qui, de ~ 110 à 75 Ma effectue une rotation anti-horaire (30 à 40°) et un déplacement globalement NO-SE de l'ordre de 500 km (relativement à la plaque Européenne, bien que la quantification fiable de ce déplacement reste mal contraint, Guennoc et al., 2000). Puis, sa cinématique change (autour de 85 Ma) et on assiste à une convergence nord-sud (qui aboutira à la collision pyrénéenne autour de 50-40 Ma). Ces mouvements sont associés à ceux situés plus à l'est qui déterminent l'évolution de la marge thétysienne. En effet, le Crétacé supérieur (~ 100 à 66 Ma) voit les premières phases de raccourcissement majeur sur la bordure sud-est de la région au niveau du Bassin ligure (Tricart, 1984 ; Scotese, 2004, Fig. 3.18).

Ce raccourcissement en périphérie sud-est du M.C. aboutira à la formation d'une zone de subduction (Mer valaisanne sous le bloc Apulien, Fig. 3.17) puis, d'une zone de collision entre la plaque européenne et ce même bloc, témoin de la tendance convergente entre les plaques eurasienne

et africaine (Tricart, 1984). Cette dynamique aboutira, à terme, à la formation de l'arc alpin durant le Cénozoïque.

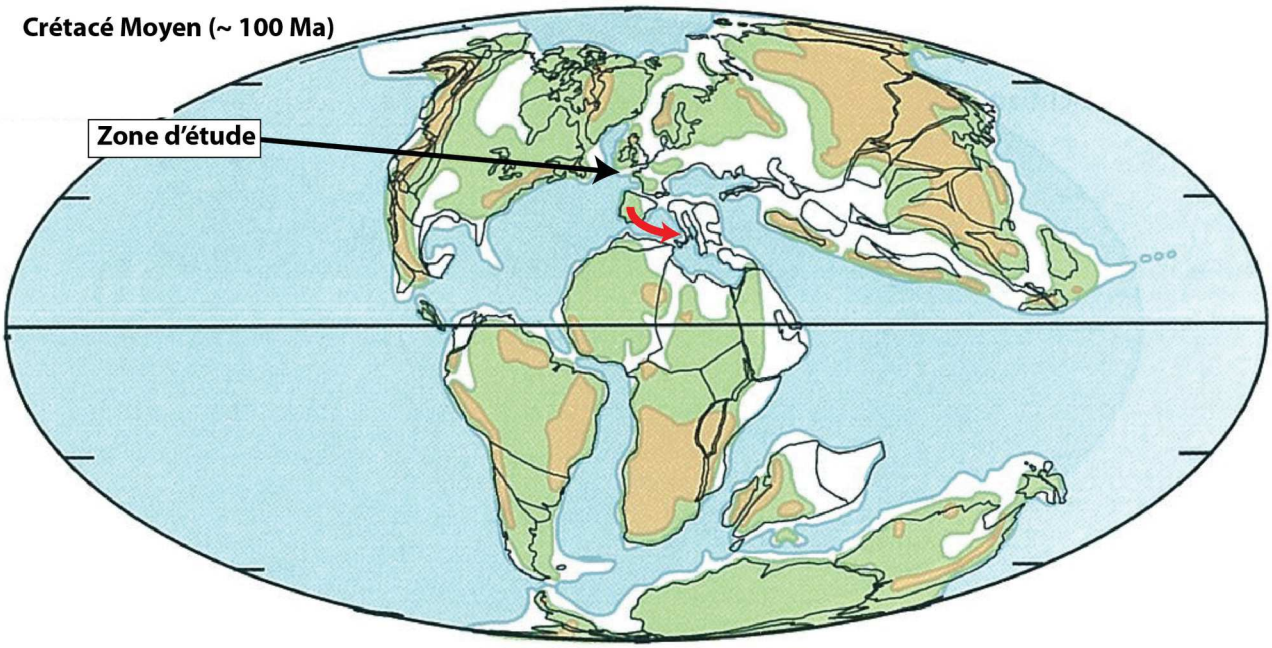



*Figure 3.17: Reconstruction paléogéographique au Crétacé Moyen (~ 100 Ma). La flèche rouge indique le mouvement relatif du bloc Ibérico-Corso-Sarde vis à vis de la plaque Européenne. En bleu sont figuré les zones d'océans profond, en blanc les zones de mer épicontinentale, en vert les zones continentales) faible élévation et en marron les zones de topographie « forte ». Modifié d'après Scotese, 2004*

C'est également durant le Crétacé que l'arrivée d'un point-chaud situé à l'aplomb de la partie sud du Massif Central, en lien avec l'ouverture atlantique, est proposée pour expliquer un volcanisme ayant lieu entre 67 et 45 Ma, notamment en Languedoc (*in* Dautria et al., 2000) Mais cette interprétation ne semble pas satisfaisante (elle est réfutée dans Lucazeau et al., 1984 ou Dautria et al., 2000) et s'oppose à des évènements géodynamiques plus « récents » tel que les effets de l'extension oligocène ou l'arrivée d'un point chaud en base de croûte durant le Plio-Quaternaire (Dautria et al., 2000*)*. En effet, d'éventuels mouvements asthénosphériques « superficiels » (~ 100 à 200 km de profondeur) conduisant à du volcanisme peuvent être expliqués par l'évolution de la marge orientale (fermeture de la Thétys), l'ouverture de l'Atlantique Nord et du Golfe de Gascogne ainsi que le début de l'orogenèse pyrénéenne au Sud.

## Evolution du Centre de la Zone :

La zone centrale est portée à l'affleurement (et à l'érosion) durant le Crétacé moyen, entre 120 et 110 Ma (Marchand et al., 2020 ; Olivetti et al., 2020) de manière synchrone avec l'ouverture du Golfe de Gascogne. La couverture jurassique y est démantelée et le socle se retrouve à l'affleurement (*ibid.*). Les zones centrales ne présentent aucuns témoins d'une phase marine ultérieure. C'est une période de formation importante d'altérites en climat tropical (cuirasses latéritiques). Le relief ne devait donc pas être très marqué (300-400 m de relief régional ; Olivetti et al., 2020) pour permettre une altération efficace sans érosion rapide des altérites. Des analyses thermo-chronométriques (Traces de Fission, âges (U-Th)/He) mettent en évidence un refroidissement des roches actuellement à l'affleurement durant cette période. Ce refroidissement apparent est attribué à la dénudation du M.C. (Olivetti et al., 2020). L'épaisseur érodée est estimée à quelques kilomètres (Olivetti et al., 2020). ~ 2 km sont proposés, valeur associée à une surrection de même amplitude (*in*, Marchand et al., 2020). La part relative de l'érosion de la couverture Jurassique n'est en revanche pas estimée voire peut-être même ignorée (non significative ?) selon les études (Olivetti et al., 2020).

Rappelons que ce modèle d'érosion d'une épaisse série sédimentaire Jurassique durant le Crétacé est remis en cause par la datation de niveau d'altérites triasique non compacté (Ricordel, 2007). Selon ce modèle, l'épaisseur maximale des séries sédimentaires post-triasiques serait de 400 à 500 m, et l'érosion du socle varisque depuis le Trias serait proche de 0.

## Evolution de la bordure Nord :

Loin des forçages des limites sud du système, le nord du M.C. suit une évolution relativement simple durant le Crétacé ; les dépôts sont encore marins durant le Crétacé inférieur (~ 145-130 Ma ; Jaillet et al., 2004 ; Quesne et Kersuzan, 2018). La suite du Crétacé présente des cycles de régression et de transgression avec néanmoins une tendance générale à la régression. La mer se retire entièrement du nord du M.C. entre le Berriasien (145 – 139.8 Ma) et l'Aptien (125-113 Ma) (*in* Ricordel, 2007 ; Barriquand, 2016 avec l'exemple du Maconais) et même de l'ensemble du Bassin parisien durant le Crétacé moyen (130 – 90 Ma), tel qu'il l'est attesté par l'enregistrement sédimentaire détritique (en provenance du socle des Massifs Armoricain et Central) à faciès fluviatile (Quesne et Kersuzan, 2018). Les mouvements verticaux relatifs sont

néanmoins faibles (Il est probablement possible de les expliquer uniquement par des variations eustatiques au vu de la courbe de variations de Miller et al., 2005) et cette courte phase d'émersion est suivit au Crétacé supérieur (90 - 66 Ma) par une puissante série sédimentaire marine (mer épicontinentale). Les dépôts de craie du Bassin parisien (Quesne et Kersuzan, 2018) - dont l'extension vers le Sud viendra en discordance sur les contreforts actuels du M.C., localement déjà à l'Albien (113 – 100 Ma), engendrent une période d'altération et d'érosion (formation d'argiles à chailles et de bauxites, *in* Ricordel, 2007). Les cycles marin-continentaux continuent par la suite, puisqu'au tournant Crétacé – Paléogène (~ 66 Ma), la mer se retire une nouvelle fois de l'ensemble du bassin (Quesne et Kersuzan, 2018). Cette dernière phase est expliquée par des déformations tectoniques à relativement grandes distances (flambages lithosphériques) liées à l'orogenèse Pyrénéenne au Sud.

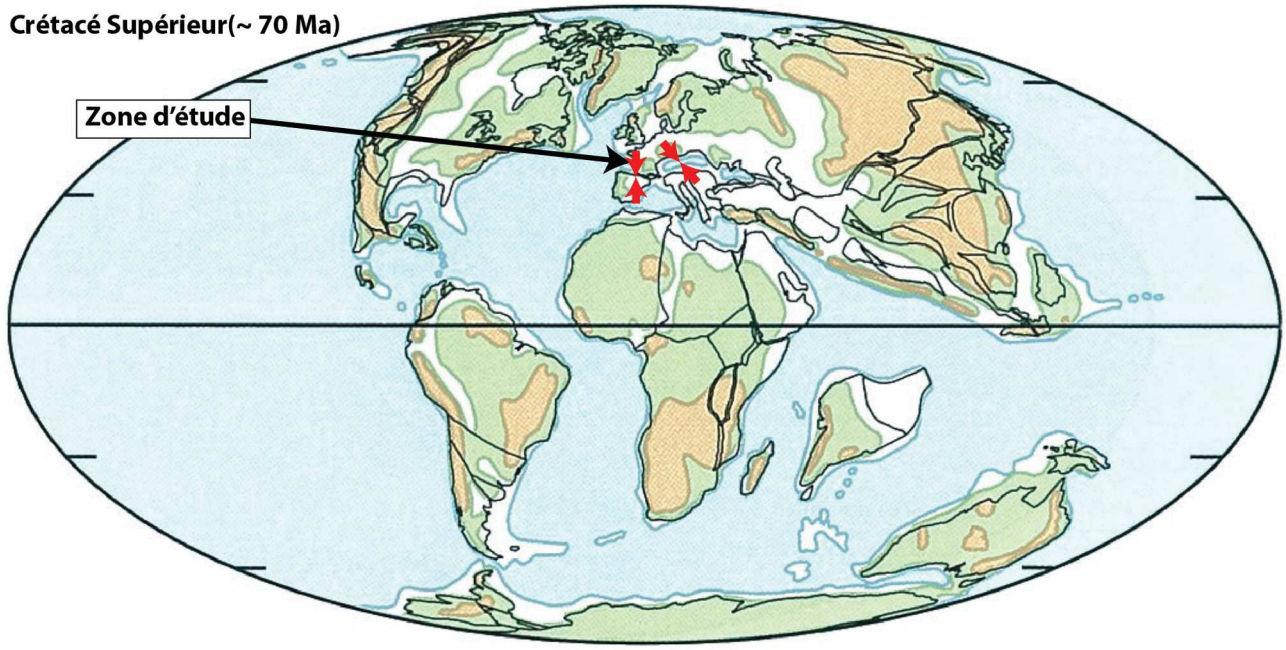



*Figure 3.18 : Reconstruction paléogéographique globale au Crétacé supérieur (~ 70 Ma, Maastrichien moyen). Les flèches rouges indiquent les zones en raccourcissement. En bleu sont figurées les zones d'océans profond, en blanc les zones de mer épicontinentale, en vert les zones continentales) faible élévation et en marron les zones de topographie « forte ». Modifié d'après Scotese, 2004).*

## Evolution de la bordure Ouest :

Le nord du Bassin aquitain suit au premier ordre la dynamique du Bassin parisien. La région passe d'un contexte de mer épicontinentale au Crétacé inférieur (~ 145 – 130 Ma) à un contexte de plus en plus continental avec enregistrement de sédiments détritiques cristallophylliens en périphérie (limite avec le M.C.) durant le Crétacé moyen puis sur l'ensemble du bassin au cours

du Crétacé supérieur. Ces derniers dépôts sont les témoins d'une régression marine qui aboutira à son émersion totale autour de ~ 100 Ma (Quesne et Kersuzan, 2018). Seul le Sud-Est du Bassin aquitain n'est pas porté à l'affleurement et conserve un enregistrement sédimentaire marin durant le Crétacé. Cette particularité du Sud du Bassin aquitain, est liée à la phase de formation et de fonctionnement du sillon Pyrénéen. Ce sillon correspond à une zone d'amincissement lithosphérique majeure liée aux mouvements extensifs entre la marge européenne et le bloc ibérique (Quesne et Kersuzan, 2018).

## Evolution de la limite Sud :

Au Crétacé, la bordure Sud du M.C. est directement et significativement marquée par les mouvements relatifs entre l'Europe et l'Ibérie (à l'époque reliée à la Corse, la Sardaigne et l'Italie, Fig. 3.19). Les mouvements tout d'abord transtensifs puis compressifs entre ces deux plaques sont associés à des flexures lithosphériques conséquentes (e.g. Isthmes Durancien) et la réactivation de failles majeures (jeu senestre de la zone de failles des Cévennes, *in* Ritz et al., 2020). L'ouverture du Golfe de Gascogne (~ 110 Ma) est proposée comme mécanisme responsable d'une extension au niveau de la Provence actuelle. Cette dynamique transtensive serait à l'origine de zones en subsidence (fossé Vocontien, Provence) et d'autres en surrection tel que l'Isthme durancien (Fig. 3.20) ou la région de la Montagne-Noire. Cette extension est associée à l'ouverture d'un océan de faible dimension : l'océan valaisan en bordure Est du M.C. L'origine de ces mouvements verticaux différentiels n'est cependant pas clairement résolus puisqu'il est également proposé un rôle direct de la compression pyrénéenne (in, Quesne et Kersuzan, 2018) comme étant à l'origine des flexures (Isthme durancien, fossé vocontien, etc.).

La surrection relative au bombement durancien est estimée à quelques centaines de mètres (création d'une topographie de 200 – 500 m ; Séranne et al., 2002) voir 1 km (Marchand et al., 2020). Ce bombement durancien présente un axe globalement SE-NO reliant les actuelles Alpilles au Cantal (Quesne et Kersuzan, 2018). L'empreinte géomorphologique de l'Isthme durancien est conséquente, notamment dans la région des Grands-Causses et est associée à une dénudation de la région Cévenole de l'ordre de 2000 ± 500 m (Séranne et al., 2002). Grâce à la capacité du karst à conserver durablement les informations (cf immunité karstique partie IV), il est possible de retracer avec un grand niveau de détails l'impact de l'épisode d'érosion.

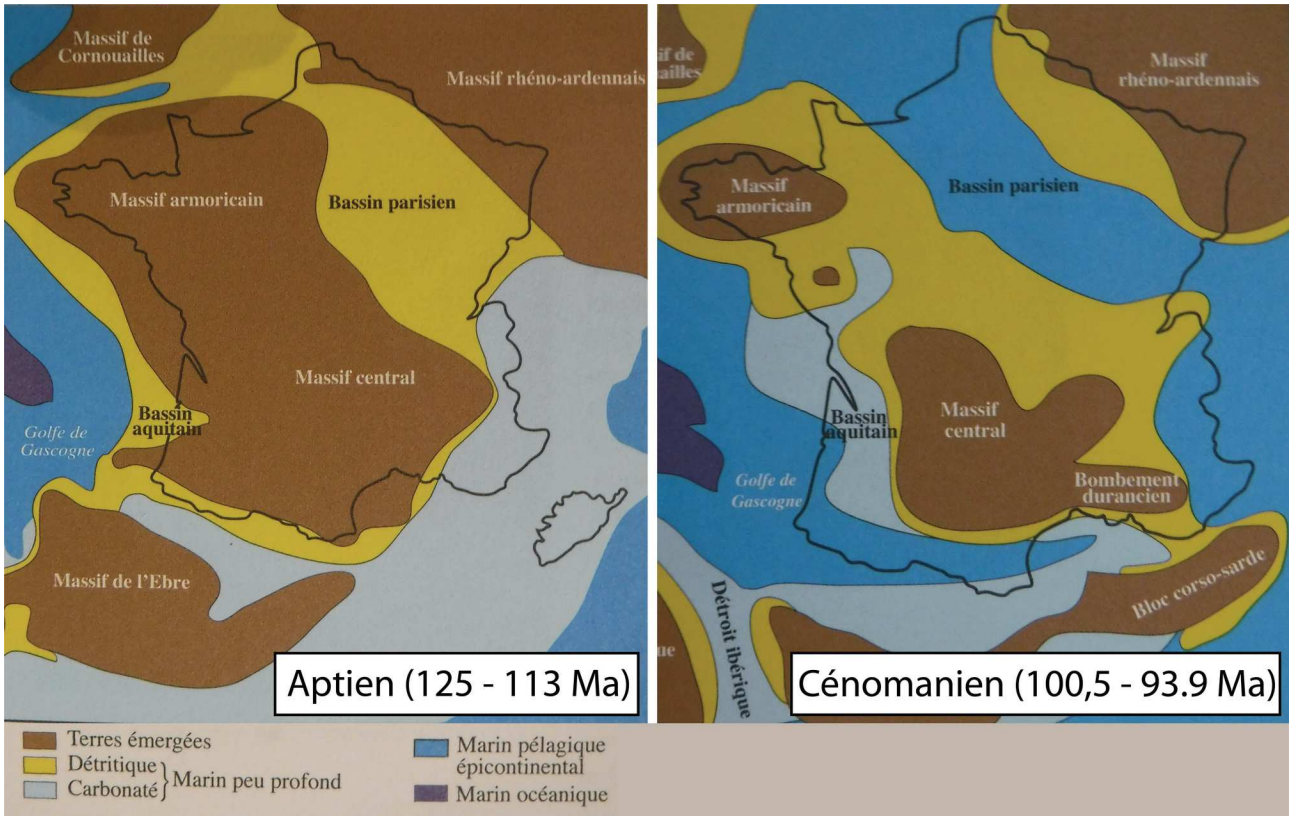



*Figure 3.19: Exemple de reconstruction paléo-géographique. La position émergée du M.C. durant la majorité du Crétacé inférieur est considérée comme induisant une importante altération. On note également la tendance générale à la transgression marine au cours du Crétacé. Modifié d'après Quesne et Kersuzan, 2018.*

Indépendamment de son origine géodynamique, la mise en place de l'Isthme durancien est marquée en Provence par le passage d'une dynamique de sédimentation marine, durant le Crétacé inférieur (jusqu'à ~130 Ma), à une période d'érosion continentale jusqu'à la fin du Crétacé.

C'est également à cette époque que la première phase de karstification des séries jurassiques et crétacées inférieures est identifiée de manière fiable et significative dans la région des Grands-Causses et des Garrigues Languedociennes. Tout comme en Provence, la première partie du Crétacé y est marine (Bruxelle, 2001 ; Husson, 2014) mais passe progressivement à un contexte continental dès lors que la surrection associée à l'Isthme durancien devient suffisante durant le Crétacé moyen. La couverture sédimentaire (jurassique et crétacée inférieure) commence dès lors à s'éroder et à s'altérer.

Les séries carbonatées sont fortement karstifiées au niveau du Larzac central (Bruxelles, 2001a ; Bruxelles, 2001b) voir plus régionalement (Séranne et al., 1995 ; Husson, 2014). Après érosion de l'ensemble de la couverture au niveau des actuelles Cévennes, autrement dit lorsque l'altération atteint les séries cristallophylliennes, le contexte de climat tropical aboutit à la formation de

bauxites primaires. Celles-ci sont ensuite transportées (sur une faible distance) et piégées dans les zones nouvellement karstifiées des Grands-Causses et des Garrigues en situation de piedmont des reliefs où le socle est mis à l'affleurement au Nord (e.g. Aigoual, Bruxelles, 2001) ou à l'Est (Espinouse-Caroux, Marchand et al., 2020). Au niveau des Grands-Causses, la pente régionale de l'époque, contrôlant l'extension de ces bauxites secondaires, n'est pas connue (mais est nécessairement faible). Celles-ci ne seront (bien) préservées que localement au sein de pièges sédimentaires (e.g. Doline de Luc-bas : Bruxelles, 2001). Il est donc incertain de délimiter l'étendue exacte des surfaces d'érosions, de karstification et de dépôts. Il s'agit néanmoins d'un épisode régional puisque le bombement durancien et les dépôts bauxitiques associés sont identifiés jusqu'en Provence (le village des Baux-de-Provence est d'ailleurs la racine étymologique de bauxite). En revanche, l'intervalle de comblement des karsts durant le Crétacé semble relativement court, de l'ordre de 10 Ma entre 120 et 110 Ma (Marchand et al., 2020).

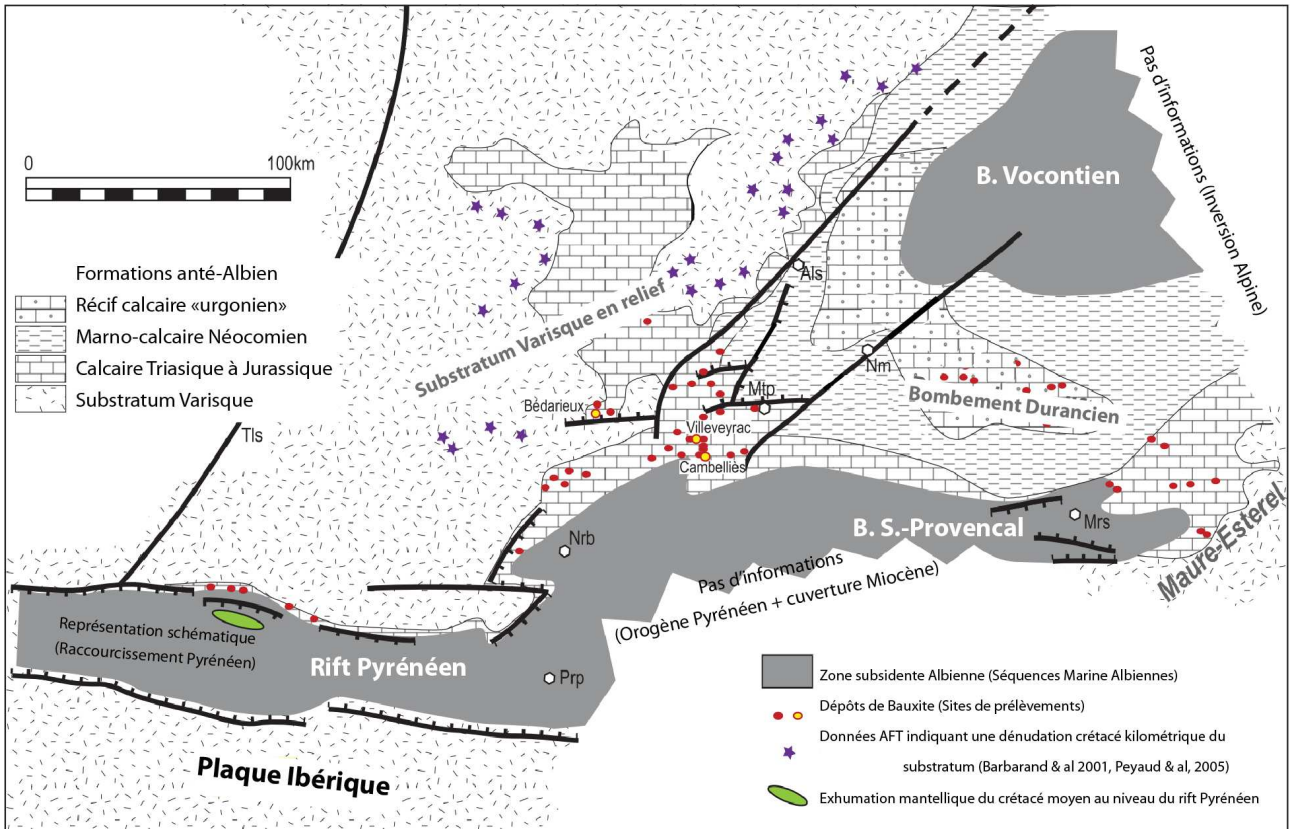



*Figure 3.20: Reconstruction paléogéographique durant le Crétacé. Emprise spatiale estimée de l'Isthme (Bombement) Durancien et bassins associés. Modifié d'après Marchand et al., 2020)*

Suite à l'importante karstification et érosion du Crétacé moyen, on assiste à une période de dépôt en domaine continental durant le Crétacé supérieur (au moins > 100 m au niveau du Larzac central, Bruxelles 2001b). A cette couverture sédimentaire est attribuée une période de crypto-

corrosion (altération sous couverture), de formation de racines d'altération (Bruxelles, 2001) favorable à la formation de fantômes de roches (cf : partie IV) au niveau des Grands-Causses (Bruxelles et Camus, 2010).

Cette formation de fantômes de roches (altérites résiduelles) au niveau des Grands Causses sera majeure pour contraindre l'évolution récente de la région (cf : partie V).

La seconde partie du Crétacé voit la remise en eau partielle de la région Sud, via la pénétration d'un bras de mer à travers le Gard, les Grands-Causses et possiblement les Cévennes, d'après Bruxelles (2001). Les dépôts du Crétacé supérieur au niveau des garrigues, scellent le karst où la bauxite est piégée dans les séries Jurassiques. L'extension géographique exacte de ces dépôts crétacés n'est pas connue, ni son épaisseur, notamment en direction du Nord. Cependant, si la paléo-topographie n'est pas clairement connue, la présence de karsts à bauxite sur l'ensemble de la région (c'est à dire de pièges sédimentaires), ainsi que la mise en eau durant le Crétacé moyen récusent l'hypothèse d'une forte élévation. C'est par exemple le cas de la zone des Grands Causses qui enregistre une nouvelle période de sédimentation continentale (Séranne et al., 2002) ou marine localement (centre du Larzac, selon un axe Est-Ouest ; Bruxelles, 2001). Des dépôts continentaux au niveau des garrigues (actuelles) sont aussi indiqués par Bruxelles (2001) et Séranne et al. (2002). Des traces de dépôts crétacés sont présents au niveau de la crête de la Séranne (points haut régionaux situés entre ~ 43,743° N ; 3,488° E à 43,881° N ; 3,672°E à + 100 à 150 m relativement au plateau du Larzac). Cette transgression apportant un dépôt sédimentaire d'une centaine de mètres (nivellement de la paléo-surface du Larzac) serait majoritairement d'origine eustatique (haut niveau marin de ~ + 100 m à cette époque, références *dans* Bruxelles, 2001).

Cette valeur permet de contraindre une estimation moyenne de la dénudation depuis le Crétacé supérieur. En considérant 100 à 150 m de sédiments érodés (c'est-à-dire la différence d'altitude actuelle (dz) entre les crêtes de la Séranne et la surface du Larzac, a priori épargnée par des déformation tectonique significative depuis cette époque) divisés par ~ 65 Ma (dt) depuis la fin du Crétacé) on obtient

$$V_{er} = \frac{d_z}{d_t} = 1.9 \pm 0.4 m.Ma^{-1}$$

Ainsi, l'ordre de grandeur moyen de la dénudation - aux nombreuses incertitudes près - est de ~ 2 $m.Ma^{-1}$. Il est a noter cependant que la valeur réelle de dénudation long terme est certainement supérieure à cette estimation qui considère une érosion nulle de la crête de la Séranne.

Suite au changement de cinématique (i.e. convergence Nord-Sud du bloc ibérique et de la marge Européenne), il y a 75 Ma, le sud du M.C. (depuis l'actuel pays Basque jusqu'à la Provence)

commence à se déformer et forment des structures compressives orientées Est-Ouest. Cette compression aboutit à l'exondation du Languedoc autour de 70 à 65 Ma, de manière définitive pour les zones situées au Nord de la Faille des Cévennes. Pour Séranne et al., (2002), cette déformation est le début d'un fonctionnement différentiel entre les zones des Garrigues et la zone des Grands-Causses à la faveur de mouvement de blocs (et la réactivation de la zone de failles des Cévennes).

## Evolution de la limite Est :

Durant le début du Crétacé, la bordure Est conserve dans sa majorité une dynamique marine. A l'Est s'étend l'océan valaisan. Moins affectée par la dynamique Pyrénéenne, à l'exclusion de la zone Sud (Provence actuelle), la bordure Est demeure une marge passive durant le Crétacé inférieur. On observe un enregistrement sédimentaire à faciès marin durant l'ensemble de la période. L'extension des dépôts marins en direction du M.C. présente quelques variations liées, probablement, aux variations eustatiques (Quesne et Kersuzan, 2018). Il est également possible de proposer une émersion du Seuil de Bourgogne durant le Crétacé (Quesne et Kersuzan, 2018).
Durant le Crétacé supérieur, on commence à assister à une dynamique en raccourcissement Est-Ouest. A ces premières phases de déformation liées à la géodynamique alpine s.s. sont imputables également des structures localement en subsidences comme la vallée du Rhône.

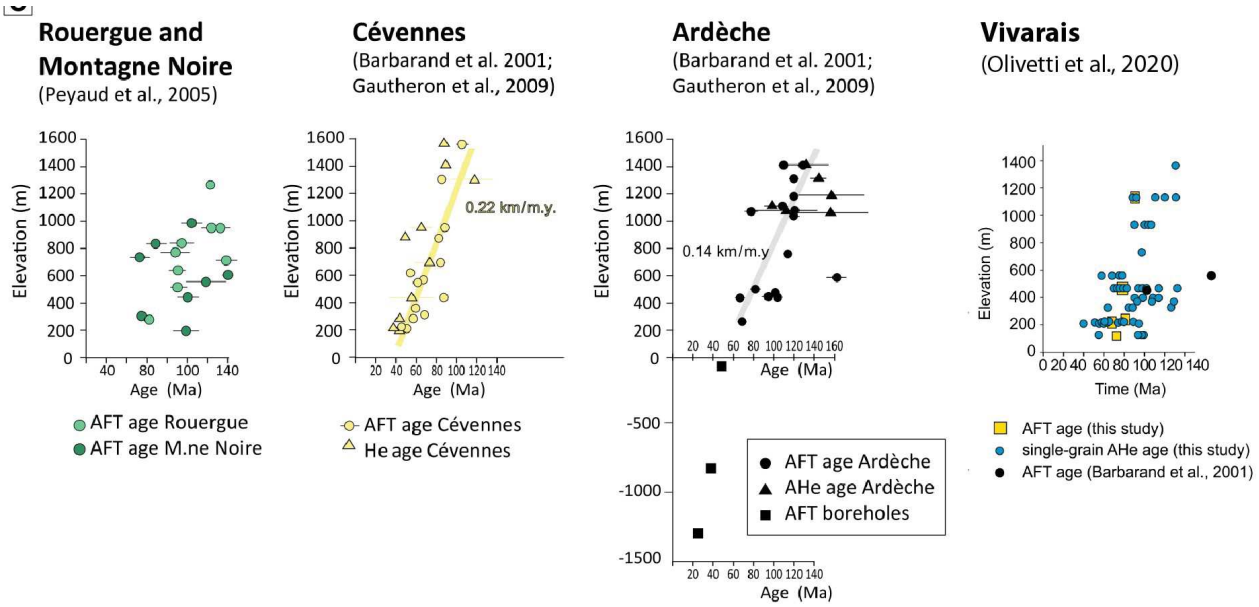



*Figure 3.21 : Synthèses des données de traces de fissions et datation thermochonologiques (He). La relation âge-élévation est considérée comme étant liée à la dénudation à l'aplomb de l'échantillon. Modifié d'après Olivetti et al., 2020.*

Sur la base d'âges U-Th/He et Traces de Fissions (Fig. 3.21), Olivetti et al. (2020) proposent que la phase d'érosion du Massif Central à cette période, au niveau de l'Ardèche, est due au recul d'escarpement de marge passive induit par une flexure associée aux mouvements verticaux différentiels entre bassin vocontien (au Nord du bombement durancien, Fig. 3.20) et l'Isthme Durancien. Selon ces auteurs, l'érosion durant cette période serait de plusieurs kilomètres.

## Climat au Crétacé

La période du Crétacé moyen voit la formation des bauxites. Ces bauxites secondaires étant issues de l'érosion de cuirasses latéritiques, pour au moins une partie (Marchand et al., 2020), il est déduit que le climat de cette période est assimilable à un climat tropical, chaud et humide. Le niveau marin est, durant le Crétacé supérieur environ 100 à 200 m au-dessus du niveau actuel (in, Scotese, 2004). Ce qui peut expliquer la transgression régionale à elle seule.

## Points importants :

La période du Crétacé est associée à une réorganisation géodynamique majeure de l'actuelle Europe de l'Ouest, le M.C. étant en position quasi-centrale au milieu de ces perturbations : ouverture de l'océan atlantique au nord-ouest et à l'ouest, extension puis compression au sud et à l'est.

A l'échelle plus locale, le M.C. présente surtout une altération et une érosion régionale marquée en raison de la tendance long-terme à la régression marine. Cette érosion pourrait avoir enlevé, outre les dépôts du jurassiques (et possiblement des dépôts du Crétacé inférieur) au niveau des zones centrales, une importante épaisseur du socle. En effet, le modèle majoritairement invoqué propose une érosion régionale de l'ordre de 2000 m. Ce modèle, soutenu principalement par des données de thermochronologie (Barbarand et al., 2001 ; Peyaud et al., 2005 ; Gautheron et al., 2009 ; Olivetti et al., 2020) présente une contradiction forte avec les dépôts d'altérites visibles régionalement et dont l'âge à été comme Triasique (Ricordel, 2007). En effet, une exhumation nette de ~ 2 km semble incompatible avec la préservation de marqueurs altéritiques antérieurs.
La période finale du Crétacé supérieur est quant à elle associée à une tendance aux dépôts sédimentaires comme montré au niveau des Garrigues et des Grands-Causses.

Les zones périphériques (Quercy, Garrigues, Nord du Bassin-parisien) sont quant à elles témoins d'une phase d'altération puis d'une importante période de dépôts carbonatés à l'origine également de zones karstiques utilisées en partie V. Notons que la période d'altération (Crétacé inférieur), à l'œuvre sur des reliefs supposés de faibles amplitudes et sur une grande période de temps, est particulièrement propice à la formation de réseaux karstiques fantômes (cf : partie V).

# III.2.6. Paléocène-Eocène (66 - 33.9 Ma), le temps des Pyrénées.

## Considérations générales :

Les périodes du Paléocène et de l'Eocène sont regroupées ici car elles suivent des dynamiques semblables. Durant cette période couvrant ~ 34 Ma (de 66 à 31.9 Ma), la région du Massif Central est principalement marquée par la collision pyrénéenne en limite Sud. Cette orogenèse pyrénéenne est le premier épisode majeur en lien avec la tendance convergente généralisée entre Afrique et Europe durant le Cénozoïque (Scotese, 2004).

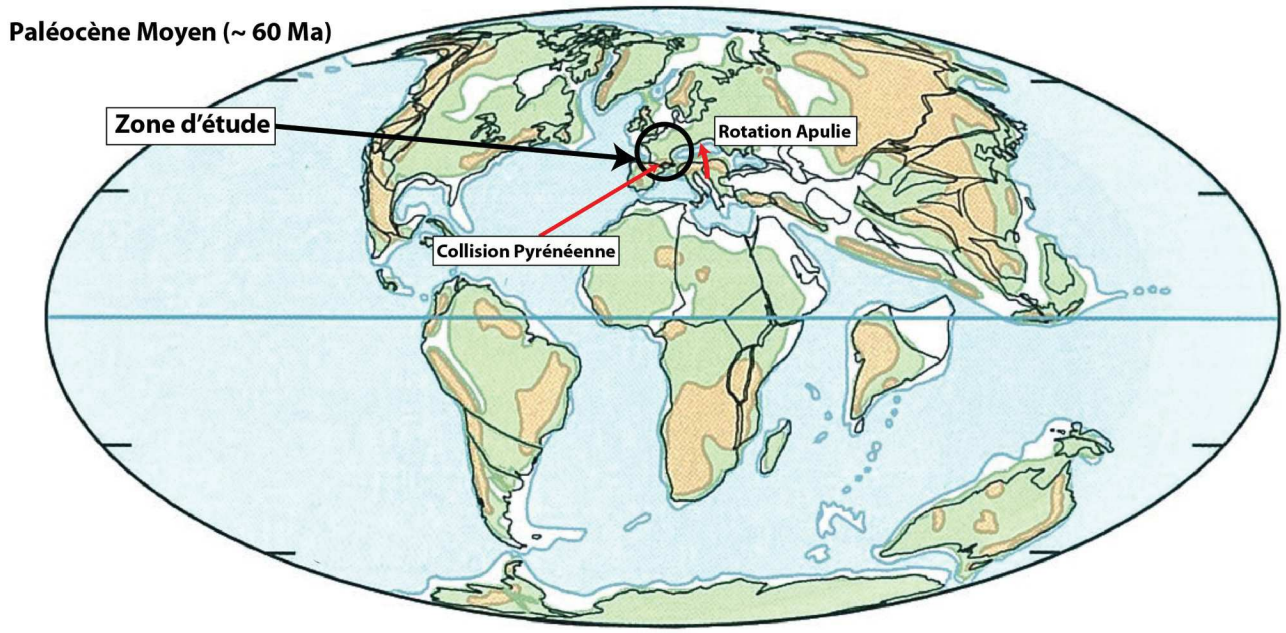



*Figure 3.22: Reconstruction paléogéographique globale durant le Paléocène Moyen (~ 60 Ma). En bleu sont figurées les zones d'océans profond, en blanc les zones de mer épicontinentale, en vert les zones continentales à faible élévation et en marron les zones de topographie « forte ». Modifié d'après Scotese, 2004.*

Si la déformation pyrénéenne commence autour de 85 Ma, c'est durant le Paléocène (66 – 56 Ma) que les premiers effets majeurs de cette orogenèse pyrénéenne est notable, le paroxysme de la déformation se déroule quant à lui durant l'Eocène (56 – 33.9 Ma). Cette dynamique de compression (Josnin et al., 1998, Guennoc et al., 2000) sera la principale force contrôlant l'évolution régionale durant cette époque (Fig. 3.22 et 3.23). La chaine nouvellement formée qui s'étend alors depuis le pays Basque jusqu'au Sud de la Provence présente des déformations conséquentes (e.g. empilement de nappes, chevauchement) concentrées au niveau du centre de la

chaine, et qui ne dépassent pas au nord, la position du trait de côte languedocien actuel (Guennoc et al., 2000). Il est proposé que la déformation pyrénéenne se soit propagée par effet de flambage lithosphérique (flexure, cf partie VI) jusqu'au nord du M.C. et au Bassin parisien engendrant donc des zones en surrection et d'autres en subsidence sur l'ensemble de la région.

L'orogenèse pyrénéenne impacte aussi fortement la morphologie de surface à l'échelle régionale. En effet, la présence de reliefs conséquents au sud du M.C. (Chaine pyrénéenne) force le réseau hydrographique de la région languedocienne à se réorienter vers l'Atlantique (Bruxelles et Camus, 2010).

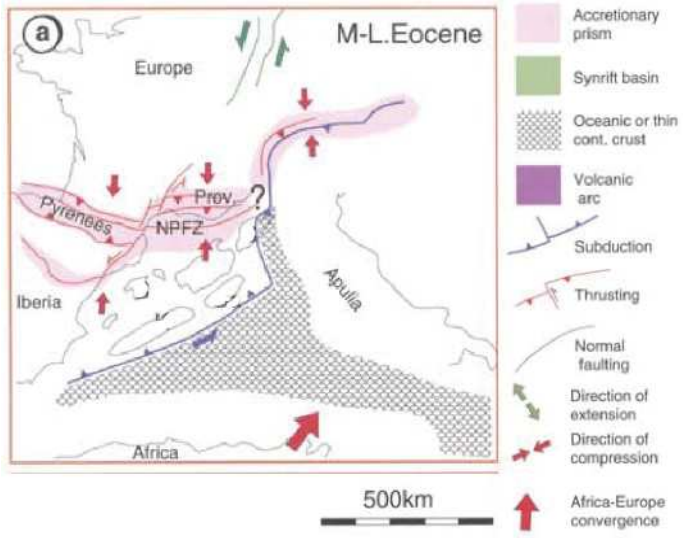



*Figure 3.23: Reconstruction géodynamique à l'Eocène inférieur à Moyen (~ 56 à 41 Ma). La convergence Europe-Afrique est accommodée par une structure en collision au Sud et au Sud-Ouest du M.C. tandis qu'elle s'exprime par une subduction (du bloc Apulie) à l'Est et au Sud-Est. Modifié d'après Séranne (1999).*

L'Eocène est également marqué, à l'Est de la France par les premières manifestations de l'orogenèse alpine : la subduction de l'océan valaisan initiant une phase d'extension d'axe globalement E-W (extension arrière-arc de la subduction Apulie, Fig. 3.23) (Sanchis and Séranne, 2000 ; Barruol and Granet, 2002 ; Jolivet et al., 2019). Cette extension ne sera cependant pleinement exprimée qu'à partir de l'Oligocène (Sanchis and Séranne, 2000 ; Guennoc et al., 2000 ; Jolivet et al., 2006).

## Evolution de la bordure Nord :

Durant le Paléocène (66-56 Ma), les zones au nord du M.C. continuent d'enregistrer des dépôts crayeux initiés durant le Crétacé, en contexte de mer épicontinentale (Nehme et al., 2020). L'extrémité nord du M.C. (limite sud du Bassin parisien) présente également une importante fraction de sédiments détritiques en contexte marin, ce qui atteste de l'émersion de régions centrales

du M.C. durant cette période. La faible étendue spatiale des dépôts terrigènes laisse supposer cependant que les reliefs de la limite nord du M.C. ne sont que de faible amplitude à cette époque.

Durant l'Eocène (56 - 31.9 Ma), de manière sub-synchrone avec le paroxysme de l'orogenèse pyrénéenne, le nord du M .C. enregistre cette fois une période de régression marine majeure. L'ensemble du secteur passe alors à une dynamique d'érosion fluviale. Cette régression est attribuée à une surrection régionale (zone des Limagnes, de la marche) produite par un flambage lithosphérique (flexure à longue distance) du fait des contraintes pyrénéennes N-S (Quenardel et al., 1991 ; Parisot et al., 2020). La surrection du nord du M.C. est estimée à ~ 500 m (Quesne et Kersuzan, 2018) à cette époque. Initiée par une compression d'axe N-S, cette surrection localisée, de forte amplitude et associée à de la flexure implique une subsidence forte et localisée quelque part au niveau de la zone centrale du M.C. Or, les mêmes auteurs (Quesne et Kersuzan, 2018) présentent une région entièrement exondée et en érosion, sur la base d'un enregistrement de sédiments détritiques au niveau des bordures des Bassins aquitains et du Sud-Est. Il serait donc intéressant de revoir les amplitudes de surrection estimées, ou de quantifier le rôle possible des variations eustatiques sur cette surrection apparente. Le principe même de flambage lithosphérique pouvant à mon sens être critiqué d'un point de vue de la mécanique lithosphérique (cf : partie 6).

A l'Eocène moyen (Lutétien, ~ 47 Ma) la phase régressive se termine et la zone nord est à nouveau recouverte par une mer épicontinentale. S'ensuit une succession de transgressions – régressions durant la fin de l'Eocène (qui perdurera durant l'Oligocène). Le maximum de transgression Eocène reste néanmoins de faible ampleur et n'atteint a priori pas la bordure nord du M.C. qui est donc supposément en situation de plaine alluviale voir littorale.

## Evolution de la bordure Ouest :

Le bassin Aquitain préserve également, au premier ordre, la dynamique initiée durant le Crétacé. Nous sommes en présence d'une région à faible relief et faible altitude (Simon-Coinçon, 1993 ; Quesne et Kersuzan, 2018, Fauquette et al., 2020), la partie orientale de l'actuel Bassin aquitain (limite Ouest du M.C.) demeure en domaine continental, tandis que le reste du bassin est principalement en domaine marin durant le Paléocène (Fig. 3.22). L'émersion tend à se généraliser sur l'ensemble du bassin durant l'Eocène (Fig. 3.24).

Localement, Le Griel (1992) propose qu'au niveau de l'actuelle vallée du Lot, la région soit marquée par une dynamique sédimentaire en aggradation durant le Paléocène ainsi que durant l'Eocène. Le relief local diminue et il est possible de supposer une érosion des reliefs de faible amplitude du plateau central situé plus à l'Est comme source des sédiments détritiques.

Le Paléocène semble être également la période de début de différenciation (et de karstification) de la région du Quercy (Bruxelles et Astruc, 2009). Néanmoins, ces auteurs considèrent que la morphologie reste peu différenciée à cette époque empêchant une quantification de son évolution.

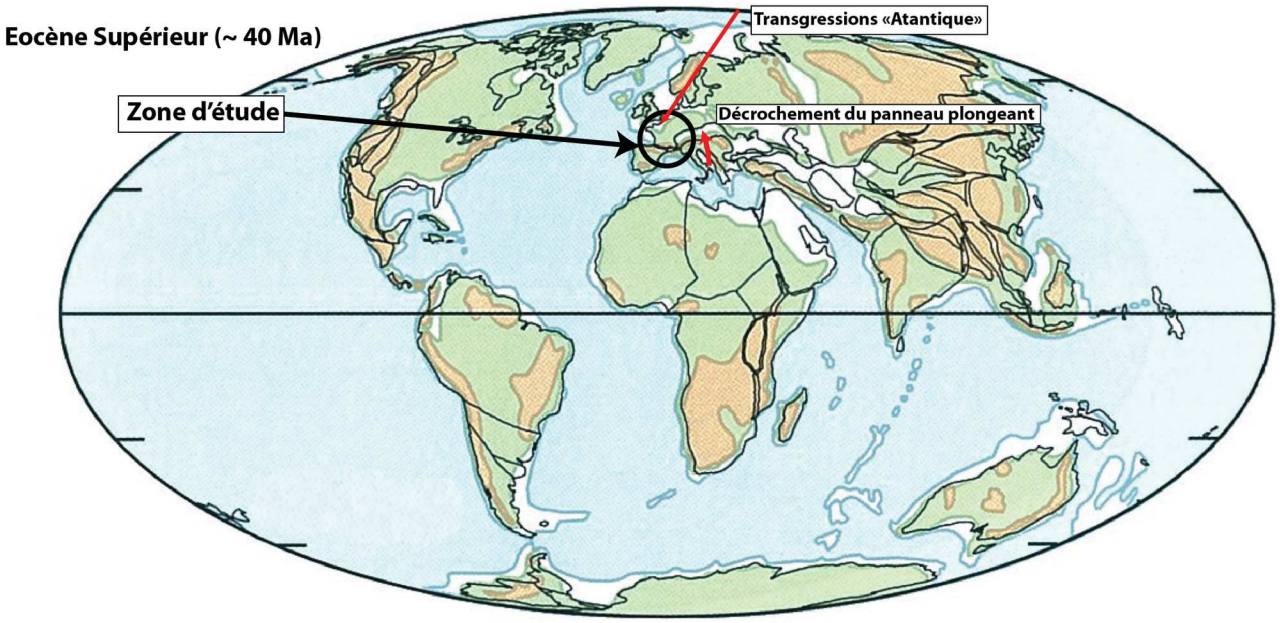



*Figure 3.24: Reconstruction paléogéographique globale durant l'Eocene Supérieur (~ 40 Ma). En bleu sont figurées les zones d'océans profond, en blanc les zones de mer épicontinentale, en vert les zones continentales à faible élévation et en marron les zones de topographie « forte ». Modifié d'après Scotese, 2004.*

## Evolution de la bordure Sud :

La bordure Sud est la zone la plus impactée lors de ces différents épisodes géodynamiques régionaux. Dès le Paléocène, la compression pyrénéenne commence à fortement marquer le paysage languedocien (Lucazeau et al., 1984 ; Guennoc et al., 2000 ; Quesne et Kersuzan, 2018 ; Parisot et al., 2020). On assiste en effet à une émersion et une érosion continentale du sud du M.C. (Mattauer, 2002 ; Olivetti et al., 2020).

Si l'amplitude des reliefs alors formés n'est pas réellement quantifiée, elle est estimée à quelques centaines de mètres au maximum (Séranne et al., 2002). Cette amplitude étant probablement décroissante en se dirigeant vers le nord (e.g. Cévennes, Aubrac actuels). L'absence de relief régional majeur est corroborée par la présence de dépôts marins au niveau du bassin d'Alès durant cette époque (Olivetti et al., 2020). Les déformations majeures liées à la dynamique pyrénéenne restent localisées au niveau de l'axe de la chaine, passant (pour la zone du golfe du Lion) plus au sud que le trait de côte actuel.

Durant l'Eocène (avec peut-être une initiation au Paléocène), les contraintes à l'origine de l'orogenèse pyrénéenne induisent des déformations compressives d'axe E-W à N130°E au niveau des Garrigues Languedociennes (Etchecopar et al., 1981 ; Ritz, 1986 ; Mattauer, 2002 ; Boinet, 1999). La déformation y est accommodée par la mise en place de nombreuses failles et plis telle que la Faille du Lirou (Séranne et al., 1995 ; Mattauer, 2002), le pli de Montpellier (Guennoc et al., 2000) ou le pli du Pic St-Loup. La formation de ces reliefs est également contemporaine du dépôt de sédiments détritiques issus de ces reliefs nouvellement formés (Séranne et al., 2002). La surrection attribuée à l'orogenèse pyrénéenne est, pour certains, la première phase de karstification dans le Languedoc (e.g. ~ 35 Ma d'après Rhis et al., 1999).

On assiste aussi à la réactivation de la zone de failles des Cévennes en décrochement senestre, à l'instar de nombreuses failles régionales (Etchecopar et al., 1981, Ritz et al., 2020) avec un rejet horizontal estimé à au moins 17 km (Bruxelles et Camus, 2010).

Au nord du faisceau de failles des Cévennes, au niveau des Grands-Causses, il est proposé (Ambert, 1984) une surrection liée à des mouvements de blocs (e.g. le long de la faille de la Pezade ou de la faille de l'Hospitalet) sans autres formes notables d'accommodation de la déformation (Bruxelles, 2001). Séranne et al. (2002), proposent même une absence de déformation (horizontale) au niveau des Grands Causses en lien avec la compression Pyrénéenne, mais ne réfutent cependant pas la possibilité d'une surrection relative des causses vis à vis de l'actuelle plaine côtière (ce qui nécessite une localisation de la déformation plus au sud).

C'est également durant l'Eocène (final ?) qu'est proposé la fossilisation (abandon fonctionnel) d'une première surface d'érosion de la région des Cévennes et des Grands-Causses (Bruxelles, 2001b) lors de sa mise en relief. Cette surface est appelée la surface fondamentale des Causses (890 à 920 m NGF, cf : partie IV). Durant les premières phases de l'Eocène, il semble y avoir encore une circulation hydrologique (au moins localement au niveau du Larzac) en surface des Causses

(Camus, 1997). Les dépôts de cailloutis « sidérolithiques » puis fluviaux d'origine cévenole étant les seules traces de ce fonctionnement aujourd'hui inexistant.

Finalement, la fin de l'Eocène est marquée par le début de la phase extensive régionale (e. g. initiation du bassin d'Alès ; Séranne et al., 1995) dont le paroxysme se produira à l'Oligocène.

## Evolution de la bordure Est :

La poursuite de la convergence entre le bloc Apulie et la marge passive Européenne va induire la fermeture progressive du domaine océanique valaisan via une conjonction complexe de subductions et d'obductions dont les détails relèvent de la géologie alpine s.s. (Quesne et Kersuzan, 2018). Néanmoins, durant le Paléocène, la marge Est du M.C. demeure connectée à un bassin océanique profond (Scotese, 2004 ; Fig. 3.22) et l'évolution de la bordure du M.C. n'est pas significativement modifiée vis à vis de sa dynamique crétacée.

La région actuellement au niveau de la vallée du Rhône est en position de piedmont et de domaine marin de plus en plus profond en direction de l'Est. Les zones de déformation significatives sont localisées plus à l'est (Fig. 3.23) durant le Paléocène et vont progresser vers l'ouest durant tout l'Eocène (Tricart, 1984) à la faveur de la subduction de la plaque européenne sous le bloc apulien (Jolivet et al., 2019). Le détachement du panneau plongeant de la plaque européenne induit une transition entre une dynamique de subduction et la phase de collision continentale qui conduira à la formation de l'arc Alpin s.s.. Cette réorganisation est associée la mise en place de la subduction appennine plus à l'est (Fig. 3.23 ; Séranne, 1999 ; Jolivet et al., 2019).

Les déformations de la fin du Paléocène et du début de l'Eocène associées aux prémices de l'orogenèse alpine impliquent principalement une subsidence modérée de la zone orientale du M.C. (~ actuelle vallée du Rhône). On retrouve en effet des dépôts côtiers voir marins de cet âge au niveau du Velay (Séranne et al., 2002; Olivetti et al., 2020).

Vers le milieu de l'Eocène (~ 45 Ma), les déformations s'accentuent lorsque le panneau plongeant de la plaque européenne se détache. La région entre dès lors en collision continentale. Cette phase majeure de déformation lithosphérique induit la formation de fossés flexuraux (bassin d'avantpays) au niveau de l'actuel vallée du Rhône – bordure ardéchoise, où une sédimentation détritique conséquente se met en place, et perdurera globalement jusqu'au Quaternaire (Quesne et Kersuzan,

2018). S'il y a subsidence flexurale au niveau de la vallée du Rhône, il est logique de suspecter des mouvements de surrection au niveau du Massif-Central. Il reste à quantifier l'amplitude de cette surrection, qui reste a priori relativement faible, largement inférieure en tous cas à celle se produisant plus à l'est.

## Evolution de la zone centrale :

Exondées depuis le Crétacé, les parties centrales de la région sont sujettes à l'érosion durant le Paléocène comme en atteste la présence de dépôts détritiques issus des reliefs cristallins dans l'ouest du bassin aquitain (Séranne et al., 2002 ; Quesne et Kersuzan, 2018). Les zones émergées seraient surtout localisées dans la partie occidentale du Massif Central actuel (Montagne-Noire, Plateau Central, etc.) et le relief ne devait pas être important puisque par exemple, le bassin du Puy-en-Velay se forme à cette époque, proche du niveau marin (Define and Poiraud, 2014 ; Fauquette et al., 2020).

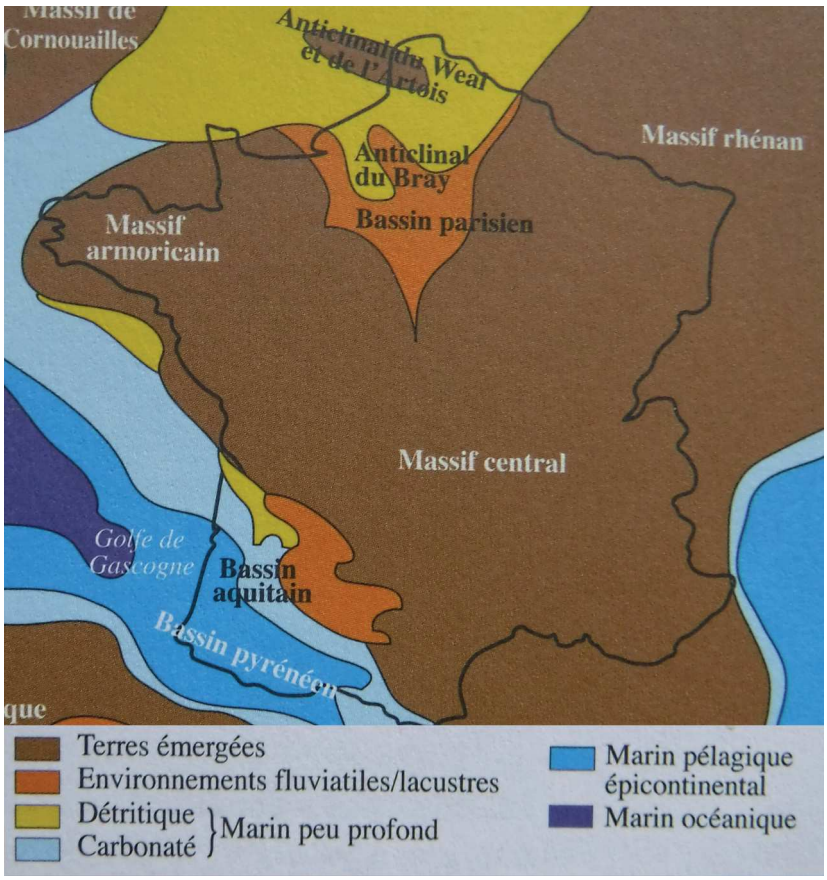



*Figure 3.25: Paléogéographie schématique de la France à l'Yprésien (56 - 47.8 Ma). Les lignes de transitions marin-continental présentent de fortes variations spatiales (localement plus de 200 km) durant l'Eocène mais leurs positions précises au court du temps ne sont pas connues. Modifiée d'après Quesne et Kersuzan, 2018.*

L'érosion perdure durant l'Eocène et le centre de la région est suspecté de poursuivre une surrection lente durant l'Eocène (Olivetti et al., 2020) aboutissant à son émersion (Fig. 3.25). Les reliefs sont supposés faibles, et bien que présente, l'érosion ne doit pas être très forte durant cette période. La morphologie de la zone centrale ne subit pas de changement majeur durant la plus grande partie de l'Eocène.

Comme pour le Languedoc, on assiste vers la fin de l'Eocène aux premières manifestations de

l'extension généralisée de la région, c'est le début de la formation des bassins des Limagnes (Olivetti et al., 2020).

## Climat Paléocène-Eocène :

A l'aide de  paléo-flores, il est proposé que la région du Velay soit sous un climat chaud et humide (type tropical) au début de l'Eocène (Guisti, 2008). Ce climat, a priori généralisable sur l'ensemble de la région perdure durant la majorité de l'Eocène mais évolue progressivement vers un climat semi-aride, qui dominera durant l'Oligocène (Guisti, 2008).

L'eustatisme subit lui aussi une évolution notable au cours de cette période. Le contexte de convergence généralisé durant le Cénozoïque tend à augmenter la surface océanique ce qui, mécaniquement produit une chute du niveau eustatique (Scotese, 2004).

## Points importants :

Le Paléocène et l'Eocène sont caractérisés par une modification majeure des forces aux bordures du M.C. avec au sud, l'orogenèse pyrénéenne et à l'est, une subduction marquant le début de l'orogenèse alpine.

Les zones sud du M.C. (montagne-noire, Grands Causses, Garrigues) sont fortement impactées par la compression pyrénéenne N-S avec la formation de nombreux reliefs, une possible surrection ainsi qu'une réorganisation complète du réseau hydrologique.

Les zones plus au nord du M.C. ne présentent pas de déformation marquée mais enregistrent une probable variation régionale entre zones en surrection et en subsidence associées au flambage lithosphérique. Néanmoins, ces mouvements verticaux restent de faible amplitude (maximum de quelques centaines de mètres) et le paysage est probablement marqué par un relief faible et une altitude proche du niveau marin.

La baisse du niveau eustatique (possiblement couplé à une surrection faible) induit une évolution vers un fonctionnement continental ainsi qu'à une période d'érosion régionale (formation et fossilisation d'une « surface d'érosion fondamentale »).

# III.2.7. L'Oligocène (33.9 – 23.0 Ma)

## Considérations générales :

L'Oligocène est la dernière grande période de changement géodynamique de la région. A l'est se déroule le paroxysme de l'orogenèse alpine tandis qu'au Sud se déroule une phase d'extension majeure d'axe N-S qui aboutit à la création du Golfe du Lion autour de 30 à 20 Ma (Séranne, 1999). Le centre du M.C. est quant à lui préalablement affecté par une extension de direction est-ouest (35 – 25 Ma ; Séranne, 1999 ; Barruol and Granet, 2002) engendrant la formation des Limagnes (Système de Rift Ouest-Européen). Si le paysage en lui-même (creusement des vallées, reliefs locaux, surrection, etc.) ne saurait être attribué à cette époque (voir après, parties

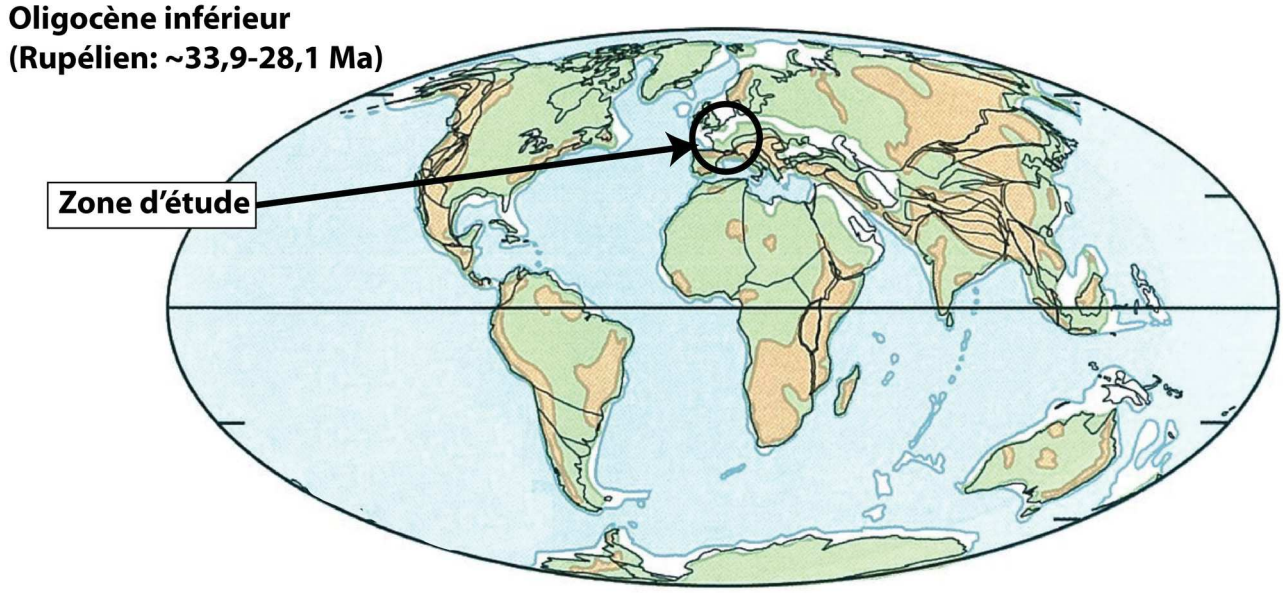



*Figure 3.26 : Reconstruction paléogéographique globale au Rupélien (~ 30 Ma). La zone de l'Europe de l'Ouest présente très majoritairement la même configuration qu'à l'actuel. En bleu sont figurées les zones d'océans profonds, en blanc les zones de mer épicontinentale, en vert les zones continentales à faible élévation et en marron les zones continentales à « forte » topographie. Modifié d'après Scotese, 2004.*

sur le Miocène et le Plio-Quaternaire), les grandes structures tectoniques et les grandes lignes morphologiques se sont bien mises en place durant l'Oligocène (e. g. naissance du bassin versant

méditerranéen, fossés des Limagnes). Le M.C. (ainsi que l'Europe de l'Ouest) est dès lors dans une configuration géographique semblable à l'Actuel (Fig. 3.26).

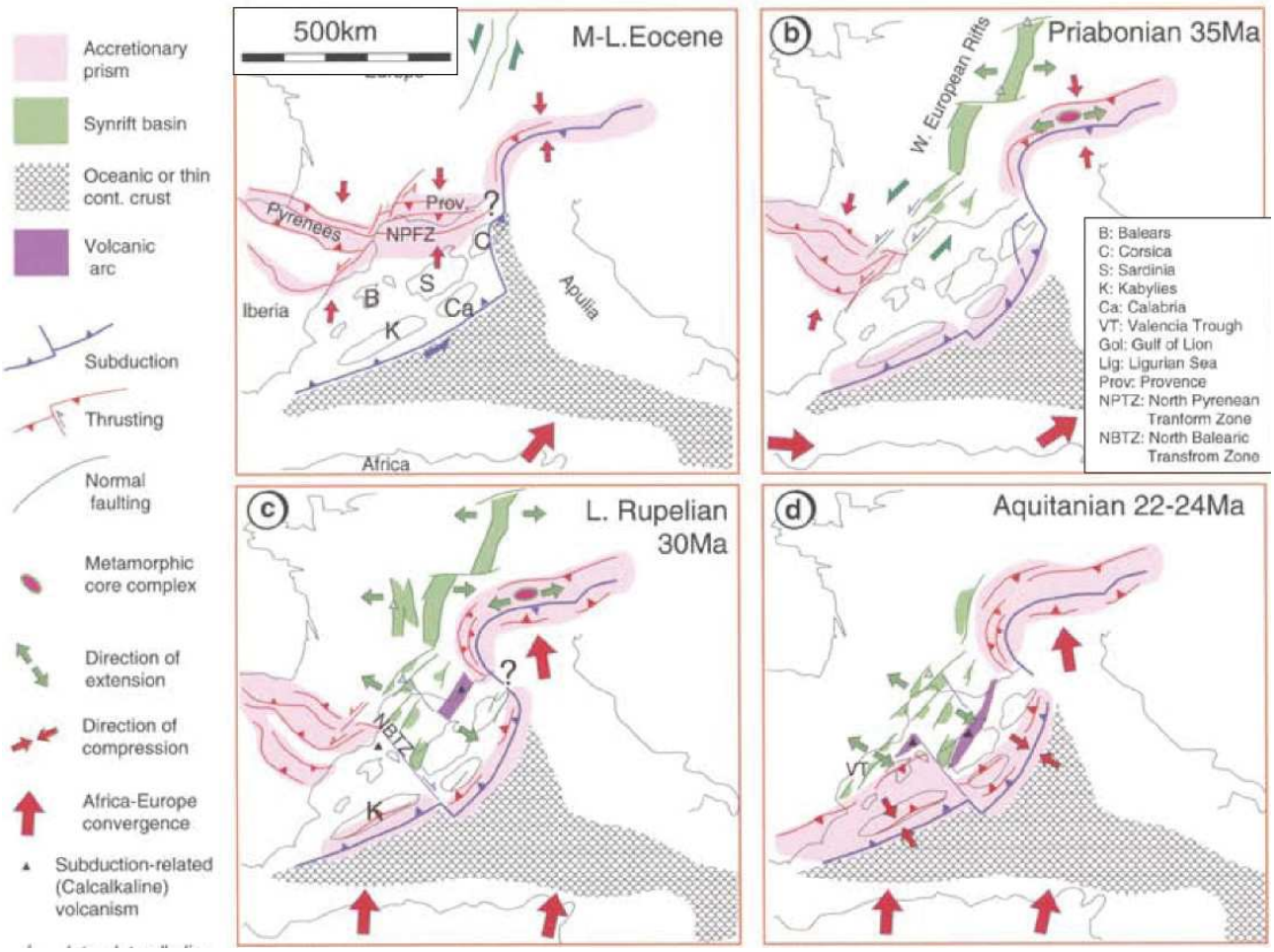



*Figure 3.27: Reconstruction géodynamique de l'Eocène (56 à 33.9 Ma) à l'Aquitanien (Miocène inférieur : 23,03 – 20,44 Ma) au niveau de la méditerranée occidentale. L'extension d'axe Est-Ouest s'initie au Nord (épisode du rift Ouest-Européen) et migre vers le sud durant l'Oligocène. Au niveau du Languedoc, l'axe d'allongement a tourné vers une direction NO-SE à N-S et est considéré comme étant une extension arrière-arc. Modifié d'après Séranne, 1999.*

La transition entre la compression pyrénéenne durant l'Eocène et l'extension à l'Oligocène serait liée à une dynamique complexe associée à la convergence Europe-Afrique (Séranne, 1999 ; Parisot, 2020). Cette convergence est accommodée à l'est par une collision (bloc Apulie et plaque européenne) tandis qu'au sud (actuel Golfe du Lion) le raccourcissement s'effectue grâce à une subduction (Fig. 3.27 a et b). Cette subduction au sud est associée à un mouvement de recul du panneau plongeant (vers le sud-est, Fig. 3.28). Ce recul va induire des contraintes extensives sur la plaque supérieure (direction ~ N120° E, Etchecopar et al., 1981) et engendrer la formation du Golfe

du Lion, coupant la chaine Pyrénéenne en deux parties à la faveur d'une zone de cisaillement (NBTZ, Figure 3.27) et possiblement d'une déchirure du panneau plongeant (Jolivet et al., 2016). Cette dynamique extensive induit également, au niveau du Languedoc la formation d'un sytème de bassin NE-SO.

La mise en place d'un point chaud sous le M.C. durant l'oligocène est également proposée par certains (e. g. Barruol and Granet, 2002 ; Séranne et al., 2002). Ce point chaud serait d'origine superficielle pour certains (mouvements mantelliques induits par la collision alpine ou l'extension arrière-arc au sud) et induit par l'extension (Ambert, 1991), ou bien profond pour d'autres (Granet et al. 1995 ; Barruol and Granet, 2002), mais aurait en tout cas, comme conséquence une surrection régionale durant le Miocène ainsi qu'un flux de chaleur « anormal » du M.C. (environs 100 $mW.m^{-2}$ contre une valeur moyenne autour de ~ 60 $mW.m^{-2}$ pour les zones intraplaques continentales).

## Evolution de la bordure Nord :

Le Nord du M.C. (limite sud du Bassin parisien) est directement impacté par la phase d'extension du début de l'Oligocène (Rift Ouest-Européen en lien avec la dynamique Alpine ; Quenardel et al., 1991 ; Degeai et Pastre, 2008 ; Barriquand, 2016 ; Quesne et Kersuzan, 2018). L'extension E-W (Fig. 3.27b et 3.27c) est à l'origine de la formation des fossés des Limagnes. Il s'agit de deux fossés d'effondrement bordés par des failles normales de direction ~ N-S (Quesne et Kersuzan, 2018) qui enregistrent d'importants dépôts sédimentaires (Fig. 3.29) allant jusqu'à 3 km au niveau de la Limagne de l'Allier (Degeai et Pastre, 2008).

Plus au nord (transition M.C.-Bassin parisien et Bassin parisien), aucune structure extensive majeure (graben) n'est connue, mais il est reconnu néanmoins une zone en subsidence permettant un contact avec l'océan (proto-gouttière Ligérienne, Quesne et Kersuzan, 2018). Ce lien avec les conditions marines est également enregistré au niveau des Limagnes par une alternance de dépôts sédimentaires marins et continentaux dont le moteur suspecté est une série de transgressions et régressions marines en lien avec les variations eustatiques (Nehlig, 2012 ; Degeai et Pastre, 2008 ; Quesne et Kersuzan, 2018). Il est donc possible de considérer une région qui demeure à une altitude relativement faible avec seulement quelques reliefs locaux eux-même de faible ampleur (100 à 200 m ?), issus des structures tectoniques extensives (e. g. épaules des grabens).

Au tournant Oligocène-Miocène (~ 23 Ma), une surface d'érosion se généralise sur le Nord du M.C. témoin d'une baisse conséquente du niveau marin relatif, probablement d'origine eustatique en accord avec les courbes d'évolution du niveau marin à cette époque (Haq, 1988). Dans les zones carbonatées tel qu'au niveau du Maconnais, cette période d'extension est associée à des chutes du niveau de base au moins localement (Barriquand, 2016) engendrant une karstification importante (évidement de fantômes de roche, création de réseaux hydrologiquement actifs, etc.), bien que la question de l'âge exact des créations de réseaux reste non résolue (entre ~ 30 et 1 Ma, Barriquand, 2016).

## Evolution de la bordure Ouest :

Les zones à l'ouest du M.C. (e. g. Quercy, Sud de la Marge) ne présentent pas de témoins de l'extension généralisée. On note la présence de galets d'origine pyrénéenne au nord de l'actuelle Montagne Noire ce qui indique l'absence de ces reliefs durant l'Oligocène (Guisti, 2008). Cet auteur propose donc que l'Oligocène corresponde, pour les zones du Quercy, Ségala, et la Montagne Noire, à une période d'aplanissement avec la formation d'un piedmont issu de l'érosion des Pyrénées ainsi que potentiellement de quelques reliefs au niveau du M.C. (sans plus de précision sur la position exacte). Le Quercy est également témoins durant cette période d'une érosion continentale significative, d'une karstification puisque il s'agit de la période de formation des phosphatières. L'édification d'une surface d'aplanissement est également proposé par Bruxelles et Camus (2010) au niveau des Grands Causses.

Une accumulation de sédiments détritiques en provenance du M.C. y est identifiée et proposée comme étant d'âge oligocène mais la date de la fossilisation (arrêt du fonctionnement hydro-sédimentaire et mise en altitude) est sujet à débat. Ainsi, pour Guisti (2008) cette fossilisation est d'âge oligocène ce qui est en désaccord avec l'hypothèse d'un âge burdigalien (20,44 à 15,97 Ma) proposée par Ambert (*ibid*).

Il est à noter également, sur la base d'observations sédimentologiques au niveau du détroit de Rodez, qu'une position proche du niveau marin ait été mise en évidence localement (Fauquette et al., 2020). Ces divers indices tendent à corroborer un modèle de région à faible relief et faible topographie durant l'Oligocène également pour cette zone Ouest. C'est également à cette période qu'est proposée la mise en place des grandes lignes du réseau hydrographique actuel (Simon-

Coinçon, 1993) avec un transfert d'Est en Ouest à la faveur de grandes gouttières à faible relief (estimé à ~ 50 m par Simon-Coinçon, 1993).

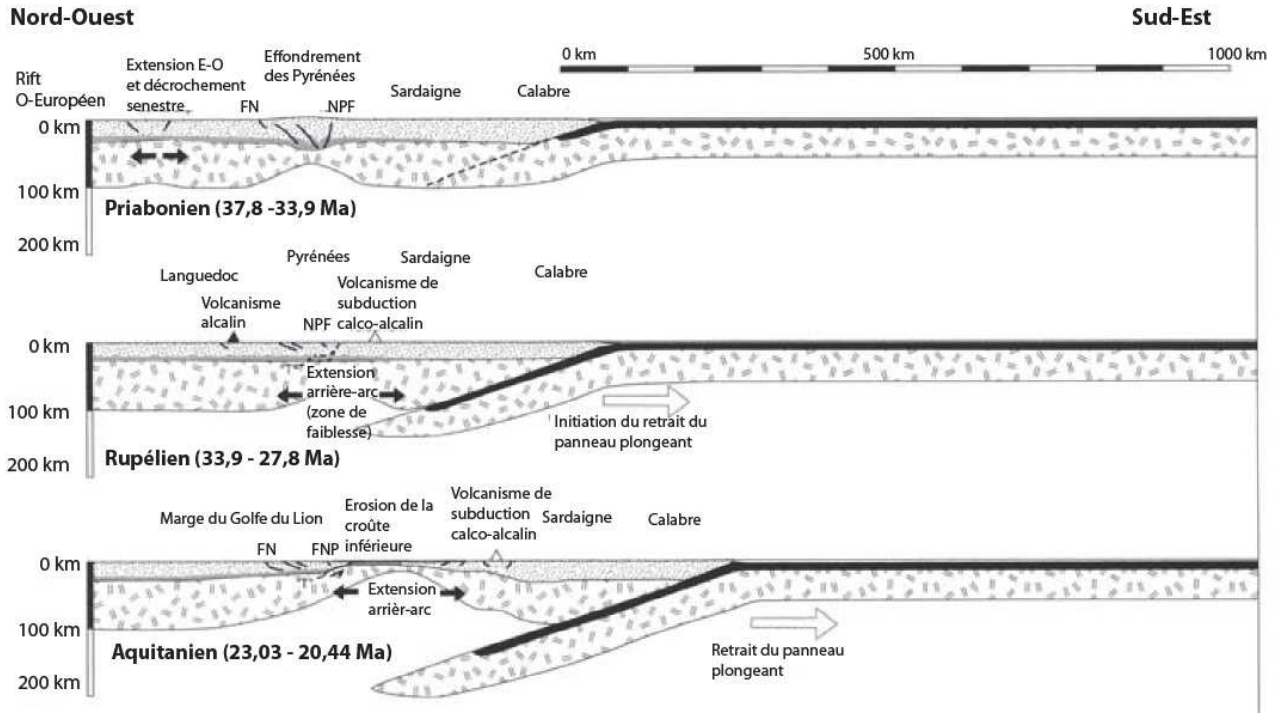



*Figure 3.28 : Coupe modèle Nord-Ouest Sud-Est depuis le M.C.à travers le bloc Corso-Sarde et la Calabre. Le recul du panneau plongeant serait à l'origine d'une extension arrière-arc induisant la séparation du bloc Corso-Sarde au Rupélien et la création du Golfe du Lion ainsi que du bassin océanique Provençal au tournant Oligocène-Miocène. Modifié d'après Séranne, 1999.*

## Evolution de la Bordure Sud :

Les zones de la bordure sud (principalement les zones des Grands-Causses, des Garrigues et du Sud des Cévennes) sont les plus affectées par la dynamique oligocène qui aboutit notamment à l'ouverture du golfe du Lion, restructurant à terre la distribution des bassins-versants.

La phase de rifting E-W initiée à la fin de l'Eocène ne semble pas avoir affectée directement la région (Séranne, 1999) qui est plutôt contrôlée par l'extension arrière-arc (fig. 3.28) active durant le Rupélien (33,9 – 28,1 Ma, Josnin et al., 1998). Le recul du panneau plongeant (Fig. 3.27) induit la séparation du bloc corso-sarde (rotation anti-horaire de 30 à 60° entre ~ 23 et 18 Ma) au niveau de la faille nord-pyrénéenne ce qui aboutit à la mise en place finale de la marge passive cévenole à l'Aquitanien (Etchcopar et al., 1981 ; Ambert, 1991 ; Josnin et al., 1998).

Cette extension est donc à l'origine de l'ouverture du Golfe du Lion et du bassin ouest méditerranéen (l'extension sera suffisante pour aboutir à la déchirure lithosphérique au sud cf : Fig. 3.28 et à la génération d'une lithosphère océanique durant le début du Miocène).

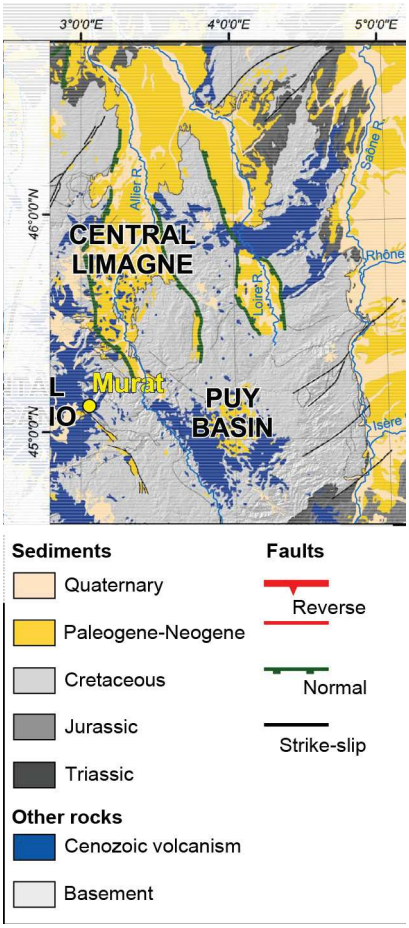



*Figure 3.29: Carte géologique simplifiée du Nord-Est du M.C. On note la structuration en horst et graben des Limagnes formée à l'oligocène et associée à une importante sédimentation. Modifié d'après Fauquette et al., 2020*

Structuralement, cette extension est accommodée différemment selon un transect globalement N-S.

Tout au sud, au niveau du bassin provençal, nous sommes en présence d'une lithosphère océanique (qui sera formée au début du Miocène). La transition continent-océan n'est pas clairement identifiée (Séranne, 1999) mais devrait *a priori* être localisée au niveau du talus continental (100 à 150 km au sud du trait de côte actuel). Au niveau de ce talus continental, le Moho est localisé autour de 20 km de profondeur (Séranne, 1999). Ce domaine marin présente une subsidence thermique marquée (Séranne, 1999) depuis le Rupélien et jusqu'au Serravalien (33,9 à 11,13 Ma). Sa dynamique thermique miocène supérieur et plio-quaternaire (depuis ~ 11 Ma) n'est en revanche pas discutée par l'auteur et la question de la stabilité thermique de la marge actuelle se pose (cf : partie VI).

Plus au nord, depuis le talus continental jusqu'au trait de côte actuel (ou de la faille de Nîmes, Séranne et al., 1995 ; Séranne, 1999), la profondeur du Moho passe de ~ 20 km au sud à ~ 28 km au nord d'après Séranne (1999). Cette zone présente donc clairement un amincissement crustal majeur avec une déformation d'échelle lithosphérique.

La zone allant au nord du trait de côte / de la faille de Nîmes jusqu'à la zone de failles des Cévennes ne présente pas d'amincissement crustal marqué (profondeur du Moho passant de ~ 28 km au sud à 30 km au nord, en ~ 50 km de distance). La déformation serait donc restreinte à une dynamique de couverture, à la faveur du mouvement de nombreuses failles normales (Etchecopar, 1981 ; Séranne et al., 1995 ; Séranne, 1999 ; Sanchis et Séranne, 2000 ; Séranne et al., 2002 ; Mattauer, 2002 ; Bruxelles et Camus, 2010) s'enracinant dans le niveau évaporitique du Trias jouant le rôle de couche de décollement (e.g. Séranne, 1999).

Ces failles listriques contrôlent notamment la géométrie des nombreux bassins sédimentaires de la région (e. g. bassin d'Alès : ~ 44,128° N ; 4,100° E, Montoulieu : ~ 43,900° N ; 3,748° E ou les Matelles : ~ 43,727° N ; 3,813° E, Fig. 3.30). La sédimentation syn-tectonique au niveau des fossés Languedocien ne présente pas de galets d'origine cristallophyllienne (Séranne et al., 1995 ; Sanchis et Séranne, 2000). Les quelques galets non-locaux sont considérés comme issues des séries Jurassiques en amont (Sanchis et Séranne, 2000).

Le socle cévenol n'est donc pas attaqué par l'érosion à l'Oligocène, seule la couverture mésozoïque est remaniée. L'épaisseur de cette couverture, et l'intensité de l'érosion qu'elle subit reste néanmoins à contraindre puisque deux modèles s'opposent : couverture de faible épaisseur, préservée globalement depuis le Trias (Ricordel, 2007) ou couverture épaisse pouvant avoir été érodée à plusieurs reprises (e.g. Barbarand et al. 2001 ; Bruxelles, 2001 ; Olivetti et al., 2020).

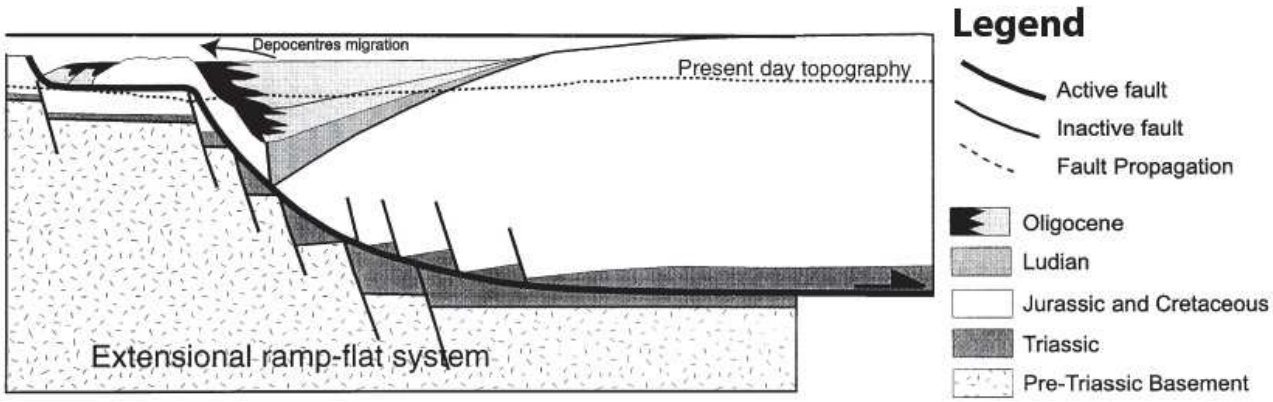



*Figure 3.30: Modèle schématique des structures d'accommodations de la déformation entre la Faille des Cévennes et le trait de côte actuel en lien avec l'extension Oligocène. La série Triasique est typiquement localisée autour de quelques kilomètres de profondeur et joue le rôle de niveau de décollement permettant une tectonique de couverture. Modifié d'après Sanchis et Séranne (2000).*

Au niveau du Bassin de l'Hérault, les premiers galets du socle sont identifiés comme des dépôts de la fin de l'Oligocène-début du Miocène (voir références *dans* Bruxelles, 2001a ; Bruxelles, 2001b).

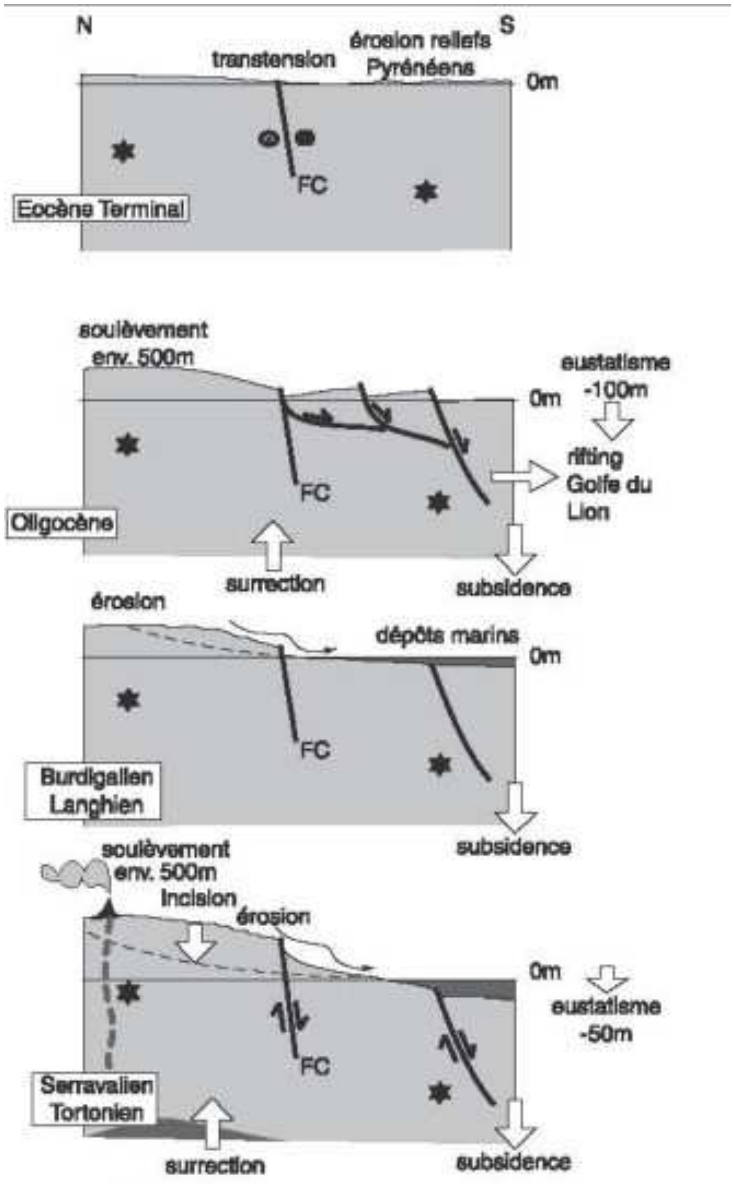



*Figure 3.31 : Schémas conceptuels évolutifs de la surrection, de l'érosion du Sud du M.C. (Marge Cévenole) entre la fin de l'Eocène et le Miocène. La coupe schématique est orientée N-S et permet une bonne représentativité des structures régionales. Modifié d'après Séranne et al., 2002.*

Si le faisceau de failles des Cévennes présente une réactivation en faille normale durant l'Oligocène (Sanchis et Séranne, 2000 ; Mattauer, 2002 ; Ritz et al., 2020), il ne semble pas y avoir de déformation significative au nord de celle-ci (Séranne, 1999; Mattauer, 2002 ; Bruxelles, 2001). Quelques failles sont néanmoins proposées comme présentant une activité autour de la transition Oligocène-Miocène (~ 23 Ma) au niveau du Larzac (Ambert, 1984) mais les rejets estimés sont faibles, au maximum de l'ordre de la dizaine de mètres, et leur fonctionnement à l'Oligocène est même réfuté au niveau du Larzac central (Bruxelles, 2001).

Cette absence de déformation au nord de la faille des Cévennes amène généralement à refuser (Corbel, 1954 ; Séranne et al., 2002 ; Guisti, 2008) le modèle classique d'épaulement d'un rift comme à l'origine de reliefs et de la topographie régionale (par exemple la flexure des épaules du rift de la mer rouge et le recul d'un escarpement de marge passive). Ce modèle me semble par ailleurs inapte à expliquer la présence de reliefs ailleurs (plus au nord) dans le M.C.

S'il n'est pas possible de démontrer l'absence de toute surrection à cette époque, Guisti (2008) défend une surrection de faible ampleur ce qui pourrait correspondre à une épaisseur érodée relativement faible.

## Evolution de la bordure Est :

La partie Est du M.C. est la plus proche de l'orogenèse alpine dont le paroxysme en termes de déformation se situe à l'Oligocène avec une propagation d'est en ouest des structures compressives durant cette période (Tricart, 1984). La zone de la vallée du Rhône est dès lors localisée en situation de bassin molassique d'avant chaine (subsidence, enregistrement sédimentaire de source proximale, etc.). Cette subsidence est enregistrée par des dépôts sédimentaires conséquents selon l'axe rhodanien à cette époque (Quesne et Kersuzan, 2018) et une localisation proche du niveau marin (Fauquette et al., 2020).

La propagation des déformations alpines vers l'ouest est cependant sujette à discussions. Pour Josnin et al., (1998), il n'y aurait en effet aucun impact significatif des contraintes alpines au niveau du Gard (ou plus à l'Ouest).

## Evolution de la zone centrale :

Les secteurs centraux du M.C. semblent principalement marqués par une subsidence régionale significative ainsi que par des marqueurs du rifting ouest-européen oligocène associés à l'orogenèse alpine (e. g. Sud des Limagnes, bassin du Puy). La subsidence du bassin du Puy, associée à un enregistrement sédimentaire conséquent a été interprété comme un phénomène local (Bout, 1967 ; Define et Berger, 1991). Or, d'autres témoins de subsidences sont également reportés au niveau de la  zone Cantalienne (Le Griel, 1992), laissant deviner une tendance plutôt régionale à cette subsidence. Les faciès sédimentaires au niveau du bassin du Puy ou des Limagnes étant d'affinité marine ou littorale, la région était donc située proche du niveau marin (Fauquette et al., 2020).

Si l'enregistrement sédimentaire semble suggérer une tendance régionale à la subsidence, d'autres auteurs, utilisant une approche de thermochronologie (traces de fission et datations U-Th/He) proposent quant à eux une période de refroidissement conséquente postérieure à l'Eocène, probablement Oligocène (Barbarand et al., 2002 ; Olivetti et al., 2020, Fig. 3.20). Ce refroidissement serait dû à une dénudation associée à une surrection kilométrique durant l'Oligo-

Miocène (Fig. 3.31). L'apparente incompatibilité entre les deux modèles pourrait être nuancée si la subsidence est d'origine thermique.

Cependant, il n'est pas possible de préciser de manière fiable la période de cette dénudation au-delà d'une estimation post-eocène, une telle érosion pouvant être Miocène voire Plio-Quaternaire. Zeyen et al. (1997) sur la base d'une inflexion du Moho au niveau du M.C. relatif aux zones périphériques proposent une surrection liée à l'arrivée d'un point chaud qu'il situe à l'Oligocène.

Outre les arguments sédimentaires en faveur d'une subsidence régionale, le modèle de dénudation majeure à l'Oligocène (ou postérieurement, associé à une surrection) est également questionné par des datations d'altération (par paléomagnétisme) sur une grande partie du M.C. (Ricordel, 2007) suggérant une faible épaisseur (Z < 400 m) de couverture post-triasique incompatible avec les 1000 à 2000 m de dénudation durant le Cénozoïque suggéré par l'approche thermochronologique..

L'extension marquée au niveau des Limagnes est associée à un amincissement crustal et lithosphérique conséquent, probablement plus de 10 % (5 – 25 % selon Lucazeau et al., 1984 ; Zeyen et al., 1997 ; Olivetti et al., 2020). La profondeur du Moho au niveau d'un axe N-S central est estimée à 25 km avec une base lithosphérique (LAB) à 50 km. A titre de comparaison, le Moho est localisé à environs 30 km en moyenne sous le reste du M.C., tandis qu'au niveau de la Bretagne (dont l'histoire géodynamique entre la fin du cycle varisque et l'Oligocène est proche de celle du M.C. ; Lucazeau et al., (1984)) le Moho est autour de 50 km avec un LAB situé autour de 100 km.

## Climat Oligocène :

Durant l'Oligocène, le climat tend vers un climat chaud et sec (données palynologiques au niveau du Velay *(*Corbel, 1954) et de flore thermophile au niveau du Rouergue (Simon-Coinçon, 1993)). La disparition des reliefs de la chaine pyrénéenne sur une importante portion du sud du M.C. (principalement en raison de l'ouverture du golfe du Lion) soulève la question d'un possible changement climatique (courant atmosphériques sud) et donc de capacité d'altération et d'érosion.

## Points importants

L'évolution géodynamique régionale initiée à l'Eocène atteint son paroxysme à l'Oligocène. Les mouvements du bloc Apulie (l'actuelle Italie) à l'est puis, l'extension arrière-arc au sud (l'actuel Languedoc) impactent l'ensemble du M.C.

Les structures extensives sont principalement marquées au Nord par la formation des fossés des Limagnes et au Sud avec la création de la marge cévenole lors de l'ouverture du Golfe du Lion. Dès lors, la configuration géographique est similaire à l'Actuel avec l'existence des deux grands bassins versants drainant le M.C. : le Bassin méditerranéen au sud et à l'est et le Bassin atlantique (s. l.) au nord et à l'ouest.

Les structures extensives (e.g. Limagnes, bassin d'Alès) enregistrent une sédimentation détritique signant une phase majoritairement d'érosion (et donc d'émersion) de l'ensemble de la région. Du fait de la nature souvent locale des sédiments piégés dans les grabens et demi-grabens oligocènes, il ne semble pas y avoir à cette époque un relief régional conséquent et il est possible de considérer que l'érosion attaque principalement de petits reliefs « locaux » formés à la faveur des déformation tectoniques (horsts, plis sur failles, etc.). Ce modèle est corroboré par la présence de sédiments marins sur certaines zones en bordure voir proche du centre du M.C. (Rodez, bassin du Puy) suggérant également une région à faible relief et faible élévation. Les reliefs actuels, ainsi que les paysages (e.g. creusement des vallées, réseaux karstiques) sont donc postérieurs à l'Oligocène. Le modèle classiquement proposé repose sur une surrection régionale, sans lien direct avec la formation de la marge du Golfe du Lion durant le Miocène.

# III. 2. 8. Le Miocène (23 Ma à 5.3 Ma)

## Considérations géodynamiques

L'évolution géodynamique au Miocène est marquée par la fin de l'extension régionale (e. g. Olivetti et al., 2020 ; Ritz et al., 2020) ainsi que par la compression alpine à l'est (Fig. 3.32) (e. g. Blès et Gros, 1991 ; Séranne, 1999) et par la mise en place d'un point chaud à l'aplomb du M.C. (e. g. Granet et al., 1995; Barruol and Granet, 2002). Le Miocène est également une importante période d'activité volcanique, paroxysmique pour Dautria et al. (2010), tant à l'échelle du M.C. que sur l'ensemble de l'Europe de l'Ouest entre 7.5 et 5.8 Ma (e.g. Savelli, 2002). Ce pic d'activité volcanique au Miocène supérieur serait associé à une source de chaleur profonde dont l'origine est discutée (e.g. Lustrino and Wilson, 2007). Par exemple, des mouvements convectifs mantelliques en lien avec la dynamique alpine ont été proposés (s.l., retrait de la subduction ionienne ; e. g. Quesne et Kersuzan, 2018 ; Olivetti et al., 2020) ou la mise en place d'un point chaud d'origine plus profonde sous le M.C. (e. g. Olivetti et al., 2020).

L'extension régionale majeure à Oligocène se termine durant le Miocène inférieur. Le recul de la subduction au sud, moteur de l'extension, ayant formé le Golfe du Lion migre rapidement vers le Sud-est (Fig. 3.32) et entraine la fin de la rotation du bloc corso-sarde (rotation anti-horaire de 30˚ à 60° entre 22 et 17 Ma ; e. g. Etchecopar et al., 1981 ; Ambert, 1991 ; Josnin et al., 1998 ; Jolivet et al., 2006). Cette période est donc également celle de l'océanisation du Bassin liguro-provençal (Séranne, 1999 ; Barruol and Granet, 2002 ; Jolivet et al., 2016 ; Jolivet et al., 2019). On peut donc considérer que l'extension d'orientation NO-SE sur la région se termine il y a ~ 18 Ma, les zones de déformations actives en lien avec la subduction s'étant déplacées largement plus au sud et à l'est (> 300 km, actuellement au niveau de la Calabre; Séranne, 1999 : Barruol and Granet, 2002).

Le recul vers le Sud-est du panneau plongeant durant l'Oligocène et le début du Miocène (Fig. 3.33) a créé l'ouverture du Golfe du Lion (position d'arrière-arc) et aurait été accompagné de flux mantelliques superficiels (profondeur inférieure à ~ 100 - 200 km) (Jolivet et al., 2006). Barruol et Granet (2002), sur la base de l'étude de l'anisotropie sismique mantellique, proposent que ces flux dévient la trajectoire initialement verticale de remontée du point chaud sous le M.C. L'arrivée de ce point chaud en base de lithosphère est proposée au Miocène sur la base du pic d'activité volcanique du M.C. autour de 5 Ma (Granet et al., 1995, Barruol and Granet, 2002).

Ce pulse volcanique serait donc logiquement considéré comme postérieur à la mise en place de l'anomalie thermique. Cependant, les auteurs n'expliquent pas la valeur du déphasage temporel (i.e. 5 à 10 Ma) entre l'arrivée du point chaud et le paroxysme de l'activité volcanique.

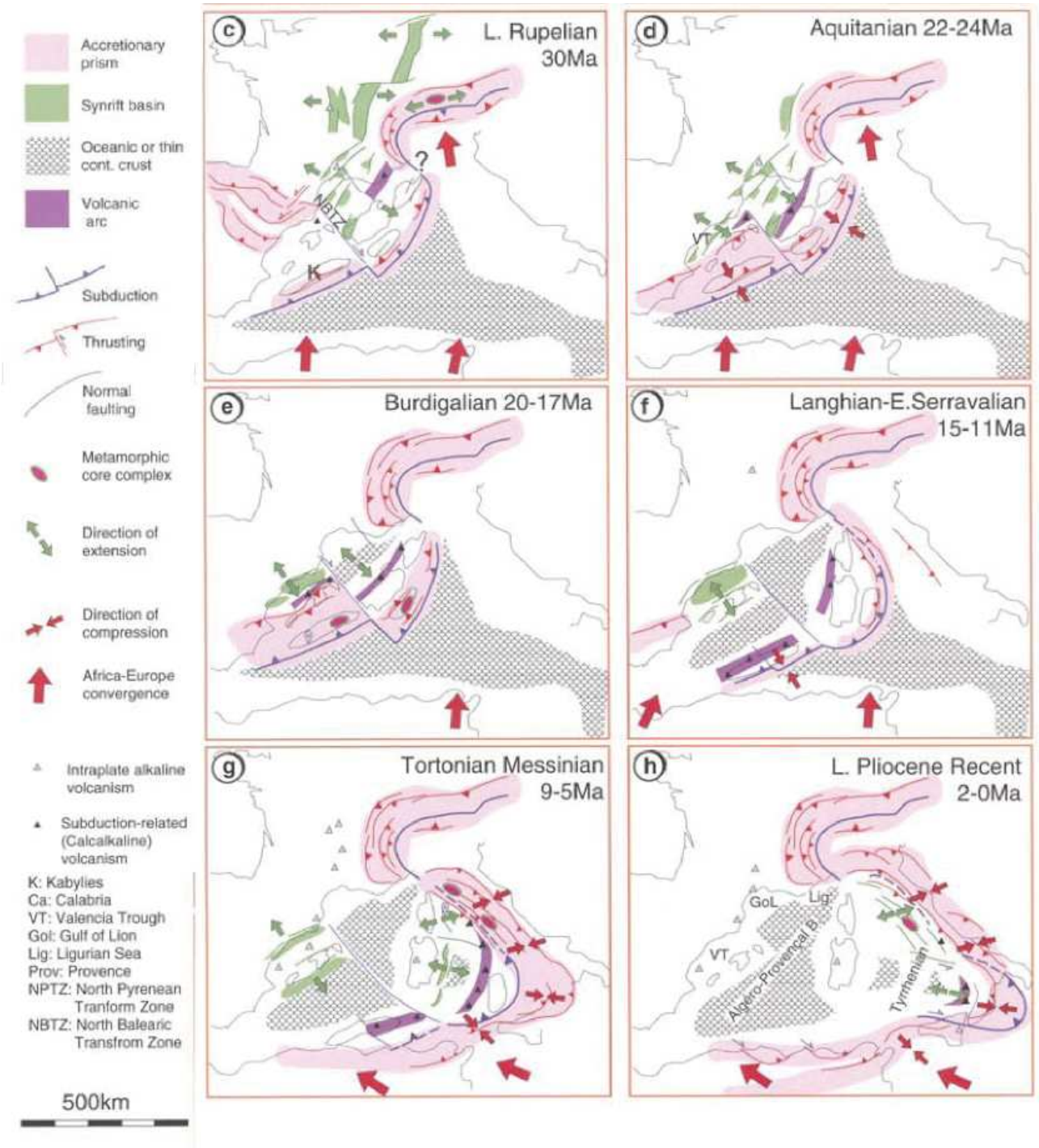



*Figure 3.32: Evolution géodynamique de l'Ouest de la Méditerranée depuis le Rupélien (33.9 – 28.1 Ma) jusqu'à l'actuel. Modifié d'après Séranne, 1999.*

Il est à noter cependant que l'âge même de l'arrivée du point chaud ne semble pas clairement contraint puisque le même type d'argument a été utilisé pour expliquer une mise en place du point chaud durant l'Oligocène (Zeyen et al., 1997).
Le deuxième effet de la mise en place de ce point chaud à l'aplomb du M.C. serait la formation d'un bombement conséquent (Granet et al., 1995), c'est-à-dire la mise en place, au premier ordre, de l'anomalie topographique que représente le M.C. Cependant, si l'activité volcanique semble logiquement postérieure à la mise en place d'une anomalie thermique, la quantification du délai entre déformation lithosphérique régionale et volcanisme reste à quantifier.

Un premier élément de réponse est approchable par les travaux de Leitch and Davies (2001). Ces auteurs montrent à partir de modèles numériques que les relations temporelles entre l'arrivée de la tête d'un panache mantellique et le paroxysme du volcanisme sont dépendantes de la composition mantellique mais qu'une composition moyenne (c.a. 85-95 % pyrolite et 5-15 % d'éclogite) induit une fusion partielle « immédiate » lors de la remontée du panache et un maximum volcanique seulement 0.5 à 1 Ma après l'impact du point-chaud en base de lithosphère. Cette rapidité de migration du magma à travers la croûte est en accord avec une synthèse de Cruden and Weinberg (2018). La vitesse de remontée au sein de la croûte est estimée, au minimum, à plusieurs centaines de mètres par Ma (migration par instabilité gravitaire) et peut atteindre des vitesses de la centaine de mètres par jour (migration le long de dyke). La croute du M.C. faisant ~ 30 km d'épaisseur (et la lithosphère ~ 50, cf partie 3.12), il est possible de retenir un ordre de grandeur de ~ $10^5$ à $10^6$ ans comme délai entre l'impact du panache en base de lithosphère et le début de l'activité volcanique.

Enfin, en limite Est de la région d'étude, le raccourcissement alpin induit une propagation des déformations vers l'ouest durant le Miocène (Quesne et Kersuzan, 2018). L'actuelle vallée du Rhône (axe rhodanien) se situe alors en position de bassin d'avant-pays, permettant l'enregistrement d'une importante sédimentation. Cependant, si la déformation alpine est conséquente jusqu'au Tortonien (11.6 – 7.2 Ma ; Bruxelles et Camus, 2010) et son rôle attesté au niveau de la marge Est du M.C., son rôle sur l'évolution générale du M.C. ne semble pas faire consensus. Pour Bruxelles et Camus (2010), cette dynamique alpine pourrait être l'origine de la surrection régionale qu'ils situent au Miocène. Pour d'autres (Séranne et al., 1995 ; Olivetti et al., 2020), le M.C. pourrait au contraire être considéré comme isolé de l'influence de la compression alpine malgré la proximité (localement moins de 30 km) entre le front Alpin et la limite Est du M.C.

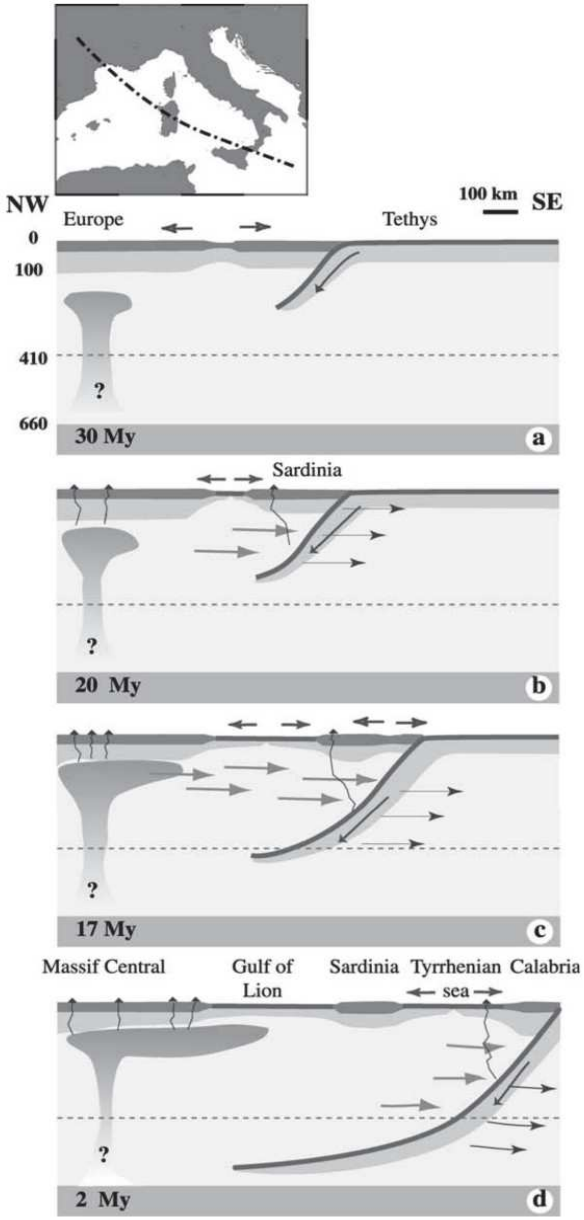



*Figure 3.33: Coupe schématique mantellique NO-SE depuis le Nord du M.C. jusqu'à la Calabre. L'extension arrière-arc et l'ouverture du golfe du Lion (30 à 17 Ma) induit un flux mantellique vers le SE, déformant la tête du point chaud et induisant une asymétrie dans l'activité volcanique. Cette interprétation se base sur l'observation d'axe rapide d'anisotropie sismique orienté NO-SE. La source du point chaud demeure cependant à contraindre (point d'interrogation). Adaptée de Séranne (1999). D'après Barruol and Granet, 2002.*

## Evolution de la Zone Nord

Au nord du M.C., le Miocène est caractérisé par la mise en place de dépôts sédimentaires le long de la gouttière Ligérienne (dépression topographique le long de l'actuel axe de la Loire) ainsi que plus généralement au niveau des Limagnes (Quesne et Kersuzan, 2018). Certains auteurs (e. g. Degeai et Pastre, 2008) proposent que le réseau hydrographique d'orientation N-S, semblable à l'Actuel, se mette en place durant le Miocène.

Les faciès sédimentaires identifiés dans les Limagnes sont surtout détritiques, ce qui amène initialement certains auteurs à considérer le Miocène (23-5.3 Ma) comme une période d'érosion du M.C. permise par une surrection régionale relativement homogène (Define, 1992). Cependant, cette vision peut être nuancée par le fait que l'extension au niveau des Limagnes (ainsi que des autres fossés Ouest-Européens) n'est pas entièrement finie au Miocène inférieur (Olivetti et al., 2020) impliquant à minima une subsidence locale. L'apport de sédiments pouvant donc également

(ou en partie) être dû au démantèlement des bordures des fossés lors de la fin de leur évolution, et non à une surrection régionale.

Un site particulier permet peut-être de mieux cerner l'évolution miocène de la région des Limagnes : le plateau de Gergovie (localisation : ~ 45.719° N ; 3.116° E) (Degai et Pastre, 2008 ; Ly, 2020). A l'instar de nombreux sites des Limagnes (Lageat et al., 1992 ; Degai et Pastre, 2008), l'édifice de Gergovie (Fig. 3.34) est issu d'une importante activité volcanique (dans ce cas, de la succession de trois éruptions, à l'origine de la formation de maars) et de cycle d'érosion-sédimentation, le tout scellé par un épanchement basaltique. Plusieurs âges K-Ar permettent de contraindre l'évolution temporelle de ce site. Parmi les trois maars identifiés dans la structure (Degeai et Pastre, 2008), le premier s'inscrit directement dans les séries oligocènes il y a ~ 23 Ma (Ly, 2020). Il sera comblé de sédiments sur plus de 50 m d'épaisseur. Cette sédimentation locale est en partie issue du démantèlement de l'édifice lui-même et en partie issue d'une érosion plus régionale de l'encaissant, d'une centaine de mètres d'épaisseur (Ly, 2020). Cette phase d'érosion est soutenue par la présence d'éléments du socle dans le remplissage du maar 1 et leurs absence dans les éjectas. Les maars 2 et 3 présentent quant à eux des éléments du socle qui sont donc remaniés à 16.8 ± 0.3 Ma (Ly, 2020) et 16.6 ± 1.6 Ma (Degeai et Pastre, 2008).

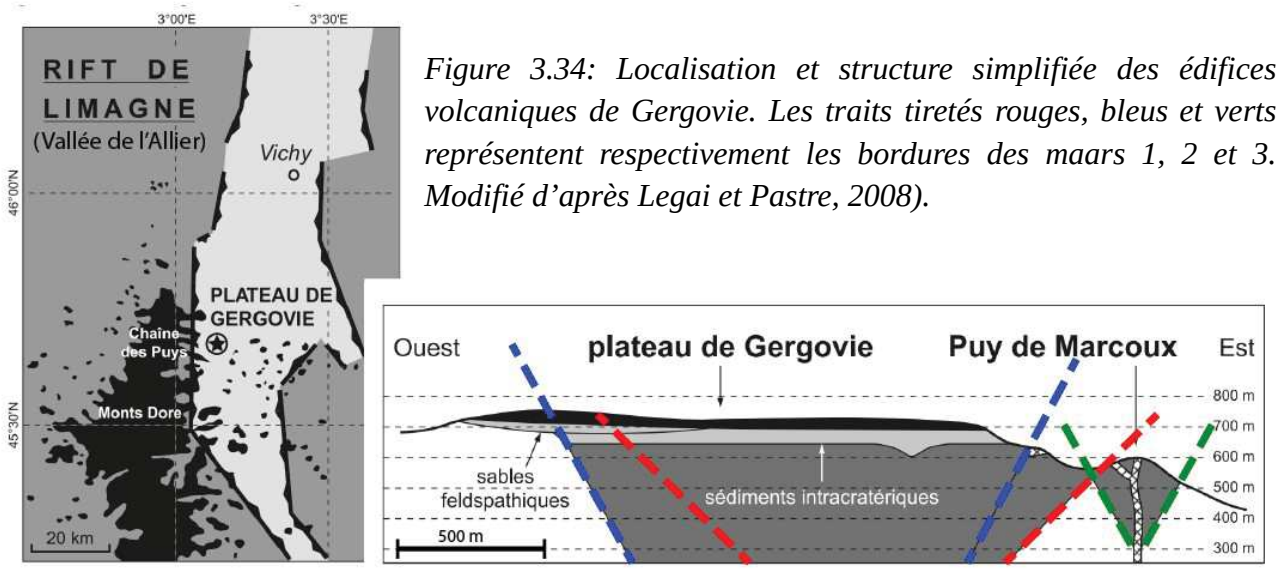



*Figure 3.34: Localisation et structure simplifiée des édifices volcaniques de Gergovie. Les traits tiretés rouges, bleus et verts représentent respectivement les bordures des maars 1, 2 et 3. Modifié d'après Legai et Pastre, 2008).*

Néanmoins, qu'il s'agisse d'une seule phase d'érosion de ~ 100 m entre 23 et 16.8 ± 0.3 Ma (Ly, 2020) ou de cycles d'érosion-sédimentation de l'ordre de 100 à 300 m affectant surtout l'édifice volcanique (érosion de l'anneau pyroclastique, Degeai et Pastre, 2008), cette évolution morphologique ne semble pas être régionale car le site demeure un point bas durant toute cette

évolution. Les quelques reliefs présents localement sont estimés de faible ampleur, quelques centaines de mètres, et issus de la dynamique des bordures du rift, tandis que régionalement, la tendance est surtout à la sédimentation (Degeai et Pastre, 2008). Cette paléo-vallée dans laquelle se situe les maars et leurs remplissages est finalement scellée par une coulée basaltique il y a 15.97 Ma (Ly, 2020) permettant la conservation de la structure et sa mise en relief (inversion de relief de 350 – 400 m ;  Ly, 2020) depuis lors. L'édifice de Gergovie permet donc de situer une morphogenèse locale active durant le Miocène inférieure, principalement à la faveur du volcanisme, mais l'évolution vers les paysages actuellement visibles ne se déroule que de manière postérieure à ~ 15 Ma.

Plus au Nord, dans la région de Vichy (Fig. 3.34), le Miocène est caractérisé par une période de sédimentation lacustre importante (localement autour de 200 m ; Degeai et Pastre, 2008), également en faveur d'une subsidence du secteur.

## Evolution de la zone Ouest

La région Ouest du M.C. (actuelle vallée du Lot et bordure nord des Grands-Causses) a été étudiée par Le Griel (1992) à travers les relations géométriques entre édifices volcaniques, marqueurs morphologiques (e.g. niveaux alluviaux) et dépôts sédimentaires. Il propose une évolution morphologique de la zone durant le Miocène à la faveur de structures actives en horsts et grabens (probablement liée à une réactivation de structures et une déformation tectonique par blocs) engendrant de petits reliefs locaux (dizaines à centaines de mètres). Si l'âge de ces déformations n'est pas précisé, il peut être considéré, en accord avec son cadre de travail, comme miocène supérieur. En effet ce même auteur (Le Griel, 1992) encadre la mise en place de la dépression du Lot (paléo-vallée) entre les épisodes volcaniques de l'Aubrac (~ 7 Ma, Localisation Fig. 3.35) et celui de l'Escandorgue (~ 2 Ma), suggérant une surrection légèrement antérieure, autour de 8 Ma.

Cette initiation de l'incision de la vallée du Lot serait associée à une surrection importante de l'ensemble de la zone des Grand-Causses, de l'Aubrac et encore du Cantal (ibid.), c'est à dire probablement de l'ensemble du M.C. autour du Tortonien (11.6 – 7.2 Ma).

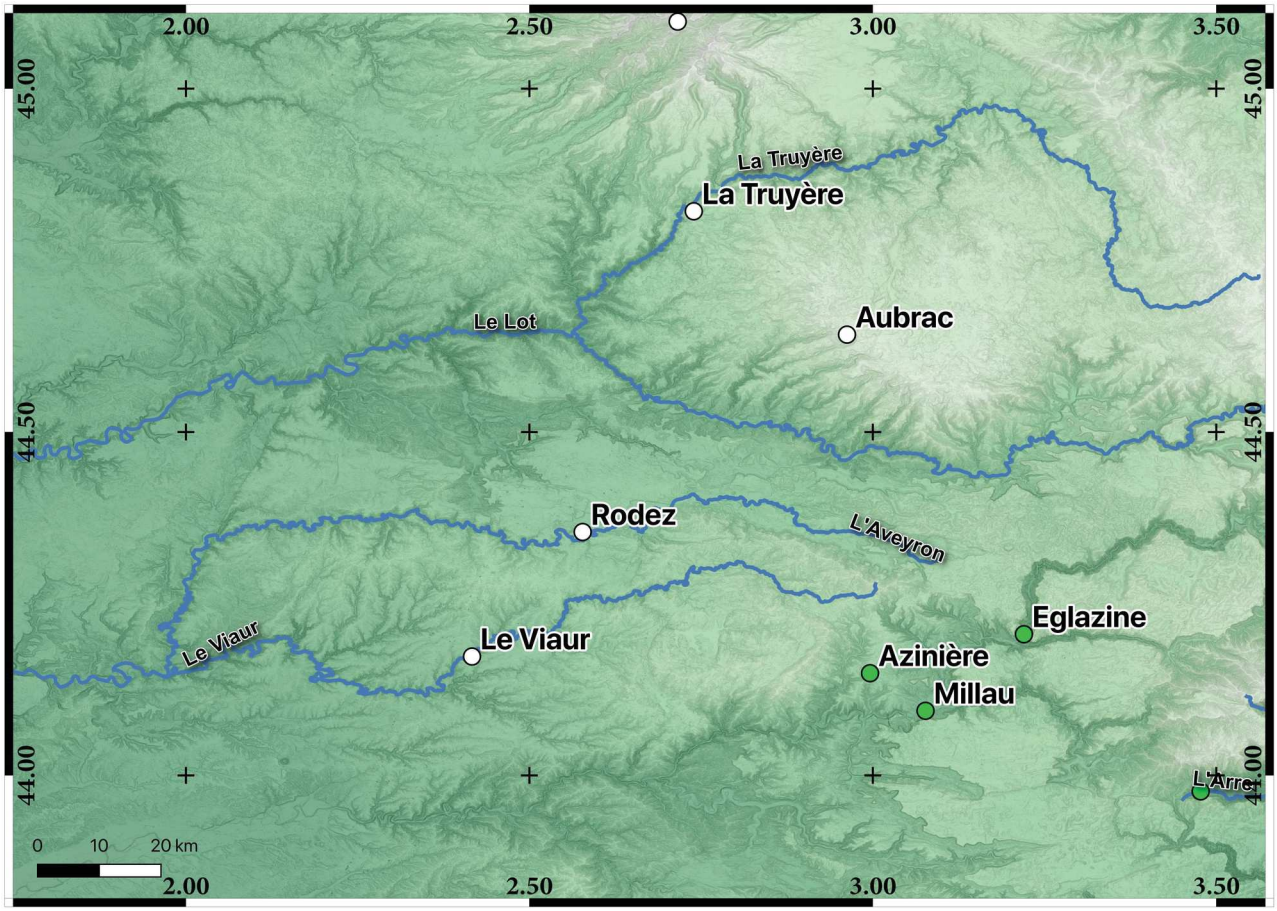



*Figure 3.35: Localisation des sites d'étude mentionnés dans le texte concernant l'évolution de l'Ouest du M.C (points blancs). La localisation choisie pour chaque site est à titre indicatif pour visualiser au premier ordre les localisations respectives de chaque site. Les points verts localisent les sites mentionnés dans la partie concernant l'évolution de la bordure Sud du M.C.*

Sur une zone proche (Vallée du Lot, Rouergue), Simon-Coinçon (1993) rejoint globalement les conclusions morphologiques de Le Griel (1992), mais réfute la chronologie d'une surrection majeure au Miocène (Fig. 3.36). Le schéma d'évolution morphologique est axé sur une période d'aggradation avec des paléo-drains qui sont comblés (Basaltes de l'Aubrac, 7.7 Ma, inclus dans des remplissages de paléo-vallées), parfois sur des épaisseurs assez conséquentes (100 à 200 m) pour les paléo-drains du Viaur (Fig. 3.35) ou de la Truyère (Fig. 3.35) (Simon-Coinçon, 1993). Malgré ces dépôts localement conséquents, pouvant faire penser à un export majeur de sédiments depuis l'érosion de reliefs nouvellement formés en amont, Simon-Coinçon (1993) ne considère pas de surrection du M.C. durant le Miocène. Morphologiquement, la région est supposée restée dans la continuité de l'Oligocène avec des drains s'écoulant le long de gouttières à faible incision (~ 50 m) débouchant au niveau du Rouergue sur une zone de plaine alluviale (à partir d'indices

sédimentologiques : nombreux paléo-cône alluviaux de faibles pentes, Simon-Coinçon, 1993). Il est à noter que la région du détroit de Rodez (fig. 3.35) est, à l'instar du reste du M.C., impactée par une activité volcanique durant le Miocène, principalement entre 13.8 et 5.7 Ma.

Au niveau des avants-causses du Quercy, Bruxelles et Astruc (2008) proposent, toujours sur des arguments morphologiques et sédimentaires, un basculement de la zone en lien avec une surrection de l'ensemble du Massif-Central. Ils situent ce basculement au Miocène, par défaut, en accord avec le modèle classique de surrection miocène (cf : infra), par l'absence de contraintes temporelles absolues sur leur zone d'étude.

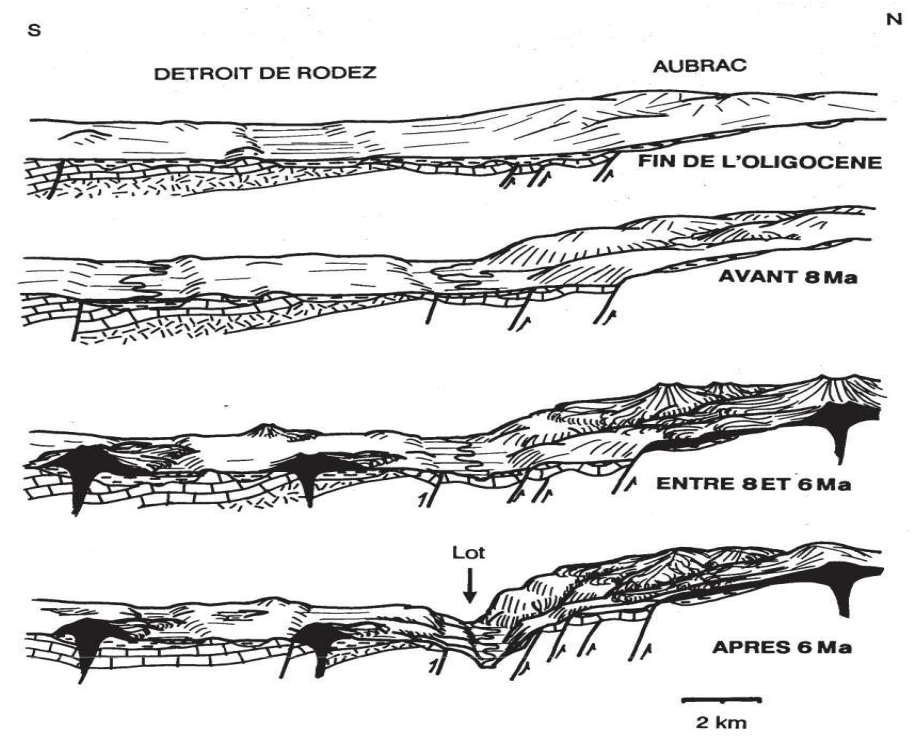



*Figure 3.36: Les étapes de l'encaissement du Lot, d'après Simon-Coinçon, 1993. On note la surrection faible proposé au Miocène et l'accélération de celle-ci depuis environ le début du Pliocène*

## Evolution de la zone Sud

La zone sud du M.C. (partiellement montrée Fig. 3.37) a été, semble t-il, la plus largement étudiée, relativement aux autres régions et à l'exception de l'aspect volcanique, en raison de sa dynamique complexe depuis l'Oligocène, avec l'ouverture du Golfe du Lion, de la création de la Méditerranée occidentale, et de son lien avec la crise messinienne (cf : partie 4.10).

Cela induit possiblement un biais vis à vis de la non uniformité des études à l'échelle de la zone (La partie centrale : Grands-Causses, Hérault étant très étudiés relativement au secteur de la Montagne noire ;d'après mes résultats de recherche bibliographique).

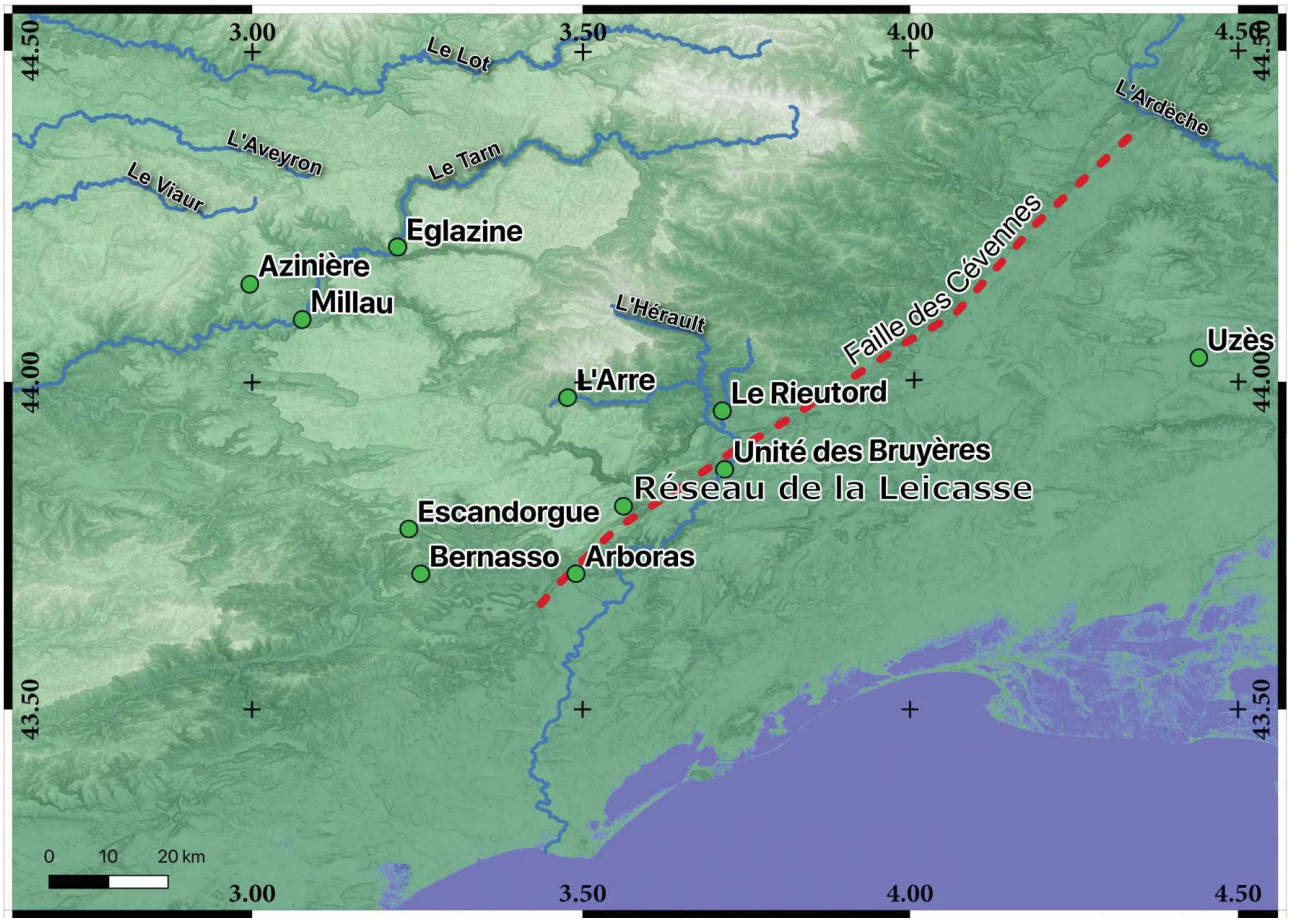



*Figure 3.37: Carte topographique de la majorité du secteur sud du M.C. (MNT ALOS 30 m). L'ombrage est relatif à la pente (zones d'ombre ayant une forte pente). Les sites identifiés (points verts) sont ceux cités dans le texte relatif à l'évolution Miocène du sud du Massif-Central. Les drains étudiés sont également représentés (bleu) ainsi qu'un tracé schématique de la faille des Cévennes (trait en tiret rouge).*

Tout à fait au sud, au niveau de la marge passive cévenole nouvellement formée, l'extension se termine au début du Miocène (e. g. Sanchis et Séranne, 2000 ; Guennoc et al., 2000 ; Séranne et al., 2002 ; Ritz et al., 2020) pour les parties actuellement à terre (~ 23 Ma pour Guennoc et al., 2000, sur la base d'une synthèse de données de géophysique, de profils sismiques et de géologie structurale) mais de plus en plus tardivement en direction du sud (fin de l'extension totale ~ 15 Ma ; Séranne, 1999 ; Guennoc et al., 2000, Sanchis and Séranne, 2000 ; Jolivet et al., 2006) du fait de la fin de la rotation du bloc corso-sarde et de l'océanisation du Bassin liguro-provençal.

La région actuellement proche du trait de côte (i.e zone littorale mais également le plateau continental) présente donc dès le début du Miocène une dynamique de subsidence thermique régionale marquée (Séranne, 1999 ; Guennoc et al., 2000 ; Husson, 2014). Cette subsidence

s'exprimerait localement par le mouvement normal de certaines failles au niveau du plateau continental (Guennoc et al., 2000), l'expression à terre de ces mouvements n'étant pas certain.

Au nord du trait de côte actuel, l'enregistrement sédimentaire de la plaine de l'Hérault voit arriver les premiers galets issus des séries varisques durant l'Aquitanien (23.03 – 20.44 Ma) témoignant de la suppression (au moins localement) de l'ensemble de la couverture sédimentaire et de l'attaque érosive du substratum cristallophyllien (Séranne et al., 2002). Cette sédimentation détritique sera particulièrement marquée à partir de ~ 15 Ma (Camus, 1997).

La zone actuelle des plaines côtières et des garrigues, située à faible élévation au Miocène inférieur (Séranne, 1999 ; Guennoc et al., 2000 ; Séranne et al., 2002) enregistre une transgression marine entre le Burdigalien et le Langhien (entre ~ 20 et 14 Ma ; Séranne, 1999 ; Husson, 2014). Les témoins de cette transgression miocène sont aujourd'hui portés à + 100 m NGF (Nivellement Général de la France) (Eme, 2007, Husson, 2014) voir ~ 250 m NGF au niveau d'Arboras (Fig. 3.37). Des dépôts marins du Burdigalien (~ 20 – 16 Ma) sont également identifiés dans la région d'Uzès (Fig. 3.37) à + 200 m NGF (Sanchis and Séranne, 2000) ce qui permet de proposer une absence de déformation forte entre les Garrigues du Gard et la région de la plaine de l'Herault depuis ~ 15 Ma. En effet, puisque les témoins de la même transgression sont retrouvés à des altitudes semblables, il n'y a pas de preuve de mouvement différentiel notable entre ces deux secteurs.

En considérant les valeurs hautes de +200 à + 250 m NGF, il n'est *a priori* pas possible d'expliquer la position actuelle de ces dépôts uniquement pars les variations eustatiques proposées pour cette période (haut-niveau marin maximum de ~ +50 m durant le Miocène inférieur à Moyen ; Miller et al., 2005). L'extrémité sud du M.C. (zone des Garrigues) a donc subit une surrection minimale de 100 à 150 m depuis le Miocène moyen (~ 13 Ma ; Fig. 3.38).

Au niveau des Cévennes et des Grands-Causses, les études semblent également converger vers une proposition de relief régional faible durant le début du Miocène (Séranne et al., 2011). Au niveau des actuels Grands-Causses, la présence de dépôts alluviaux cristallins (les dépôts sidérolithique, e.g. Bruxelles, 2001) à leur surface, dont la circulation est attribuée au début du Miocène (attestée post-oligocène, Séranne et al., 2002 et proposée post-aquitanienne (23-20 Ma) pour Ambert, 1984), indique la présence d'une circulation fluviale de type plaine alluviale à cette époque et donc l'absence du creusement des vallées (Séranne et al., 2002).

Ce modèle de paysage faiblement différencié est également en accord avec la présence de lambeaux de couverture sédimentaire au niveau du bassin de Montoulieu: la formation des Bruyères (~ 43.868° N ; 3.711°E ; Fig. 3.37), proposée comme un cône alluvial de quelques dizaines de mètres d'épaisseur au maximum et contenant, entre autres, des éléments oligocènes remaniés ainsi que des sédiments siliceux (Séranne et al., 2011), portés aujourd'hui à plusieurs dizaines de mètres au dessus de l'Hérault. L'incision de la vallée de l'Hérault (du moins à la sortie du Thaurac) est donc à rattacher à une période plus récente que ~ 15 Ma.

Depuis longtemps connue (e. g. Corbel, 1954), ces surfaces d'aplanissement, qui constituent un repère morphologique remarquable dans le paysage, ne sont cependant pas caractérisées du point de vue géochronologique (Ambert, 1984). D'un point de vue général pour le Languedoc, Josnin et al. (1998) rapportent que des surfaces d'érosions recoupent certaines structures oligocènes, ce qui indique une formation de ces marqueurs durant le Miocène ou le Plio-Quaternaire.

Pour Bruxelles (2001b), le Miocène moyen est l'âge minimal d'abandon de la surface régionale d'aplanissement (de fossilisation de ces surfaces). Elles forment au moment de leur fossilisation une couverture sédimentaire majoritairement alluviale à la surface des Causses, au moins sur la bordure orientale. Bruxelles (2001b) propose qu'il s'agisse de la surface visible actuellement vers 800-840 m NGF au niveau du Larzac, moyennant l'érosion d'une faible épaisseur de sédiments (la couverture alluviale oligo-miocène de la surface des Causses).

La présence de cette couverture alluviale est importante à considérer dans le cadre de l'étude de la karstification des Grands-Causses (Ambert, 1984; Bruxelles, 2001b) puisque elle aurait joué le rôle de « facilitateur » à la karstification tant en profondeur qu'en surface (e.g. Bruxelles, 2001). Cette couverture aurait durant le Néogène (Bruxelles 2001, 2001b) permis une phase de crypto-corrosion (altération chimique d'une surface sous une couverture sédimentaire) et probablement de « fantômisation » (cf : partie 4) au niveau du Larzac Central. L'auteur propose également que la majorité de cette couverture (et possiblement les niveaux d'altérites endokarstiques, ou poches fantômisées) ait été démantelée au cours du Miocène, en réponse à une surrection des Grands-Causses et des Cévennes (Corbel, 1954 ; Bruxelles, 2001 ; Bruxelles, 2001b). La suppression d'une couverture sédimentaire ayant pour effet de ralentir significativement le phénomène de karstification (Bruxelles, 2001b ; Jaillet et al., 2004), cela permettrait de préserver la surface des Causses « en l'état » sur plusieurs millions d'années (immunité karstique, e. g. Calvet et Lemartinel, 2003) (cf : partie 4).

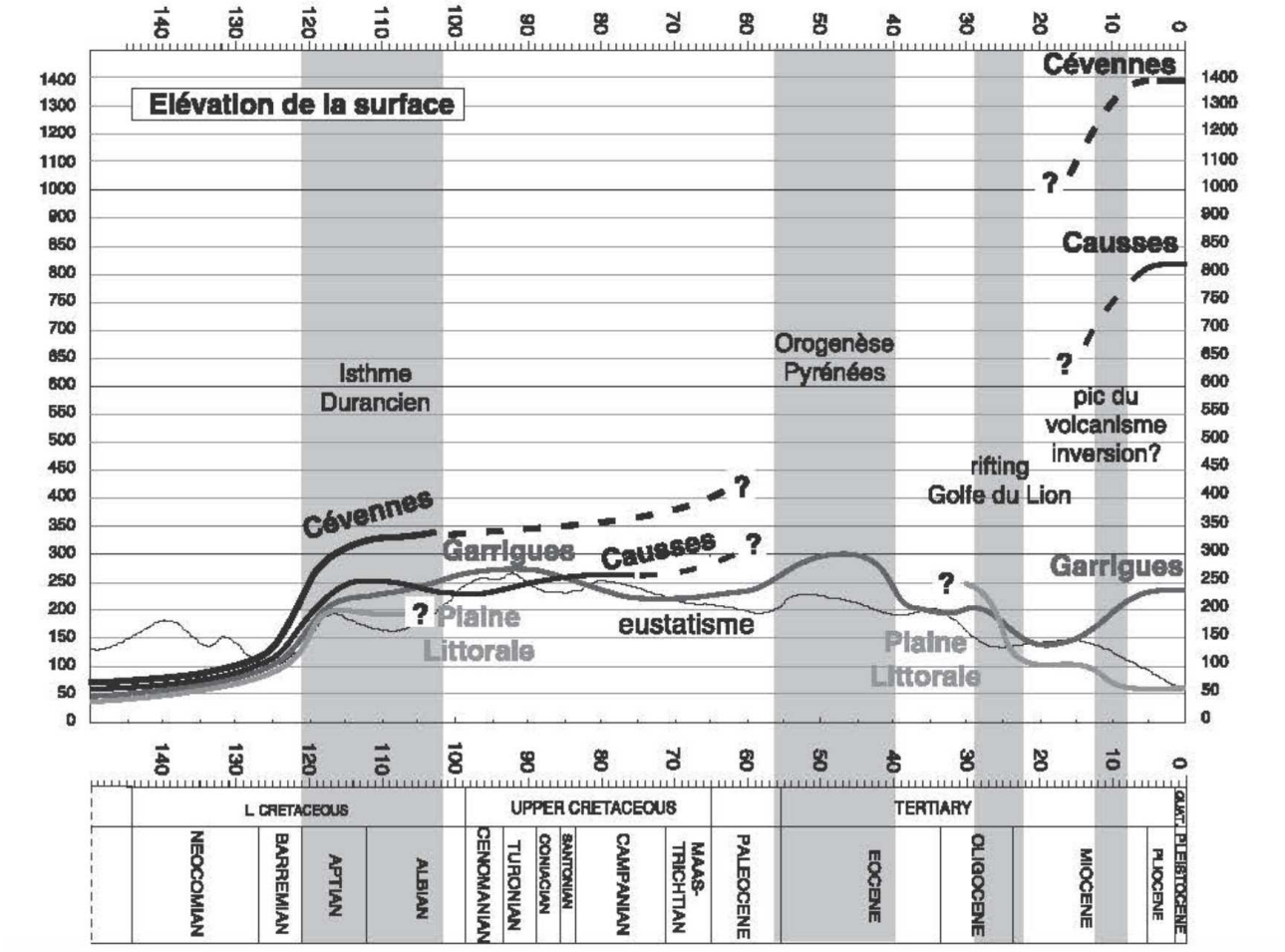



*Figure 3.38: synthèse des mouvements verticaux du Languedoc depuis la fin du Jurassique. On note l'absence de contrainte sur la dynamique au nord des garrigues (courbes Causses et Cévennes) entre le Crétacé moyen et le Pliocène. D'après Séranne et al., 2002.*

Cette surrection postérieure à la transgression du Miocène inférieur à moyen, est estimée à environ 400 m durant le Miocène pour la zone des garrigues (Séranne et al., 2011) et à 600 – 700 m pour la zone des Grands Causses (Sud du Larzac ; Séranne, 1999). Cette différence de surrection de part et d'autre de la faille des Cévennes correspond à l'écart actuel d'altitude de ces surfaces, ce qui suggère la mise en place du paysage actuel postérieurement à ~ 13 Ma, âge proposé de la surrection qui semblerait donc être associée à une activité importante de la zone de failles des Cévennes durant le Miocène, puisqu'elle celle-ci localise le différentiel d'altitude dans un modèle morphologique n'évoluant que très lentement.

Ce modèle suggère que les surfaces actuelles sont héritées de cette époque ce qui signifie une dénudation négligeable sur une période de ~ 10 Ma, ou bien que les surfaces sont continuellement

renouvelées du fait de l'érosion significative sur la région (cf : partie 5) amenant alors à re-considérer à la hausse la surrection initiale de quelques centaines de mètres,ou à permettre une surrection maintenue depuis cette époque.

Pour Séranne (1999) ou Séranne et al. (2011), la mise en place des reliefs cévenols, et donc à fortiori du M.C., n'est pas explicable par un modèle de flexure en lien avec la formation de la marge passive suivie d'un recul de cet escarpement régional. Pour ces auteurs en effet, la phase extensive oligocène est associée à une subsidence thermique et la surrection régionale serait postérieure de ~ 10 Ma.

La fin du Miocène serait donc témoin de la surrection du M.C. (post-Langhienne, probablement entre 14 et 10 Ma) et de la mise en place des paysages actuels (par exemple, pour le secteur Languedocien (Séranne et al., 2001), mais, le positionnement dans le temps de cette surrection est variable. Par exemple, Define et Berger (1991) situent cette surrection vers la fin du Miocène (~ 5 Ma) pour la zone ardéchoise, ce qui serait en accord avec la mise en relief de l'édifice volcanique du Coiron âgé de ~ 6.5 Ma (De Göer de Hervé et al., 1991) fossilisant la paléo-vallée de l'Ardèche (Tassy, 2008).

Dans tous les cas, l'explication mécanique de cette surrection n'est en revanche que peu ou pas satisfaisante. Par exemple, Camus (1997) propose un effet lointain de la dynamique alpine (sans plus de précision) tandis que Sanchis et Séranne (2000) concluent *a contrario* à une absence d'impact significatif de l'orogenèse alpine à l'est de la vallée du Rhône.

Cette surrection miocène est malgré tout généralement considérée comme fiable puisque la « question de l'âge de creusement des canyons est réglée» pour Bruxelles (2001). L'argument principal étant l'âge de creusement des canyons des Grands-Causses (e. g. Tarn, Vis), logiquement postérieurs à la phase de surrection.

Généralement, trois arguments sont utilisés pour contraindre l'âge de formation de ces vallées principales, le remplissage volcano-sédimentaire de Bernasso (Ambert, 1984 ; Ambert et al., 1990 ; Bruxelles, 2001) pour l'extrémité sud des Causses, les édifices phréato-magmatiques d'Eglazine et d'Azinière (Ambert, 1984 ; Bruxelles, 2001 ; Camus et Bruxelles, 2010) pour l'extrémité Ouest des Causses et enfin l'organisation karstologique (e. g. réseau de la Leicasse ; Camus, 1997 ; ) pour l'évolution centrale des Causses (Fig. 3.37).

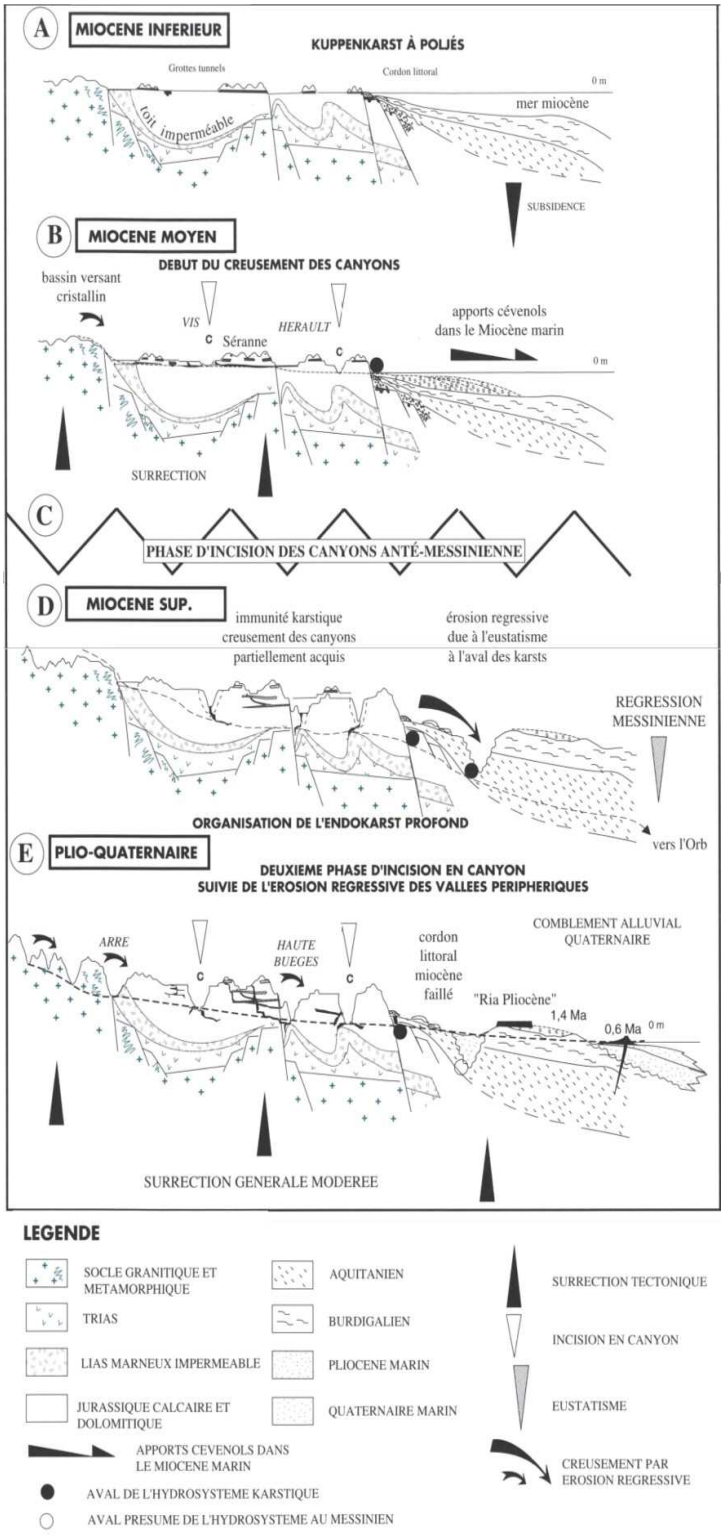



*Figure 3.39: Proposition d'évolution morphologique du sud des grands-causses (de ~ l'Aigoual à la Méditerranée). Les canyons majeurs (e.g. la Vis ou l'Hérault) se mettraient en place durant le Serravalien (13.65 – 11.61 Ma). Les vallées "périphériques" (e.g. l'Arre, Fig. 3.37) durant le Plio-Quaternaire. D'après Camus, 1997.*

Au sud du Larzac, une paléo-vallée est comblée par un remplissage lacustre et est scellée par une coulée basaltique datée de ~ 2 à 1.75 Ma (Ambert, 1984 ; Bruxelles, 2001), la paléo-vallée de Bernasso (Fig. 3.37). Si elle témoigne bien d'une incision effective d'au minimum 50 à 60 m antérieurement à cette éruption, cet argument seul ne permet pas de déterminer une date précise de creusement, qui pourrait être attribuée au début du Quaternaire (2.6 Ma) autant qu'à l'Oligocène (par exemple). Sur cet exemple ainsi que sur la base de relations géométriques entre repères morphologiques et édifices volcaniques, Ambert (1984), considère une évolution synchrone (au premier ordre) entre la zone sud (Lodévois, Escandorgue, Fig. 3.37) et la zone Nord

(Millau, Fig. 3.37) du Larzac, avec possiblement une érosion plus forte au sud, et situe l'incision régionale au Miocène.

En intégrant des données karstologiques, Camus (1997) s'inscrit dans cette logique de surrection miocène et conclut que l'incision de la Vis était au moins d'une centaine de mètres à la fin de la période (~ 5 – 6 Ma).

Ce modèle morphogénétique (Fig. 3.39) se base sur la présence de plusieurs niveaux de grottes étagées de grandes dimensions (e.g. réseau de la Leïcasse, localisation Fig. 3.37) (Camus, 1997) dont les étages supérieurs présentent des remplissages alluviaux (Camus 2001) avec un cortège pétrographique cévenol localement scellé par d'importantes concrétions. Sur la base de ces relations géométriques et pétrographiques, sans contraintes géochronologique nette, Camus (1997) ou encore Bruxelles et Camus (2010) tentent de préciser le modèle de surrection régionale et le situent à 14 ± 1 Ma. Cette conception de la karstogenèse suppose l'existence de grottes-tunnel traversant le massif de la Séranne au Miocène inférieur et moyen ainsi qu'un contrôle de l'étagement des réseaux karstiques par le niveau de base des anciennes rivières. Cela implique que l'étagement est le témoin des différentes phases d'incision/stabilité des cours d'eau (modèle classique de karstogenèse, cf : partie 4).

Une autre proposition notable de ces modèles morphogénétiques est le déphasage d'incision entre les drains majeurs et les drains considérés comme secondaires (Séranne et al., 2002). L'incision des vallées majeures principales du versant méditéranéen (Hérault, Vis) était déjà réalisée à 80 %, il y a 11 ± 3 Ma (Séranne et al., 2002) par un simple enfoncement du drain de manière sub-synchrone sur l'ensemble de sa longueur, et non pas une incision par érosion régressive (Séranne et al., 2011). Ultérieurement (5 ± 2 Ma, mais l'aspect temporel n'est pas clairement quantifié), les vallées périphériques telles que l'Arre (et donc a priori également du Rieutord) se seraient formées par érosion régressive depuis la vallée de l'Hérault (Séranne et al., 2002 ; Séranne et al., 2011).

L'incision miocène du secteur sud est portée jusqu'à une valeur de 300 – 400 m (Séranne et al., 2011, reprise pour l'ensemble des Grands Causses par Parisot et al., 2020), c'est à dire la totalité (à quelques mètres près) de l'incision observable aujourd'hui. Là encore, un tel modèle suggère nécessairement une absence totale de dénudation de la surface afin d'avoir un âge d'abandon du marqueur morphologique valide. La prise en compte d'une dénudation entrainerait une augmentation d'autant du taux d'incision sur la même période et de fait, l'absence de

préservation « en l'état » du paysage. Seul un état d'équilibre du paysage impliquant une surrection égale à la dénudation et à l'incision serait dans ce cas apte à rendre de la permanence des formes sur la période considérée. Dans ce dernier cas, il n'y a alors en effet qu'une conservation des formes du paysages, et non pas des objets en eux-mêmes (cf : partie 4).

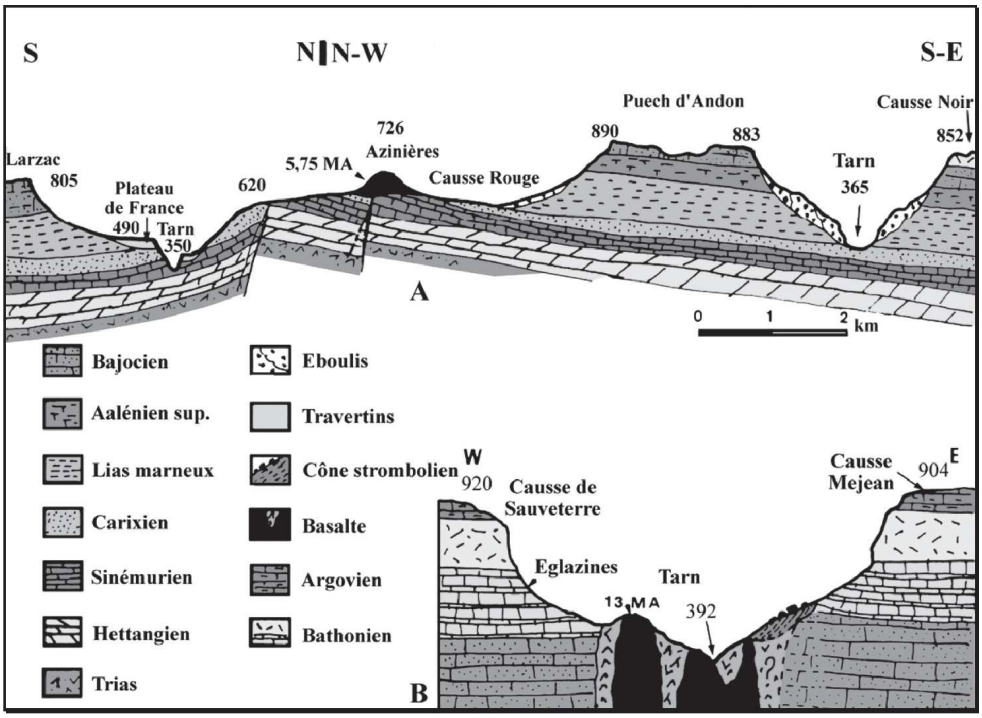



*Figure 3.40: Arguments présentés pour contraindre l'âge de creusement du canyon du Tarn : Relation géométrique entre Azinière, la surface des Causses et le fond du Tarn (Haut) et édifice volcanique d'Eglazine (Bas). Voir texte pour explication. D'après Ambert, 1994 (repris dans Bruxelles, 2001).*

A l'Ouest des Grands-Causses, les modèles d'évolution morphologique se basent majoritairement sur la contrainte de l'âge de formation du Tarn. L'âge proposé de l'initiation de l'incision de ~ 400 m serait de 14 ± 1 Ma (Camus et Bruxelles, 2010) et permis par une surrection régionale synchrone. Cette proposition temporelle est principalement basée sur l'édifice volcanique d'Eglazine (~ 13 Ma) qui se trouve au fond du canyon du Tarn, ,qui se serait donc mis en place dans un canyon déjà formé en grande partie (Fig. 3.40). Elle s'appuie aussi sur le volcan d'Azinière (~ 5.75 Ma) situé en contrebas de la surface des Causses. Ces deux édifices témoigneraient d'une différenciation des reliefs déjà marquée à cette époque (Ambert, 1984 ; Fig. 3.40). Ces arguments chronologiques sont repris par Bruxelles (2001); Bruxelles (2001b ); Séranne et al. (2002) ; Guisti, (2008, notamment sur le secteur de la Montagne noire); Bruxelles et Camus (2010) et Olivetti et al. (2020).

Pour Bruxelles (2001b) ces arguments seraient le seul moyen de trancher entre les différents modèles antérieurement proposés entre (1) une surrection miocène et une incision

quaternaire (i.e. plus récente que 1.8 Ma), (2) une surrection et un creusement quaternaire et (3) une surrection et un creusement (très majoritairement) miocène. En considérant le modèle accepté d'initiation du creusement à ~ 14 Ma, le taux d'incision moyen du Tarn serait de 28 $m.Ma^{-1}$. Les conditions climatiques étant sensiblement similaire (pas de période aride) durant les derniers 10 Ma, il est raisonnable de considérer comme valide, au premier ordre, le taux de dénudation de ~ 10 $m.Ma^{-1}$ contraint par Bruxelles (2001) à partir des coulées basaltiques de la Blaquerie (cf ; partie 3.11). Depuis le Tortonien, (11.6-7.2 Ma), la surface des Causses doit donc être réduite de ~ 140 m. Cette exhumation induit un déficit de l'incision visible de même grandeur. L'incision totale du Tarn doit donc être portée à 500-550 m induisant un taux d'incision moyen de ~ 38 $m.Ma^{-1}$.

Bruxelles (2001) présente néanmoins des réserves sur l'utilisation de l'argument d'Eglazine pour contraindre l'âge du canyon du Tarn puisqu'il s'agit de la base d'un édifice phréato-magmatique de type diatreme daté (K/Ar) de ~ 13 Ma (Ambert, 1994) et qu'il est par conséquent hasardeux de vérifier la situation morphologique lors de l'éruption (White and Ross, 2011). En effet, certaines morphologies semblables à des morphologies de surface (e.g. blocs basculé) peuvent se mettre en place à plusieurs dizaines, voire centaines de mètres de profondeur (White and Ross, 2011). Elles ne sont donc pas forcément co-génétiques à une mise en place sur un versant de vallée. La présence d'autres édifices phréato-magmatique en surface des Causses (entre 7.5 – 5.8 Ma ; e.g. Dautria et al., 2000) ainsi que de manière générale sur le Massif Central témoigne de la faible utilité de ce type d'édifice volcanique en vue de contraindre une paléo-morphologie. Il n'est pas possible par exemple de connaître l'épaisseur de roche érodée ou savoir si l'édifice s'est mis en place au niveau d'une vallée ou d'un plateau.

Je rejoins complètement cette analyse et considère que l'âge du volcanisme d'Eglazine n'est pas à considérer pour contraindre le taux d'incision du Tarn. Les structures observées à Eglazine sont d'ailleurs à priori semblables à des structures profondes, pouvant être mises en place à plusieurs centaines de mètres lors d'éruption phréato-magmatique (White and Ross, 2011).

Récemment, deux datations d'âges d'enfouissement ($^{10}Be/^{21}Ne$) viennent néanmoins conforter la proposition d'une incision de ~ 150 m déjà existante il y a ~ 8 Ma en cohérence avec une initiation du creusement à 14 ± 1 Ma (Sartégou et al., 2018). Le taux d'incision moyen proposé par ces auteurs entre ~ 8 et 2 Ma (~ 35 $m.Ma^{-1}$) est cohérent avec celui estimé précédemment en tenant

compte de la dénudation des plateaux (~ 38 m.Ma$^{-1}$), et donc avec une dénudation active de la surface des Causses de l'ordre de 10 m.Ma$^{-1}$ depuis le Miocène moyen.

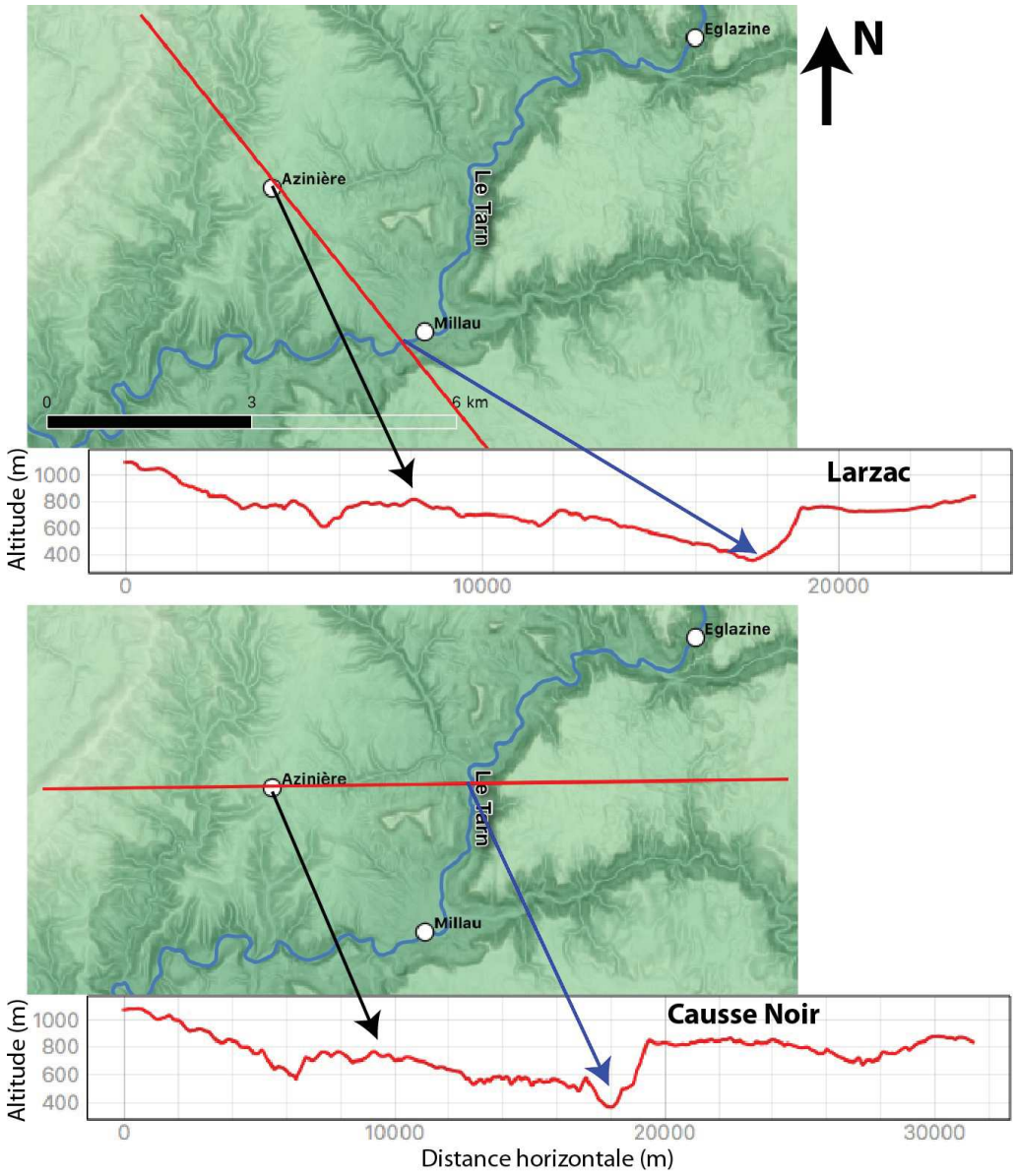



*Figure 3.41 : Profils topographique (DEM à 30m depuis JAXA, AW3D30) passant par Azinière permettant de positionner la relation altitudinale entre cet édifice, la surface des Causses et l'incision du Tarn. Les échelles horizontales et verticales sont différentes (exagération ~ 20x) pour des raisons de visualisation.*

Enfin, le dernier argument fréquemment invoqué pour dater l'âge du canyon du Tarn, le volcan d'Azinière, est un édifice daté (K/Ar) de ~ 5.75 Ma (Ambert, 1994) présenté comme situé au niveau d'une dépression déjà formée lors de sa mise en place (Fig. 3.40). Si sa situation ~ 720 m (NGF) en contre-bas de la surface des Causses (~ 800 - 850 m NGF) et en contre-haut de l'actuelle fond de vallée du Tarn ( ~ 350 m NGF à Millau) n'est pas discutable, sa possible localisation au sein d'une paléo-vallée ou, *a minima* d'une « paléo-dépression » lors de sa formation n'est pas tranchée (Fig. 3.41).

Un profil topographique direct depuis le Causse Noir ou le Larzac ne montre pas de dépression majeure (Figure 3.41 à comparer avec la Figure 3.40). Sa localisation relativement éloignée du Tarn limite également l'utilisation de celui-ci comme marqueur d'un ancien niveau de base local (utilisation reposant sur l'hypothèse d'ajustement de ce site au drain principal ; le Tarn) permettant d'utiliser les relations classiques d'inversion de relief pour quantifier les taux d'incision. Aussi, je ne retiendrais pas comme significatif cet argument en vue de contraindre le creusement du Tarn.

Malgré les incertitudes présentées, notamment vis à vis de la contrainte temporelle précise de la formation des vallées, et donc de la surrection de la marge, le modèle synthétisé par Séranne et al., 2002 (Fig. 3.42) est celui qui fait le plus consensus. Ce modèle propose une évolution polyphasée. Après une première organisation régionale à l'Oligocène (création du bassin méditerranéen, etc., Fig. 3.42 périodes Eocène et Oligocène), la morphologie régionale se structure réellement au Miocène avec la surrection différentielle entre les zones au Nord et au Sud de la zone de failles des Cévennes et l'incision des drains principaux (périodes du Burdigalien au Tortonien, Fig. 3.42). La morphologie n'évoluerait ensuite que lentement durant le Plio-Quaternaire (périodes Messinienne et plio-quaternaire, Fig. 3.42).

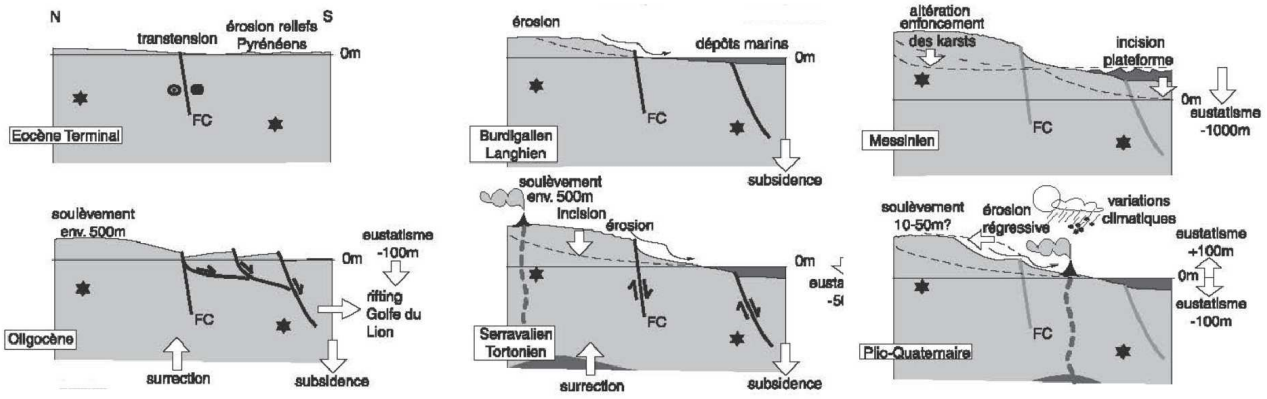



*Figure 3.42: Modèle conceptuel de l'évolution morphologique et topographique de la marge cévenole et du sud du M.C. depuis la fin de l'Eocène jusqu'à l'actuel (évolution depuis 35-40 Ma). La zone continentale est figurée en gris clair, les dépôts marins en gris foncé, les failles actives et inactives en tirets noir et gris respectivement (FC : Faille des Cévennes). Les valeurs d'eustatisme sont indicatives, niveau marin moyen situé à 0. Les étoiles noires représentent des marqueurs passifs permettant de représenter l'évolution verticale de chaque zone (e.g. surrection, exhumation). Modifié d'après Séranne et al., 2002.*

## Evolution de la zone Est

La bordure Est du M.C. se situe, durant le  Miocène, en position de bassin d'avant-pays en lien avec la déformation alpine majeure se déroulant à l'Est. Le rôle important de la compression Alpine y est attesté par des déformations compressives d'orientation N-S d'âge miocène supérieur (Blès et Gros, 1991), et est en accord avec les enregistrements sédimentaires présentant des faciès continentaux et marins durant le Miocène (Blès et Gros, 1991 ; Jolivet et al., 2006). Néanmoins, l'ampleur de la surrection des Alpes externes (e. g. Chartreuse, Vercors) durant le Miocène est à relativiser pour Hobléa et al. (2011) qui, sur la base de deux âges d'enfouissement $^{26}Al/^{10}Be$ dans la chartreuse (~ 45.458° N ; 5.927° E) proposent un paysage faiblement différencié, probablement à faible altitude. L'ensemble de la surrection et de l'incision actuellement visible dans ces zones se serait initié autour de la transition Miocène-Pliocène (5.3 Ma).

Une position proche du niveau marin, avec une région à faible relief au début du Miocène, est également attesté au niveau de l'Ardèche puisque des lambeaux de couverture sédimentaire marine tortonienne (11.6 - 7.2 Ma) ont été identifiés sur le plateau de St-Remèze (~ 44.389° N ; 4.489°E, fig. 3.37), mais également au sein de paléo-réseaux karstiques (Martini, 2019). Cet auteur défend donc la présence d'une karstification déjà existante (ou débutante) pour le plateau de St-Remèze autour de 10 Ma (cette karstification étant invoquée pour expliquer les remplissages karstiques de sédiments tortoniens).

Néanmoins, puisque certains de ces sédiments sont d'affinité marine, il semble logique de considérer également la possibilité d'un simple effet de chute eustatique pour expliquer la mise à l'affleurement des calcaires et leur karstification. Les courbes de variations eustatiques de Miller et al. (2005) indiquant une chute du niveau marin d' ~ -30 m autour de 10 Ma, l'hypothèse de contrôle eustatique n'est sans doute pas négligeable.

L'hypothèse de surrection est quant à elle défendue par Olivetti et al. (2020 ; Fig. 3.43 et fig. 3.21) sur la base de nouvelles données de thermo-chronologie basse température (U-Th)/He et traces de fission. Leurs résultats indiquent une phase de refroidissement majeure post-Lutétien (plus récent que ~ 45 Ma) que les auteurs interprètent comme étant liée à une dénudation de l'ordre de 1 km, en lien avec la surrection miocène généralement invoquée. Cette période de refroidissement postérieure à 45 Ma serait par ailleurs potentiellement liée à un effet d'érosion régressive de la

marge ardéchoise avec une vitesse de l'ordre de 0.1 à 1 km.Ma$^{-1}$ (Fig. 3.43) et non à une dénudation régionale.

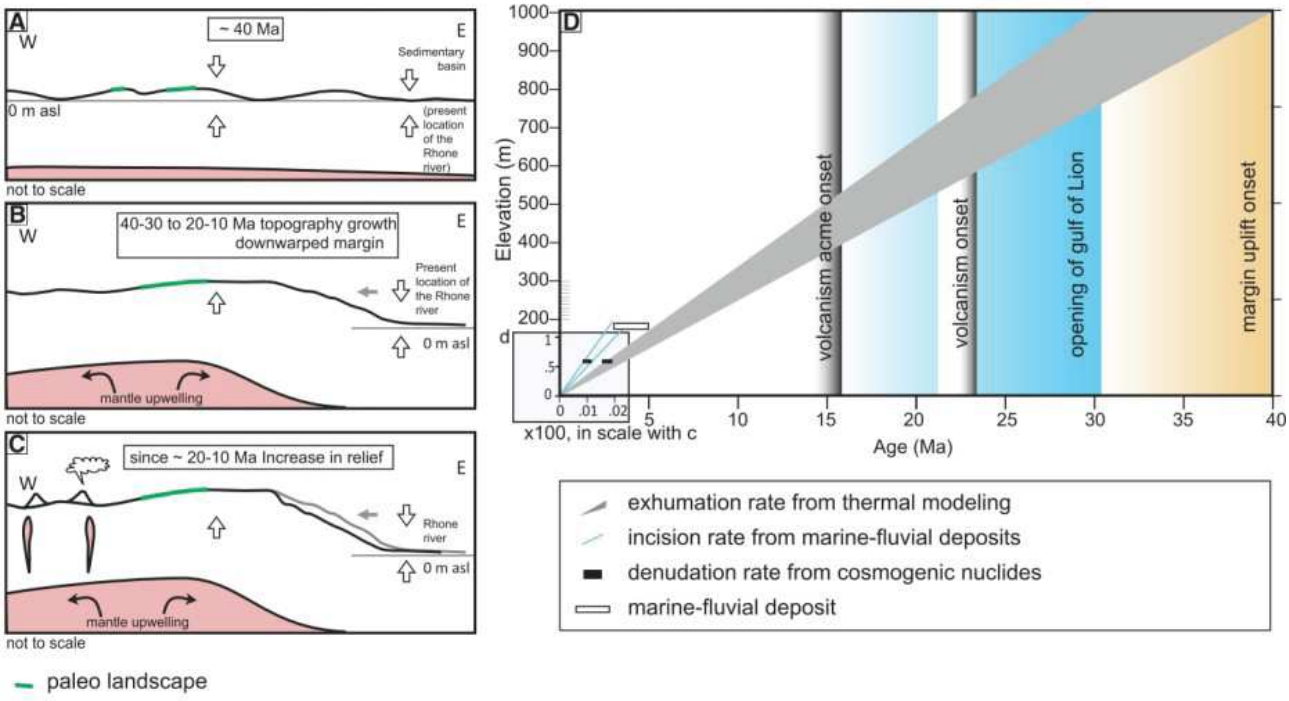



*Figure 3.43 : Résumé des mouvements verticaux cénozoïques vue par thermo-chronologie et géologie structurale et sédimentaire. m asl = mètre au-dessus du niveau marin. A) Proposition de paysage postérieur à la surrection Crétacé mais antérieure à celle du Cénozoïque. B) Première phase de surrection-érosion Cénozoïque induisant une flexure lithosphérique et un basculement de la marge Ardéchoise. C) Deuxième épisode de surrection-érosion Cénozoïque, probablement plus rapide et associé à une érosion régressive marquée des cours d'eau. D) Comparaison des tendances de dénudation longs termes vue par la thermo-chronologie, de dénudation court terme par mesure des isotopes cosmogéniques et de mesure de surrection par l'étude des dépôts marins. D'après Olivetti et al., 2020.*

Cependant, il est important de noter que les données de Olivetti et al. (2020) ne possèdent pas une résolution temporelle suffisante pour défendre clairement autre chose qu'un âge postérieur à 45 Ma. Par ailleurs, l'impact potentiel de la mise en place du canyon messinien du Rhône (cf : partie 3.10 ; plusieurs centaines de mètres d'incision pendant quelques centaines de milliers d'années) sur la dynamique thermique locale semble négligée (la topographie pouvant avoir un impact majeur sur les conditions thermiques de surface et sub-surface, Lachenbruch, 1969). Un tel signal, à savoir une inflexion vers le bas des isothermes induirait un refroidissement apparent et serait par ailleurs en accord avec une proposition d'érosion régressive d'est en ouest

## Evolution de la zone centrale

Les modèles d'évolution morphologique de la zone centrale durant le Miocène reposent principalement sur des relations géométriques entre différentes surfaces telle que des coulées basaltiques (certaines étayées par des datations K-Ar ou Ar/Ar), des terrasses alluviales ou des surfaces d'érosion (e.g. Define and Poiraud, 2014). Par exemple, Define (1992) propose pour l'amont de la Loire l'absence de paysage différencié durant le Miocène. Les reliefs locaux y sont faibles et la Loire s'écoule à cette époque au sein d'une « gouttière », un creux topographique large et de faible amplitude. La configuration pouvant être apparentée à celle présentée figure 3.36 (schéma du haut) pour la région du Rouergue (Ouest de Rodez, Fig. 3.35). Cette morphologie semble être la référence sur la majorité de la région centrale ce qui amène Define (1992) à proposer

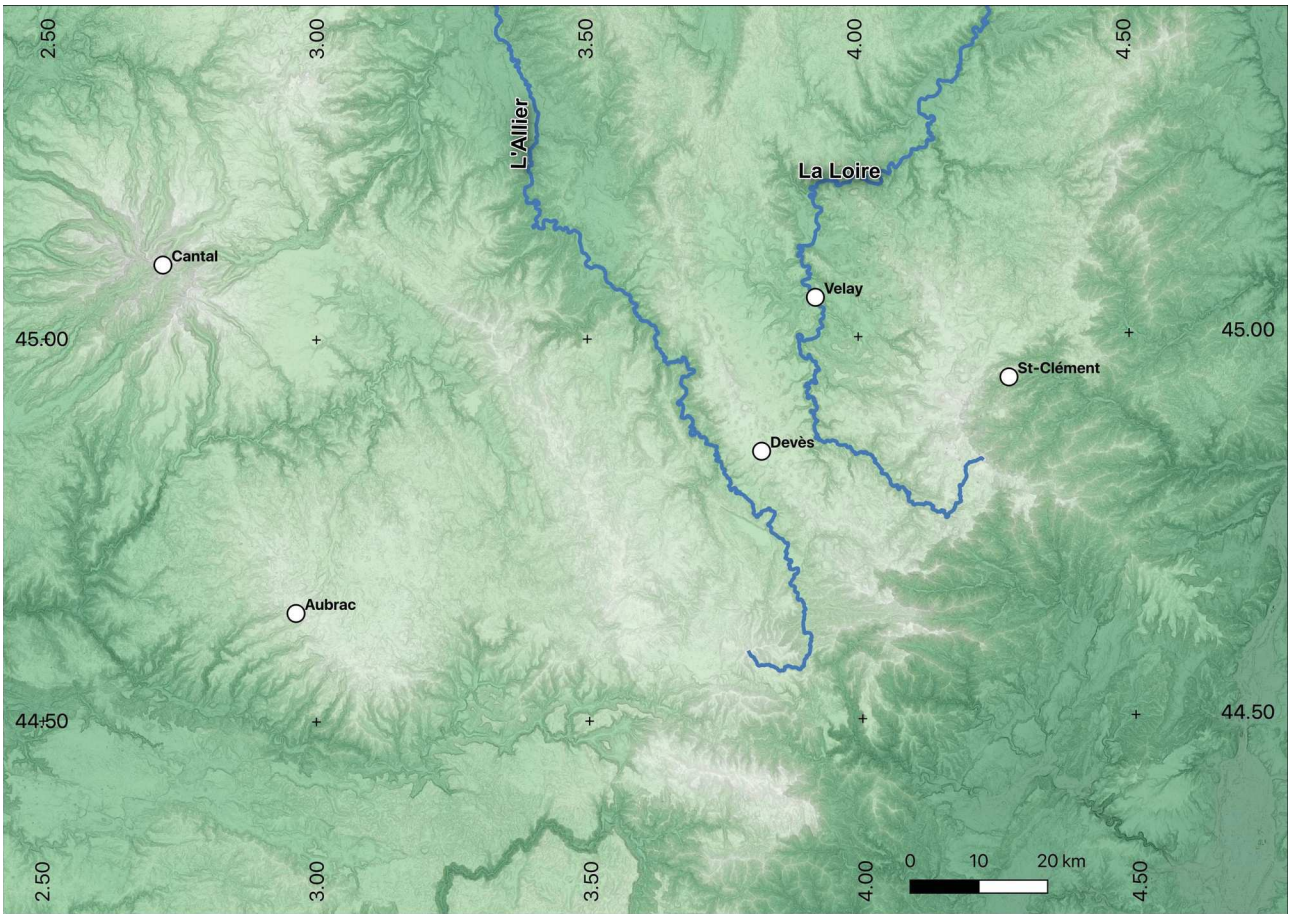



*Figure 3.44: Localisation des zones et sites d'études permettant de contraindre la morphogenèse du secteur central. Les localisations (points blancs) sont à titre indicatif de la localisation moyenne d'une zone. Les drains majeurs étudiés sont figurés en bleu (tracé IGN). Base cartographique, DEM ALOS 30 m, pente locale en niveau de gris. (Les pentes fortes sont en noir, les pentes faibles en blanc).*

une absence de déformation locale (pas de « néotectonique de bloc ») mais plutôt un bombement régional durant le Miocène (l'origine et les arguments de cette surrection n'étant pas précisés). Le même type de morphologie est proposé pour l'amont de l'Allier (Pastre, 2001) ainsi que la zone du Cantal (Le Griel, 1992) sur la base du même type d'arguments morpho-chronologiques.

Dans la région du Velay-Mézenc, Define et Berger (1991) se basent notamment sur la paléo-vallée de St-Clément (44.95°N ; 4.25°E, Fig. 3.44), enregistrant plus de dix coulées basaltiques sur l'intervalle de temps ~ 10.5 ± 0.3 / 6.35 ± 0.19 Ma (âges K/Ar) qui contraignent l'âge des morphologies observées et sont donc attribuables au Miocène. Ils concluent pour cette zone à un paysage faiblement différencié avec de grandes vallées évasées d'orientation globalement N-S, témoins de l'existence dès le Miocène du bassin versant atlantique dans une configuration semblable à l'Actuel (Define et Berger., 1991). Sur une synthèse récente de la zone Velay-Mézenc (Fig. 3.44), Define et Poiraud (2014) confirment l'étude des reliefs miocènes : la région ne présentait pas de reliefs marqués à cette époque. Ils concluent aussi qu'une surrection a affecté le centre (et l'est) du M.C. postérieurement à 15 Ma, et plus vraisemblablement au début du Pliocène (5.3 Ma).

Le Miocène est également marquant par le nombre d'édifices volcaniques s'étant mis en place à cette époque. En effet, les grandes structures volcaniques qui marquent encore le relief du centre du M.C. se mettent en place ou s'initient au Miocène.

Il s'agit premièrement du plateau de Devès (Fig. 3.44) dont les premières coulées s'épanchent autour de 6 Ma (et dont l'activité perdurera jusqu'à ~ 0.6 Ma ; Audubert et al., 2012). Ce plateau basaltique (le plus grand du M.C. avec une superficie de ~ 700 km²) sépare morphologiquement les vallées de l'Allier (à l'ouest) et de la Loire (à l'est). Les épanchements basaltiques sembleraient combler plusieurs paléo-vallées (de faible incision et à forte pente ; Audubert et al., 2012) sur le versant de l'Allier et non pas sur le versant de la Loire laissant supposer une différence morphologique entre les deux bassins versants à la fin du Miocène.

Deuxièmement, on assiste surtout à cette époque à l'édification du plateau volcanique de l'Aubrac (~ 450 km², épaisseur atteignant ~ 300 m au maximum ; De Goër de Hervé et al., 1991). Les différentes phases éruptives amenant à la mise en place de l'Aubrac se déroulent (à de très rares exceptions) sur un intervalle très court (~ 250 ka) il y a 7.5 ± 0.13 Ma (De Goër de Hervé et al., 1991 sur 50 datations K-Ar). Les coulées de l'Aubrac se mettraient en place dans des vallées déjà

existantes à la faveur d'un socle déjà basculé vers le sud-ouest (De Goër de Hervé et al., 1991). Cependant, les coupes très schématiques (Fig. 3.45 ; De Goër de Hervé et al., 1991) mettent en évidence l'aspect multi-phasé de l'activité volcanique et l'importance de l'empilement des coulées. mais ne permettent cependant pas de discerner l'aspect antérieur, ou postérieur du basculement apparent des coulées basaltiques ou de discuter de la géométrie locale de manière quantitative.

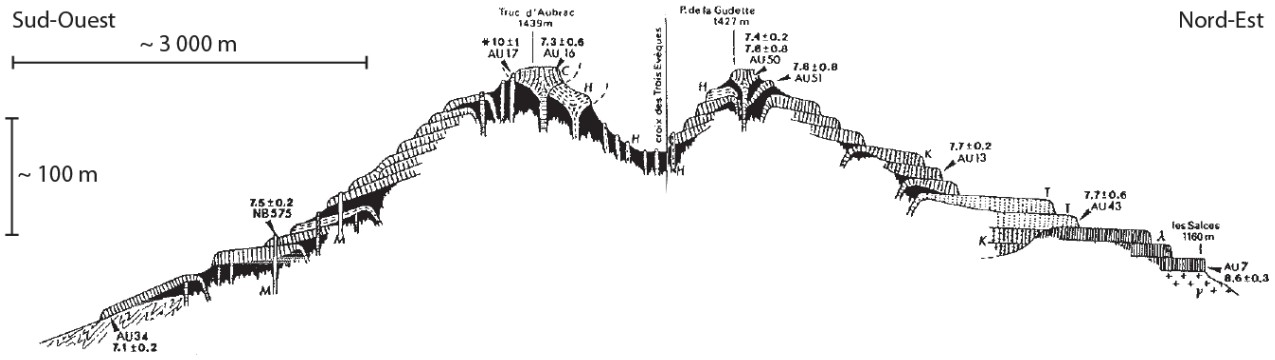



*Figure 3.45: Synthèse des empilements basaltiques de l'Aubrac (coupe la plus représentative d'après De Goër de Hervé et al., 1991). L'échelle verticale est très largement exagérée. Modifié d'après de Goër de Hervé, 1991).*

Le strato-volcan du Cantal présente également des éruptions durant le Miocène (De Goër de Hervé et al., 1991). Cependant, cet édifice présentant une histoire longue et complexe, le Miocène ne saurait être retenu comme particulièrement marquant pour le plus grand strato-volcan d'Europe.

## Climat Miocène

Le climat Miocène est initialement proposé comme une période de transition depuis des conditions plutôt chaudes et sèches de l'Oligocène (qui perdurent durant le Miocène inférieur) vers un climat plus froid durant le Miocène supérieur, transition vers les cycles glaciaires du Plio-Quaternaire. Cette proposition initiale (Corbel, 1954) est une extrapolation à l'échelle régionale de données floristiques et faunistiques antérieurement observées dans la région du Velay.

Récemment, à partir d'une synthèse des données polliniques représentatives des derniers 23 Ma (Suc et al., 2018 ; Suc et al., 2019) montrent clairement des conditions tropicales durant le Miocène inférieur et moyen (Fig. 3.46), c'est à dire des conditions chaudes (+ 2 à 9°C de température moyenne entre 15.97 et 7.24 Ma ; Suc et al., 2018) et humides (propices à l'altération) avec un signal saisonnier faible pour la période ~ 23 / 8 Ma.

La transition vers des climats plus froids sur la fin de la période Miocène, voire le début du Pliocène, est également proposé par Suc et al. (2019). Les conditions climatiques tropicales à l'Aquitanien (~ 23.03 à ~ 20.43 Ma) sont également soutenues pour la région des Limagnes du fait de remplissages lacustres (cortège floral ; Degeai et Pastre, 2008).

Cette évolution vers un climat froid au tournant du Miocène-Pliocène est une évolution globale, corroborée par des variations du rapport $\delta^{18}O$ sur foraminifères (Hodell et al., 1986).

Il me semble également nécessaire de prendre en compte un impact potentiel des variations altitudinales sur le climat du M.C. si l'on considère une surrection de l'ordre de 1000 m durant le Miocène. Dans un tel contexte, la température moyenne entre le début du Miocène (anté-surrection) et la fin du Miocène (post-surrection) devrait avoir diminuée de 6-8°C au niveau du M.C. par rapport aux zones avoisinantes (gradient thermique atmosphérique moyen).

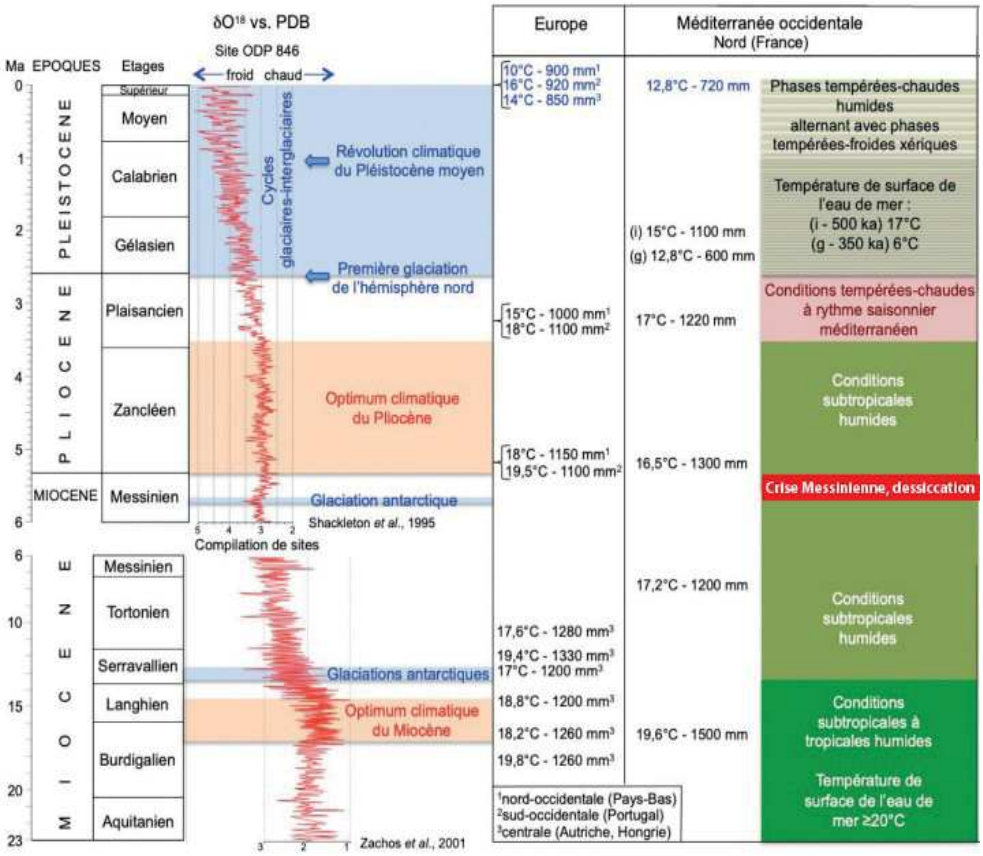



*Figure 3.46: Condition climatiques depuis le Miocène jusqu'à l'actuel pour l'Ouest Européen et la Méditerranée occidentale. Modifié d'après Suc et al., 2019.*

La synthèse de Suc et al. (2019) suggèrerait une absence de surrection régionale majeure durant le Miocène, au vu de l'absence de différence notable entre Europe de l'Ouest, bassin méditerranée Européen (Fig. 3.46) et Marocain ; mais elle ne présente pas une résolution suffisante (synthèse à l'échelle de l'Ouest Méditerranée, et malgré quelques données localisées sur le M.C.) pour préciser ce qu'il en est de l'évolution du M.C. précisément.

## Points importants

Les études antérieures tendent toutes à montrer un paysage relativement homogène sur l'ensemble de la région au début du Miocène. A l'exception potentielle de quelques anomalies locales (e.g. bordures des Limagnes ou des bassins oligocènes du Languedoc), la topographie du M.C. est assez faible, le relief local n'est pas exprimé et les vallées présentent des morphologies assez larges avec des versants à faible pente (aucune quantification généralisable de ce type de paramètres n'est cependant présentée et la description reste principalement qualitative). Malgré ce paysage faiblement différencié, les grandes lignes des bassins hydrographiques actuels sont présentes (les axes d'écoulements des paléo-Lot, -Loire, -Allier, -Ardèche ou -Hérault par exemple sont les mêmes au premier ordre) et permettent la formation de grandes plaines alluviales sur les bordures du M.C.

L'évolution régionale durant la seconde partie du Miocène est expliquée selon deux modèles : le premier (« l'école Méditerranéenne », car présentée selon des arguments principalement lié au bassin versant méditerranéen) propose une mise en place de la topographie régionale et des paysages actuels il y a ~ 10 Ma induisant une absence d'impact significatif des derniers 10 Ma sur la morphologie. Le second modèle (« l'école Atlantique », car proposé en lien avec des arguments localisés principalement sur le versant Atlantique) propose que la morphologie régionale présente au début du Miocène reste stable durant pratiquement l'ensemble de cette période (~ 23 à 5 Ma). La surrection régionale serait tardi-miocène à pliocène, et la mise en place des paysages par conséquent, principalement plio-quaternaire.

Pour « l'école Méditerranéenne », la seconde partie du Miocène étant marquée par une importante augmentation de l'activité volcanique à 10 Ma, avec la formation des grandes surfaces basaltiques (e.g. Coirons, de l'Aubrac ou encore du Devès et du Cantal), doit être nécessairement associée à la mise en place d'un point chaud à l'aplomb du M.C.. Logiquement, l'arrivée de ce point chaud est placée un peu avant l'augmentation de l'activité volcanique, soit il y a ~ 15 - 13 Ma. L'impact de ce point chaud vis à vis de la dynamique lithosphérique serait également la production d'une surrection régionale (effet de topographie dynamique) permettant l'incision des vallées principales (e.g. Tarn, Hérault). La morphologie actuelle se serait formée principalement durant cette surrection d'âge Tortonien (11.6 – 7.2 Ma) et n'aurait évoluée ensuite que localement, sans impact significatif régional.

Selon « l'école atlantique », les grands édifices volcaniques s'épanchent au sein d'un relief peu marqué et celui-ci n'évolue que lentement durant le Miocène. Une surrection régionale est proposée sur la fin de la période (~ 6 – 5 Ma), induisant une mise en place des paysages actuels durant le Plio-Quaternaire. Dans ce cas, l'évolution régionale ne serait pas nécessairement finie.
L'origine de la surrection selon ce modèle n'est pas clairement posée mais pourrait également correspondre à la mise en place du point chaud, cette fois-ci autour de la transition Mio-Pliocène (~ 5.3 Ma).

Ces deux modèles semblent s'opposer sur l'âge de la surrection, et ce faisant sur l'âge des paysages. Les ~ 5 Ma d'écart d'âge entre eux, faibles à l'échelle des temps géologiques, présentent néanmoins des conséquences significatives quant à la dynamique récente. En effet, les deux modèles s'opposent sur les taux d'évolution du paysage, de surrection etc. durant les périodes proches et l'actuel. Or, une érosion et une surrection actuellement active ou inactive n'ont pas les mêmes conséquences vis à vis d'autres approches (e.g. GNSS, Gravimétrie) ou d'autres problématiques (e.g. risque sismique). Notons également que la notion de surrection est souvent considérée comme unaire. Un possible effet de surrection active sur le long terme en lien avec un ajustement isostatique ou flexurale n'est pas clairement posé. Ce comportement (e.g. Tucker and Smingerland, 1994; Watts, 2001; Champagnac et al., 2007; Vernant et al., 2013; Malcles et al., 2020) permettant d'apporter un comportement plus fin vis à vis de la dynamique des mouvements verticaux ainsi qu'un lien avec les processus de surfaces (cf: partie 6). La quantification précise des rythmes d'évolution des paysages revêt donc un aspect primordial dans la compréhension de la dynamique régionale (et de la magnitude des processus actifs dans la région) et devrait permettre, outre de préciser lequel de ces modèles estime au mieux l'évolution récente du M.C, mais également de contraindre une partie de la gamme de réponse mécanique de la lithosphère : le rebond flexural en lien avec l'érosion. Cette évolution temporelle peut être étudié à partir de la datation des morphologies plio-quaternaires à la faveur de la large gamme de méthodes de datations applicables spécifiquement à cette plage temporelle.
Cependant il me paraît important de préciser que ces deux modèles ne s'excluent pas nécessairement. Les sites fournissant les arguments en faveur de chacun ne sont pas situés aux mêmes endroits (le modèle « méditerranéen » est surtout basé sur l'étude des zones Cévennes-Vivarais, Grand-Causses et Garrigues-Plaines-côtières, tandis que le modèle « atlantique » est basé principalement sur l'étude des zones Plateau-central, Limagnes et Axe volcanique) et pourraient être simplement le témoin d'une dynamique différente entre le sud et le nord du M.C.

# III.2.9. La crise Messinienne (5.6 – 5.3 Ma)

Le Messinien, au sens d'étage géologique (7.25 – 5.33 Ma) fait partie du Miocène (23.03 – 5.33 Ma) dont il constitue le dernier étage. La fin du Messinien correspond à une période particulière au niveau du bassin méditerranéen : la crise messinienne (ou Crise de Salinité Messinienne (CSM), connue sous l'acronyme anglais MSC pour Messinian Salinity Crisis), qui justifie de lui consacrer un paragraphe indépendant . Cet évènement majeur n'est rien de moins qu'une chute drastique du niveau de la mer Méditerranée durant environ 300000 ans. Malgré des incertitudes relatives aux détails de sa mise en place, durée, etc. (Mauffrey, 2016, Sternai et al., 2017), la CSM est au premier ordre relativement bien contrainte dans le temps du fait des nombreuses traces sédimentologiques et morphologiques qu'elle a engendré, notamment dans le domaine marin (Mauffrey, 2016).
La date du début de la CSM est estimée entre 5.96 et 5.6 Ma (Gargani, 2004, Audra et al., 2004, Husson, 2014 ; Mauffrey, 2016). L'incertitude de quelques centaines de ka ne porte, *a priori*, pas préjudice pour notre étude des périodes plus récentes.

A grande échelle, la période de la CSM est partie prenante de la dynamique de convergence Afrique-Europe. Le raccourcissement associé à cette convergence est fortement exprimé au niveau du sud de l'Espagne autour de 5.9 Ma (Jolivet, 2006) avec un rapprochement et une surrection au niveau de l'actuel détroit de Gibraltar et de la chaine des Bétiques, induisant une baisse du niveau marin. De manière synchrone, il est proposé un début de refroidissement engendrant une chute du niveau marin (Hodell et al., 1986). Ce modèle reposant sur la mise en place de l'Inlandsis Antarctique ainsi que sur des données $\delta^{18}O$ est questionnable, mais l'occurrence d'une baisse du niveau eustatique de l'ordre de 60 ± 10 m semble néanmoins attestée (Hodell et al., 1986 ; Haq et al., 1988).

Ces deux phénomènes vont induire l'isolement du bassin Méditerranéen du reste des océans par la fermeture du détroit de Gibraltar (Jolivet et al., 2006). Les pertes par évaporation du bassin endoréique nouvellement formé n'étant pas contrebalancées par les apports fluviaux, le niveau de la méditerranée chute de manière conséquente. L'ampleur de cette baisse du niveau de la mer méditerranéenne est estimée autour de 1500 m (Guennoc et al., 2000 ; Audra et al., 2004, Husson, 2014), 2000 m (Moccochain, 2007), voire 2500 m localement (Gargani, 2004, Mauffrey,

2016). Cette chute drastique du niveau marin est reconnue comme étant à l'origine de la formation de larges dépôts d'évaporites au fond du bassin méditerranéen. A terre, la CSM est proposée comme étant à l'origine du creusement d'importants canyons par érosion régressive, formant une surface d'érosion nette (Clauzon, 1973 ; 1982 cité dans Mocochain, 2007 ; Audra et al., 2004, Fig. 3.47) mais également d' une profonde restructuration (verticalisation) des karsts périphériques.

L'âge de fin de la CSM, c'est à dire de la remise en eau du bassin méditerranéen est mieux contraint que l'âge de son isolement et est estimé à environ 5.34 Ma (5.33 pour Husson, 2014 ; 5.35 Ma pour Gargani, 2004). Induite par, a minima une augmentation du niveau eustatique, la remise en eau de la Méditerranée est estimée comme très rapide, voir instantanée à l'échelle des temps géologiques, avec des estimations de l'ordre de 20 années (Blanc, 2002; Audra et al., 2004 ; Loget et al., 2005), soit une vitesse de montée du niveau marin de l'ordre de la dizaine de centimètres par jour.

Après la CSM, on assistera à une période de haut niveau marin (la plus importante des derniers 10 Ma) à ~ + 80 m (Moccochain, 2007 ; Loget and Van Den Driessche, 2009) et d'aggradation régionale. La valeur de + 80 m doit cependant être ramenée à ~ + 20 m en utilisan la courbe eustatique de Miller et al. (2005) au lieu de celle de Haq et al., (1988). Des sédiments marins pliocènes étant retrouvés à une altitude actuelle de 250-300m NGF (Audra et al., 2004), cela témoigne d'une surrection postérieure à la CSM. Ce remplissage sédimentaire (via la formation de Gilbert deltas, Audra et al., 2004) est asynchrone sur l'ensemble du bassin (il dépend pour chaque zone, par exemple, de l'apport sédimentaire et des mouvements verticaux locaux) mais est estimé comme se finalisant entre 3.8 et 2 Ma (Audra et al., 2004, Fig. 3.48).

En ce qui concerne le Massif Central, seules les parties Sud et Est sont possiblement impactées pas la CSM. Cet impact est à considérer puisque, dans ma thèse, la majorité des sites ayant permis des datations sont situés sur ces bordures Sud et Est (cf : partie V).

Tout d'abord, précisons que, si le rôle de la CSM sur la formation des canyons des Garrigues et du Sud des Grands-Causses (e.g. Hérault, Vis) est envisageable, il a été rapidement réfuté (Séranne et al., 2002 ; Guisti, 2008). Un tel modèle ne permet pas d'expliquer la similitude morphologique entre les bassins méditerranéen et atlantique (Fig 2.16, Partie II.1), le bassin Atlantique n'ayant en effet pas été affecté par la CSM. De plus, les estimations actuelles de remontée de la vague d'incision régressive liée à la CSM au niveau de la zone des Garrigues ne remontent pas à plus de 40 km, soit bien en aval des canyons actuels (Fig. 3.47).

### III.2.9. La crise Messinienne (5.6 – 5.3 Ma)

Deuxièmement, l'impact du Messinien est clairement prouvé pour la vallée du Rhône (à l'aide ne nombreux profils sismiques), il n'est donc pas possible de supprimer (ou de négliger) *a priori* le rôle de la CSM pour ce qui est de l'évolution des bassins versants directement liées au Rhône (voir ci-dessous).

Enfin, si de nombreuses études ont été réalisées sur certains drains tel que l'Ardèche (e.g. Audra et al., 2004 ; Gargani, 2004 ; Moccochain, 2007 ; Martini, 2019) d'autres drains n'ont pas été clairement étudiés, et le rôle exact de la CSM concernant la structuration morphologique du sud du M.C. (i.e. la marge cévenole) reste à quantifier (impact dans la structuration des karsts, limite de la remontée d'érosion régressive pour les drains, etc..).

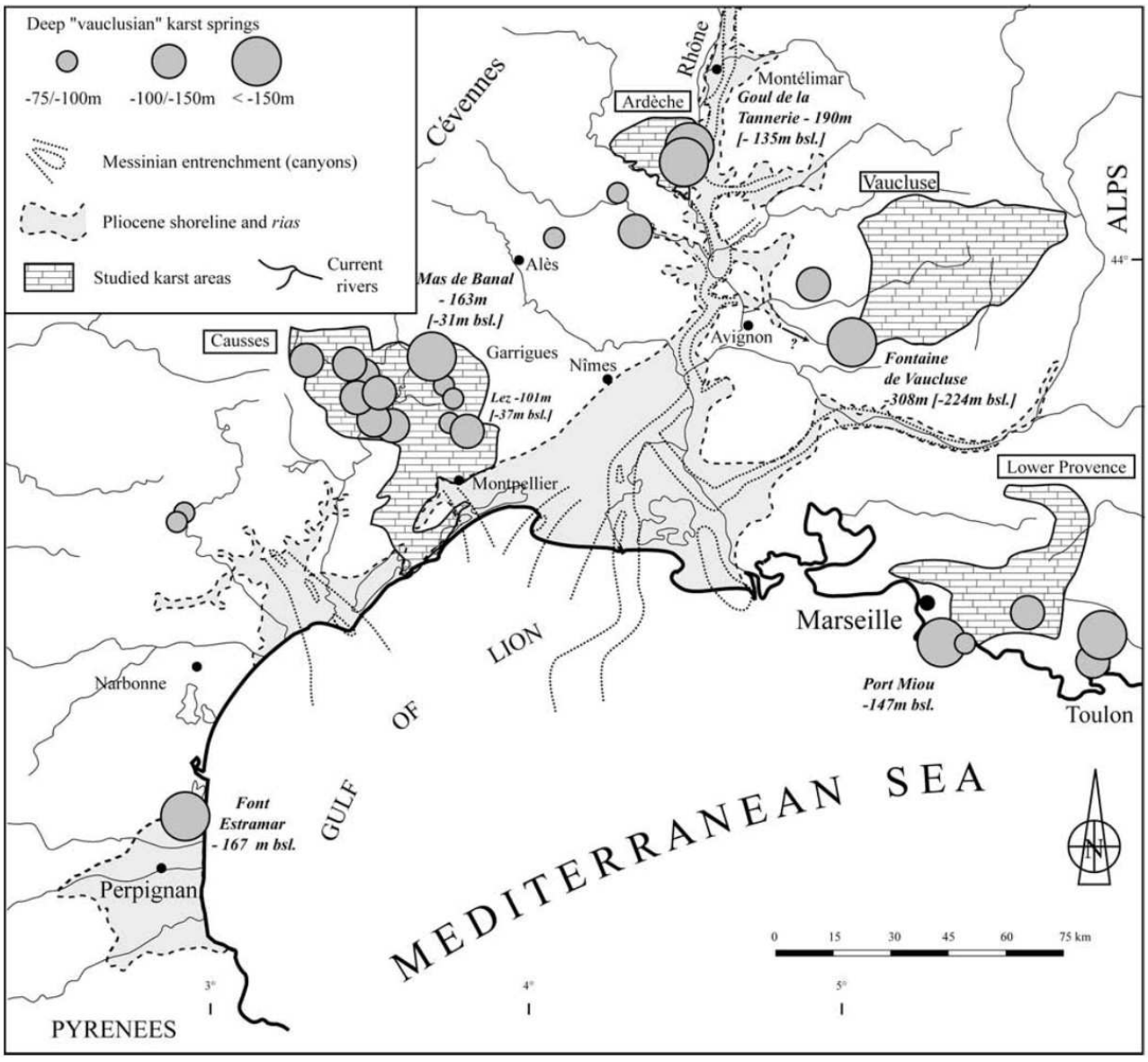



*Figure 3.47 : Localisation des systèmes phréatiques profonds du Sud de la France ainsi que des rias Pliocènes. D'après Audra et al., 2004.*

III.2.9. La crise Messinienne (5.6 – 5.3 Ma)

Au niveau de la marge continentale, l'impact de la CSM en termes de morphologie a été conséquent, dépassant localement les 500 m d'érosion (Lofi, 2002; 2003 ; Mauffrey, 2016). Ces morphologies héritées de la CSM sont actuellement situées à plus de 1000 m de profondeur du fait de l'importante sédimentation au niveau du plateau continental durant le Plio-Quaternaire (Mauffrey, 2016).

A terre, il est également proposé la formation d'une « surface d'érosion messinienne » (Clauzon, 1973 ; 1982 cité dans Mocochain, 2007). Si l'interprétation de cette surface d'érosion au niveau des bords des canyons ne semble pas réfutable, son impact ailleurs semble moins facile à envisager. L'incision des canyons n'ayant en général pas atteint les zones amont, les conditions physico-chimiques (pente locale, débit des cours d'eau, épaisseur du régolite, précipitations, etc.) ne devraient pas avoir changées de manière sensible.

Plus à l'intérieur des Terres, seul l'érosion régressive localisée au niveau des drains majeurs semble avoir eu un impact morphologique significatif. Cet impact est néanmoins à tempérer puisque la vague d'érosion régressive au niveau des drains est considérée comme n'ayant pas remonté de plus de quelques kilomètres à dizaines de kilomètres, à l'exception du Rhône dont le canyon remonte jusqu'à Lyon, voire au Jura (Clauzon, 1982) soit entre 300 et 500 km (Loget and Van Den Driessche (2009). L'incision associée est estimée à ~ 300 m de profondeur à Lyon et dépassant 1000 m au niveau de la Camargue.

Concernant les drains majeurs au sud du M.C. (Hérault et Orb), la longueur des paléo-canyons sont estimés à ~ 35 km (Orb) et ~ 45 km (Hérault), et il est possible d'estimer une vitesse de recul du point d'inflexion (cf partie IV) engendrée par la CSM de 300 ± 150 $m.ka^{-1}$ pour l'Hérault et de 235 ± 115 $m.ka^{-1}$ pour l'Orb (Loget et Van Den Driessche, 2009). Ces valeurs, déjà conséquentes sont à comparer avec celle estimée pour le canyon rhodanien: 2650 $m.ka^{-1}$ (*ibid,* 2.65 $m.an^{-1}$; à titre d'exemple la vitesse de recul des chutes du Niagara est du même ordre de grandeur malgré un débit de près du double de celui du rhône actuel).

Le rôle de la lithologie est considéré par ces auteurs comme secondaire, voire négligeable comparé à la valeur des taux de recul obtenus, au premier ordre semblables quel que soit le substratum. Le recul maximum étant délimité par la disparition de la surface d'érosion Messinienne (Loget and Van Den Driessche, 2009), il ne s'agit que d'une valeur minimale du recul (et donc des taux associés).

### III.2.9. La crise Messinienne (5.6 – 5.3 Ma)

Localement, le Messinien est invoqué comme cause de la formation des canyons, à l'instar de celui du Gardon (Josnin et al., 1998), comme partiellement causal à l'instar du canyon de l'Ardèche (Audra et al., 2004 ; Martini, 2019 ; cf infra) ou sans impact comme pour le canyon de la Vis (Séranne et al., 2002), (Fig. 3.47)

Au niveau des zones karstiques non directement connectées à une zone de dépression notable du niveau de base (mer Méditerranée, ou un canyon majeur tel que celui du Rhône), la CSM est considérée comme étant à l'origine d'une restructuration majeure des karsts (Belleville, 1985 ; Audra et al., 2004) ne suivant pas le modèle simple de karstogenèse. Dans ces zones, l'incision des drains en surface serait ralentie, voire totalement neutralisée par la capture de ceux-ci au sein de karsts se verticalisant de plus en plus. C'est l'explication classiquement proposée pour la formation du système de la Fontaine de Vaucluse ou pour les réseaux de l'Hérault-Lez (Camus, 2003).

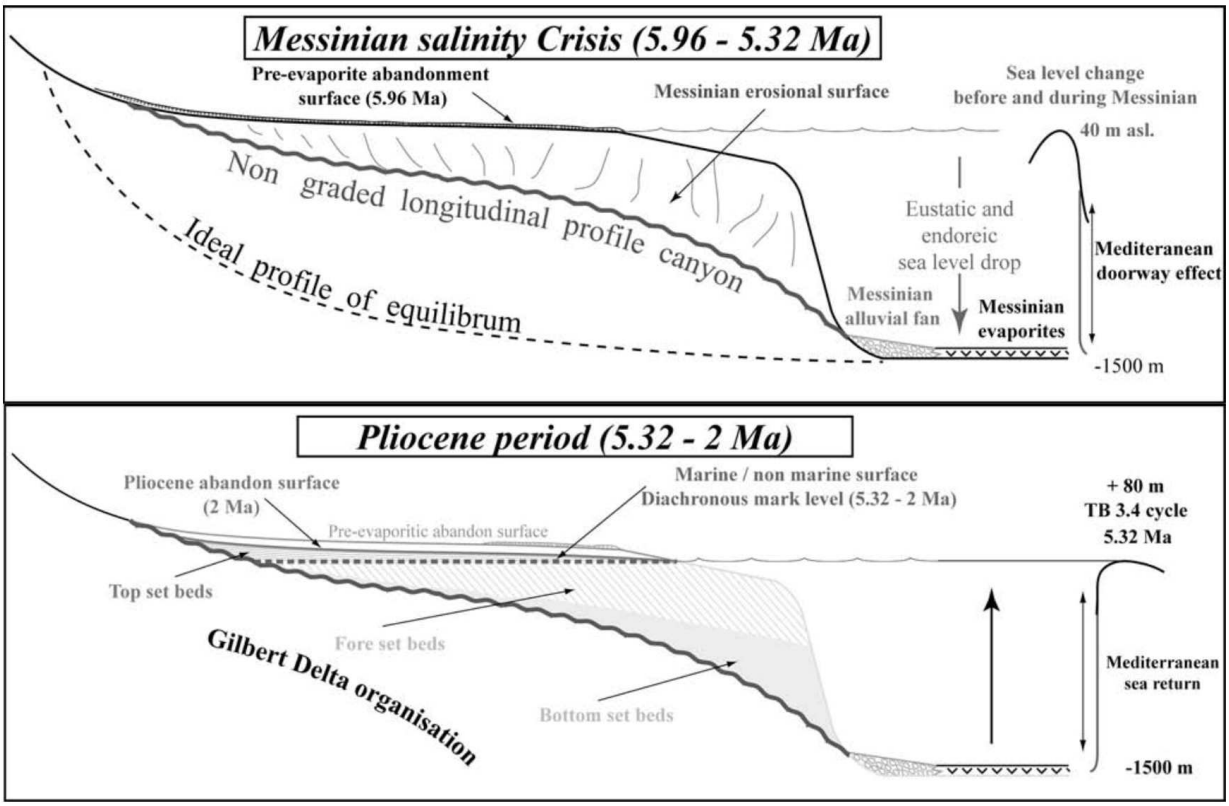



*Figure 3.48 : Effet de l'eustatisme sur les canyons Messiniens et la formations des Gilbert Delta lors du remplissage sédimentaire des Rias au Pliocène. D'après Audra et al., 2004.*

Non explicitement évoquée, cette hypothèse de verticalisation du karst, de capture des réseaux hydrographiques de surface, implique nécessairement la présence d'un exutoire à ces

réseaux néoformés et une vitesse de formation conséquente (suffisante en tout cas pour concurrencer le débit des drains de surfaces), qui semble plus cohérente avec le déblaiement de réseaux fantômes plutôt qu'à une formation par enlèvement total cf : partie IV).

## Le cas du Canyon de l'Ardèche.

Le cas du canyon de l'Ardèche (Fig. 3.49) est le site emblématique de la problématique de l'impact de la CSM vis à vis de l'évolution morphologique de la zone des Garrigues. La question initiale étant l'âge (et la vitesse) de formation de ce canyon.

Martini (2019) résume les modèles synthétiques de la morphogenèse des Gorges de l'Ardèche : Un premier modèle proposé dans les années 1980 de « formation récente », considérait une formation entièrement pléistocène (2.58 – 0 Ma). Un modèle « de formation ancien », c'est à dire messinien, développé dans les années 2000 et un modèle intermédiaire proposant une partie de creusement messinien et une partie plio-quaternaire. Le modèle actuellement le plus proche d'un consensus est celui d'un creusement messinien suivit d'une complexification karstique lors du Pliocène inférieur (Fig. 3.49). Dans ce modèle, la chute du niveau de base induit une compétition entre l'incision des canyons et la capture des écoulements de surfaces au sein du karst. Il y aurait donc, durant la période messinienne l'incision du canyon de l'Ardèche (Fig. 3.49a) et la création de drains karstiques verticaux jusqu'au niveau de base de l'époque (~ 500 m en dessous de l'Actuel). Lors de la période de transgression Pliocène, le remplissage progressif (probablement non continu) du canyon amènerait à la création de nouveaux drains karstiques verticaux et à la formation de niveaux horizontaux lors des périodes de stabilité du niveau de base (Fig. 3.49, 3 et 4, modèle *per ascensum*). Finalement, l'incision plio-quaternaire serait à l'origine d'une évacuation des sédiments du canyon de l'Ardèche (incision «apparente ») et à la fossilisation des niveaux horizontaux.

Ce modèle est soutenu par l'observation de quatre marqueurs liés à la CSM (et aux périodes suivantes) ainsi que par des datations d'âges d'enfouissements (complexes) au sein du canyon de l'Ardèche couplée à des mesures de paléomagnétisme (Tassy, 2008 ; Tassy et al., 2013).

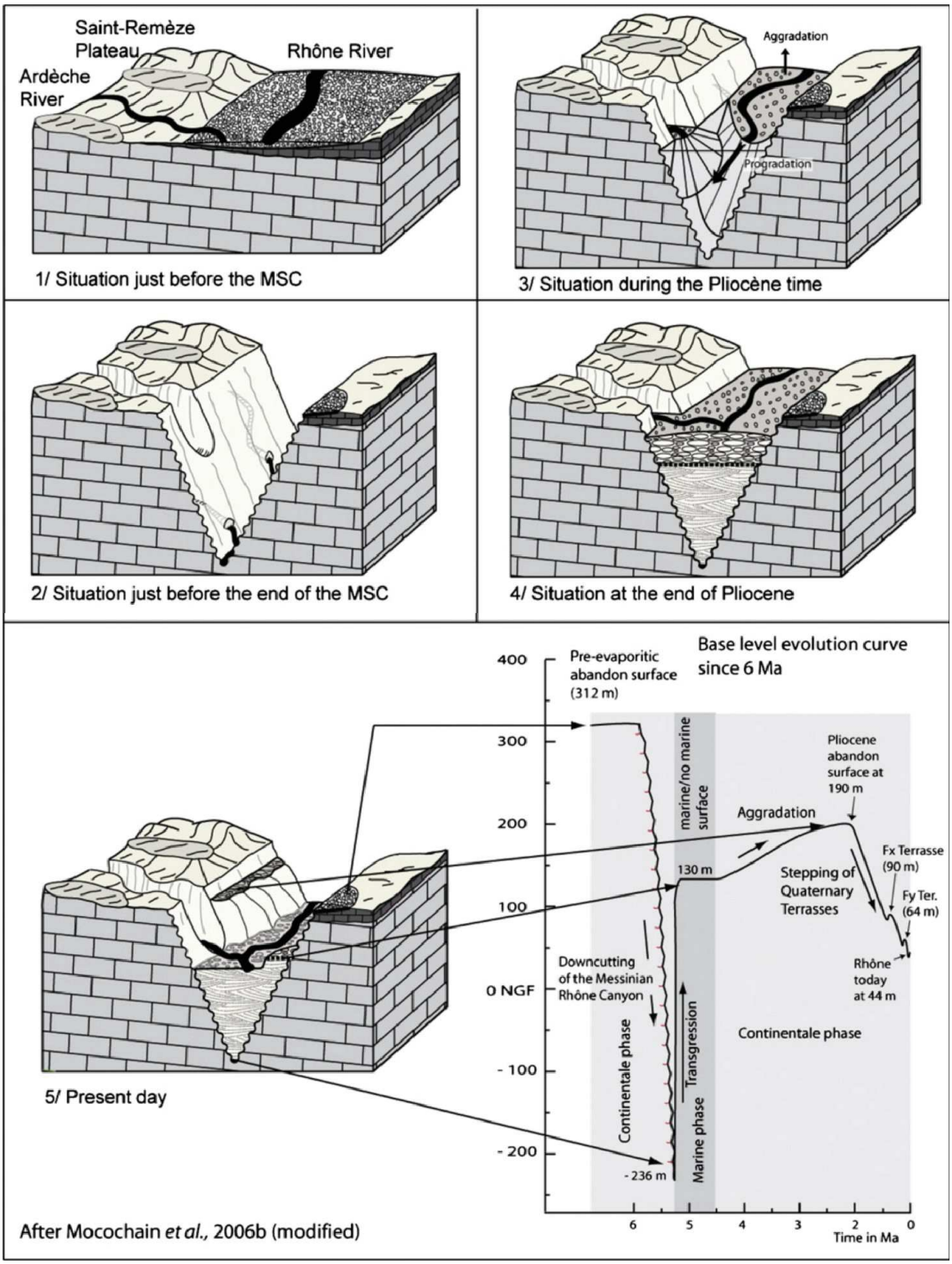



*Figure 3.49 : Modèle d'évolution morphologique et karstologique pour la région du plateau de Saint-Remèze-Vallée du Rhône et canyon de l'Ardèche. D'après Tassy et al., 2013. Les encarts 1 à 5 présentent un bloc diagramme schématique de l'évolution morphologique de la zone d'affluence Ardèche-Rhône avant (1) pendant (2 à 4) et après la CSM et le haut niveau marin Pliocène. La courbe en bas à droite représente l'évolution dans le temps du niveau de base, construite à partir des marqueurs géomorphologiques.*

III.2.9. La crise Messinienne (5.6 – 5.3 Ma)

Ce modèle « messinien » et de karstification *per ascensum* (Mocochain, 2007) est remis partiellement en cause par Martini (2019) pour qui la présence d'une paléo rivière souterraine, aujourd'hui à l'affleurement au niveau du plateau de St-Remèze (+ 320 m relatif au niveau de base (r.n.b.) 370-380 NGF) et présentant des remplissages cristallins d'origine cévenole couplés à des fossiles datés autour de la transition Miocène-Pliocène (5.33 Ma) laisserait supposer une circulation de la paléo-Ardèche à cette époque à une altitude de 370-380 m NGF. Or, le modèle classique (Fig. 3.49) suggère une circulation plusieurs centaines de mètres plus bas durant la CSM (5.6 à 5.3 Ma).

Si cette forte différence dans l'estimation de la paléo-altitude du niveau de base ne saurait réfuter le modèle classique de morphogenèse du canyon de l'Ardèche - ne serait-ce qu'en raison de l'absence de datations claires permettant de trancher sur l'activité hydrologique de la paléo-rivière de St-Remèze avant, pendant ou après la CSM - elle invite néanmoins à rediscuter le modèle de formation aujourd'hui admis.

Notons également que ces deux modèles supposent une absence de mouvements verticaux significatifs (*a priori* supérieur à ~ 10 m) depuis la CSM dans leurs schémas d'évolution altitudinal du niveau de base.

La proposition faite concernant la paléo-élévation absolue ne me semble pas soutenue par des arguments solides et implique des mouvements verticaux nuls durant le Plio-Quaternaire en contradiction par exemple avec la localisation à + 250-300 m NGF de sédiments pliocènes marins (Audra et al., 2004). De manière relative, il est cependant logique de considérer un creusement des gorges postérieurement au fonctionnement du drain rapporté par Martini (2019).
En effet, celui-ci est actuellement isolé des apports cristallins à l'amont, et il est dans sa majorité tronqué par l'érosion. Sauf s'il s'agissait d'une grotte-tunnel (cf : Camus, 1997) très superficielle, il est nécessaire de considérer une localisation de la surface quelques dizaines (centaines ?) de mètres au-dessus de la position actuelle de la cavité.

Cette épaisseur de roche est donc à prendre en compte pour l'incision totale du canyon et pourrait être associée à la période messinienne, le reste de l'incision serait donc surtout postérieure à ~ 5 Ma en accord avec le modèle proposé par Martini (2019).

Cet auteur propose en effet qu'environ 1/3 du canyon se serait creusé durant la CSM tandis que les 2/3 restants auraient été creusés depuis la fin de la CSM (Fig. 3.50).

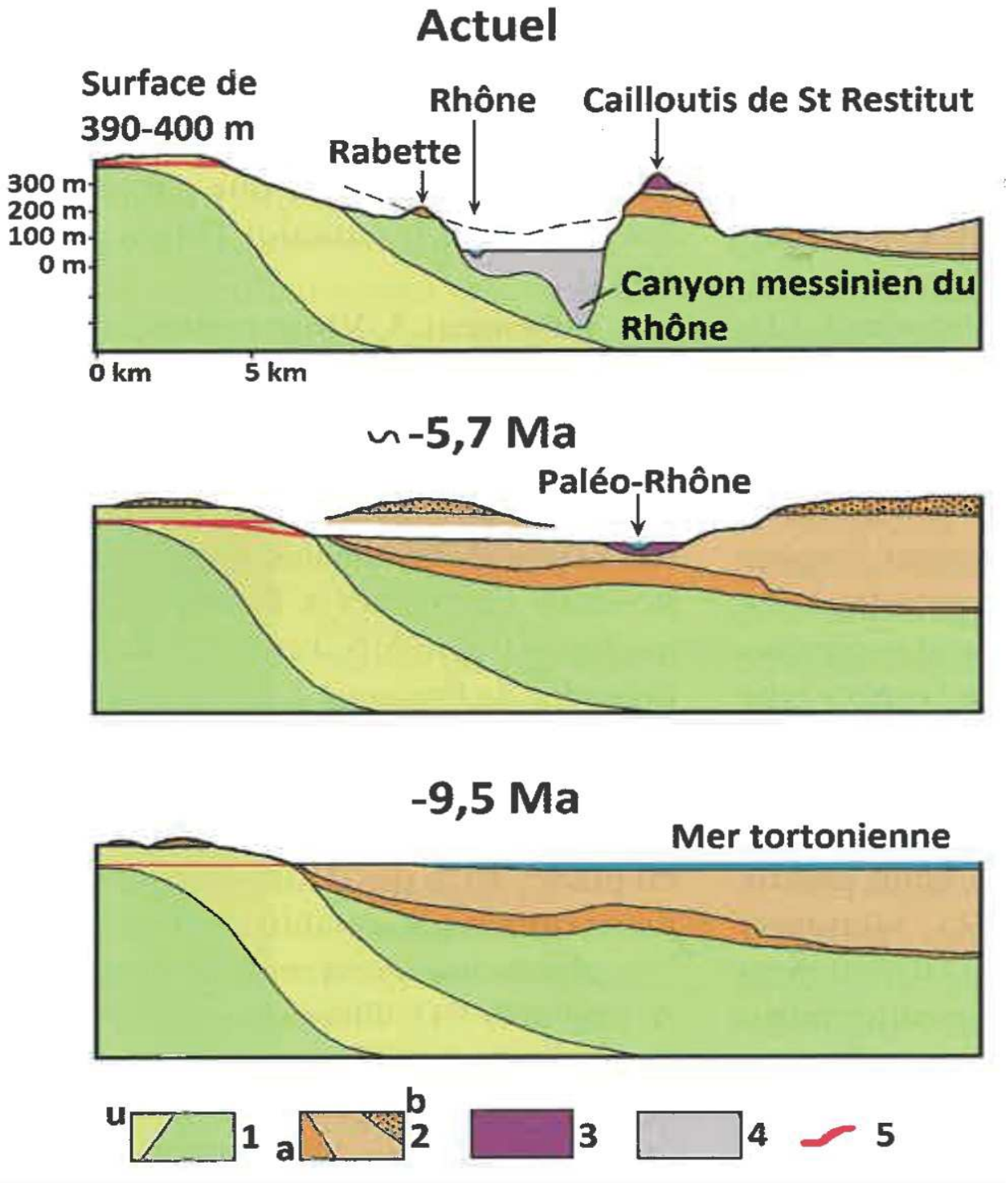



*Figure 3.50 : modèle d'évolution conceptuel au niveau du plateau de Saint-Remèze (Ardèche). 1) Crétacé à Oligocène, u = Urgonien; 2) Miocène du bassin molassique, a= faciès littoral basal, b= faciès continental; 3) Cailloutis de Saint-Restitut; 4) Pliocène marin; 5) conduits d'écoulement du karst*

III.2.9. La crise Messinienne (5.6 – 5.3 Ma)

En considérant l'incision comme non effective durant le haut niveau marin pliocène, la formation du canyon de l'Ardèche pourrait même être attribuée à un creusement majoritaire sur les 2 derniers Ma.

## Implication en termes de mouvements verticaux

Les modèles présentés précédemment reposent sur une hypothèse forte, à savoir l'absence de surrection (voir de tout type de déformation) durant la CSM (Audra et al., 2004), voire généralement sur l'ensemble du Plio-Quaternaire. En tout cas, cet aspect n'est pas explicitement présenté ni discuté.

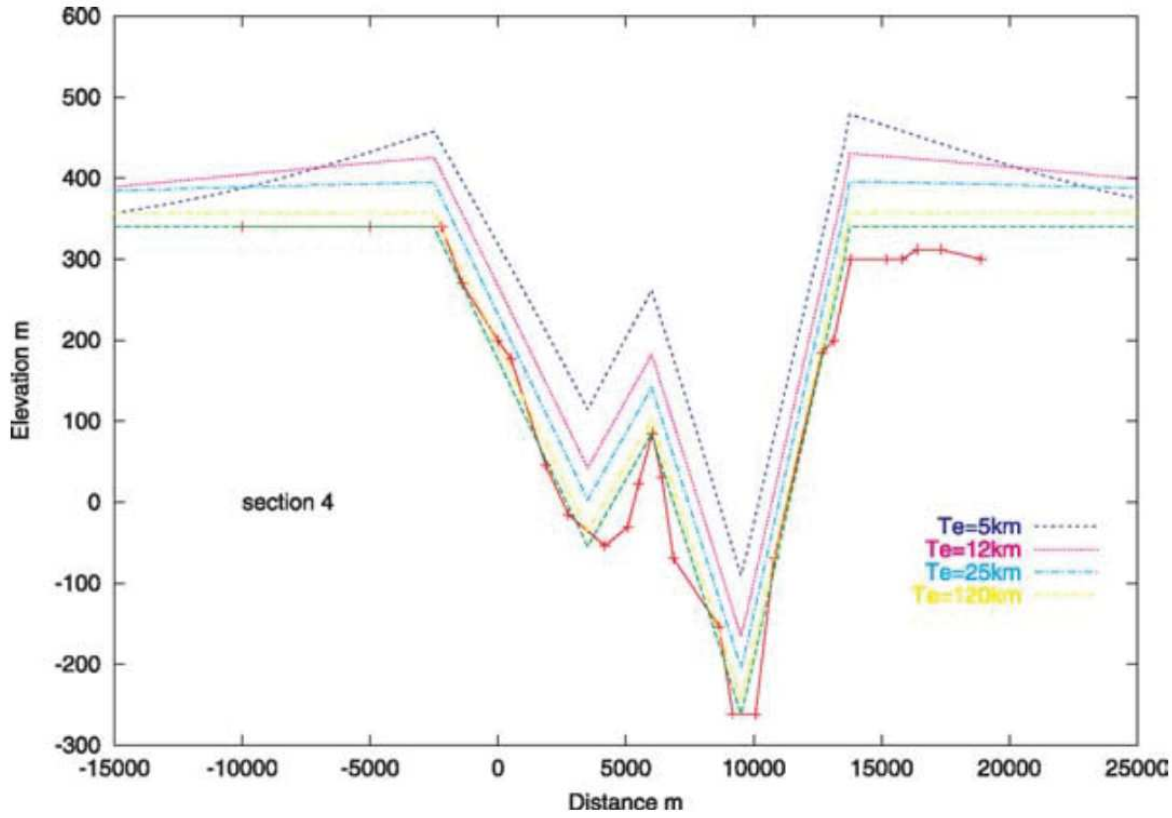



*Figure 3.51 : Surrection induite par le rebond isostatique au niveau de Pierrelate (selon un axe Est (gauche) Ouest (droite)) en réponse à la formation du canyon du Rhône. D'après Gargani, 2004).*

Le modèle de Martini (2019) laisse supposer un niveau de base à la même altitude relative entre 9 et 5.6 Ma, entre le Rhône, l'Ardèche et l'amont cévenol. Se basant sur le modèle d'évolution géodynamique communément admis pour le Miocène (cf : partie 3.9), et considérant une surrection régionale globalement finie autour de 10 Ma (e.g. Séranne et al. 2002), il est amené à rajouter une hypothèse de zone en basculement avec une charnière au niveau du plateau de Saint-Remèze (aucune variation de l'altitude absolue du secteur) durant la période 9-5.6 Ma pour pouvoir s'accorder avec le modèle de surrection (quasi)-fini des Cévennes autour de 10 Ma dans lequel s'inscrit ses interprétations. Cet ajout d'une hypothèse « ad-hoc » implique que la composante verticale de déplacement reste à contraindre de manière plus satisfaisante.

Les modèles proposés (Audra et al., 2004, Moccochain, 2007 ; Martini, 2019) ne prennent par exemple pas en compte d'effet de surrection par rebond isostatique lors de la CSM induit par 1) la chute de plus de 1000 m du niveau marin et 2) le creusement d'un canyon de près de 1000 m de profondeur (le canyon du Rhône).

Or, cet effet est a priori significatif au vu de la quantité de matière enlevée et de la durée de ce « déficit » de masse. Cette question est étudiée à partir de modèles numériques 2D visco-élastique (Gargani, 2004). La réponse flexurale associée est une surrection sur 30 à 180 km depuis le trait de côte et les bords du canyon du Rhône (jusqu'aux environs de Montélimar) avec une amplitude de surrection de l'ordre de 100 à 300 m pour la zone de surrection maximale (Fig. 3.51).

Cette surrection est suspectée d'avoir induit des réorientations de drains de petite taille (ceux n'ayant pas une capacité érosive suffisante), mais serait sans impact sur les grands drains tel que le Rhône ou l'Ardèche) d'après Gargani (2004). Cet effet, reste néanmoins à préciser, notamment vis à vis d'une possible taille de bassin-versant critique à partir duquel le drain deviendrait insensible à cet effet de barrière topographique. Notons aussi que la surrection liée à la CSM entre ~ 5.6 et 5.3 Ma doit avoir été effacée par le remplissage Pliocène ( ~ 5.3 et 2 Ma) provoquant une subsidence flexurale du même ordre de grandeur par l'ajout d'une masse équivalente à celle qui avait été enlevée. Dans la synthèse de Gargani (2004), les quelques valeurs de surrection post-CSM présentées dans la littérature (estimations géomorphologiques généralement) sont résumées : moins de 40 m vers la faille de Nîmes ; 165 ± 25 m vers l'Ardèche au niveau de Pont-St-Esprit / St Marcel d'Ardèche ; 105 ± 25 m vers St-Désirat et environs 125 m plus en amont, mais la zone n'est ici pas clairement définie (Valence ? Montélimar ?).

Les mouvements verticaux post-CSM cités ci-dessus sont considérés comme étant indépendants de jeux tectoniques (Gargani, 2004), c'est à dire a priori de glissements sur des plans

de failles, ils seraient donc imputables à une surrection par flexure ou encore par un effet thermique à l'échelle lithosphérique (cf : partie IV), cette dernière hypothèse restant à expliquer.

Retenons que la CSM a eu un impact morphologique et karstologique *a priori* non négligeable, en particulier vis à vis des zones proches de l'actuel trait de côte ou du paleo-canyon du Rhône. Le rôle précis de la CSM vis à vis de l'évolution des paysages semble complexe et fortement dépendant de paramètres locaux (e. g. zone karstique ou non karstique, débit des drains).

Le modèle emblématique (e.g. Audra et al., 2004 ; Moccochain, 2007) de structuration des karsts et canyons vis à vis de la CSM ne pouvant s'appliquer de manière simple à l'échelle régionale, il commence à être remis en question, notamment lors d'une prise en compte plus précise des mouvements verticaux de la région cf : partie V).

## Points importants

La crise messinienne (CSM, Crise de Salinité Messinienne) est une période de baisse majeure du niveau de la mer Méditerranée (chute supérieure à 1000 m) s'étendant de ~ 5.6 à 5.3 Ma, induite par la fermeture du détroit de Gibraltar et l'isolement du bassin méditerranéen. A l'échelle du Massif Central, son impact semble relativement négligeable à l'exception du bassin méditerranéen (zone des Grands-Causses, Garrigues et Cévennes). L'impact de cette chute du niveau de base méditerranéen est marqué par la formation de canyons sur plusieurs dizaines de kilomètres en amont du trait de côte actuel (~ 40 km pour l'Hérault et l'Orb et jusqu'à 500 km pour le Rhône). Certaines morphologies régionales marquantes sont classiquement attribuées à la CSM comme les gorges de l'Ardèche. Tandis que d'autres (gorges de la Vis, de l'Hérault), et l'ensemble des régions drainées vers l'Atlantique ou la Manche sont indépendantes de la CSM. La CSM est également suspectée d'être à l'origine d'une restructuration des réseaux karstiques par un abandon des anciens niveaux de circulations et par la formation de réseaux verticaux ainsi que de karsts profonds. Ce modèle est notamment défendu pour la région de l'Hérault et de l'Ardèche.
Néanmoins, de nouvelles observations amènent à rediscuter ces modèles morphogénétiques et à situer le creusement de ces morphologies comme plus récentes. Une analyse plus précise des mouvements verticaux tant syn-CSM que post-CSM me semble également indispensable pour replacer l'évolution de la région durant la CSM dans un cadre régional.

# III.2.10. Le Plio-Quaternaire (5.3 Ma - Actuel)

Depuis 2009, l'âge du début de l'époque Quaternaire a été défini à à 2.588 Ma (il était auparavant fixé à 1.806 Ma). Cette variation de la limite Pliocène-Quaternaire entraine une complexité dans la quantification des processus lorsque des datations absolues ne sont pas précisées. Les publications antérieures à 2009 se placent logiquement dans l'acceptation ancienne d'une limite Plio-Quaternaire à ~ 1.8 Ma, mais les publications récentes, notamment celles proches de 2009, ne précisent pas forcément si la nouvelle délimitation est utilisée.

Cette différence est potentiellement significative puisque, par exemple, considérer 10 m d'incision sur le Quaternaire induit un taux d'incision de 5.6 ou 3.8 $m.Ma^{-1}$, soit 33 % de diminution du taux calculé en passant respectivement, de l'ancienne à la nouvelle limite temporelle. De la même manière, précisons que tout processus attribué à une période géologique au sens large ne permet pas de quantifier l'amplitude de ce processus. Une surrection de 500 m initié au Miocène (e.g. Séranne et al., 2002) peut être considéré comme initié il y a 23.0 ou 5.3 Ma, induisant des taux de surrection respectifs de 21.7 et 94.3 $m.Ma^{-1}$ pour une moyenne de 35.3 $m.Ma^{-1}$. A partir de ce constat, l'obtention d'un âge absolu fiable apparaît comme particulièrement important.

**Considérations géodynamiques**

Le Massif Central ainsi que la globalité de l'Europe de l'Ouest sont dans le même cadre géodynamique durant l'ensemble du Plio-quaternaire (Jolivet et al., 2006). Localisé en domaine intraplaque, la région s'inscrit dans le cadre global de la convergence entre la plaque Africaine et la plaque Européenne (Jolivet et., 2006). Le taux de convergence (N-S) de ces deux plaques est estimé à plusieurs $mm.an^{-1}$ (Artemieva and Thybo, 2013), cette valeur étant dépendante de la longitude d'observation. Cette convergence est principalement accommodée au niveau de régions distantes du M.C. (e.g. Nord de l'Afrique au niveau du Maghreb, plaques Apulienne ou Ibérique). L'existence d'éventuels zones résiduelles d'accomodation de la convergence n'est en revanche pas connu et le rejet de cette hypothèse fait plutôt consensus (Noquet et Calais, 2004).

A l'échelle régionale, dès les années 70 des auteurs proposent une surrection active du MC, plus récente que 5 Ma (e.g. Coisy et Nicolas, 1978) en lien avec la mise en place du point chaud à l'aplomb du M.C. Outre l'âge de mise en place du point-chaud, les modalités liées à son origine sont débattues (e.g. Nehlig et al., 2003) avec deux propositions principales : une source profonde ou une convection plus superficielle associée aux processus en limite (e.g. dynamique alpine, extension du golfe du Lion). Pour Nehlig et al. (2003), les arguments géochimiques tendent à favoriser

l'hypothèse du point chaud profond au vu des spectres de Terre-Rares (REE), globalement enrichis en LREE (Ligh Rare Earth Element, Elements Terre Rare Légers) relativement à une composition de manteau primitif. Mais ces auteurs précisent qu'il s'agit néanmoins surtout d'une explication « par défaut », par l'application d'un modèle communément admis vis à vis du volcanisme intraplaque. Je rajouterais que cette étude ne détaille pas la possibilité d'un signal mixte entre convection locale et origine profonde, et que l'hypothèse du point chaud comme explication unique à l'activité volcanique durant 65 Ma semble trop couteuse épistémologiquement (Fig. 3.52). En effet, seule la période du Miocène moyen à l'Actuel (au premier ordre, soit les derniers ~ 15 Ma) me semble explicable par cette hypothèse.

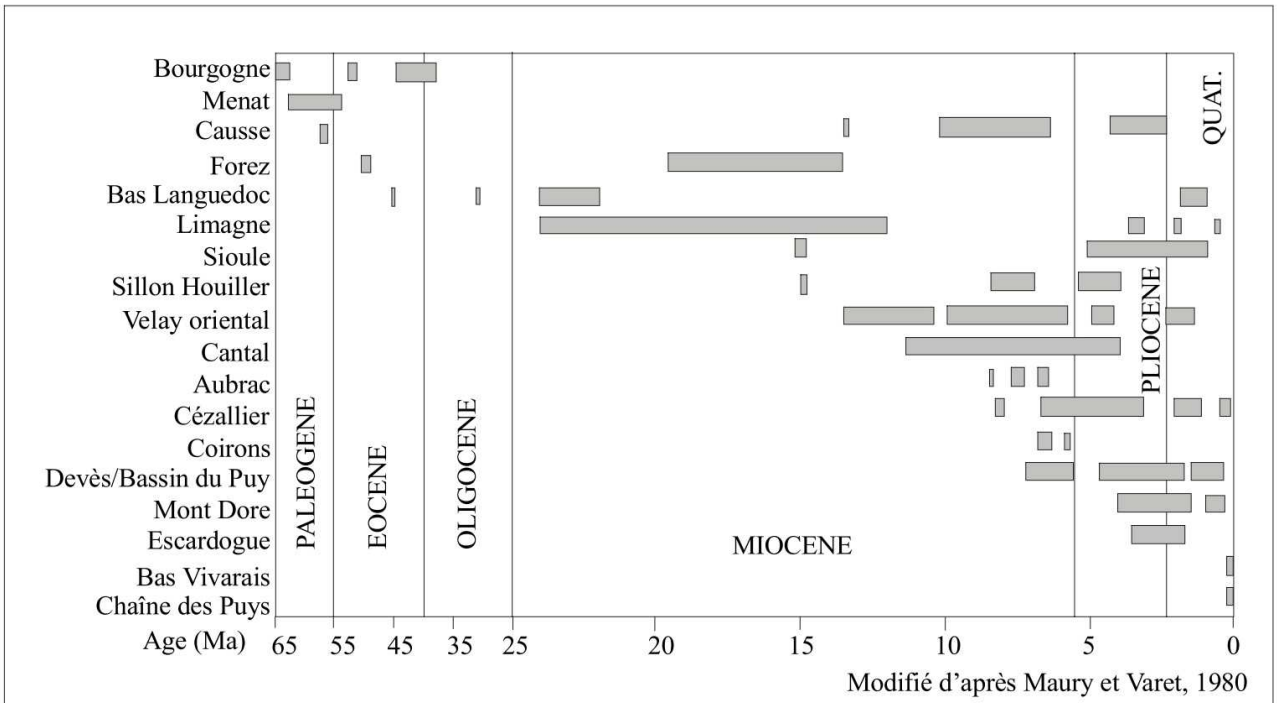



*Figure 3.52 : Ages des principaux ensembles volcaniques du Massif-Central. D'après Nehlig et al., 2003).*

Une approche de modélisation numérique (Westaway, 2004) vise à expliquer l'étagement des terrasses alluviale observée le long des principaux cours d'eau de la région (e.g. Loire, Allier) et dont la mise en place est attribuée à une surrection Plio-quaternaire de l'Ouest Européen, dont le taux se serait accéléré depuis ~ 3.6 Ma. Dans cette proposition, le rôle du point chaud sur la dynamique régionale est cette fois-ci considéré comme nul et la surrection serait contrôlée par des redistributions de masses. Les processus d'érosion-sédimentation en surface induiraient des mouvements horizontaux de matière dans la croute inférieure (Fig. 3.53). Ces mouvements aboutiraient à un équilibre de type isostatique. Enfin, les différences de hauteurs relatives (e.g. entre l'altitude de la terrasse basse et le fond de vallée) sont interprétées comme des variations dans la dynamique des déformations crustales (probables contrastes rhéologiques) produisant des mouvements verticaux différentiel entre les zones.

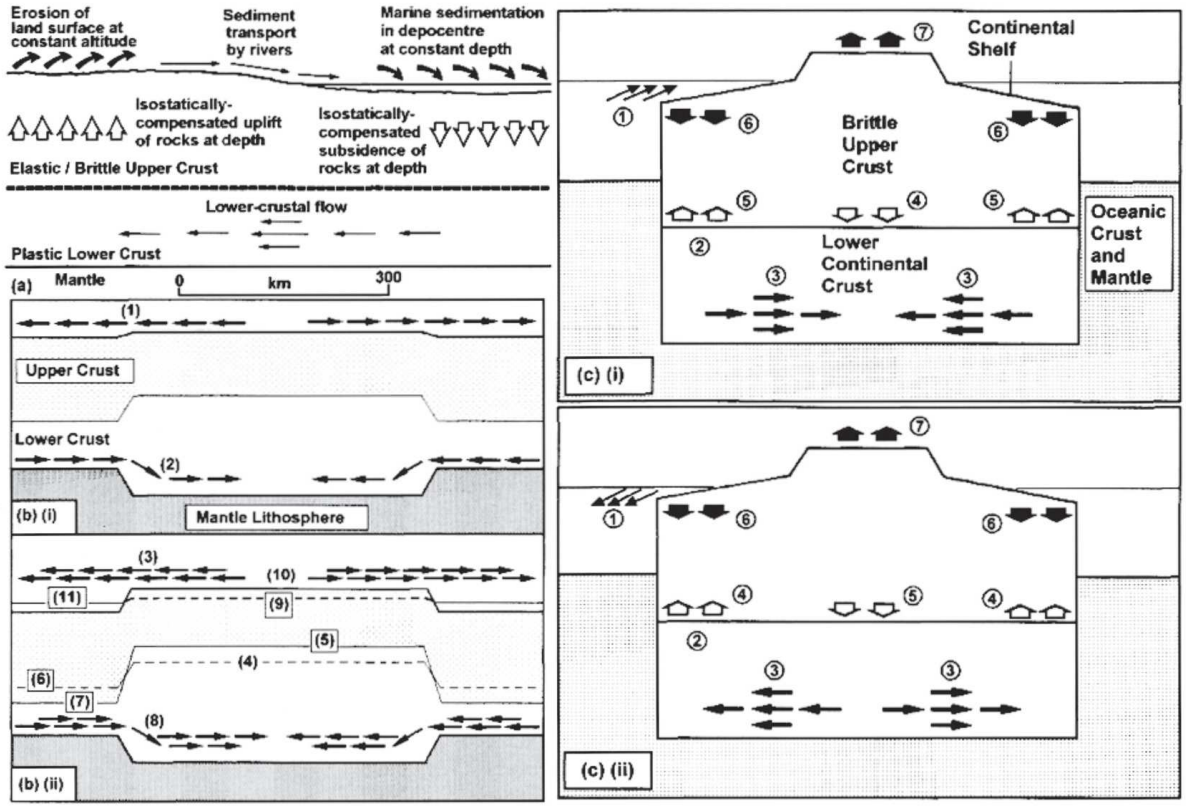



*Figure 3.53 : (a) Schéma du transport cyclique stable dans des régions d'érosion et de sédimentation. Sous des conditions de stabilité, l'altitude moyenne de la surface d 'érosion est stable comme illustré en (b.1), cela n 'est pas le cas pour des conditions de non-stabilité (b.2), visible à travers les traits tiretés étant la situation postérieure à l'érosion insuffisamment compensée par la surrection. Les figures C.1 et C.2 représentent respectivement les différents mouvements de matière supposés (1 à 7) associé à des variations eustatiques et à de la sédimentation en bordure du système (apport de masse en périphérie. D'après Westaway, 2004.*

Si ces modèles numériques parviennent à retrouver les étagements de terrasses observées et explorent le rôle entre les processus de surfaces et les processus profonds, ils reposent sur de trop nombreuses hypothèses fortes. Par exemple, il est considéré qu'un étagement de surface est associé à une incision du cours d'eau et qu'il s'agit donc d'une surrection « observée ». Or, ce rapport 1:1 entre incision et surrection est manifestement faux, au moins localement (effet épigénétique), et ne saurait être extrapolé de manière fiable sur l'ensemble de la région (e.g. barrage volcanique, capture de bassins-versants). Enfin, les considérations mécaniques sont également faiblement contrainte : rhéologie crustale particulièrement faible (et sans variations entre M.C. et bassin parisien par exemple), aucun rôle du manteau induisant la nécessité d'un découplage complet au niveau du Moho ou encore le manque manifeste de précédence de l'érosion (donc de relief) ou des mouvements verticaux, c'est à dire que le mouvement circulaire (transfert de masse des reliefs vers les bassins, et de la croute inférieure depuis les bassins sous l'axe du relief) proposé ne semble pas avoir clairement d'élément déclencheur.

**Evolution du secteur Ouest**

L'évolution Plio-Quaternaire des régions Ouest (e.g. vallée du Lot, et bordure occidentale du Cantal, Fig. 3.54) est associée à une période de surrection concomitante à la période de formation des vallées pour Le Griel (1992). Ce modèle est basé sur des relations géométriques, sédimentaire et volcaniques entre les vallées actuelles et les paléo-dépression que Le Griel (1992) associe à l'héritage Oligo-Miocène les grandes lignes peu marquées du paysages (structuration de grandes dépressions tel une paléo-gouttière du Lot) et impliquant pour l'auteur une antécédence des cours d'eau vis à vis des structures géologiques.

Cette vision récente de l'âge des paysages est en accord avec les propositions antérieures faites par Vasseur et al. (1983) pour la région de Limoges (Localisation Fig. 3.54). Ces auteurs attribuent au villafranchien (3 à 1 Ma) une période de surrection significative de la région. Cette surrection serait associée à une érosion de l'ordre de ~ 100 m au maximum. La topographie de la zone serait donc en partie mise en place durant la fin du Pliocène et le début du Quaternaire.

Cette phase d'érosion et de surrection Pliocène est corroborée par Simon-Coinçon (1993) à plus grande échelle puisqu'il n'y a pas ou peu de formations sédimentaire attribuable à cette période sur la région. Au niveau du secteur de Rodez (Localisation Fig. 3.54), Simon-Coinçon (1993) situ la majorité de l'incision des vallées au Quaternaire là encore à la faveur de grandes dépressions héritées du Miocène (et du Pliocène), au sein de paysages peu différenciés (Fig. 3.36). La surrection proposée par Simon-Coiçon (argumentée par la morphologie des versants du Lot ou de la Truyère ne présentant pas de replats notables), semble d'échelle régionale et rapide pour expliquer les 150 à 200 m d'incision monogéniques. Une possibilité de déformation tectonique « de blocs » n'est cependant pas écartée (et est régulièrement invoquée dans la littérature) quoique aucune explication de l'origine de cette déformation ne soit avancée. Il me semble par ailleurs hasardeux de proposer un contrôle tectonique majeur (et actif) sur la morphogenèse dans un contexte de déformation lente sans indice de rejet majeur le long de failles.

Simon-Coinçon (1993) insiste surtout sur l'aspect dynamique de l'évolution du réseau de drainage (e.g. capture, cf : partie 4) réfutant l'utilisation d'une vision « simple » de la morphogenèse tel qu'un lien binaire entre amplitude de l'incision visible et amplitude (synchrone) de la surrection. Les vitesses d'incision des drains peuvent brutalement augmenter lors d'une capture puisque l'aire drainée augmente fortement. Cette vision dynamique de la morphogenèse est également associées à une nécessité d'antécédence des drains sur la surrection et sur les structures. En effet, le cas contraire (surimposition) il serait nécessaire d'avoir érodé plus de 200 m de sédiment sur l'ensemble de la région et qu'aucune trace de cette couverture sédimentaire massive ne soit préservée.

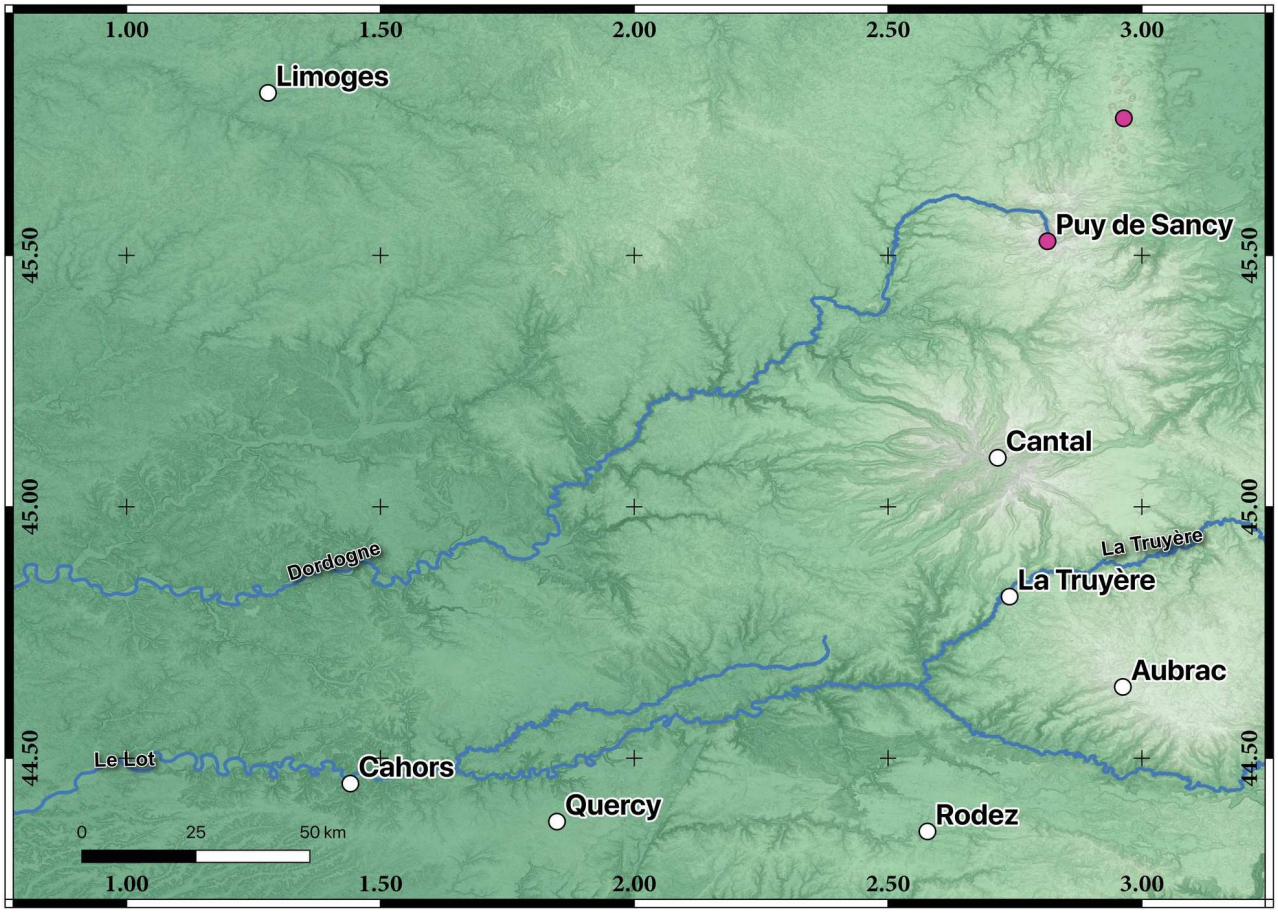



*Figure 3.54: Carte de localisation des éléments de discussion de l'évolution Plio-Quaternaire de la région Ouest du M.C. (Points blancs). Les points roses sont associés à l'évolution de la région centrale. Fond de carte MNT RGE ALti ® IGN à 75 m (couleur) et pente associée en teinte de gris permettant de faire ressortir le relief.*

Enfin, au niveau du Quercy, Bruxelles et Astruc (2008, 2009) se concentrent sur l'aspect karstologique de la morphogenèse en lien avec le creusement du Lot en amont de Cahors (Localisation Fig. 3.54). Trois terrasses alluviales sont identifiées au sein de la vallée du Lot et de la Dordogne et des âges relatifs y sont attribués (sans contrainte absolue) : 250 m NGF (+150 m, attribué au Pliocène) ; 220 m NGF (+80-100 m, attribué au Pléistocène inférieur) et 150 m NGF (+50 m, attribué au pléistocène inférieur à moyen) (Bruxelles et Astruc, 2008). Ces trois replats morphologiques sont également associés à des rivières en déséquilibres (Fig. 3.55) pour les drains secondaires. Les drains sont groupables en deux catégories : les drains majeurs ayant un débit suffisant pour entretenir une circulation de surface et engendrer une incision rapide et maintenir un profil à l'équilibre (e.g. Lot, Célé) et les drains secondaires dont le débit est insuffisant. Ceux-ci seront capturés par le karst durant une période de verticalisation des réseaux karstiques. Les drains y sont captés et on assiste à la formation de vallées sèches et à la présence d'un point d'inflexion majeur sur le drain hydrologique (Fig. 3.55).

La disparition de la circulation de surface au niveau des drains secondaires est estimée comme un phénomène Pléistocène inférieur (~ 2.6 – 1.8 Ma) par Bruxelles et Astruc (2008). Cette verticalisation du karst au Pléistocène inférieur est attribuée à la chute du niveau de base local, c'est à dire le creusement des derniers ~ 100-150 m de la vallée du Lot en lien avec les épisodes glaciaires. Le début de l'incision (mise en place de la dépression du Lot au Quercy n'est en revanche pas estimé par Bruxelles et Astruc (2008, 2009)).

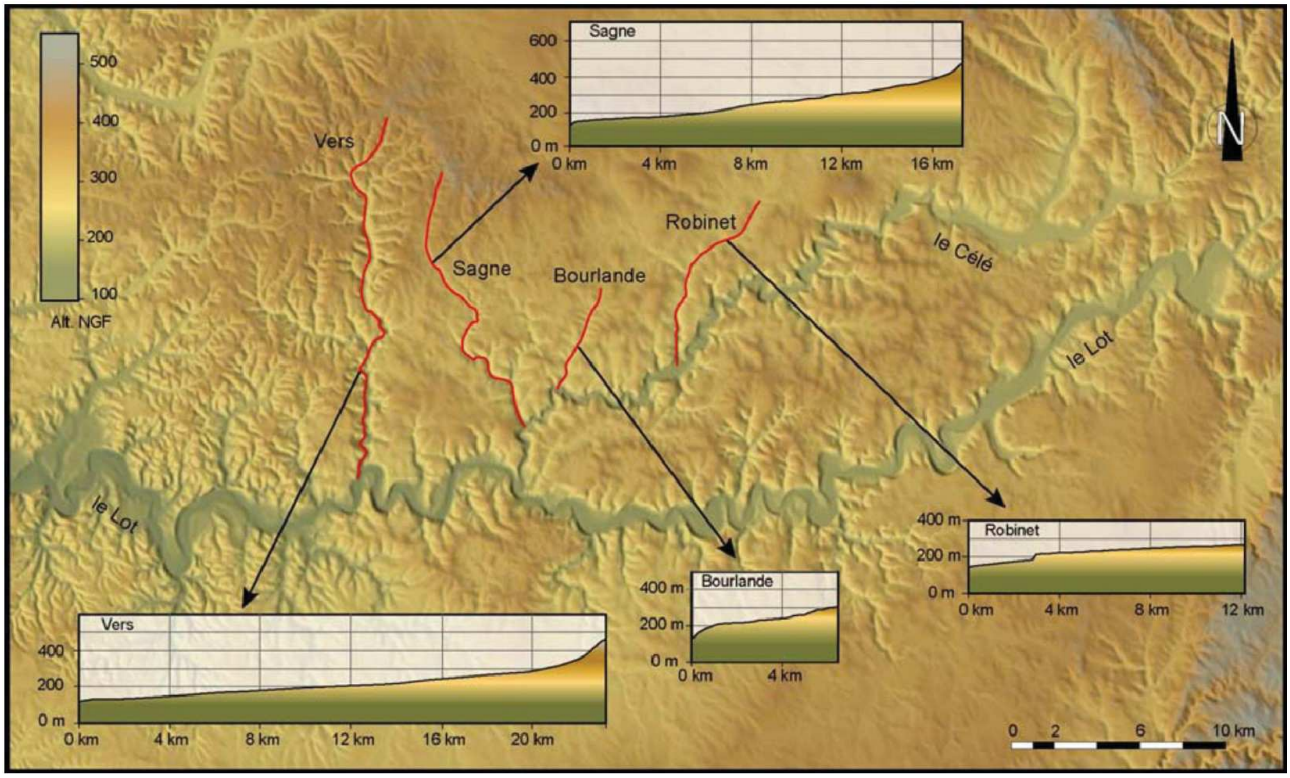



*Figure 3.55: Carte topographiques de la vallée du Lot et des régions voisines et profils de rivières de quelques drains affluent du Lot (rouge). On note la présence de drains avec des profils "à l'équilibre" tel que la Vers et la Sagne ainsi que des drains en déséquilibres (point d'inflexion) au niveau de la Bourlande ou du Robinet). D'après Bruxelles et Astruc (2008).*

Bien que ce modèle ne soit pas appuyé par des datations absolues, il pose la question de la morphogenèse en amont. L'incision amont, au niveau des grands-Causses, semble logiquement sub-synchrone de celle du Quercy à moins d'avoir une surrection différentielle majeure entre les deux zones sur les périodes antérieures. Cette dernière hypothèse me semble peu crédible puisque le Quercy aurait alors été en situation de piedmont, un enregistrement sédimentaire significatif serait attendu.

Précisons enfin que la bordure Ouest du M.C. est la seule région à avoir été exempte de volcanisme durant le Plio-Quaternaire (mais également sur l'ensemble du Cénozoïque) (Nehlig et al., 2003).

Pour résumer l'évolution Plio-Quaternaire du secteur Ouest du M.C., il est possible de proposer une pré-structuration faiblement marquée au début de la période (grandes vallées faiblement incisée, relief local faible). La région subit une surrection durant le Pliocène, voir au Quaternaire induisant le creusement des drains régionaux. La vitesse d'incision semble relativement rapide et récente avec une possible accélération durant le Quaternaire en lien avec des variations climatiques.

**Evolution du secteur Nord**

Au premier ordre, l'évolution du Nord de la zone d'étude (Fig. 3.56) est marquée par une augmentation de l'apport sédimentaire en provenance du centre du M.C. (Quesne et Kersuzan 2018), mais également par une incision des cours d'eau (Quenardel et al., 1991 ; Quesne et Kersuzan 2018). Ces deux signaux sont respectivement interprétés par une augmentation de l'érosion des zones en amonts et par une surrection régionale. Cette surrection serait (régionale) et induite par une compression globalement Est-Ouest associé à la dynamique Alpine (sans plus de précision) par Quenardel et al. (1991).

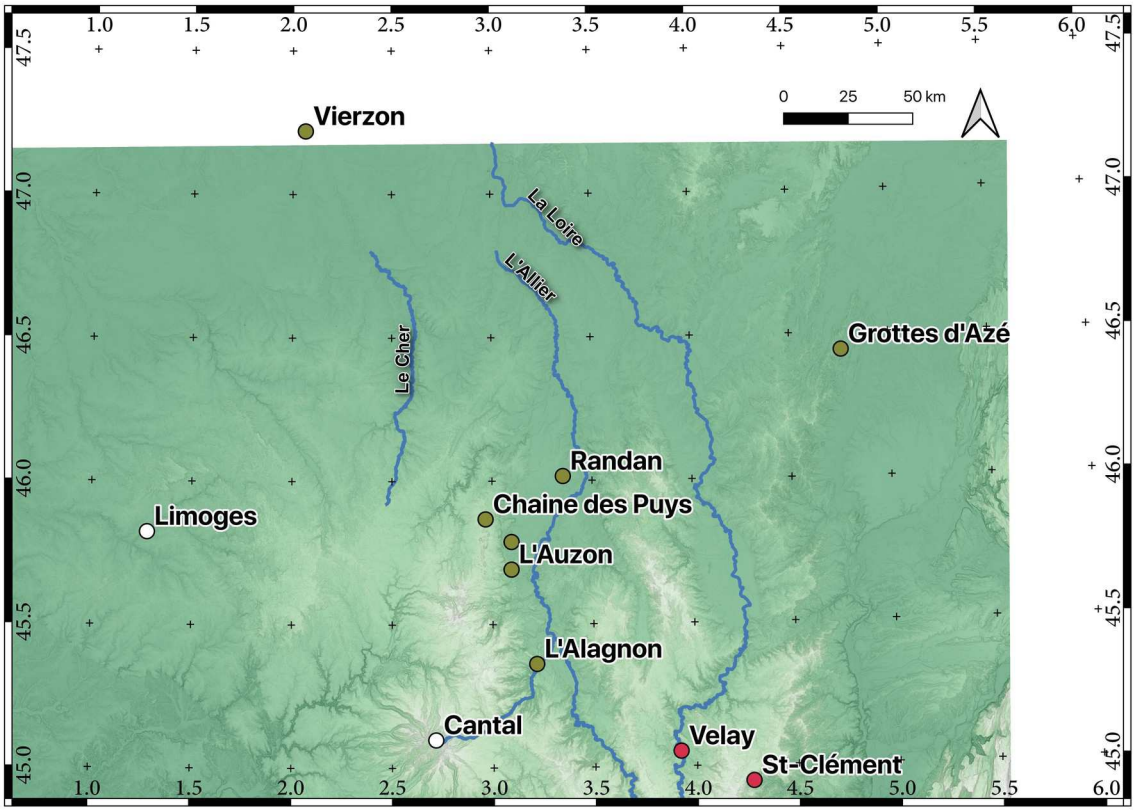



*Figure 3.56: Carte de localisation des éléments de discussion de l'évolution Plio-Quaternaire de la région Nord du M.C. (Points verts). Les points blancs sont associés à l'évolution de la région Ouest et les points Rouges associés à la région centrale. Fond de carte MNT RGE Alti ® IGN à 75 m (couleur) et pente associée en teintes de gris.*

Ces deux phénomènes (aggradation et incision) semblent être associés à une certaine cyclicité que plusieurs auteurs (e.g. Nehlig, 2012) considèrent comme contrôlé par les cycles glaciaires durant les derniers ~ 2 Ma. Pour d'autres auteurs (e.g. Quesne et Kersuzan, 2018) le rôle des cycles glacio-eustatiques (chute du niveau de base en aval, modification des conditions hydro-sédimentaires) ne semblent pas jouer un rôle significatif pour le Nord du M.C, ce qui suggèrerait une incision principalement associée à une surrection.

Localement, l'extrémité Nord-Est du M.C. présente d'autres marqueurs allant dans le sens d'une alternance cyclique entre sédimentation et incision. Le système karstique de la grotte d'Azé (Localisation Fig. 3.56) présente en effet une succession de remplissages (dont une partie au moins d'origine allochtone) et d'évidement sur, au moins, les derniers 200 ka (âges U/Th sur concrétions ; Barriquand, 2016).
Ces indices enregistrés dans le karst du bassin versant Méditerranéen sont en accord avec l'étagement des terrasses alluviales sur l'Allier (Fig. 3.57) et sur le Cher (Fig. 3.58) (localisation Fig. 3.56). Ces deux sites proposent une succession de terrasses alluviales datés et dont la succession verticale présente un vieillissement vers le haut en accord avec une dynamique d'incision du cours d'eau sans période significative d'aggradation.

L'Allier présente la particularité, durant le Plio-Quaternaire, d'effectuer un changement d'axe de drainage à l'aval des Limagnes. Westaway (2004), citant Tourenq et al. (1991) résume trois grands épisodes d'écoulement. Avant ~ 2.5 Ma, l'Allier présente une circulation semblable à l'actuelle avec un écoulement vers l'Atlantique. Entre ~ 2.5 Ma et ~ 0.5 Ma (Pléistocène moyen), l'Allier s'écoule directement vers le Nord (vers le bassin parisien) et la Manche. Enfin, durant le Pléistocène moyen, la Loire trouve son écoulement actuel. L'origine de cette avulsion forte est liée à des mouvements verticaux par Westaway (2004) ce qui, me semble-t-il, nécessite une surrection locale très rapide, supérieure à la capacité d'incision de l'Allier.

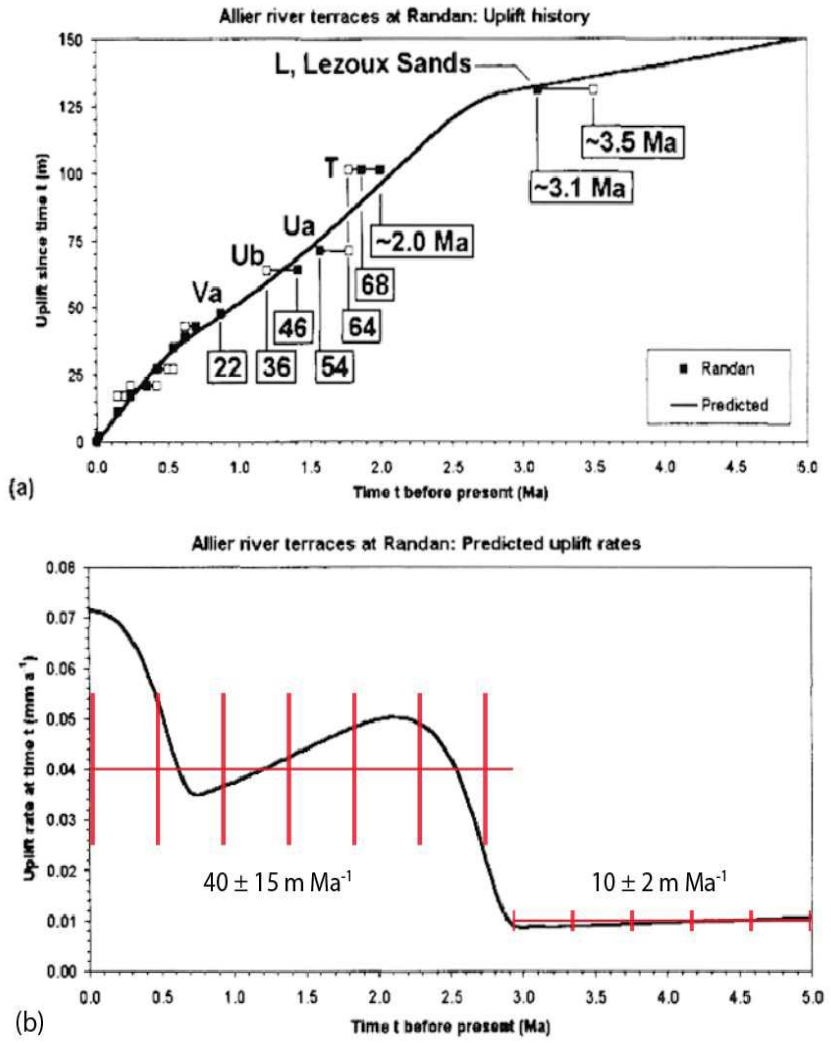



*Figure 3.57 : Etude de l'incision de l'Allier et du lien avec une surrection à partir des terrasses alluviales vers Randan (localisation fig. 3.56). a) relation entre âge des terrasses et position relative sur les derniers ~ 5 Ma, la courbe correspond à une surrection modélisée et les carrés aux observations. Les différentes nominations (e.g. Ub, T, etc. sont associés à différents sites d'étude, Westaway, 2004). b) Taux de surrection modélisés pour expliquer l'étagement des terrasses. Les traits rouges horizontaux représentent les taux d'incisions moyens utilisés, les traits verticaux l'étendue de l'incertitude utilisée. Une importante hypothèse faite est le lien total entre surrection et incision (100 % de l'incision est due à une surrection synchrone). Modifié d'après Westaway, 2004.*

Bien que géographiquement plus au nord que la limite du M.C. définie en partie 3.1, la zone de Vierzon (localisation Fig. 3.56) permet de conforter cette dynamique d'incision du nord du M.C. durant le Quaternaire. Cette zone présente également un étagement de surfaces alluviales dont la datation ESR (*Electronic Spin Resonance*, cf : partie 5) permet de déduire une pseudo-cyclicité temporelle de l'ordre de $10^4$ ans. La présence de terrasses alluviales laisse en effet suggérer des relativement courtes phases de stabilité du niveau de base tandis que la bonne succession verticale des âges (les plus vieilles se situant les plus en hauteur) indiquent une tendance à l'incision sans période d'aggradation significative. Nehlig (2012) (Fig. 3.58) propose une courbe du taux d'incision pour le Cher.

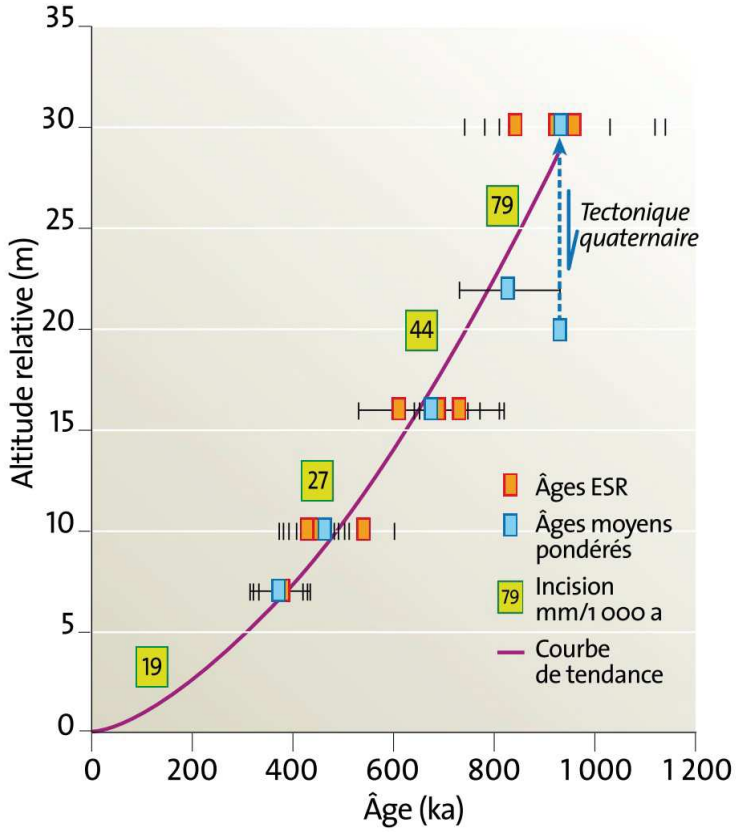



*Figure 3.58: Distribution des âges ESR (Electon Spin Resonance) obtenus en fonction de l'altitude relative de différents témoins de nappes alluviales fossiles échantillonnés dans la vallée du Cher en aval de Vierzon, localisation Fig. 3.56. Des vitesses d'incision moyennes, valeurs dans les carrés jaunes en sont déduites. (D'après Nehlig, 2012).*

Le taux d'incision aurait tendance à diminuer depuis ~ 1 Ma passant de ~ 79 mm $ka^{-1}$ entre 800 et 1000 ka à ~ 19 $mm.Ma^{-1}$ depuis ~ 400 ka. L'utilisation d'un taux linéaire (altitude relative de la terrasse supérieur/âge de celle-ci) donne une valeur de 30 ± 6 $mm.ka^{-1}$ (soit 30 ± 6 $m.Ma^{-1}$).

A partir de la courbe proposé par Westaway (2004) pour l'Allier à Randan (Fig. 3.57), il est possible de proposer un premier taux d'incision antérieur à 3 Ma de l'ordre de ~ 10 $m.Ma^{-1}$ et un taux moyen de l'ordre de 40 ± 15 m $Ma^{-1}$ pour la période 0 – 3 Ma (J'ai défini cette valeur « moyenne » arbitrairement, de manière à être en accord avec les taux de Westaway (2004) et à couvrir la majorité de la période étudiée).

Outre ces évolutions morpho-sédimentaire, le Plio-Quaternaire est surtout marqué par une importante reprise du volcanisme au niveau de la région des Limages. Vers 3 Ma a lieu une importante reprise de l'activité volcanique aux alentours de Clermont-Ferrand (Localisation Fig. 3.56) après ~ 13 Ma de quiescence (e.g. Lageat et al., 1992). Ces auteurs utilisent ces édifices récents pour réfuter les modèles antérieurs (datations relatives à partir de l'étagement des coulées : les plus anciennes sont les plus hautes) et montrent une importance de l'incision durant le Plio-Quaternaire ainsi qu'une probable activité tectonique au niveau des failles bordières des Limagnes (Fig. 3.59). Sur les deux coupes, orthogonales, (Fig. 3.59.a et 3.59.b), on observe que la série Miocène est nettement décalé par le faisceau de failles, cela est particulièrement visible sur la coupe 67.b). Le rejet durant le Plio-Quaternaire est visible entre le site du Caire et du relai Hertzien (Fig. 3.59.b) mais la déformation tectonique est nettement moins conséquente que pour les séries Miocènes.

Pour Lageat et al. (1992) les relations entre épanchement basaltique et dynamique des failles n'est cependant pas à considérer comme simple ou mono-causal (comme par exemple expliquer qu'une coulée séparée en deux par une faille serait forcément décalée par un jeux tectonique) et, hormis de rares cas (Fig. 3.59 b), il n'est pas possible d'utiliser l'âge du volcanisme pour contraindre une activité de la faille de manière fiable en raison d'une importante convergence morphologique. Autrement dit, en raison de l'érosion, la même forme finale (observée) peut-être

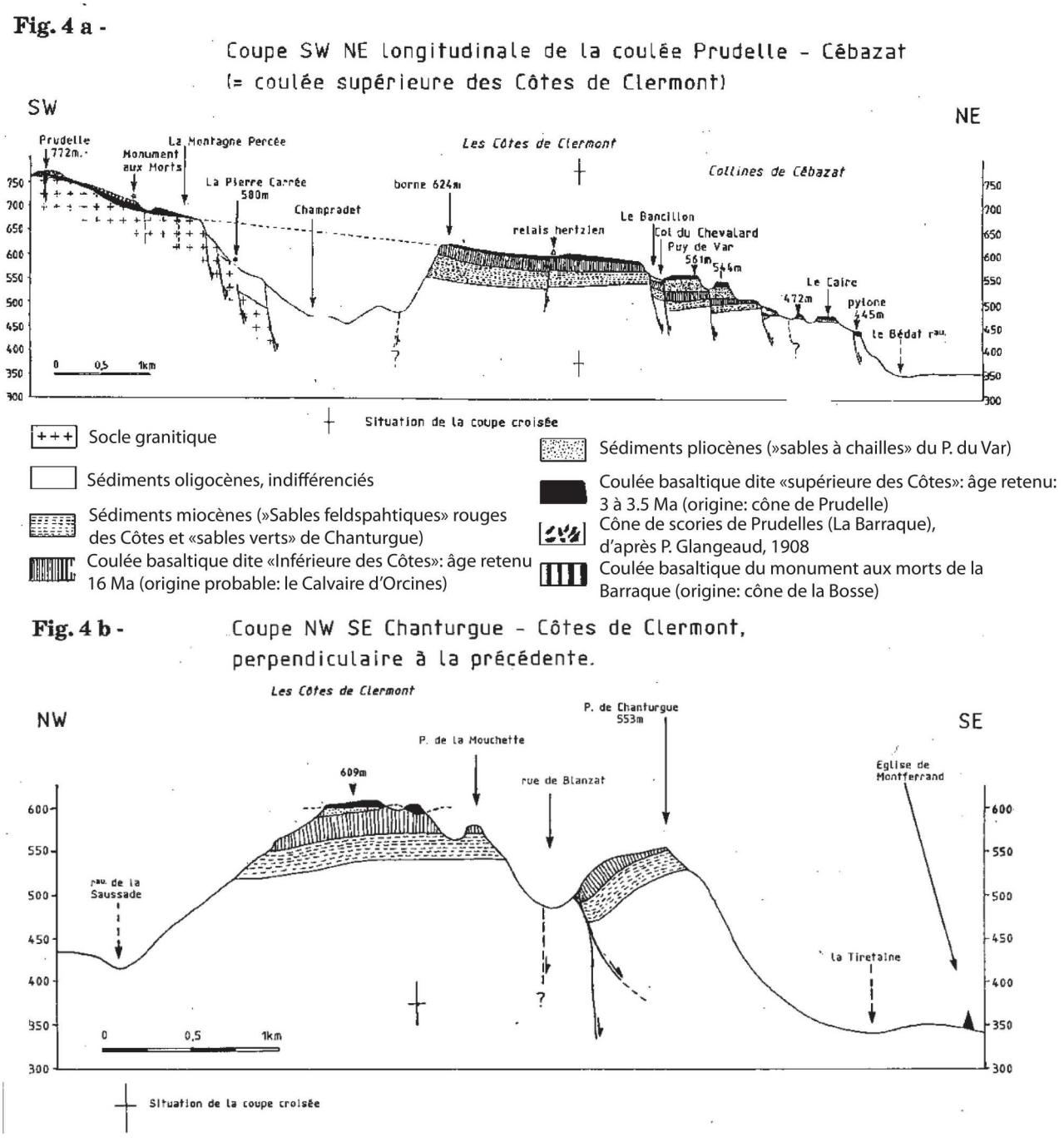



*Figure 3.59: Coupe géologique schématique au nord-ouest de Clermond-Ferrand (côte de Clermont). On note le basculement d'épanchement volcaniques Miocène (P. de Chanturgue) et le tronçonnement du plateau basaltique Fig.A. L'âge relatif du jeu tectonique ou de la mise en place de la coulée volcanique n'est pas clairement discernable en raison de l'érosion postérieure au dernier évènement d'intérêt. Modifié d'après Lageat et al., 1992)*

obtenue indépendamment de l'antécédence d'un jeu de faille à une coulée basaltique ou de l'inverse, et ce, d'autant que l'âge depuis le dernier processus est grand.

Plus en amont au sein du bassin-versant de l'Allier, le long de la vallée de l'Alagnon (Localisation Fig. 3.56), Nehlig (2012) calcul un taux d'incision de ~ 40 m $Ma^{-1}$ sur le Plio-Quaternaire à partir de coulées basaltiques datés à ~ 5 Ma, aujourd'hui en inversion de relief.
Finalement, sur un temps plus court, la vallée de l'Auzon (localisation Fig. 3.56) est remplie par une coulée basaltique il y a ~ 60 ka (Ly, 2020). Celle-ci est portée en inversion de relief dans sa partie aval (~ 10 m) témoignant d'une dynamique d'incision actuelle efficace.

D'autres édifices se mettent en place sur la période encore plus récente : l'édification de la chaine des puys (entre ~ 156 et 7 ka, Nehlig et al., 2003). Cette région volcanique est constituée de nombreux édifices monogéniques (plus de 110, Nehlig et al., 2003) récents tel que, par exemple les cônes strombolien du puy Pariou (9.6 ± 1 ka, âges $^{14}C$, Miallier et al., 2004), le puy Kilian (9.430 ± 0.115 ka, âges $^{14}C$, ibid), ou encore le puy Vasset (9.3 ± 0.3 ka, âges $^{14}C$, ibid) ou Chopine (9.7 ± 0.115 ka, âges $^{14}C$, ibid).
Depuis ~ 8 ka, l'activité de la chaine des puys est en sommeil (e.g. Raynal et al., 2003) mais les temps de quiescences entre certaines éruptions ont déjà été supérieur à ~ 8 ka ce qui suggère que l'activité volcanique de la chaine des puys n'est pas nécessairement finie (Raynal et al., 2003 ; Miallier et al., 2004), et donc que le processus sous-jacent, e.g. point chaud) soit encore d'une intensité suffisante pour permettre la reprise du volcanisme.

En résumé, l'évolution de la Zone Nord semble être marquée durant le Plio-Qutaternaire par une incision des cours d'eau. Cette incision ne serait pas linéaire au vu des enregistrements sédimentaires présents le long des drains majeurs (terrasses alluviales). Cette incision est généralement attribuée à une surrection sub-synchrone de la région.

**Evolution du secteur Est**

L'évolution Plio-Quaternaire de la bordure Est du M.C. a principalement été étudiée (à l'issue de ma recherche bibliographique) à la faveur de la région de la vallée de l'Ardèche (Fig. 3.61). Cet état de fait induit un possible biais de la validité de ces modèles « locaux » sur une extrapolation plus grande échelle (e.g. zone au nord de l'Ardèche).




*Figure 3.60: Carte de localisation des éléments de discussion de l'évolution Plio-Quaternaire de la région Est du M.C. (points jaunes) le site de la Combe-Rajeau est situé par le point jaune au Nord-Ouest du site du Coiron.. Les points verts, blancs, kakis et rouges sont respectivement associés aux régions Sud, Ouest, Nord et centrale. Fond de carte MNT RGE ALti ® IGN à 75 m (couleur) et pente associée en teintes de gris.*

Le cadre tectonique de la bordure Est du M.C. aurait subi une transition au début du Pliocène (~ 5 Ma) selon Blès et Gros (1991). Ces auteurs proposent en effet, à cette époque, une ré-orientation de l'axe de contraintes compressives principale Est-Ouest du Miocène vers un axe compressif Nord-Sud (et une dynamique extensive dans l'axe Est-Ouest). Ces auteurs interprètent cette rotation du tenseur de contraintes comme étant un marqueur de la convergence Europe-Afrique et une disparition du rôle de l'orogenèse Alpine durant le Plio-Quaternaire. Cependant, ces résultats reposent en grande partie sur des observations de déformations de surface (dans des séries sableuses) pour lesquels l'obtention d'un lien clair entre axe de contrainte et de déformation n'est pas direct (e.g. effet de surface libre sur la propagation d'une rupture sismique).

La proposition d'une compression Nord-Sud est également en contradiction avec les celle d'axe N110°E évoqué par Delouis et al. (2019), considérées stables depuis ~ 20 Ma et avancées comme explication à la rupture en faille inverse de la faille de la Rouvière (Séisme du Teil, légèrement plus au sud que la proposition de Blès et Gros, 1991. Localisation Fig. 3.60).

Le séisme du Teil (Delouis et al., 2019; Ritz et al., 2020) est un exemple probant d'un déformation active (et sismique) des bordures du M.C (Fig. 3.61), et serait associé à un

raccourcissement d'axe Est-Ouest avec un taux de déformation de l'ordre de $10^{-9} \pm 0.1x10^{-9}$ $an^{-1}$ (Masson et al., 2019).

A une soixantaine de kilomètres au sud du Teil, au niveau de la barre calcaire de Roquemaure, Schulpp et al. (2001) concluent à une stabilité de l'activité sismique depuis le Miocène moyen, a minima pour la Faille de Nîmes. Cette proposition se base sur un possible décalage d'un affluent du canyon Messinien du Rhône imagé grâce à la sismique. Le décalage estimé est de 440 m depuis 5.3 Ma ce qui correspondrait à une vitesse de glissement de $0.08 \pm 0.01$ mm $an^{-1}$ ($80 \pm 10$ m $Ma^{-1}$).

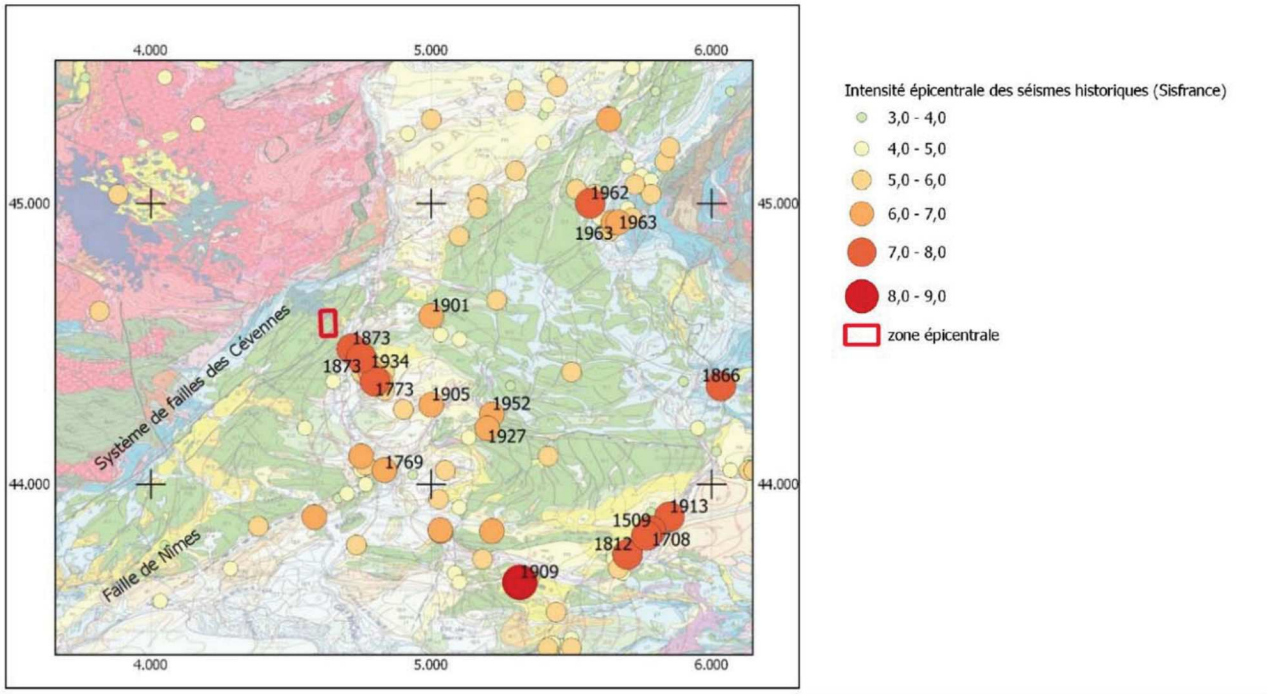



*Figure 3.61: Localisation du Séisme du Teil du 11/11/2019 et catalogue de sismicité historique pour la région. Fond de carte : carte géologique « 1:1000000 ». D'après Delouis et al., 2019.*

Cette proposition cependant, repose sur des hypothèses fortes notamment sur la linéarité initiale du canyon de l'affluent Rhodanien ce qui ne semble pas en accord avec la forte sinuosité du canyon Messinien du Rhône montré par Guennoc et al. (2000). Je rajouterais que l'estimation du taux de glissement moyen suppose une fossilisation immédiate du flanc du canyon (préservation des formes depuis 5.3 Ma) lors de la remise en eau et néglige complètement une possible érosion sous-marine d'un versant à forte pente, donc modifiant potentiellement de manière significative la géométrie locale. En considérant un canyon « en V » de 2 km de largeur pour une incision de 640 ± 200 m, selon les profondeurs estimées par Schulpp et al. (2001), la pente moyenne des flancs du canyon serait comprise entre 24 et 40° valeurs susceptibles à des effondrements gravitaires pouvant de fait affecter la forme et les dimensions du canyon de manière significative (l'angle d'équilibre étant en général de 30°).

Une estimation d'un rejet vertical est également proposé pour la faille de Nîmes (Schulpp et al., 2001) sur la base de trous de lithophages actuellement à +126 m NGF au niveau de la barre calcaire de Roquemaure (Localisation Fig. 3.60). Ils considèrent un maximum eustatique post-MSC de + ~ 80 m durant 1 à 1.2 Ma (Ambert, 1991) impliquant une surrection minimale de ~ 46 m depuis lors (taux de surrection de ~ 10 $m.Ma^{-1}$). L'utilisation de courbes eustatiques mises à jours (Miller et al., 2005) montrent une transgression maximale de l'ordre de 50 m (pulse autour de 5.4 Ma), et plus raisonnablement de l'ordre de 20 à 30 m. Il est donc nécessaire de porter la surrection post MSC de cette zone à ~ 100 m et le taux de surrection à ~ 20 $m.Ma^{-1}$.

Entre ces deux zones présentant des preuves, ou des indices, de déformations tectoniques que sont la zone du Teil et de Roquemaure, se situe le plateau calcaire de St-Remèze (localisation Fig. 3.60) au sein duquel s'inscrit les gorges de l'Ardèche. La morphogenèse de cette zone a fait l'objet de nombreuses études (e.g. Ambert, 1991 ; Audra et al., 2004 ; Tassy, 2008 ; Moccochain et al., 2009 ; Martini, 2019) tant karstologiques que géomorphologiques ou géochronologiques.
Le modèle généralement retenu (e.g. Moccochain et al., 2009) considère, au tout début du pliocène une situation morphologique héritée de la crise Messinienne (Fig. 57.1). Le Rhône présente alors une profondeur de l'ordre de 600 m alors que l'Ardèche n'est creusée que sur ~ 300 m. Le canyon ardéchois est considéré comme entièrement creusé à l'issue de la CSM (Fig. 57.2). Les surfaces en contre-haut des gorges de l'Ardèche (plateau de St-Remèze, actuellement vers + 312 m r.n.b) sont considérées comme étant les surfaces d'abandon Miocène et pré-évaporitiques et sont donc fossilisés depuis ~ 5.6 Ma. (Figure 57.1) (Moccochain et al., 2009). Le Pliocène est ensuite marqué par une remontée du niveau marin à + 80 m produisant le comblement progressif des rias entre 5.3 et ~ 2 Ma. A partir de ~ 2 Ma, la régression marine est associée à l'érosion des remplissages Pliocènes et à la ré-incision du canyon de l'Ardèche (et de la vallée du Rhône) avec la formation de terrasses jusqu'à ~ 50 m NGF. Cette dernière étape nécessite un export conséquent de matière, ~ 300 m d'épaisseur sur la majorité de la région. En amont des gorges de l'Ardèche, au niveau de Vallon-Pont-d'Arc (Localisation Fig. 3.60) ce modèle induit une importante mobilité locale de l'Ardèche tant à la faveur de recoupement de méandre que d'érosion de l'encaissement par migration latérale (Fig. 3.62).

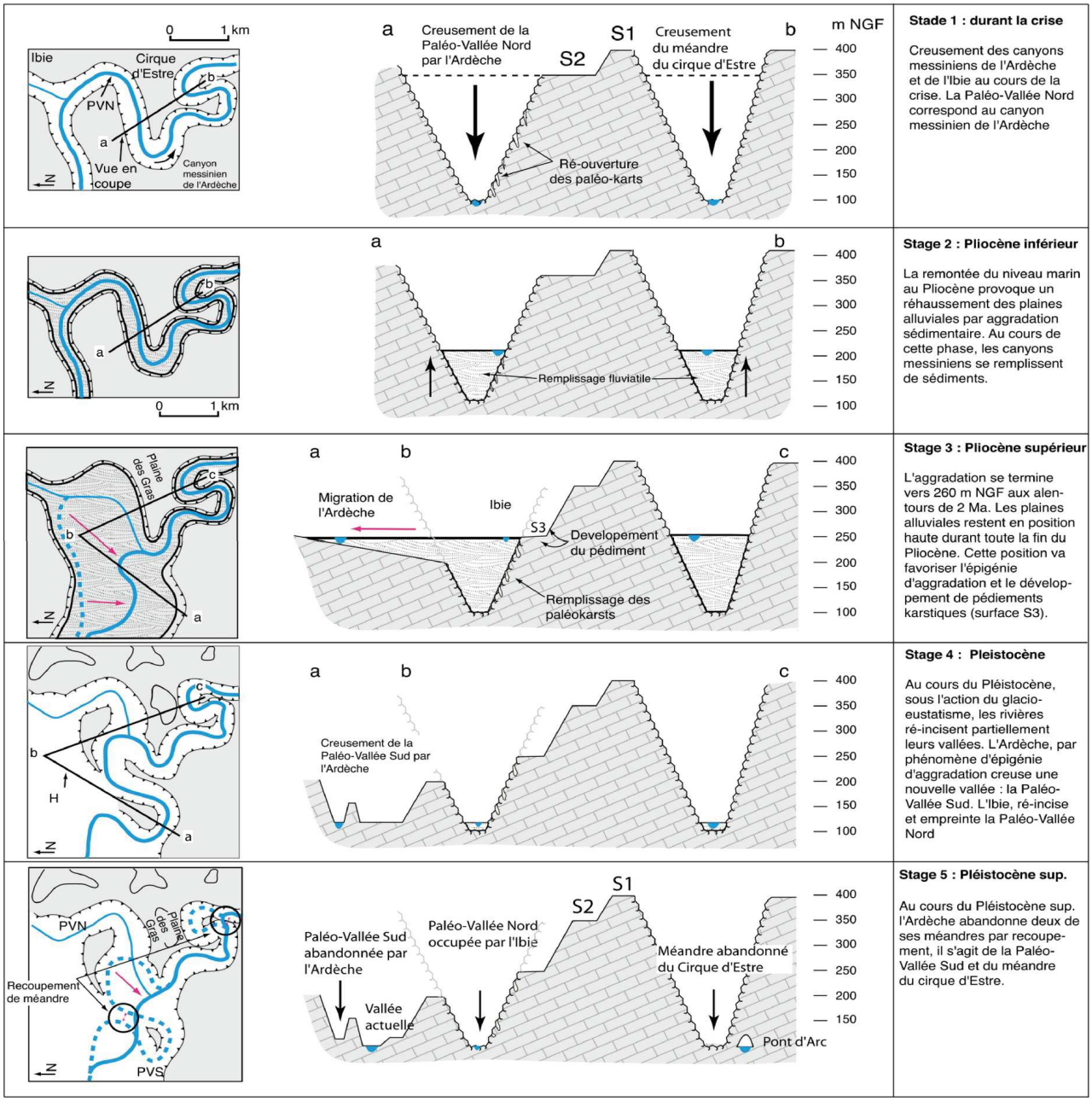



*Figure 3.62: évolution morphologique de la vallée de l'Ardèche et de l'Ibie dans le secteur de Vallon-Pont-d'Arc (Localisation Fig. 3.61) depuis 5.6 Ma. Les surfaces S1 et S2 sont respectivement associées à la surface d'abandon Miocène et à la surface d'érosion anté-Messinienne D'après Mocochain et al., 2009.*

Ce modèle, proposé sur l'étude des relations morpho-sédimentaire en surfaces (e.g. lambeaux de couvertures sédimentaires, terrasses alluviales) ainsi que par une étude des forme pariétales au sein des réseaux karstiques du plateau de St-Remèze a par la suite été étudié par une approche complémentaire au sein des karst, notamment vis à vis de la quantification temporelle de son évolution (Tassy, 2008).

La courbe de variation du niveau de base initialement proposé (e.g. Mocochain et al., 2006c) a pu être ajusté par les données issues de mesures paléomagnétiques ainsi que d'âges d'enfouissement ($^{26}Al/^{10}Be$) sur plusieurs cavités du secteur (Fig. 3.63). Tassy (2008) retrouve les grandes étapes de l'évolution précédemment proposée : verticalisation du karst durant la CSM, exhaussement du niveau de base entre 5 et 2 Ma avec remplissage des réseaux karstiques et enfin une chute du niveau de base depuis 2 Ma avec l'évidement des remplissages.

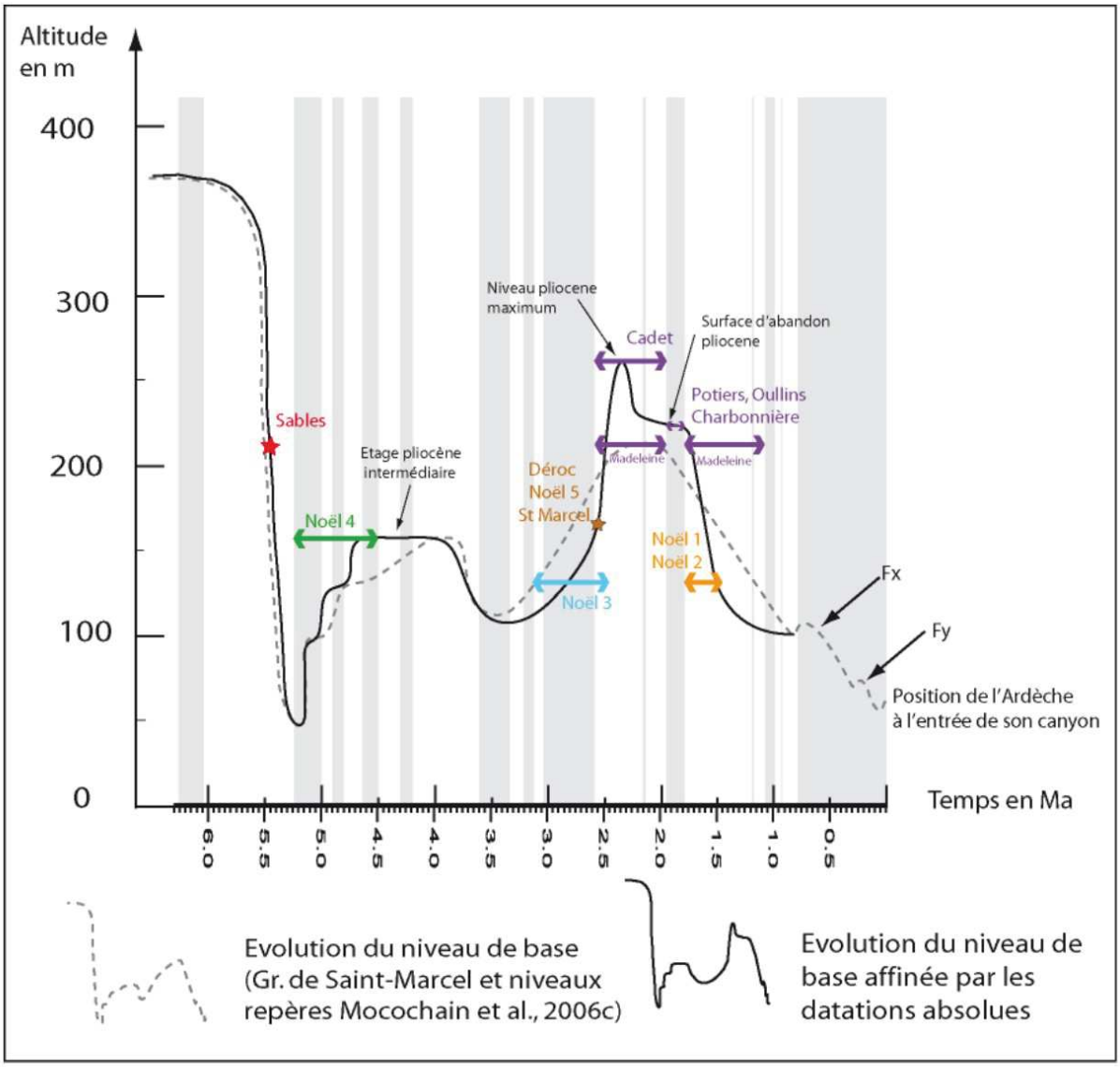



*Figure 3.63: évolution du niveau de base pour la région ardéchoise depuis 6 Ma. Les datations absolues obtenues au sein de différentes grottes sont associées aux flèches de couleur. D'après Tassy, 2008*

faites sur des remplissages d'un paléo-réseau karstique décapité par l'érosion et situé sur le plateau de Saint-Remèze (localisation Fig. 3.60 ; Fig. 3.50). Pour cet auteur, le creusement des gorges ne serait qu'à ~ 1/3 associé à la CSM. L'incision postérieure, depuis 5.3 Ma serait relativement stable (1/3 creusé entre 5.3 et 2.8 Ma et le reste, 1/3, durant le Quaternaire).

Je rajouterais à cette critique du modèle communément admis que, outre le fait que les données de géochronologie (Tassy, 2008) sont clairement interprétées dans le cadre du modèle pré-existant (et qu'elles ne servent donc qu'à ajuster le modèle et non pas à une éventuelle remise en question ce qui tend à un biais de confirmation car toute anomalie est interprété comme une oscillation du niveau de base), plusieurs points me semblent important à relever dans ce modèle de morphogenèse :

Pour Audra et al. (2004) il y a nécessairement un lien causal entre la position des niveaux karstiques horizontaux, donc formés lors d'une période de stabilité du niveau de base, et les surfaces d'aplanissement en surface. La datation de l'un permettrait donc de dater l'autre, ce lien causal peut-être remis en cause en considérant le rôle d'une pré-structuration des karsts par fantômisation (cf : partie 5).

Le modèle considère une stabilité altitudinale « parfaite » du plateau de Saint-Remèze entre 4.7 et 1.77 Ma (Tassy, 2008) malgré de conséquentes variations de masse locales (e.g. 300 m de sédiments au niveau de Rhône) induisant *a priori* une nécessaire flexure et des mouvements verticaux associés (cf : partie 6). Ce modèle invoque également l'immunité karstique pour justifier de la préservation de la surface du plateau de St-Remèze sur ~ 6 Ma alors que la région de Vallon-Pont-d'Arc est sujette à une importante érosion, nécessaire au modèle pour expliquer la disparition de la quasi-totalité des remplissages Pliocènes invoqués. Cette « nullité » de la dissolution des plateaux n'est a priori étayée par aucun réel argument et est en désaccord avec les taux de dénudation déduits ou mesurés dans des zones carbonatés similaires (cf partie 5).

Enfin, il est nécessaire de replacer l'ensemble des observations à la lumières des nouvelles connaissances sur l'évolution du niveau marin puisque le haut niveau Pliocène de + 80 m, permettant au modèle une phase d'aggradation se base sur les courbes de Haq et al. (1988) et n'est plus retrouvé sur des travaux relativement plus récents (e.g. Miller et al., 2005) qui montrent un haut niveau marin maximum de l'ordre de 20 à 30 m durant le Pliocène. Un déficit de surrection de l'ordre de 50 m au minimum est donc à retenir vis à vis de ce modèle classiquement accepté.

A une trentaine de kilomètres au Nord-Est de Vallon-Pont-d'Arc se situe l'édifice volcanique des Coirons (localisation Fig. 3.60). Il s'agit d'un empilement de coulées basaltiques datés de 9.7 à 4.5 Ma (e.g. Demarcq et al., 1989) aujourd'hui porté en inversion de relief. Cet empilement de coulées basaltiques scelle des sédiments alluviaux, attribués à la paléo-Ardèche qui aurait été déviée vers son cours actuel à cette époque. Tassy (2008) utilise ces observations pour proposer un taux d'incision de ~ 100 m $Ma^{-1}$ depuis 3 Ma au niveau d'Aubenas (localisation Fig. 3.60). Par la comparaison entre coulées basaltiques Miocène au Nord du Coirons et coulées actuelles des vallées Vivaraise (e.g. site de Thueyts, Fig. 3.60), Tassy (2008) retrouve cet ordre de grandeur de 300 m

d'incision sur ~ 3 Ma avec possiblement une incision « nulle » entre 5.5. et 3 Ma. Cette incision serait associée à une surrection de la zone de même ampleur.

Notons que cette proposition, a priori robuste (inversion de relief d'un ensemble de coulée basaltique) est en opposition avec la surrection faible à nulle du plateau de St-Remèze sur la même période : la zone des Coirons s'étant soulevée de 240 m de plus. Il est nécessaire dans ce cadre d'avoir une zone de localisation de ce différentiel de surrection pour concilier les deux propositions. Tassy (2008) propose une localisation de cette déformation entre les zones cristallines et calcaire, c'est à dire vraisemblablement le faisceau de faille cévenol.

L'évolution de la vallée de l'Ardèche, à l'endroit du Coiron est également étayé par des observations faites au sein du karst, au niveau de la combe Rajeau (cf : ~ 10 km au sud du Coiron Fig. 3.56) (Arnaud, 1998 ; Audra et al., 2001). Cette cavité présente la particularité d'avoir un canyon souterrain de ~ 100 m de haut présentant plusieurs phase de remplissages d'après une étude de paléomagnétisme (Audra et al., 2001). Plusieurs phases d'incision et de stabilité (associé à une légère sédimentation), sont proposées et présenteraient une bonne cohérence altitudinale avec les terrasses alluviales de l'Ardèche (Fig. 3.64). Ces auteurs concluent à une période de formation du canyon contrôlée par l'incision de l'Ardèche. Cette incision serait de ~ 50 m $Ma^{-1}$ sur les derniers 2 Ma (mais ils ne considèrent un taux fiable que sur les derniers 780 ka, les périodes antérieures étant

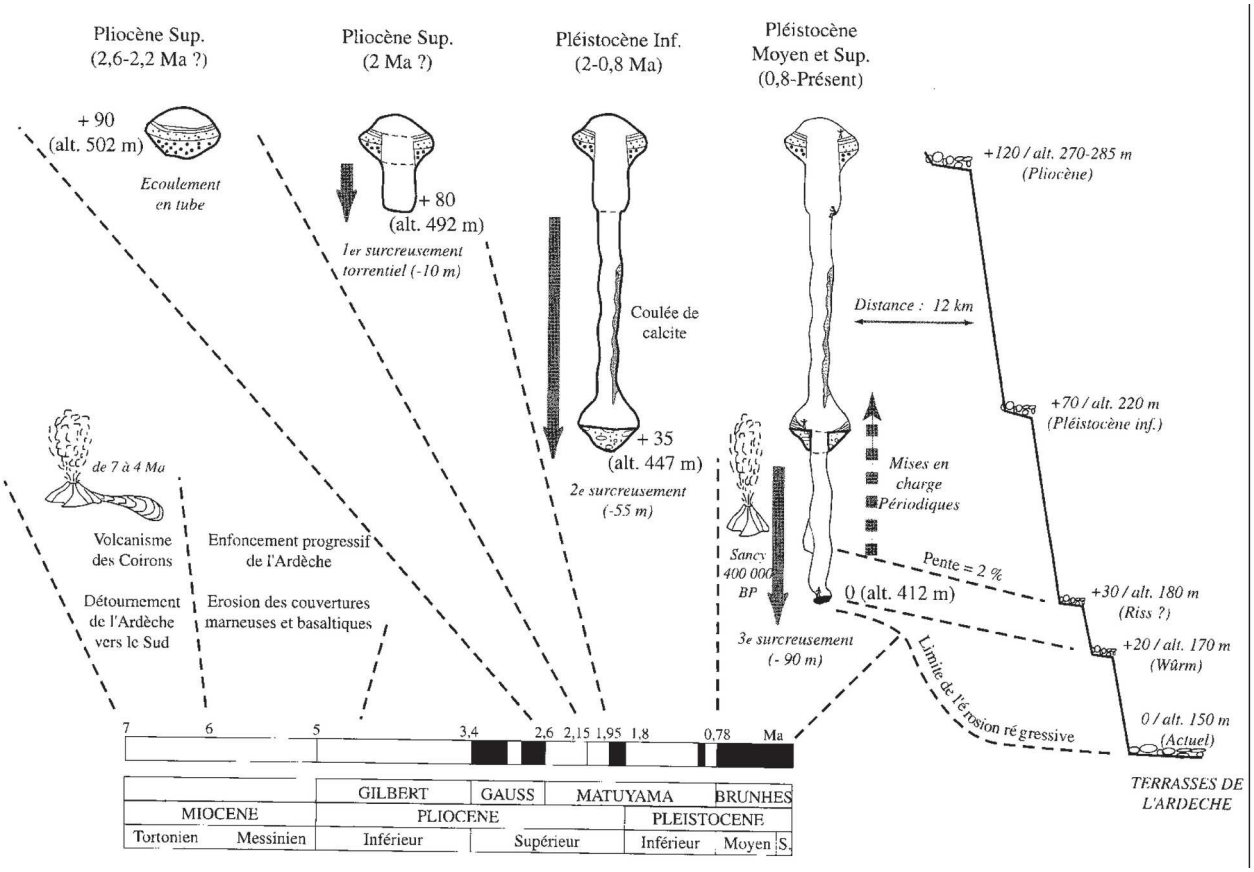



*Figure 3.64: synthèse de l'évolution de l'aven de la Combe Rajeau, des niveaux alluviaux repères et du niveau de base sur le Quaternaire. D'après Audra et al., 2001.*

extrapolées). Ce cadre temporel induit une fossilisation de la surface du plateau des Gras (localisation Fig. 3.58, situé à + 120 m r.n.b.) il y a ~ 2 Ma. Cette incision marquée depuis 2 Ma est attribuée aux changements climatiques du quaternaire.

L'estimation faite sur les relations entre karst et terrasses alluviales à l'aide du paléomagnétisme est en accord avec les propositions faites au niveau des gorges de l'Ardèche (~ 100 m d'incision sur 2 Ma) mais ne l'est pas avec la proposition de Tassy (2008) pour la région du Coiron. En effet, le taux proposé est le double pourtant il n'y a pas de structure tectonique connue permettant d'expliquer ce différentiel d'incision (les deux taux sont au premier ordre calculés au même endroit).

L'amont cristallin de la vallée de l'Ardèche (secteur de Thueyts ou du Ray-pic, localisation Fig. 3.60) apporte également quelques éléments de compréhension de la dynamique récente du secteur et permet de quantifier les incisions locales sur ~ 200 ka (Nehlig et al., 2001). Marqué par une importante activité volcanique sur cette période (notamment via des épanchements basaltiques) (e.g. Nehlig et al., 2001 ; Berger, 2007).
Une synthèse des âges $^{14}C$ et de thermoluminescence (associé à du paléomagnétisme) est présenté par Berger (2007) (Fig. 3.65) et plus récemment par Sasco et al. (2017 ; âges TL, Ar-Ar et K/Ar). La zone est marquée par des phases de fortes activité volcaniques (trois d'une durée suspectée de $10^2$ ans) et de quiescence (d'une durée de $10^3$ à $10^4$ ans)

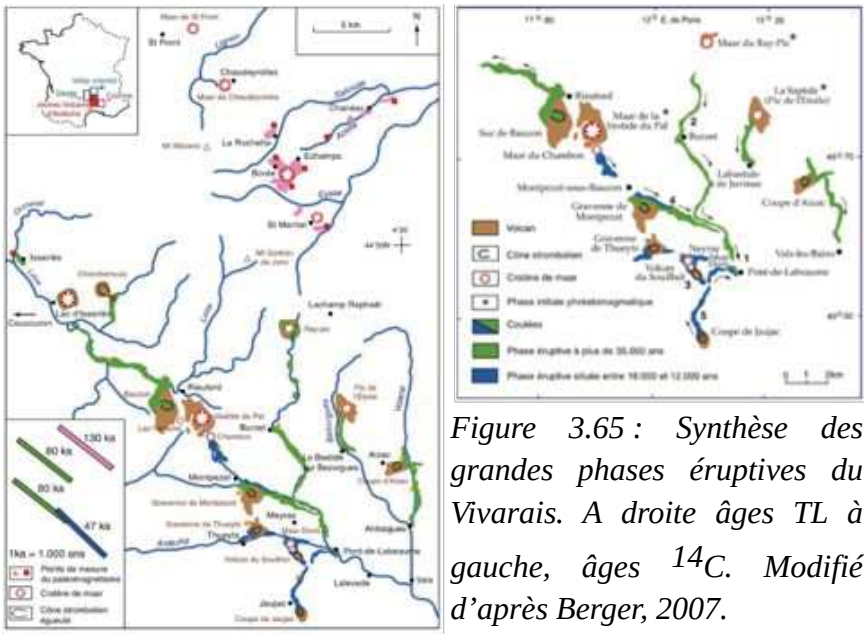


*Figure 3.65 : Synthèse des grandes phases éruptives du Vivarais. A droite âges TL à gauche, âges $^{14}C$. Modifié d'après Berger, 2007.*

Les différentes méthodes de datation ne s'accordent pas sur les détails d'âges, certains édifices présentant un facteur deux entre les deux approches (e.g. 35 ka pour l'âge $^{14}C$ contre ~ 80 ka pour l'âge TL de la coulée de Montpezat). Si ces différences d'âges ne présentent pas d'impact significatifs sur des considérations dans le temps long ($10^6$ ans), leur utilisation pour contraindre les taux d'incision sur les derniers ~ 200 ka pose problème puisque le taux calculé varie du simple au double. Pour Sasco et al. (2017), les âges TL présentent cependant un risque non nul de vieillissement artificiel des âges suggérant une plus

grande fiabilité aux âges radiochronologiques. Quoi qu'il en soit, il demeure cependant possible de conclure à une dynamique efficace des cours d'eau durant les derniers ~ 200 ka puisque certaines coulées basaltiques ont depuis leur mise en place au fond de la vallée, été recoupée par l'incision (e.g. Defive et Berger, 1991 ; Sasco et al., 2017) sur une dizaine de mètres.

Cette gamme temporelle ($10^4$ ans) est également étudiée par l'utilisation des isotopes cosmogéniques en vu de dresser une vision de l'érosion des bassins-versants Ardéchois (Olivetti et al., 2016) entre ~ Valence et Saint-Etienne (localisation Fig. 3.60). Cette étude couple l'utilisation des sédiments de rivières pour obtenir un taux d'érosion moyen du bassin-versant (par la mesure de la concentration en $^{10}$Be au sein de sédiments quartzeux, cf : partie 5) et des méthodes de géomorphométrie pour discuter de l'état d'équilibre du paysage. Les bassins versants étudiés présentent une dénudation de l'ordre de 60 ± 20 mm ka$^{-1}$ (soit 60 ± 20 m Ma$^{-1}$, Fig. 3.66) ainsi que de nombreux points d'inflexions le long des drains étudiés (groupés autour de ~ 400 ± 150 m NGF, Olivetti et al., 2016). Ces auteurs concluent à une morphologie transitoire, en déséquilibre avec le niveau de base actuel. La différence de pente moyenne entre le versant Rhodanien (Méditerranéen) et Ligérien (Atlantique) est interprété comme la conséquence d'une surrection asymétrique du M.C en lien avec une dynamique profonde et/ou alpine et non liée à la CSM. Cette surrection serait de l'ordre de 300 m pour les derniers ~ 2 Ma soit 150 m Ma$^{-1}$ de taux de surrection. Le reste de la surrection à l'origine de la topographie du M.C. est en revanche associée, par défaut, à la surrection Miocène (~ 13 Ma, cf : partie 3.9).

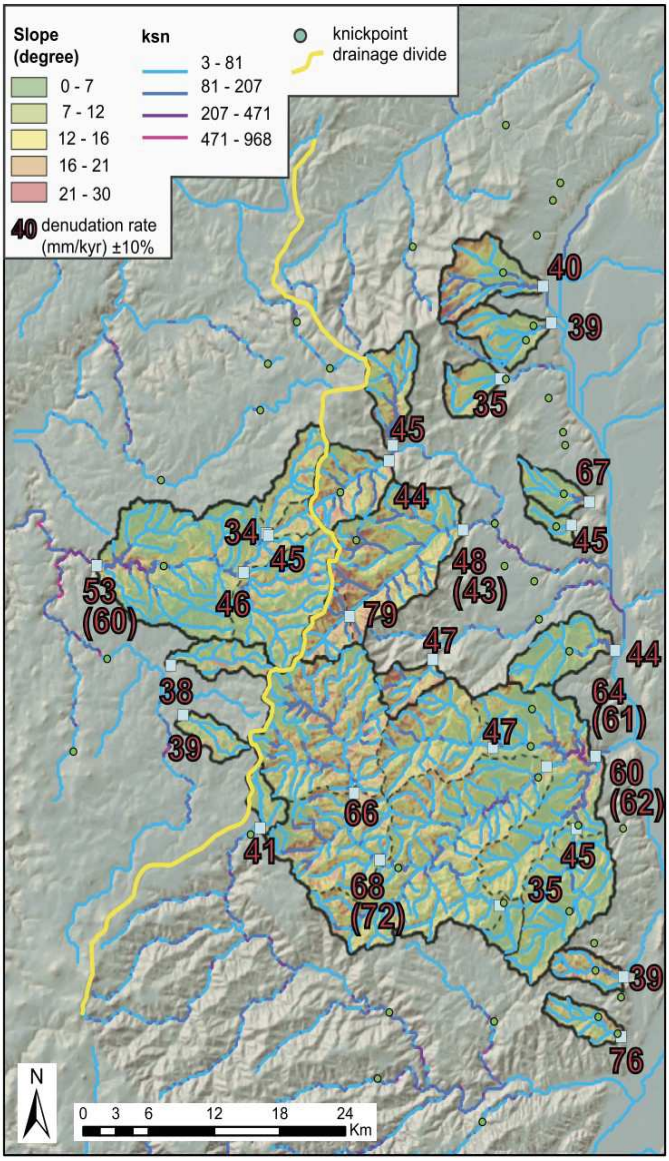



*Figure 3.66: Carte des pentes et synthèse des données de dénudations par mesure de la concentration en 10Be dans les sables de rivière au niveau de l'Ardèche Nord. D'après Olivetti et al., 2016*

Notons que la différence d'agressivité des bassins-versants peut probablement être attribué à une différence de distance à la mer ; 4 fois plus courte pour les drains Méditerranéens ; produisant a priori une pente moyenne plus forte et ce faisant une « agressivité » supérieure. Egalement, les prélèvements des sables de rivières pour l'obtention du taux d'érosion moyen sont majoritairement prélevés en amont des points d'inflexions (Olivetti et al., 2016). Le taux ainsi déduit est donc en lien avec les zones « héritées », représentatives de l'état morphologique antérieurement à la surrection (e.g. pente plus faibles) et non pas des conditions actuelles, cette vitesse d'« actualisation » des conditions de références étant *a priori* associée à la capacité de chaque bassin versant. Enfin, les variations de régime de précipitations (épisodes Méditerranéens) peuvent *a priori* jouer un rôle sur la différence des taux d'érosions de part et d'autre de la ligne de partage des eaux. Cependant, ce rôle ne devrait pas être prépondérant au vu de la situation relativement éloignée au nord de la barrière Cévenole (les forts différentiels de précipitations étant généralement localisés à ~ 50 km plus au Sud, au niveau du Gard, de l'Hérault ou du Sud de l'Ardèche).

Pour résumé, l'évolution de la zone Est du M.C. présente des modèles explicatifs semblant contradictoires ou nécessitant l'ajout d'hypothèse ad hoc conséquente (e.g. activité forte de la faille des Cévennes). Néanmoins, ils concordent à montrer une dynamique significative des processus de surfaces (incision et dénudation) sur les périodes récentes (depuis au moins le Pléistocène supérieur, 129 – 0 ka) et possiblement sur l'ensemble du Plio-Quaternaire. L'origine de cette incision ne semble pas tranchée puisque des propositions de surrections actives ou inactives sur la période sont toutes les deux proposées.

**Evolution du secteur Sud**

Du fait de sa localisation proche de la côte ainsi que d'une altitude faible sur une grande portion de la zone, la limite Sud du M.C. (Zone des plaines côtières) est fortement sensible aux variations du niveau marins (e.g. érosion régressive, aggradation marine). Durant le Plio-Quaternaire, entre 5.3 et ~ 3.4 Ma (Giresse et al., 2016) le niveau eustatique est de 20 à 30 m supérieur à l'actuel et la transgression marine associée recouvre l'ensemble des plaines alluviales et côtières. Durant cette période, une importante phase de progradation-aggradation sédimentaire se déroule sur le plateau continental (Badhani et al., 2020) témoignant d'une érosion efficace des reliefs Cévenols. Cette importante sédimentation se maintenant à la faveur d'un subsidence marquée (250 – 500 m $Ma^{-1}$) sur le Quaternaire (Badhani et al., 2020). Le niveau eustatique présente d'importantes variations (chute de ~ 100 m durant ~ 100 ka), principalement durant le Quaternaire en raison des cycles glaciaires.

Le Sud du M.C. est, durant le Plio-Quaternaire également marqué par une importante activité volcanique avec, au premier ordre, des âges de plus en plus jeunes en direction du sud (Dautria et al., 2000) depuis l'Escandorgue (activité au Nord à 2.5 Ma), puis la région du Salagou (activité autour de 1,5 Ma) pour atteindre la plaine de l'Hérault jusqu'au niveau d'Agde – St-Thibéry (Localisation Fig. 3.67) (actif jusqu'à ~ 0.5 Ma). Quelques édifices sont utiles à la quantification géomorphologique mais la majorité sont associés à des éruptions de type maar (relativement faible quantité d'eau lors de l'éruption) ou surstseyen (plus forte quantité d'eau lors de l'éruption) n'étant pas facilement exploitable pour contraindre l'évolution géomorphologique régionale.

Un autre aspect majeur de la zone Sud du M.C. est la diminution brutale des reliefs entre les Cévennes et la plaine côtière (Fig. 3.66), cet aspect a été étudié par Hurtez and Lucazeau (1999) qui, sur la base de variations dans les courbes hypsométriques de différents bassins-versants (e.g.

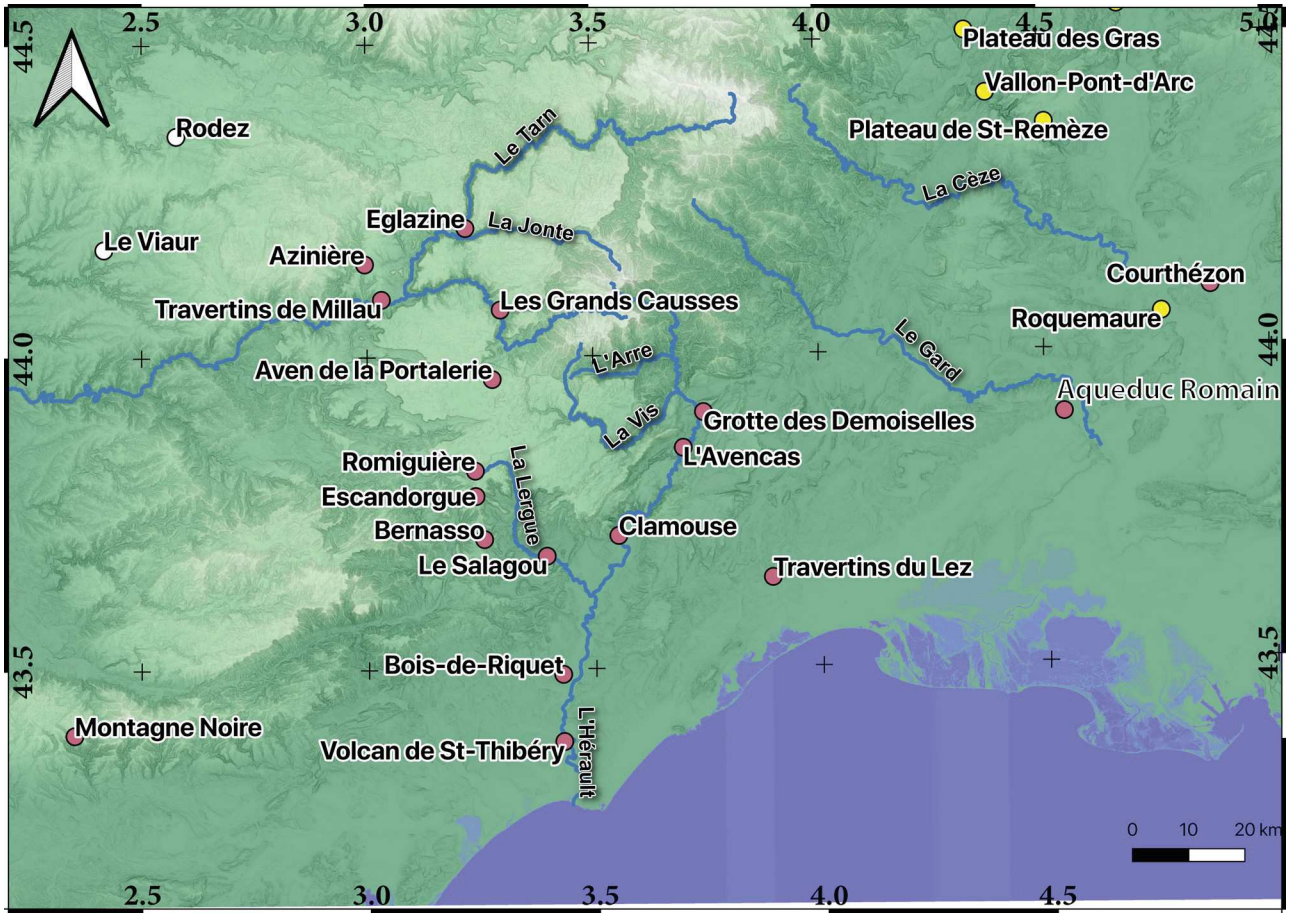



*Figure 3.67: Carte de localisation des éléments de discussion de l'évolution Plio-Quaternaire de la région Sud du M.C. (Points rouges). Les points jaunes et blancs sont respectivement associés aux régions Est et Ouest. Fond de carte MNT RGE ALti ® IGN à 75 m (couleur) et pente associée en teintes de gris.*

Hérault, Lergue), concluent à une possible activité récente (sans pour autant proposer de quantification) de la faille des Cévennes.

Le second aspect marquant le paysage de la région est la présence de grandes surfaces planes à relativement haute altitude : les Grands-Causses. Cette particularité des paysages Caussenard, induite par leur nature karstique, a motivé des études concernant les modalités de leur mise en place depuis plus d'un siècle (e.g. Martel, 1894) avec comme question majeure l'âge de formation de la surface des Causses ainsi que de celle des canyons les individualisant.

Pour plusieurs auteurs (e.g. Corbel, 1954), la formation des paysages est associée à un polyphasage fort, durant le Pliocène. Pour Corbel (1954), l'ensemble des modelés est supposé récent (Plio-Quaternaire) et la formation des vallées périphériques (e.g. Arre) se déroule durant le Pliocène. Ces vallées seraient drainées par des réseaux karstiques qui s'effondrent au Quaternaire (moins de 1.8 Ma) à la faveur des grands cycles glaciaires formant par la même les canyons caussenards. La chronologie relative du creusement des canyons et des vallées périphériques a depuis été réfuté (les vallées secondaires étant tributaire de l'évolution des drains principaux), tout comme la proposition de formations de canyons par effondrement de rivières souterraines. Pour Bruxelles (2001) en effet, la présence de recoupement de méandre rend la possibilité d'effondrement de collecteurs comme processus majeur de creusement de plus en plus difficile à défendre. Cependant, malgré ces rectifications morphogénétiques, la quantification fiable de l'âge des canyons n'est pas encore à ce jour réglée, malgré le modèle communément admit d'un creusement Miocène (cf : partie 3.9).

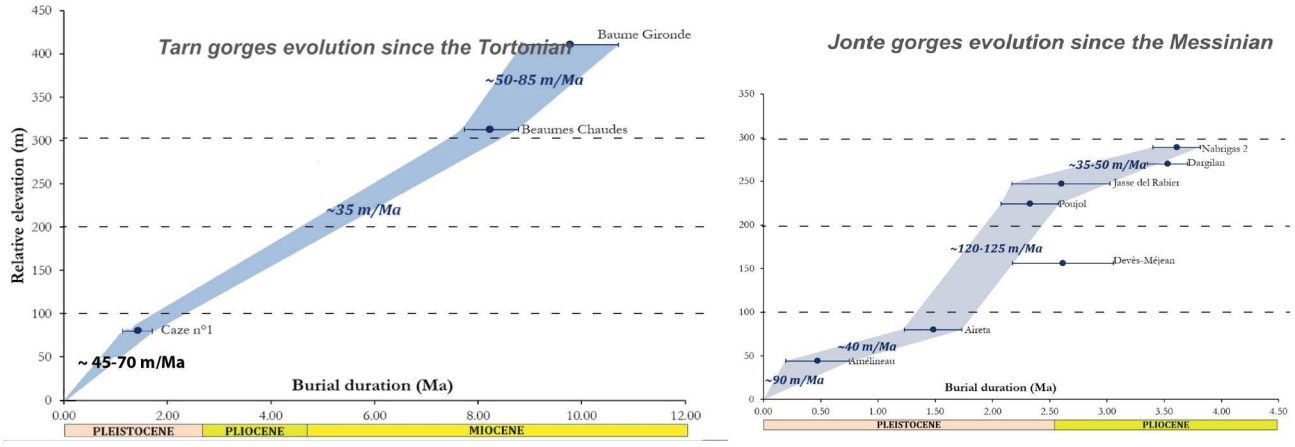



*Figure 3.68: relation âge d'enfouissement et hauteur relative des cavités étudiées pour contraindre les taux d'incision du Tarn (à gauche) et de la Jonte (à droite). Les données sont issues de la mesure des concentrations en $^{26}Al/^{10}Be$ à l'exception des données des Beaumes Chaudes et de la Baume Gironde (âges $^{21}Ne/^{10}Be$). Modifié d'après Sartégou et al., 2018.*

Pour Bruxelles (2001), la surface du Larzac présente une couverture alluviale (argile à chaille) au début du Pliocène. Celle-ci est *a priori* en cours d'érosion depuis au moins 1.5 Ma comme en témoigne à plusieurs endroits, des édifices volcaniques en inversion de relief, scellant des dolines ou des paléo-vallées. C'est par exemple le cas de la coulée de Romiguière (âgé de 1.9 Ma, localisation Fig. 3.66) permettant de déduire un taux de dénudation de la surface des causses de 10 m $Ma^{-1}$ sur le Quaternaire (Bruxelles, 2001). Pour Ambert (1982, 1984), les plateaux des causses sont déjà individualisés au Pliocène, mais l'érosion régressive des bordures caussenarde ne débute de manière conséquente qu'autour de ~ 2 Ma. L'évolution du plateau depuis lors se fait majoritairement par karstification comme en témoigne les paléokarsts de la région de Millau (e.g. Causse rouge, Saint-Afriquain). La surface du causse ne serait pas retouchée (de manière significative) en raison de l'immunité karstique invoquée par Ambert (1982) et serait donc restée « en l'état » depuis ~ 5 Ma (voire 10 Ma ; Sartégou et al., 2018). Cette vision de faible vitesse de l'évolution morphologique des plateaux semble en désaccord avec les preuves de dénudation (Volcan de Romiguière) et de sous-tirage encore actif (Bruxelles, 2001) et localement de couverture sédimentaire encore présente promouvant la crypto-corrosion (cf : partie 4).

A l'instar de la mise en place de la surface des Causses, l'âge des vallées voisines des Grand-Causses, ainsi que des canyons caussenards (e.g. Tarn, Dourbie, Vis) est « réglée » pour Bruxelles (2001) sur la base notamment des travaux antérieurs d'Ambert. Outre les arguments d'Eglazine, d'Azinière et de Bernasso (cf : partie 3.9), d'autres arguments sont avancés pour reléguer le creusement des canyons au Miocène (voir le Pliocène) et ne laissant que quelques mètres à dizaines de mètres de creusement pour le Quaternaire.

Le Canyon du Tarn se serait formé il y a ~ 13 Ma sur l'argument du volcan d'Eglazine daté à 13 Ma (cf : partie 3.9). Sur la base de datations d'âges d'enfouissement (couple $^{26}Al/^{10}Be$ et $^{21}Ne/^{10}Be$), Sartégou et al. (2018) ajustent le modèle de creusement du Tarn, suggérant un début de creusement (à hauteur de 50 % de l'incision finie actuelle) en lien avec une surrection il y a ~ 13-10 Ma (Fig 3.67). Le creusement du canyon voisin de la Jonte serait plus tardif (~ 5 Ma) et aucun argument n'est avancé pour expliquer un tel déphasage d'autant que, si les Causses sont isolés en positions de plateaux par l'existence du Tarn depuis ~ 10 Ma, il est raisonnable de proposer l'absence de circulation de surface suffisante pour soutenir l'incision d'un drain de surface au détriment de capture karstiques (comme actuellement, ou montré pour la région du Quercy par Bruxelles et Astruc, 2008). Il ne semble de plus pas possible d'expliquer cette différence d'incision par une différence de surrection sur la période 10 – 0 Ma, aucune structure connue n'étant apte à localiser une différence de surrection de 150 - 200 m sur les derniers ~ 4 Ma.

Sur une période plus courte (~ Pléistocène supérieur, 130 - 0 ka), un étagement de niveaux de travertins un peu en aval de Millau (Fig. 3.66) est utilisé par de nombreux auteurs (e.g. Ambert, 1984 ; Bruxelles, 2001; Vernet et al., 2008) pour quantifier l'incision récente du Tarn. La mise à jour des âges (U/Th et paléomagnétisme) de ces travertins par Vernet et al. (2008, apport des âges OSL (Optically stimulated luminescence)) suggère une incision de 25 m depuis 75 ± 13 ka (travertins du chenil) et de 10 m entre 273 ± 23 et 75 ± 13 ka (travertins de Peyre 2). L'édifice travertineux du plateau de France (+ 125 m abl) serait lui associé au Pléistocène inférieur, ~ 1.8 Ma par Vernet et al. (2008). Les variations visibles de l'incision sont attribuées par Vernet et al. (2008) aux variations climatiques typiques du Quaternaire. Notons également que les taux d'incision déductibles de ces âges sont des valeurs maximales, la formation des travertins n'étant pas nécessairement synchrone de l'incision de la vallée (mais nécessaire postérieure puisque formée en milieu aérien).

Les données des travertins vers Millau permettent de poser une limite maximale à l'incision du Tarn durant le Quaternaire, c'est à dire environ 200 m soit ~ 50 % de l'incision actuelle locale.

L'édifice volcanique de Nogaret à la limite Nord-Ouest de l'Escandorgue (Fig. 3.69), daté de 1.9 ± 0.7 Ma (dyke recoupant le premier épisode phréato-magmatique) est situé légèrement en contrebas de la surface des causses (de l'ordre de quelques dizaines de mètres). Il témoigne, pour Ambert (1989), de la présence d'un paysage déjà légèrement différencié même si le creusement des vallées actuelles serait relativement faible antérieurement à 1 Ma.

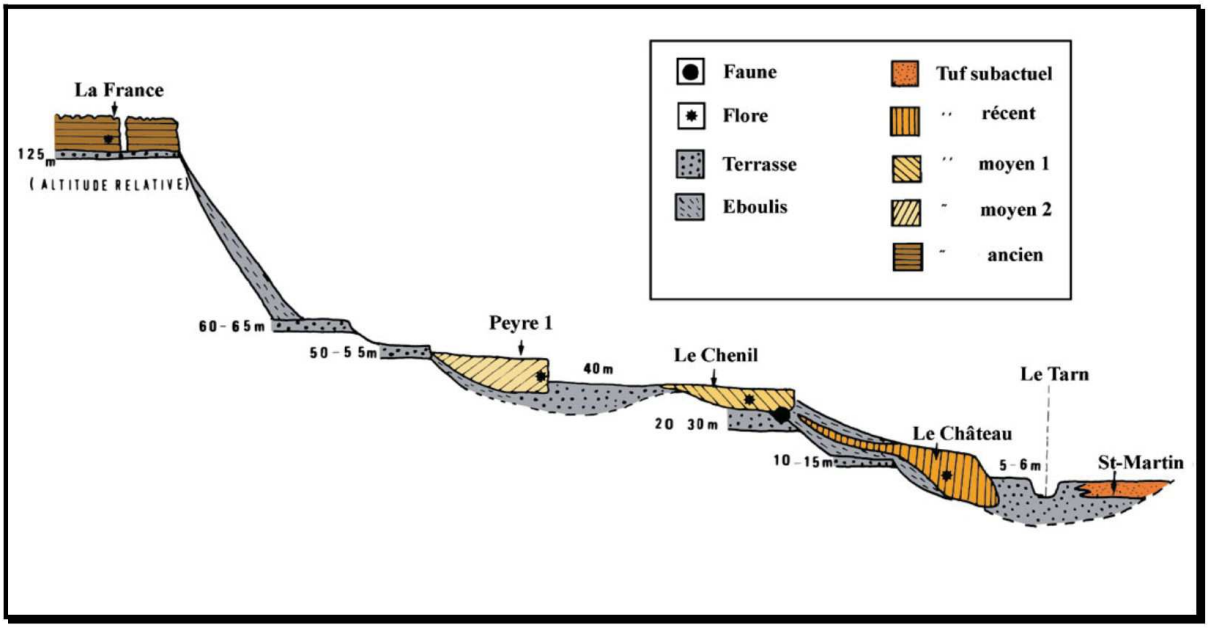



*Figure 3.69 : Coupe synthétique des travertins de Millau (P. Ambert). D'après Bruxelles, 2001*

Une cinquantaine de kilomètres au Sud des séries travertineuses de Millau se situe la province volcanique de l'Escandorgue (Localisation fig. 3.66) à laquelle je rattacherais l'ensemble des construction basaltiques du Lodévois. Les édifices de l'Escandorgue Nord (2.4 à 1.8 Ma) se seraient mis en place au sein d'un paysage peu à pas différencié. Ils ne présentent pas d'inversion de relief aujourd'hui. C'est le contraire au sud (âges du volcanisme globalement entre 2.2 et 1.65 Ma) où les édifices s'inscrivent au sein d'un relief local déjà marqué pour Ambert (1982) et présentent aujourd'hui de nombreuses inversions de reliefs. C'est aussi le cas dans la région du lac du Salagou.

Un site est fréquemment invoqué pour justifier d'une formation Miocène des vallées régionales : le site de Bernasso (Fig. 3.70). Il s'agit d'une paléo-vallée bloquée par un édifice volcanique il y a 2.4 Ma (Ambert, 1984) successivement comblé par une sédimentation lacustre et finalement scellé par un nouvel épanchement basaltique il y a 1.7 ± 0.2 Ma (Ambert, 1982 ; Ambert et al., 1990). Bernasso signe donc de l'existence, au moins localement, d'une vallée de l'ordre de 150 m d'incision il y a 2.4 Ma (Ambert et al., 1990).

Au niveau du bassin de Lodève et du Lac du Salagou, d'importantes planèzes (surfaces basaltiques planes) daté de ~ 1.5 Ma permettent de quantifier le taux d'incision (et d'érosion du bassin) à 0.1 mm $an^{-1}$, soit 100 m $Ma^{-1}$ (Goumy et al., 2016).

Au sud de la région du Salagou, la région de la plaine Héraultaise est, globalement en position marine durant le Pliocène puis à la faveur de la régression il y a ~ 3.4 Ma retrouve une situation continentale et le restera jusqu'à aujourd'hui.

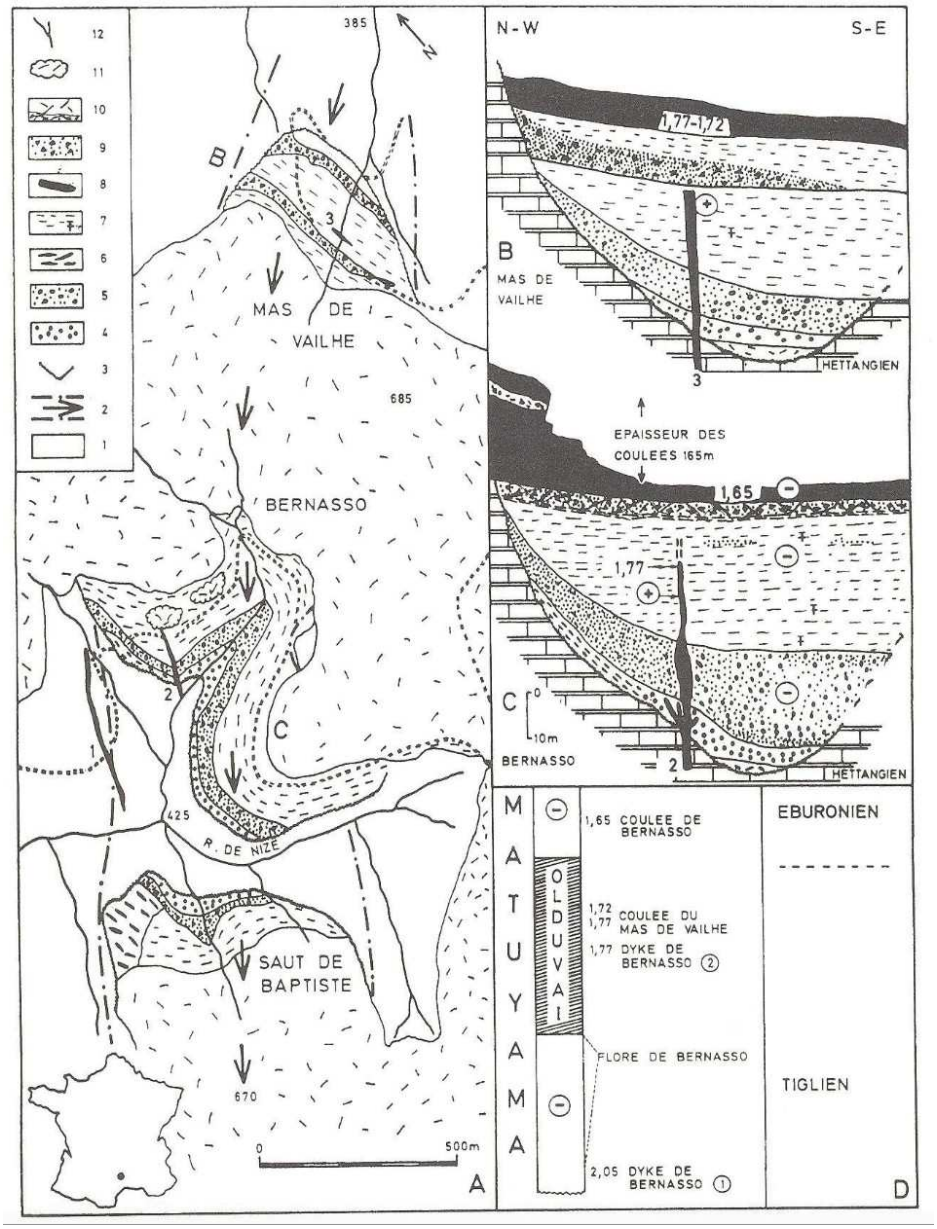



*Figure 3.70: Synthèse géométrique et temporelle du site de Bernasso. Dans l'encart A (carte) les symboles représentent : 1, calcaire hettangien. 2, Axe et limites de la vallée anté-volcanique. 3, Discordance de ravinement. 4, Talus d'éboulis et alluvions anté-volcaniques. 5, Formation contemporaines du phréato-magmatisme initial. 6, Cône strombolien. 7, Remblaiement lacustre à feuilles et pollens (T). 8, Dykes N°1, 2, 3. 9, Phréato-magmatisme supérieur. 10, Coulées basaltiques et formations volcaniques associées post-lacustres. 11, Blocs de basaltes. 12, Réseau hydrographique actuel. B et C : coupes schématiques de la vallée fossile et des formations volcaniques de Bernasso. D : Encadrement chronostratigraphique et paléomagnétique. D'après Ambert et al., 1990.*

L'ensemble de la zone littorale est en subsidence (e.g. Guennoc et al., 2000 ; Séranne et al., 2002) quantifiée à 0.1 mm $an^{-1}$ depuis 0.5 Ma par Guennoc et Lenôtre (2010). Si l'intensité de la subsidence augmente vers le Sud (jusqu'à 2.5 mm $an^{-1}$ au niveau du plateau continental), elle diminue vers le Nord jusqu'à être nulle au niveau des plaines littorales (e.g. vallée de l'Hérault, plaines du Gard) (Guennoc et Lenôtre, 2010).

Marqué par un volcanisme conséquent entre c.a. 2.2 et 1.6 Ma (Ambert, 1982) puis une activité décroissante jusqu'à ~0.6 Ma, avec par exemple le volcan de St-Thibery (localisation Fig. 3.66) la zone Héraultaise permet d'avoir quelques informations sur l'évolution Quaternaire du secteur.

La quantification précise des vitesses de creusement de la zone est cependant fortement limitée par la faible amplitude du relief (quelques dizaines de mètres de creusement au maximum), par l'impact des variations

eustatiques (haut niveau pliocène à ~ + 30 m) ainsi que par le faible nombres de sites (volcanique ou karstiques) à disposition. Deux sites notamment, le volcan de Valros (Ambert, 1989) ou le site du Bois-de-Riquet (Bourguignon et al., 2016, Fig. 3.69) ont été utilisés permet de contraindre l'incision de l'Hérault.

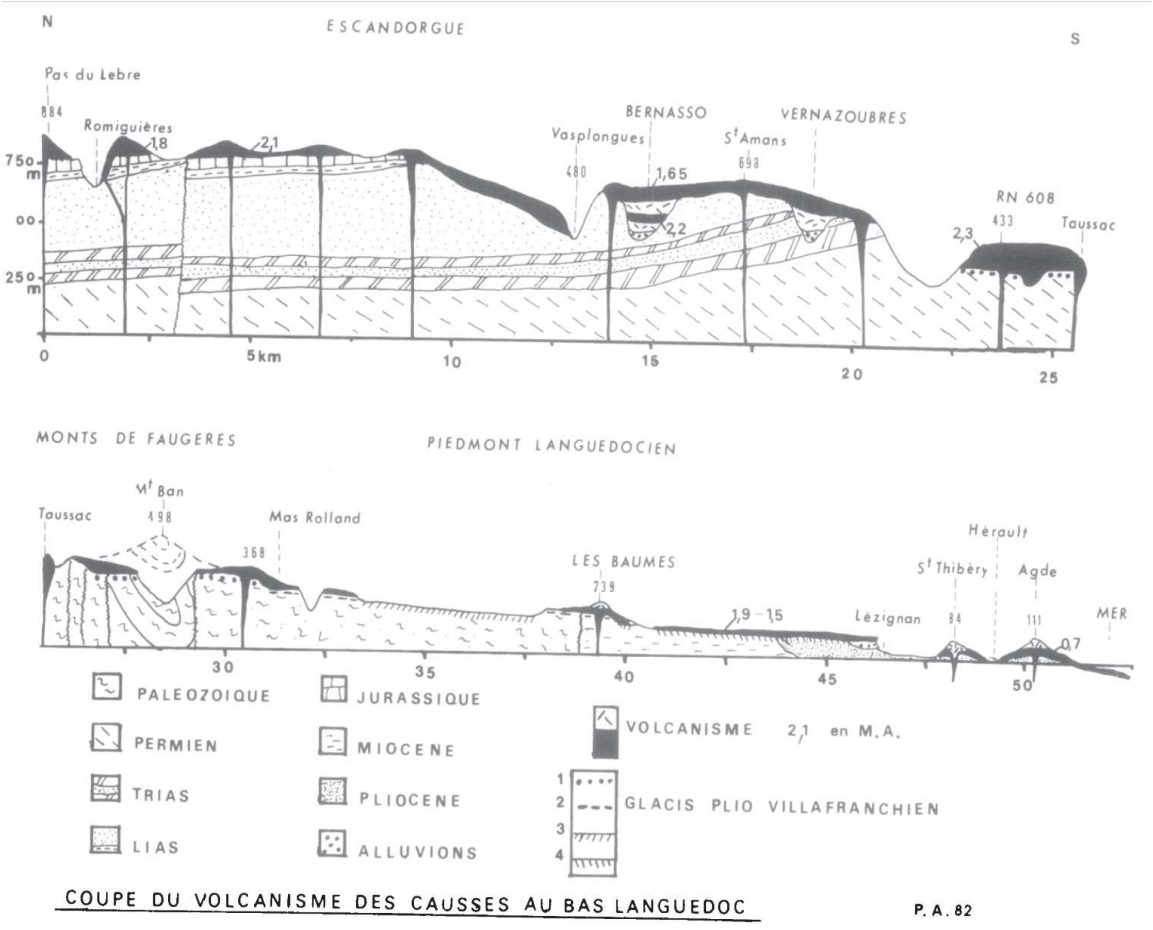



*Figure 3.71: Coupe schématique des relations entre volcanisme et creusement des vallées depuis l'Escandorgue et le trait de cote. On note lolcalement la pré-existence d'un réseau de drainage (Bernasso, Romiguière) et la situation en point haut de nombreuses coulées basaltiques datée, permettant de contraindre le taux d'incision local. D'après Ambert, 1982.*

Le premier, daté de 1.4 ± 0.1 Ma (Ambert, 1989) suggère le creusement d'une quarantaine de mètre sur la période tandis qu'à partir du second (~ 1.57 Ma), Bourguignon et al. (2016) propose une inversion de relief définitivement mise en place depuis 0.8 ± 0.1 Ma, portant l'incision de l'Hérault à 60 m (Fig. 3.72) durant cette période. A partir des relations géométriques et des âges disponibles à l'époque pour les édifices volcaniques depuis l'Escandorgue jusqu'à la Mer, Ambert (1982) dresse une coupe résumée des indices permettant de contraindre l'évolution géomorphologique de la région (Fig. 3.71).

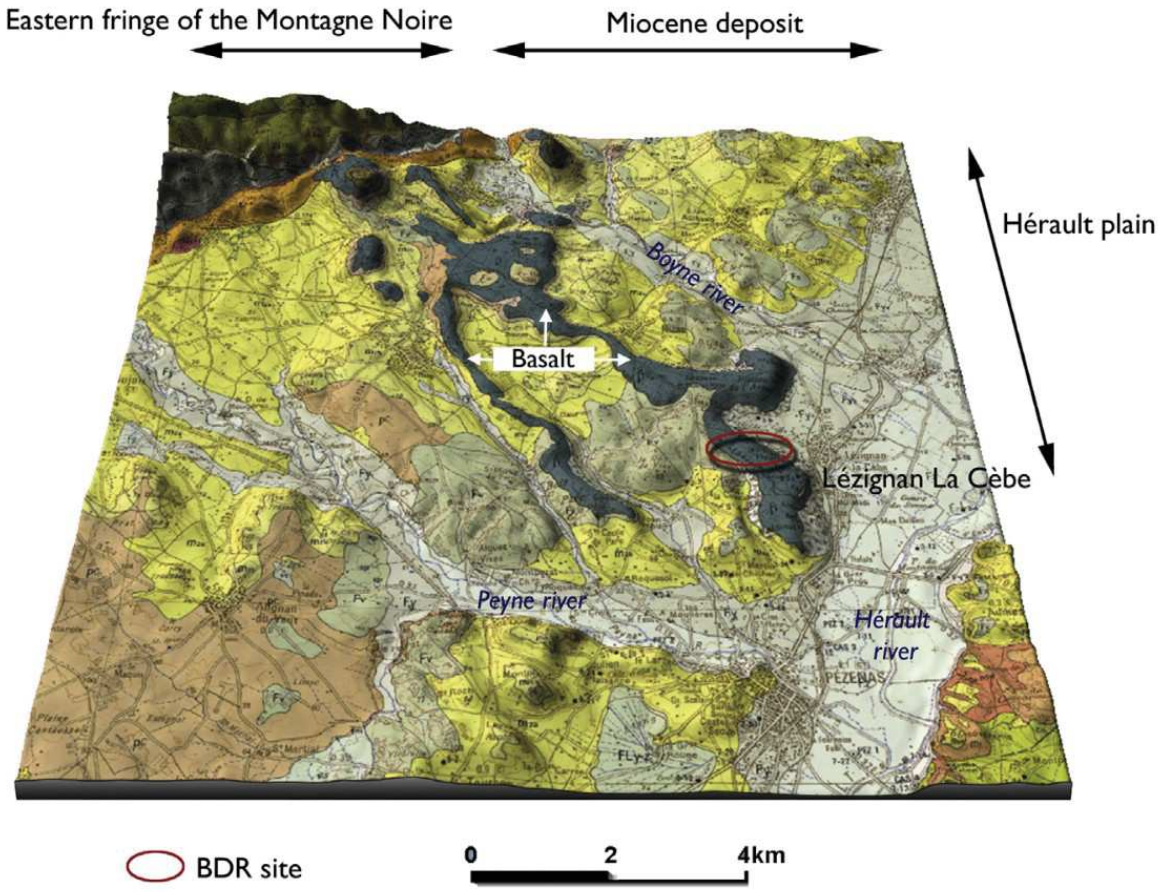



*Figure 3.72: Bloc 3D topographique de la région du Bois-de-Riquet et d'une portion de la vallée de l'Hérault. Drapage à partir de la carte géologique. Modifié par Bourguignon et al., 2016.*

Sur une période plus courte, et quelques dizaines de kilomètres à l'Est, la série de Travertins du Lez permet de contraindre l'évolution locale durant les derniers ~ 200 ka (Ambert et al., 1995). L'étagement des séries travertineuses (Fig. 3.71) entre + 10 m r.n.b (âge U/Th de 180 $^{+19}/_{-16}$ ka) et + 3-4 m r.n.b. (age U/Th de 44.7 $^{+2.2}/_{-2}$ ka) permet de proposer un taux d'incision fort sur les derniers ~ 200 ka : 111 mm.ka$^{-1}$ en moyenne, ce taux se réduisant à ~ 80 mm.ka$^{-1}$ pour les derniers ~ 50 ka. Ambert et al. (1995) font également état d'indice d'aggradation au niveau du Lez sur la période 11.6 – 0 ka avec une amplitude de l'ordre de ~ 10 m. Semblables en termes d'amplitudes, ces phases d'aggradation et d'incision suggèrent une forte cyclicité des processus morphologiques avec une tendance long-terme néanmoins à l'incision (Ambert et al., 1995) malgré une absence de quantification.

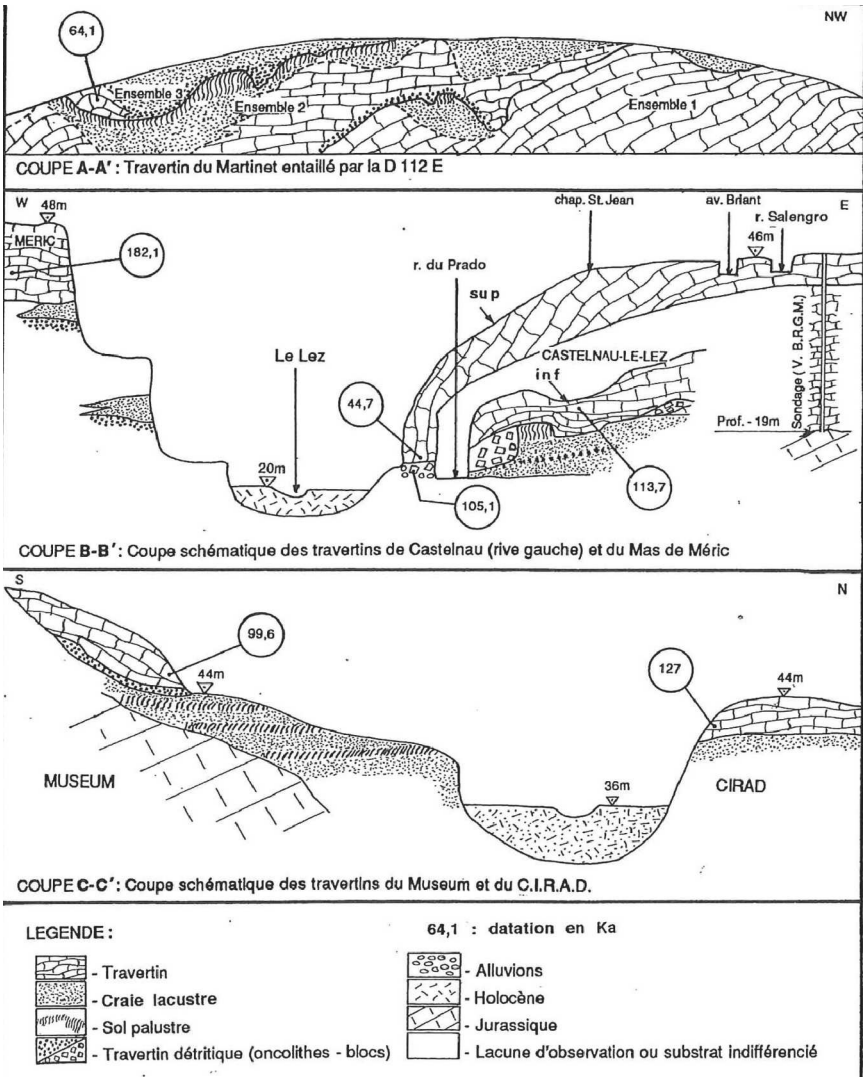



*Figure 3.73: Etagement des travertins de la vallée du Lez et datations U/Th associées. D'après Ambert et al., 1995*

Une faible incision long-terme est également proposé par Séranne et al. (2002) au niveau de l'ensemble de la marge cévenole (Fig. 3.42) avec une estimation proposée de l'ordre de quelques dizaines de mètres pour le Plio-Quaternaire (moins de 40 m sur le Quaternaire, 1.8 Ma). La majorité de l'incision étant considéré Miocène par ces auteurs et contrainte par la surrection régionale majeure il y a 13-10 Ma (cf : partie 3.9). Cette faiblesse de l'incision durant le Plio-Quaternaire est soutenue par un écart d'âge au sein de la grotte de l'Avencas (Saint-Etienne-d'Issensac) possédant un âge a priori supérieur à 254 ka et localisé à + 10-15 m r.n.b. (Seranne et al., 2002). Au vu des oscillations proposées pour la vallée du Lez, l'extrapolation de ces données sur le long terme semble discutable.

A une trentaine de kilomètre au Nord et à l'Ouest des étagements de travertins du Lez, se situe les gorges de l'Hérault. En plus de la datation de l'Avencas, plusieurs autres sites ont fourni des âges U/Th. En sortie du système des gorges se situe le réseau de Clamouse (localisation Fig. 3.66) dont une concrétion datée à 187 ± 7 ka (Plagnes et al., 2002) se situe actuellement à ~ + 70 m r.n.b. Au niveau du massif du Thaurac, la grotte des Demoiselles (+ 150 m r.n.b)présente plusieurs phases de concrétionnement s'échelonnant depuis 12.6 ± 1 ka à plus de 350 ka (Rihs et al., 1999).
Au pied du massif du Thaurac, la grotte de la route/grotte du Maire s'ouvre sur le canyon de l'Hérault et a donné un âge de ~ 115 ka pour une concrétion situé à ~ + 10 m r.n.b. Enfin, les vallées affluentes de l'Hérault, la Buège (Réseau du Garrel) et la Vis (Grotte de l'Ours) ont données

respectivement des âges de ~ 90 ka (+ 30 m r.n.b.) et de 30 à 60 ka (+ 30 m r.n.b.) (Camus, 2003). Même si l'utilisation des âges U/Th dans une logique de contraintes des taux d'incision est soumise à de nombreuses limites (Stock et al., 2005), ces quelques exemples témoignent de conditions vadoses (au moins temporairement) au sein du karst sur une période de quelques ka. L'exemple de la vitesse de croissance d'une stalagmite à Clamouse (Plagnes et al., 2002) suggère clairement une non linéarité dans les processus climatiques et il serait logique d'attendre une évolution également non linéaire dans les processus de surface (e.g. variations majeures des précipitation, diminution du potentiel de dissolution des eaux de surface).

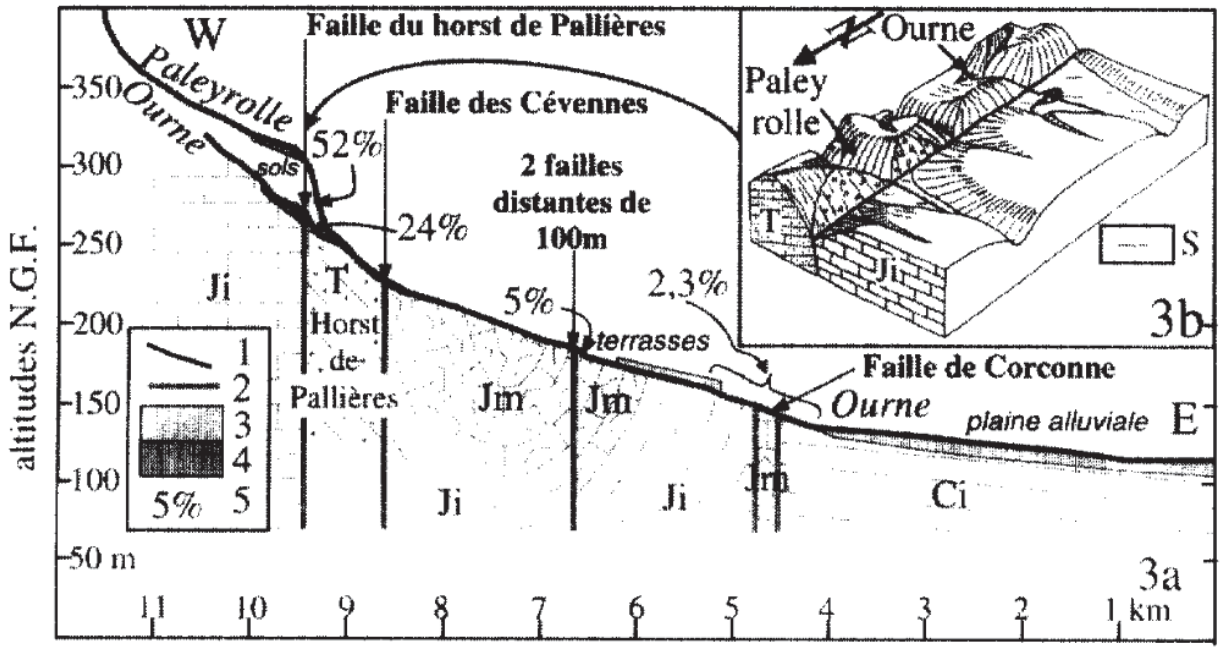



*Figure 3.74 : 3a. Profil en long du ruisseau de I'Ourne et de son affluent principal (Paleyrolle). Et 3b. Schéma synthétique sans échelle de la faille du horst de Pallieres. 1) profil actuel ; 2) faille ; 3) alluvions ; 4) sols ; 5) valeur de pente supérieure h la pente moyenne ; T : Trias ; Ji :Jurassique inférieur ; Jm : Jurassique moyen ; Ci : Crétacé inférieur (failles subverticales pour cause de dilatation des échelles). ; S) sols en formation ; l'orientation du Nord est différente de celle de 3a. D'après Josnin et al. (1998)*

Un autre drain majeur de la zone sud est le système du Gardon (Localisation Fig. 3.66) dont les modalités de mises en place ont notamment été étudiée par Josnin et al. (1998). Plusieurs surfaces d'érosion y sont identifiées (~ 450-600 m NGF, + 400 m r.n.b. assez fortement érodée ; et une surface attribuée au Miocène à 200-300 m NGF, + 120 m r.n.b.). L'incision des canyons du Gardon, ainsi que celui de la Cèze est attribuée à la CSM par ces auteurs. L'étude des profils en long des rivières (Josnin et al., 1998) principales de la zone (Fig. 3.72) fait apparaître des points d'inflexions majeurs co-localisé aux grands accidents tectoniques du secteur. La possibilité d'un contrôle lithologique dans la localisation des points d'inflexion est réfutée par les auteurs qui

attribuent un rôle majeur aux jeux de failles (e.g. faille de Corconne, Sommières). Cette dynamique de bloc proposée à l'échelle de la marge Cévenole en générale, et plus particulièrement au niveaux des Garrigues du Gard (là où leur étude porte), se déroulerait à la faveur de mouvements asismiques réactivant des paléo-structures Oligocènes, en lien avec une extension principale NE-SO et, vraisemblablement un axe de contrainte principal vertical, nécessaire pour engendrer la formation proposé de la dépression (Graben pour Josnin et al., 1998) de Sommière avec une vitesse de glissement proposé de l'ordre de 0.1 à 1 $mm.an^{-1}$ sur la base de décalage de surfaces (50 m de verticale) durant un temps estimé de 60 ka. Cependant, il est à noter que ces estimations temporelles ne se basent sur aucune datation réelle et qu'il semble peu réaliste de considérer ces quantifications comme fiables (elles sont de plus en contradiction avec les observations GNSS de la région (e.g. Masson et al., 2019 : Fig. 3.96)).

Cette dynamique Quaternaire des failles de la région serait par ailleurs le principal moteur contrôlant la structuration des karsts de la région des Garrigues pour ces auteurs et non pas les variations eustatiques et la CSM (e.g. Séranne et al., 2002 ; Mocochain, 2007 ; Bruxelles et Camus, 2010). Cependant, ici encore le lien entre position du niveau de base et localisation des niveaux karstiques horizontaux est supposé direct, et suppose une stabilité relative d'autant plus longue que les niveaux horizontaux sont développés.

L'extrémité Sud-Ouest du M.C., (Montagne-Noire, Monts de Lacaune) a été notamment étudiée par Guisti (2008). Cet auteur propose, sur des relations géomorphologiques, un creusement de vallées de la région de la Montagne-Noire et du ségala au cours du Quaternaire. Cette incision est associée à une surrection régionale majeure entre 3.5 et 0.5 Ma de manière synchrone à une augmentation de l'activité volcanique. Ces deux processus étant produits par une délamination thermique en base de croûte (Guisti, 2008) forçant la région à se réajuster par isostasie.

Finalement, l'activité tectonique du secteur est également discutée mais les arguments avancés ne permettent pas de trancher de manière définitive et de proposer une quantification de l'ampleur de ces déformations. Par exemple, Corbel (1954) ou Ambert, 1984) réfute toute activité tectonique au niveau des Grands causses sur la base de continuité de formes de surface (aplanissement). Pour Bruxelles (2001), la présence de concrétions cassés, déformés et recristallisées au sein de l'aven de la Portalerie (localisation Fig. 3.66) seraient le témoins d'une activité sismique significative entre 40 et 5 ka (âges U/Th sur les deux phases de concrétionements). La limite topographique des Grand-Causses (le faisceau de faille des Cévennes) a également été proposé comme actif durant le Quaternaire (Lacassin et al., 1998 ; à partir d'images satellites) et la vitesse de glissement proposé (0.1 – 2 $mm.an^{-1}$) a été réfuté depuis, sur l'observation d'éléments historiques (Ritz et al., 1998). Finalement, la faille de Nîmes présente également plusieurs indices

amenant à questionner son activité récente (à l'instar du décalage du paléo-canyon du Rhône). Volant et al. (2009) vont jusqu'à proposer l'occurence d'un séisme de Mw = 6.5 ± 0.5 autour de 300 ± 50 AD sur l'observation d'une « anomalie » le long de l'aqueduc romain reliant Uzès à Nîmes (cette anomalie est une simple chicane du tracé autrement rectiligne de l'aqueduc). Plus à l'Est, le site de Courthezon (localisation Fig. 3.66) bien que géographiquement en dehors de la zone délimitée comme étant le M.C. montre clairement la trace d'au moins un paléo-séisme holocène. La dynamique de la faille de Nîmes serait contrôlée par les résidus de convergence Europe-Afrique, engendrant une compression Nord-Sud (Volant et al., 2009).

En résumé, la zone sud présente plusieurs indices et preuves de déformation durant le Plio-Quaternaire mais leurs impacts sur l'évolution long terme n'est pas établie de manière fiable. Cette incertitude est également marquée vis à vis de l'intensité des phénomènes morphologiques et donc sur l'âge des paysages. Néanmoins, le modèle d'évolution le plus communément admis fait appel à une faible magnitude de ces processus durant le Plio-Quaternaire à la faveur d'une mise en place des paysages durant le Miocène.

**Evolution du secteur central**

L'évolution Plio-Quaternaire de la région centrale du M.C. est fortement marquée par les nombreux édifices volcaniques s'étant mis en place durant cette période (e.g. Nehlig et al., 2001 ; Fig. 3.51) (e.g. Alagnon, Allier). Cette activité volcanique serait synchrone d'une surrection de l'ensemble de la zone entre 7 et 2 Ma (Le Griel 1992, Lucazeau et al., 1984). Au premier ordre, une première estimation des taux d'incision a été proposée par Blais en 1971 (dans Lageat et de Goer de Herve, 1991) avec une valeur long-terme moyenne de 45 à 60 $m.Ma^{-1}$.

Pour plusieurs auteurs (e.g. Le Griel, 1992 ; Pastre, 2001 ; Defive et Poiraud, 2014), à la fin du Miocène (~ 6 Ma) le M.C. présente un paysage faiblement évolué aux reliefs et à l'altitude moyenne faible. La surrection à l'origine de la création de la topographie serait postérieure, avec une intensité maximale autour de la transition Plio-Pléistocène (~ 2.6 Ma). Logiquement synchrone au début de la surrection, le creusement des canyons et des vallées de la région se situerais autour de 4 Ma. Ces propositions d'âges se basent principalement sur l'âge supposé de l'incision à partir de relations géométriques et d'âges de structures volcaniques (et reposent sur une absence de déphasage significatif entre la surrection et la réponse des drains tel que la Loire ou l'Allier) (Fig. 3.75).

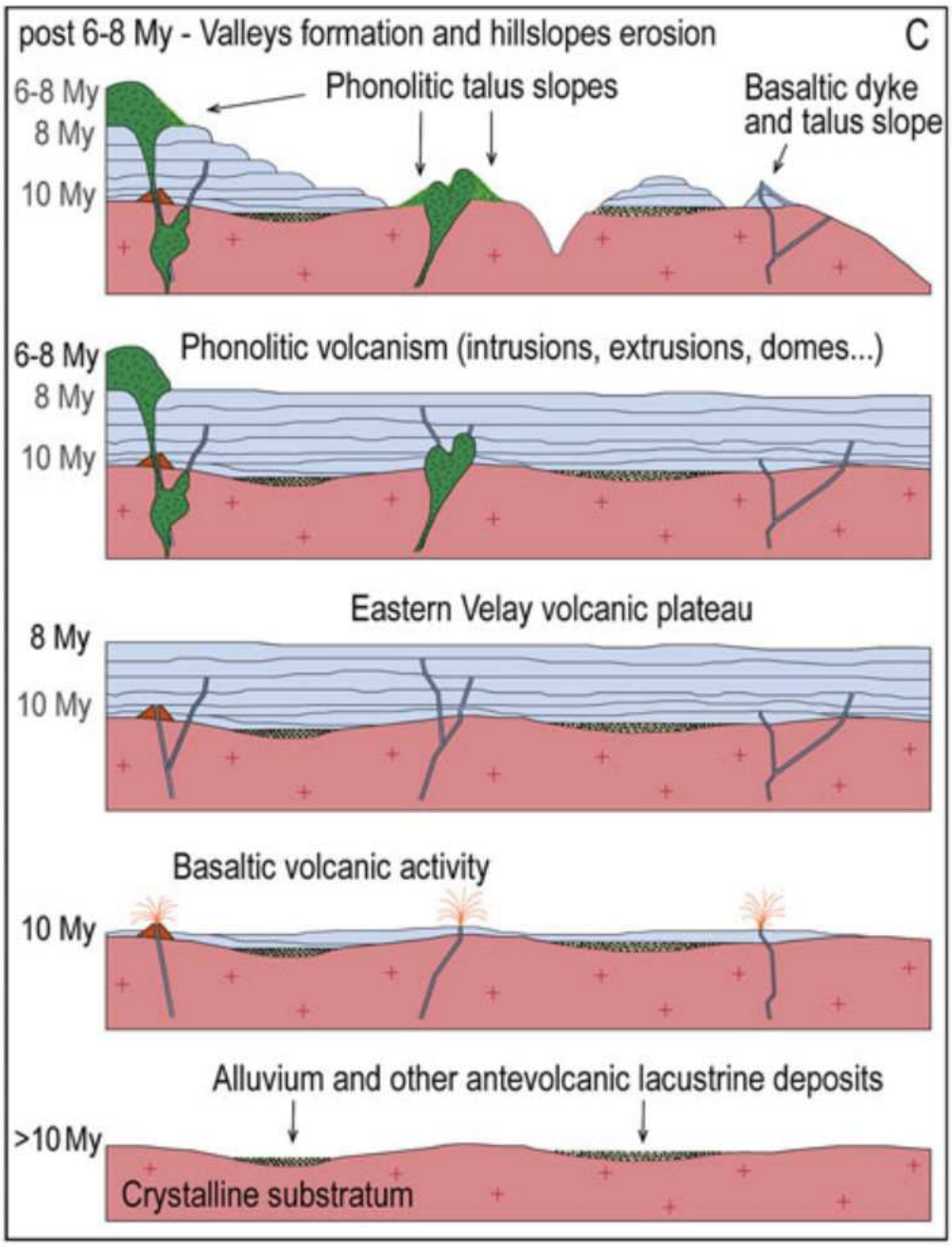



*Figure 3.75: schéma récapitulatif de l'évolution du Centre de Massif central (Région du Velay, Mézenc) depuis ~ 10 Ma. D'après Defive et Poiraud, 2014.*

La surrection régionale invoquée par Defive et Poiraud (2014), commençant autour de 6-5 Ma, est expliquée par Lucazeau et al. (1984) à la faveur d'un effet du point chaud sous le M.C. La remontée de matériel chaud, outre la production d'édifice volcanique, va induire une flexure vers le haut. Ces auteurs estiment l'emprise spatiale de ce bombement thermique à ~ 150 x 200 km pour une amplitude verticale de l'ordre de 1 200 m. Cette surrection est proposée comme régionale par Le Griel (1992) provoquant une surrection jusqu'aux niveaux des Grand-Causses et à la vallée du Lot.

La conséquence invoquée de cette surrection est l'incision de la majorité des drains durant le Plio-Quaternaire. Cet aspect à localement été étudié (e.g. Lageat et de Goër de Hervé, 1991 ; Pastre, 2001 ; Pastre et al., 2007 ; Defive et Poiraud, 2014) pour plusieurs drains, généralement à la faveur de coulée basaltiques en inversion de relief.

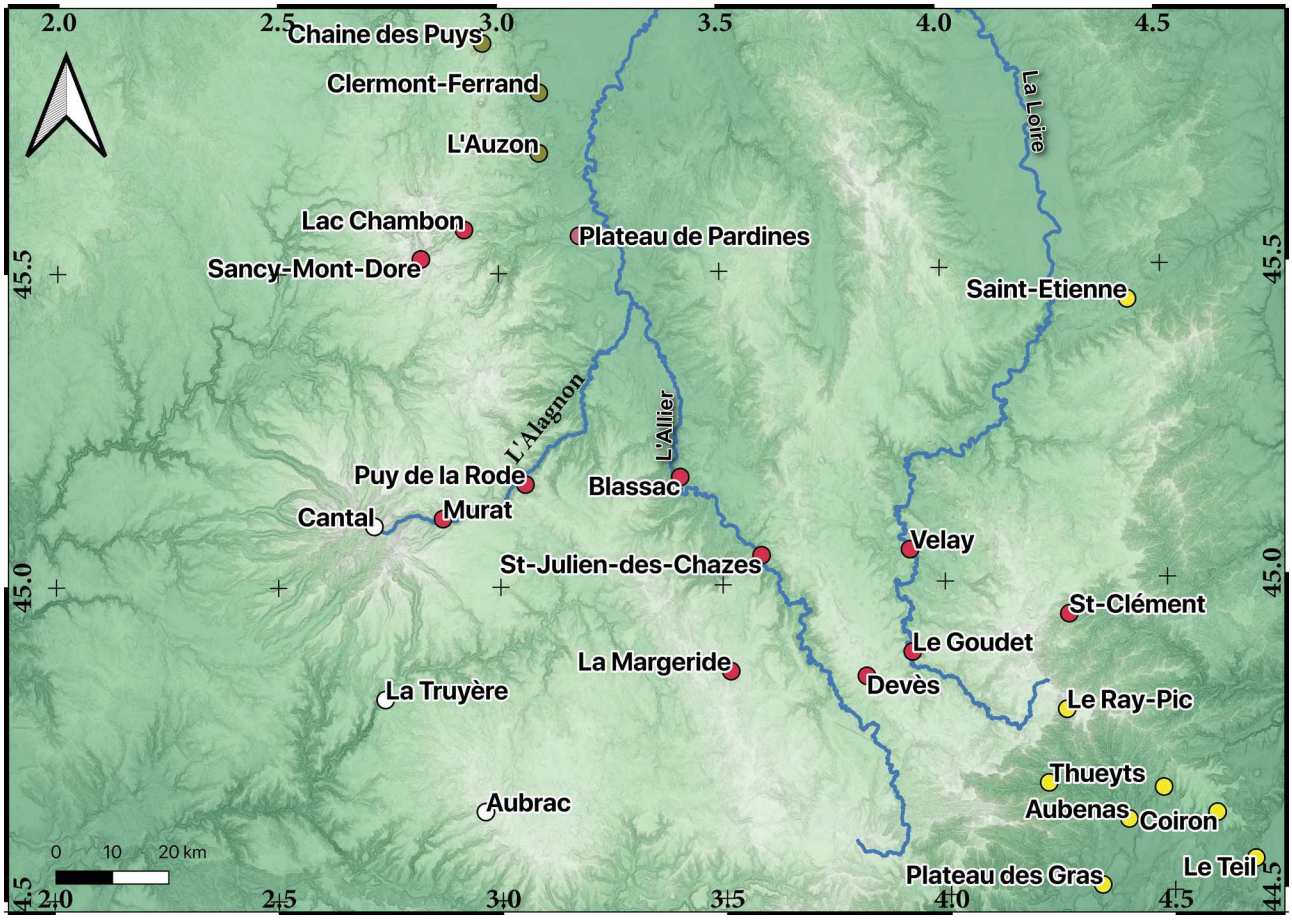



*Figure 3.76 : Carte de localisation des éléments de discussion de l'évolution Plio-Quaternaire de la région centrale du M.C. (Points rouges). Les points jaunes, verts et blancs sont respectivement associés aux régions Est, Nord et Ouest. Fond de carte MNT RGE ALti ® IGN à 75 m (couleur) et pente associée en teinte de gris.*

Drain principal du secteur, la Loire est fortement impactée durant le Plio-Quaternaire par la mise en place de remplissages volcaniques au sein du drain, induisant temporairement des phases de réhaussement du niveau de base, et donc de sédimentation en amont malgré une tendance long terme à l'incision (Define and Poiraud, 2014). L'amont du Bassin-Versant de la Loire serait fortement impacté par une tectonique de bloc, la géométrie des rivières (e.g. cours parallèles de la Loire et du Tauron) serait dès lors en partie sous contrôle tectonique (Define et Berger, 1991). Cette néotectonique invoquée serait également à l'origine du contrôle de l'incision des drains, ne débutant pour la partie amont (Plateau Ardéchois) qu'au Pliocène (e.g. vallée de la Veyrardière, Define, 1992). Les relations géométriques et chronologiques (coulées basaltiques, principalement issues du Devès) font suggérer à Define (1992) une incision saccadée durant le Plio-pléistocène. Localement, l'incision serait même très récente pour Define (1992) puisque, sur la base de relations géométriques, elle considère une absence d'incision antérieurement à 1 Ma pour la Loire au niveau du Goudet (Localisation Fig. 3.71). Pour Nehlig (2012) la Loire serait au contraire à l'équilibre (selon le profil de rivière) puisque les édifices volcaniques s'étant épanchés depuis 3 Ma ne

présentent pas de point d'inflexions net, la Loire aurait été en mesure de retrouver son profil d'équilibre depuis.

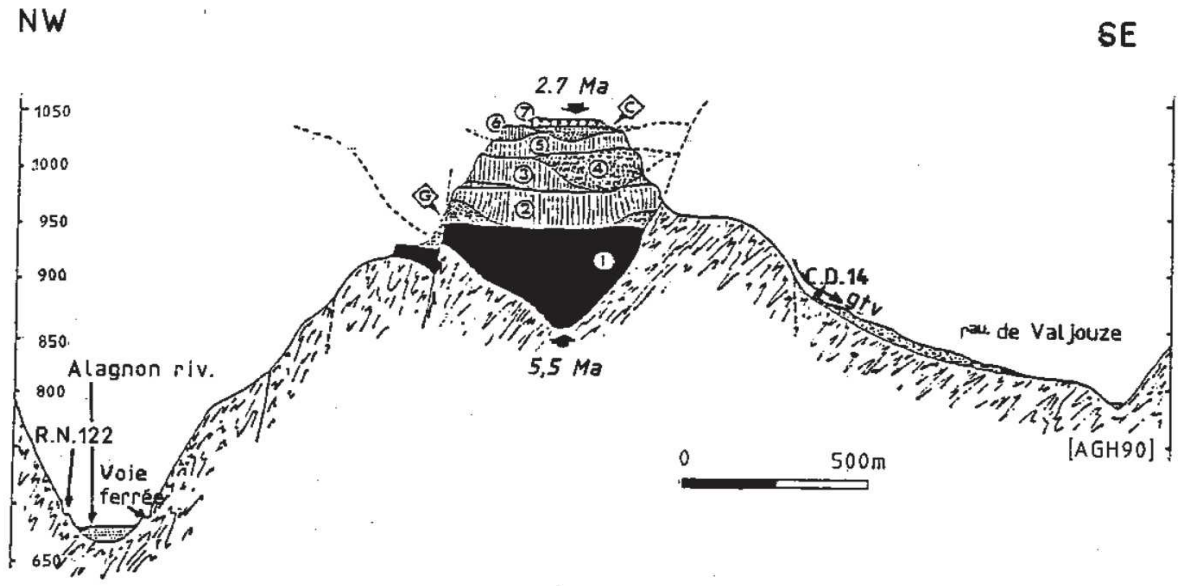



*Figure 3.77: Coupe schématique depuis la vallée de l'Alagnon vers le SE en passant par les structures volcaniques du Puy de la Rode. 1 à 7 : coulées basaltiques, G : sables de la Girarde, C : sables du Couderc, gtv : glissement de terrain de Valjouze. D'après Lageat et de Goër de Hervé, 1991*

La vallée de l'Alagnon (Localisation Fig. 3.75) présente un site majeur dans la quantification de l'incision locale : entre Pont-de-Vernet et Lempdes, la rivière est incisée de 400 m à côté d'un empilement de coulées basaltique ayant scellé la paléo-vallée de l'Alagnon : le Puy de la Rode (Fig. 3.76). Cet empilement de coulées basaltiques se met en place au sein d'une vallée encaissée d'a minima 100 m et existante il y a 5.35 ± 0.15 Ma (âges K-Ar) porté aujourd'hui à + 215 m rnb (Lageat et de Goër de Hervé, 1991). L'empilement de coulées jusqu'à ~ 2.7 Ma (+ 375 m rnb) suggère un faible taux d'incision durant cette époque puisque l'inversion de relief, donc le creusement des vallées actuelles ne commence que postérieurement à 2.68 ± 0.06 Ma. Lageat et de Goër de Hervé (1991) concluent à un taux d'incision local de ~ 140 m $Ma^{-1}$. Cette incision est considérée par ces auteurs comme une réponse à une surrection locale (horst) de Margeride (Localisation Fig. 3.75). Ce taux de 140 m $Ma^{-1}$ ne doit cependant pas être considéré comme représentatif du taux de surrection puisqu'il est amplifié par l'exhaussement du niveau de base lors de la mise en place des édifices volcaniques (épigénie).

Le secteur amont de la vallée de l'Allier, entre St-Arçons et St-Julien-des-Chazes (Localisation Fig. 3.75) présente également un fort taux d'incision épigénique de 170 $m.Ma^{-1}$ (Lageat et de Goër de Herve, 1991). Cette incision, initié il y a 0.6 ± 0.06 Ma a juste eu le temps de

dégager le remplissage basaltique (de ~ 100 m d'épaisseur), puisque la base de la série volcanique, daté de 2.8 ± 0.2 Ma se situe actuellement au niveau de l'Allier (Lageat et de Goër de Herve, 1991 ; Pastre et al., 2007) (Fig. 3.77).

La vallée de l'Allier présente également de nombreux replats alluviaux situés à ~ 30 m au dessus de la rivière dont l'âge est estimé entre 2.15 et 1.7 Ma (Bout ; 1967 ; Lageat et de Goër de Herve, 1991). Ce replat serait issu d'une période de stabilité ayant duré ~ 1 Ma puisque le sommet de l'empilement des basaltes de Greises (datés de 0.83 ± 0.07 Ma), permet de contraindre le début de l'incision finale comme postérieure à la mise en place de cet édifice. Lageat et de Goër de Herve (1991) concluent à un taux d'incision long terme relativement fiable (car mis en place au sein du substratum cristallin) de l'ordre de 50 m $Ma^{-1}$.

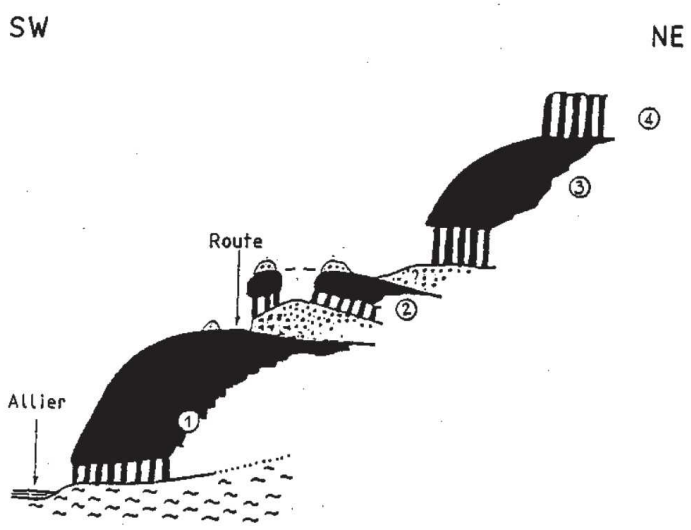



*Figure 3.78: Superposition des basaltes (couches noires) sur la rive droite de l'Allier entre St-Arcons-d'Allier et St-Julien-des-Chazes. D'après Lageat et de Goër de Hervé, 1991*

Cette incision long terme serait possible du fait d'une surrection locale, contrôlée par une tectonique de bloc présentant un mouvement vertical différentiel de 1 à 5 $mm.an^{-1}$ (ces taux sont ceux issus d'une étude de nivellement de Manigault (1985), cité par Lageat et de Goër de Herve, 1991).

Pastre et al., (2007) font une synthèse de plusieurs sites en vue de quantifier les rythmes de l'évolution de la vallée de l'Allier (Fig. 3.78). La coulée de Pardines (âge K-Ar de 4.2 ± 0.3 Ma) perché à 235 m au-dessus du drain témoigne de l'importance du creusement durant le Pliocène. Un minimum de 100 m sont attribués sur les premiers Ma après la mise en place des basaltes (taux d'incision de ~ 100 $m.Ma^{-1}$) reléguant les derniers 135 m (d'incision finie, la valeur d'incision totale étant supérieur du fait des épisodes d'aggradation présentés par Pastre et al. (2007) sur la période 3 – 0 Ma, soit un taux d'incision ~ 45 $m.Ma^{-1}$).

Sans dresser la liste complète des sites permettant de quantifier des taux d'incision de l'Allier (cf : partie 5), son évolution peut être vue à travers la synthèse faite par Pastre et al. (2007) démontrant une incision complexe, saccadée, car fortement influencée par la mise en place de coulées basaltiques en aval (parfois sur plusieurs dizaines de mètres, e.g. 60 m d'épaisseur de la coulée de Blassac, daté de 2.04 ± 0.06 Ma), jouant le rôle de frein à l'incision et pouvant engendrer des phases

d'aggradation conséquentes en amont. Plusieurs de ces phénomènes se sont succédés depuis au moins 3 Ma (Pastre et al., 2007).

L'ordre de grandeur du retard incisif induit par la mise en place de ces barrages volcano-sédimentaire est estimé à ~ 300 ka (Pastre, 2001) à plusieurs endroits le long de l'Allier (e.g. Blassac, Chilhac).

Malgré ces nombreuses complexités locales, ces auteurs proposent une région globalement en surrection durant les derniers 3 Ma, notamment à la faveur d'accidents tectoniques (e.g. comparaison altitudinale entre l'aval à Perrier (480 m NGF) et l'amont à Brassac (460 m NGF, 15 km en amont). Cette différence d'altitude de série sédimentaire considérés comme synchrones étant en effet interprété comme une preuve indiscutable de la néotectonique active de la région, se manifestant notamment par un basculement N-S du secteur.

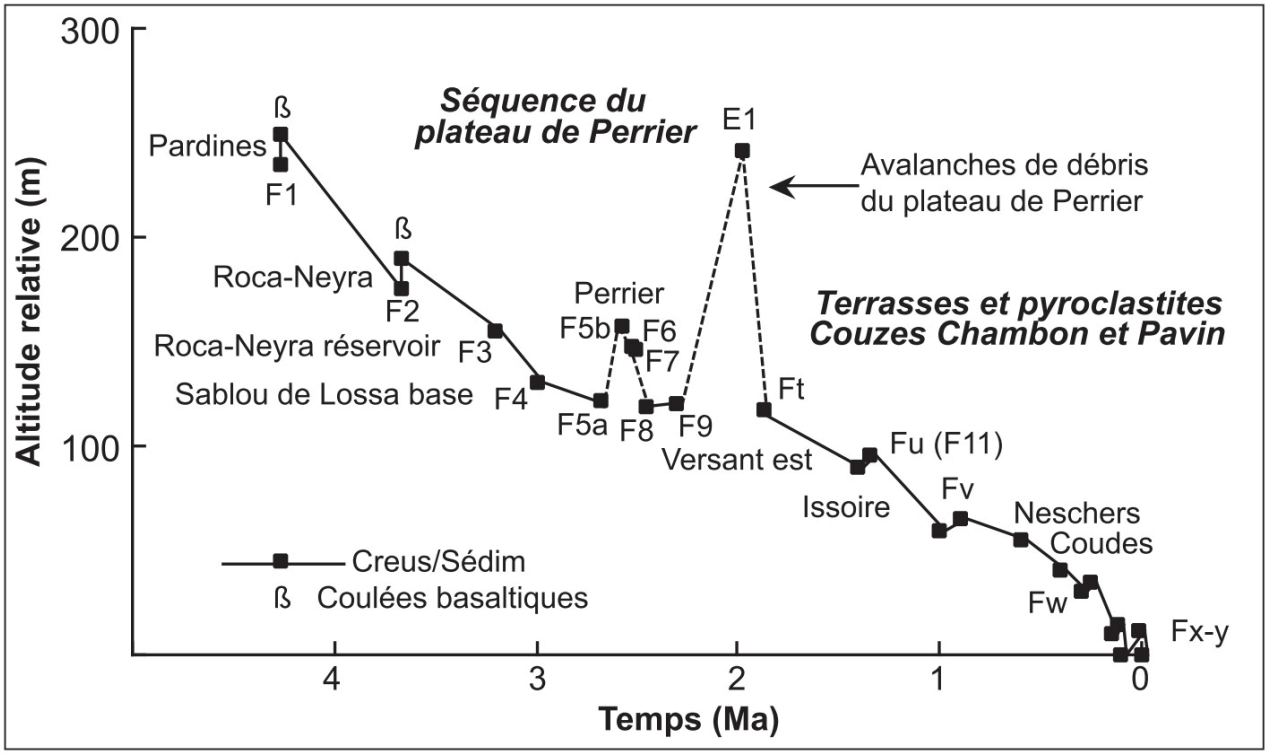



*Figure 3.79: Evolution générale du creusement et de la sédimentation alluviale dans la région des Coupes (zone de confluence des Couzes Pavin et Chambon avec l'Allier). Le Plateau de Perrier est situé Fig. 3.75. D'après Pastre et al., 2007.*

Outre les taux d'incision déduits localement, plusieurs études ont visé à quantifier le taux de dénudation du secteur. Lageat et de Goer de Herve (1991) résume, au premier ordre, les travaux antérieurs comme proposant un taux de dénudation de 20 à 35 $m.Ma^{-1}$ (sur la base de la charge solide des rivières). Ce taux, représentatif d'une période courte serait accentué (d'un facteur ~ 5) par les activités anthropiques.

La dynamique de bloc précédemment exposée serait par exemple marquée par de la déformation cassante (rejet de 35 m de la faille de Maso), décalant les coulées basaltique de l'Aubrac ce qui suggèrerait une déformation conséquente depuis ~ 7 à 5 Ma.

Au niveau du plateau de Perrier (vallée de la Couze Pavin et plateau de Pardines, localisation Figure 3.75) plusieurs séries volcaniques (âges K-Ar de ~ 4.2 à 3.07 Ma) en inversion de relief témoignent de l'existence d'un relief différencié au début du Pliocène (épaisseur des séries volcaniques supérieure à 100 m au sein d'une paléo-vallée) mais également un creusement conséquent depuis au moins 3 Ma (Pastre et al., 2007). Cette inversion montre également une capacité d'incision suffisante pour contre-balancer les barrages induits par ces séries volcaniques (Bout, 1966).

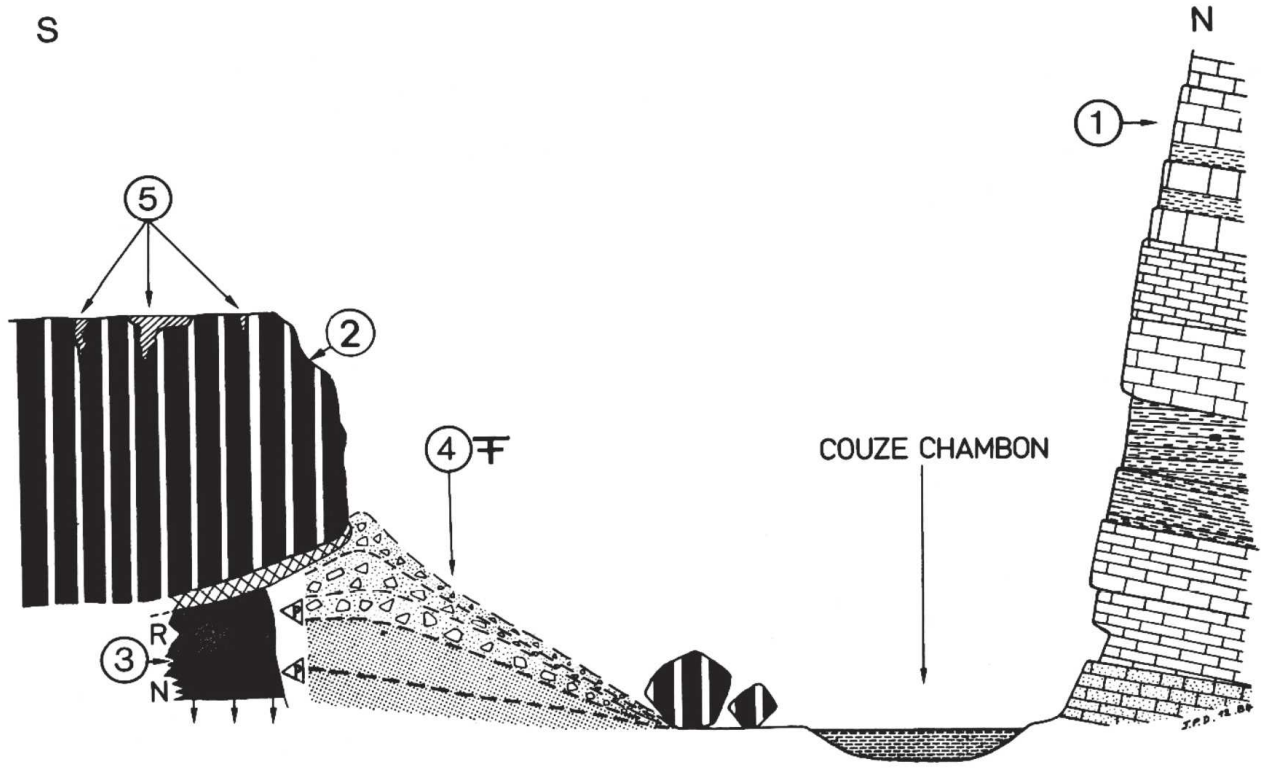



*Figure 3.80 : Coulée du Tartaret à Neschers. Coupe transversale de la vallée montrant la position des différentes unités décrites. 1 Série sédimentaire oligocène 2 : Coulée du Tartaret 3 : Formation sous coulée R : zone rubéfiée; N : zone noire. 4 : Gisement magdalénien, abri-sous-roche. 5 : Découvertes néolithique. D'après Raynal et al., 1985.*

En utilisant une coulée terminale proche du fond actuel sur un drain voisin de la Couze Pavin (la Couze chambon, ~ 4 km au Nord) sur une période plus courte, Raynal et al. (1985) propose un taux d'incision de l'ordre de 1 $m.ka^{-1}$ pour les derniers 30 ka (Fig. 3.80). Ce taux exceptionnellement fort (= 1000 $m.Ma^{-1}$) est de fait impacté par un effet d'épigénétisme et ne saurait être utilisée en tant que

tel pour contraindre l'incision long terme. Néanmoins cela témoigne du temps relativement court nécessaire à rattraper le niveau de base antérieur à la mise en place d'une coulée basaltique.

Les grandes régions volcaniques (e.g. Aubrac, Devès, Velay) ont également été étudiées en vue de contraindre la morphogenèse régionale.

Le Cézallier (Localisation Fig. 3.75) présente un empilement de nombreuses coulées basaltiques et d'édifices phréato-magmatiques mis en place entre 5.4 et 3 Ma (Nehlig et al., 2003).

Le Stratovolcan du Cantal (l'un des deux grands volcans du M.C. avec le massif du Sancy-Mont-Dore, et le plus grand d'Europe) est majoritairement formé au début du Plio-Quaternaire (Les première manifestations se déroulent de 13 à 7 Ma, tandis que le paroxysme, induisant la formation du relief volcanique (Série trachyandésitique) se situe de 8.5 à 7 Ma, Nehlig et al., 2003). Cependant, les grandes surfaces basaltiques (planèze cantalienne) se mettent en places ultérieurement entre 7 et 2 Ma avec une épaisseur atteignant localement plus de 200 m (Nehlig et

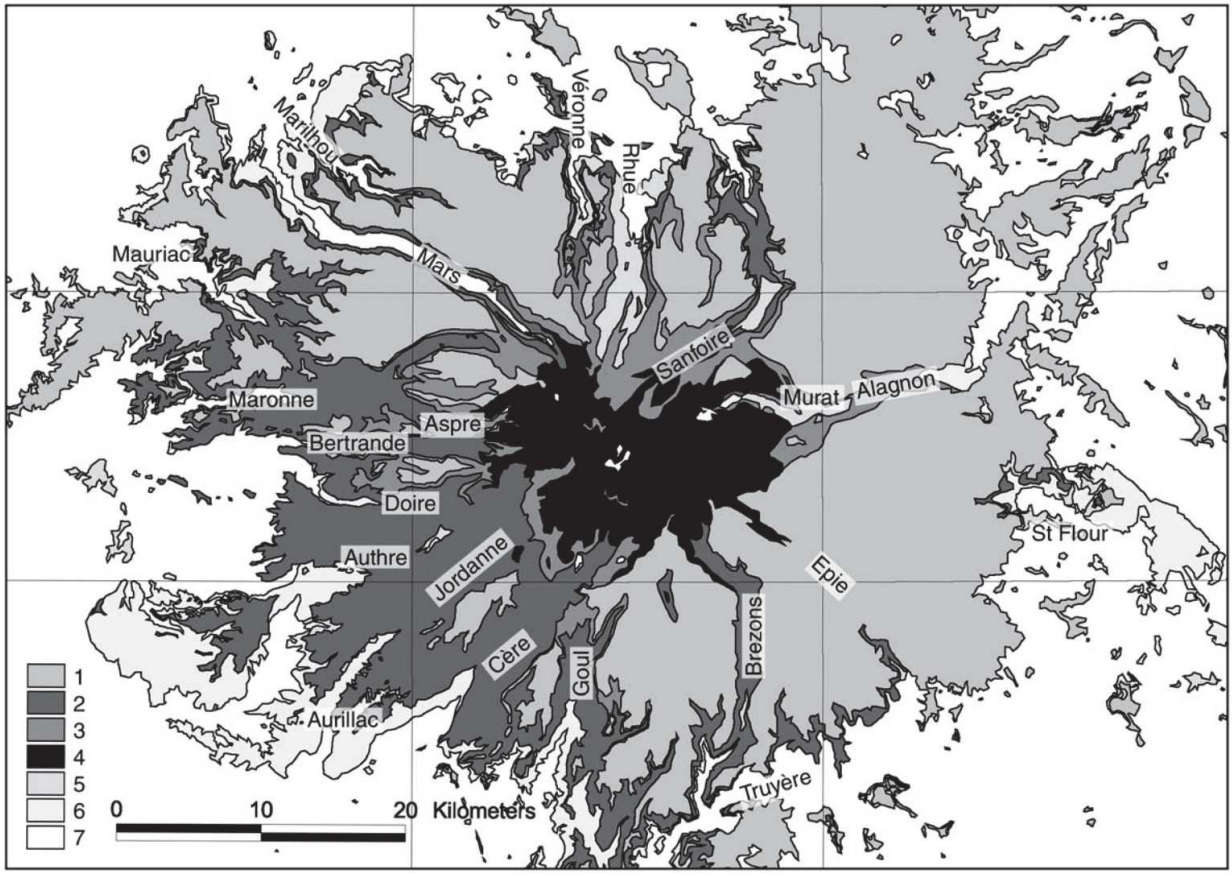



*Figure 3.81: Carte géologique simplifiée du Cantal. 1 : basaltes supracantaliens (7 à 2 Ma) ; 2 : dépôts d'avalanches de débris (~ 7 Ma) ; 3 : dépôts de coulées de débris (~ 7 Ma) ; 4 : coulées et pyroclastites trachyandésitiques et trachytiques (~ 8.5 à 7 Ma) ; 5 : basaltes infracantaliens (~ 13 à 7 Ma) ; 6 : sédiments oligo-miocènes ; 7 : socle hercynien. Le découpage rectangulaire correspond à celui des cartes au 1/50000. D'après Nehlig et al., 2003.*

al., 2003, Fig. 3.81). L'édifice principal aurais subit une évolution complexe avec des périodes de croissance conséquente (paroxysme trachyandésitique entre 8.5 et 7 Ma), formation des planèzes, et des périodes de destructions majeure, par exemple d'importantes avalanches rocheuses et coulées de débris autour de 7 Ma (Nehlig et al., 2003) ou une érosion glaciaire conséquente depuis ~ 2 Ma. Les importantes coulées de débris de ~7 Ma ne sont pas (à l'exception de la vallée de la Haute-Cère) chenalisées, ce qui témoigne de l'incapacité du réseaux de drainage à encaisser de tels flux sédimentaires. Une explication qui me semble plausible est de considérer une faible incision des vallées périphériques.

Antérieurement à la phase d'érosion majeure à la faveur des coulées et avalanches de débris autour de 7 Ma, la paléo-altitude du Cantal est estimé à 3000-4000 m (Nehlig et al., 2003, Fauquette et al., 2020). Pour ces auteurs, il n'y aurait, depuis cette époque pas de changement notable sur l'altitude du volcan.

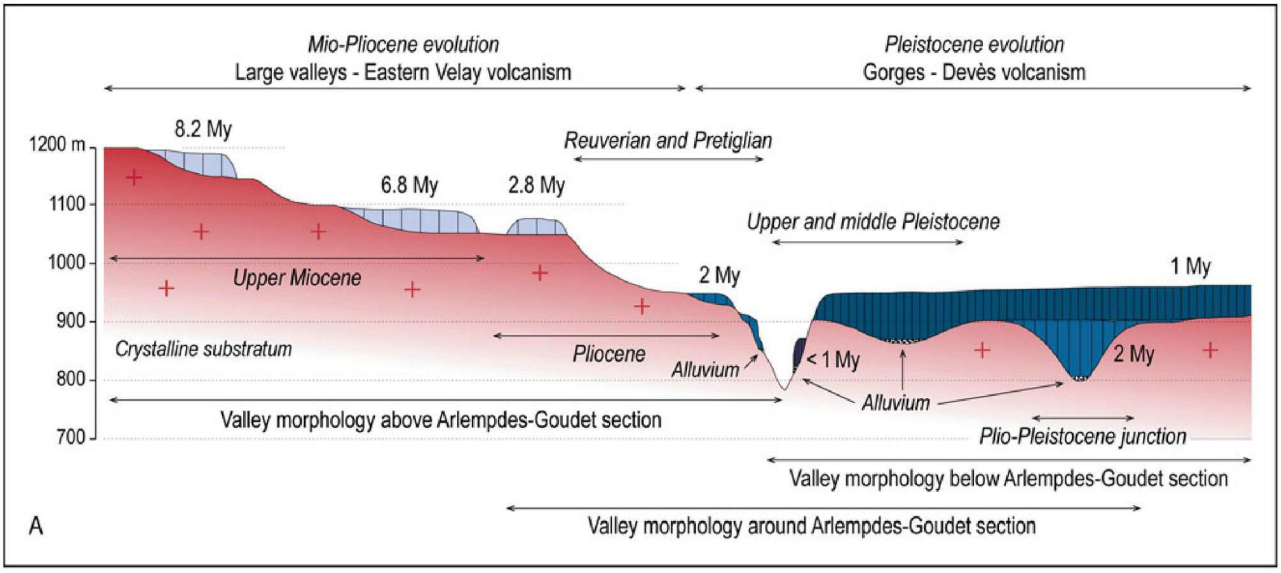



*Figure 3.82: coupe schématique retraçant les grands marqueurs de l'évolution de la vallée de la Loire, de Devès et du Velay. Les séries grises, bleues et noires sont associés à des coulées basaltiques, le substratum en rouge-rose. D'après Defive et Poiraud, 2014.*

Cette vision fixiste de l'évolution altitudinale du Cantal a récemment été remise en cause (Fauquette et al., 2020). A partir d'une étude palynologique, ces auteurs proposent une surrection de la zone de 130 à 350 m entre 5.4 et 3.5 Ma, à partir du site de Murat (localisation Fig. 3.75). La paléo-altitude (déduite d'une paléo-température elle-même déduite de l'assemblage palynologique observé) estimée pour la période 5.4 à 3.5 Ma est de 710 à 930 m NGF (l'altitude actuelles pour les mêmes sites est de ~ 1060 m NGF). A partir de 3.5 Ma, le relief du Cantal, se serait définitivement mise en place (Fauquette et al., 2020) et se raccordent à la seconde période de surrection proposée à

l'échelle régionale par Olivetti et al. (2016). L'origine de cette surrection selon Fauquette et al. (2020) est également mal définie, les propositions allant d'un forçage alpin (sens large), à un impact de la MSC mais le rôle du point chaud ne semble pas être estimé possible (car relayé à une surrection Miocène).

L'Aubrac (mise en place Miocène, 7.5 ± 0.13 Ma) est fortement altéré en comparaison du Devès (mis en place entre ~ 2 et 1 Ma) malgré des modalités de mises en place semblables pour de Goër de Herve et al. (1991). Si les ~ 5 Ma d'écart induisent *a priori* logiquement une altération supérieure de l'Aubrac, cet état serait principalement dû aux conditions climatiques Miocène (Tropicales) favorisant particulièrement l'altération alors que le Devès n'a connu que les cycles glaciaires Quaternaire moins favorable à l'altération (de Goër de Herve et al., 1991 ; Nehlig et al., 2003). Pour Le Griel (1992), les vallées périphériques de l'Aubrac (e.g. Lot et Truyère) se seraient formées principalement entre 7 et 2 Ma à la faveur d'une surrection régionale. Cette estimation temporelle se base sur l'antériorité des édifices de l'Aubrac (situé à au moins 400 m rnb) et sur la postériorité des édifices de l'Escandorgue (cf : partie Sud) vis à vis de la formation des vallées.

L'édifice volcanique du Devès (Localisation Fig. 3.75) est une structure volcanique majeur induite par de nombreuses éruptions durant ~ 3 Ma présentant la succession classique du M.C. : phréato-magmatisme (58 maars), édifice strombolien et coulées basaltiques ; avec deux phases d'activité majeures à 2 et 1 Ma (Nehlig et al., 2003).

L'importance des coulées basaltiques est majeur (~ 850 km²), scellant plusieurs paléo-vallées (Fig. 3.82) et joue un rôle conséquent sur l'évolution des deux drains périphériques : la Loire et l'Allier (Bout, 1967 ; Nehlig et al., 2003 ; Define et Poiraud, 2014). Pour Bout (1967), La zone est en subsidence durant le villafranchien inférieur (3.5 – ~ 2.5 Ma), permettant un enregistrement sédimentaire (sables à mastodonte) localement qui sera par la suite recouvert par les épanchements basaltiques. Le même auteur, propose depuis la fin du Villafranchien (~ 2.5 – 0 Ma) une phase de surrection et associée à une activité tectonique importante, notamment à la faveur de jeux de failles, à l'origine de la structure en blocs du Devès.

Le massif du Sancy-Mont-Dore est plus jeune que le stratovolcan du Cantal puisque, à de rares coulées basaltiques anciennes (15 à 3 Ma), l'ensemble du massif se met en place en deux phases éruptives majeures, de 3 à 1.5 Ma (Mont-Dore) et 1 à 0.2 Ma (Puy de Sancy) (Nehlig et al., 2003). La première phase éruptive est notamment à l'origine des séries du plateau de Perrier, près de 60 km en aval en direction de l'Allier.

Situé en limite du volcan du Sancy-Mont-Dore, le lac Chambon (Localisation Fig. 3.75) ainsi que le lac de Tartaret, ont permis de quantifier les taux d'érosion du secteur sur l'holocène (11.7 – 0 Ma) (Gay and Macaire, 1999). A partir d'un bilan du chimisme des roches du bassin-versants et des sédiments lacustres, ils obtiennent une érosion chimique fortement variable sur l'holocène, allant de ~ 10 à 43 $T.km^2.an^{-1}$ (Pour les périodes 13 à 1 ka BP et 1 ka BP à actuel respectivement). L'utilisation de la charge sédimentaire permet également de produire un taux d'érosion mécanique sur la même période de temps. Cette estimation présente les mêmes variations avec des valeurs moyenne de l'ordre de ~ 130 $T.km^2.an^{-1}$ entre 13 et 1 ka BP puis ~ 200 $T.km^2.an^{-1}$ sur la période de 1 ka BP à l'actuel. La forte augmentation des taux d'érosions tant chimique que mécanique est attribué par les auteurs à l'anthropisation de la région.

L'évolution du bassin du Puy-en-Velay (et de la zone du Velay) présente une importante phase de sédimentation fluvio-lacustre durant le Villafranchien (Bout, 1967) attestée par la mise en place d'éruptions surtseyienne (phréatomagmatique) durant le villafranchien (Nehlig et al., 2003). Ce qui est interprété par Bout (1967) comme associée à une période de subsidence locale tandis que pour Defive et Berger (1991) la région du Velay est en surrection depuis la fin du Miocène (~ 6-5 Ma). L'alluvionnement Villafranchien du bassin du Puy est considéré comme cyclique, à l'instar de la Vallée de l'Allier par Bout (1967) ce qui pourrais être associé, outre une subsidence locale, à des effets de barrage volcaniques.

D'autres auteurs (e.g. Lageat et de Goer de Herve, 1991; Defive, 1992) considèrent un rôle conséquent de la tectonique à la faveur de fort mouvement verticaux très localisé, malgré l'absence de preuve fiable de mouvement de failles. Cette proposition ne me semble pas être solidement étayée d'autant que pour Defive (1992), la région du Velay présente une importante augmentation des dynamiques de surface (présence de relief, capture de bassin versant, etc.) depuis les derniers ~ 5 Ma (Fig. 3.74). L'hétérogénéité apparente des taux d'incision pourrait donc être attribuée à ces variations dans la dynamique de surface plutôt qu'à une tectonique de bloc.

**Climat Plio-quaternaire**

Le Plio-Quaternaire est marqué par d'importantes variations des conditions climatiques et ce faisant des modalités d'évolutions morphologiques. Cette forte variabilité des conditions climatiques est également supposée comme favorisant les processus érosifs (Mauffrey, 2016). Que ce soit sur des arguments locaux (e.g. Ambert, 1989) ou plus globaux (Hodell et al., 1986 ; Mauffrey, 2016), les premières périodes du Pliocène présentent des climats moyens plus chauds

qu'à l'actuel (1 à 4°C, Suc et al., 2018) associés à un niveau eustatique moyen supérieur à l'actuel dont l'estimation faire sur le bassin méditerranéen ne semble cependant pas faire consensus : par exemple, + 10 à 20 m utilisé par Mauffrey, 2016, + ~ 80 m pour Mocochain et al., 2007.

Il me semble important de préciser que les courbes eustatiques fréquemment utilisées, telle que celle de Haq (1988), sont des courbes globales ne pouvant qu'être approximativement applicable à une région donnée. En effet, outre les paramètres locaux tel que les courant marins pouvant impacter de manière significative le niveau marin d'une région (Mauffrey, 2016), de telles courbes (e.g. Miller et al., 2005) sont généralement basés, au moins partiellement, sur une approche isotopique ($\delta^{18}O$). Cette approche repose sur deux hypothèses liant le $\delta^{18}O$ à une paléo-température puis cette paléo-température à un niveau marin.
Selon Mauffrey, 2016, une seule courbe est calibrée pour le golfe du Lion (e.g. correction des mouvements verticaux de la côte) mais ne remonte que sur 180 ka.

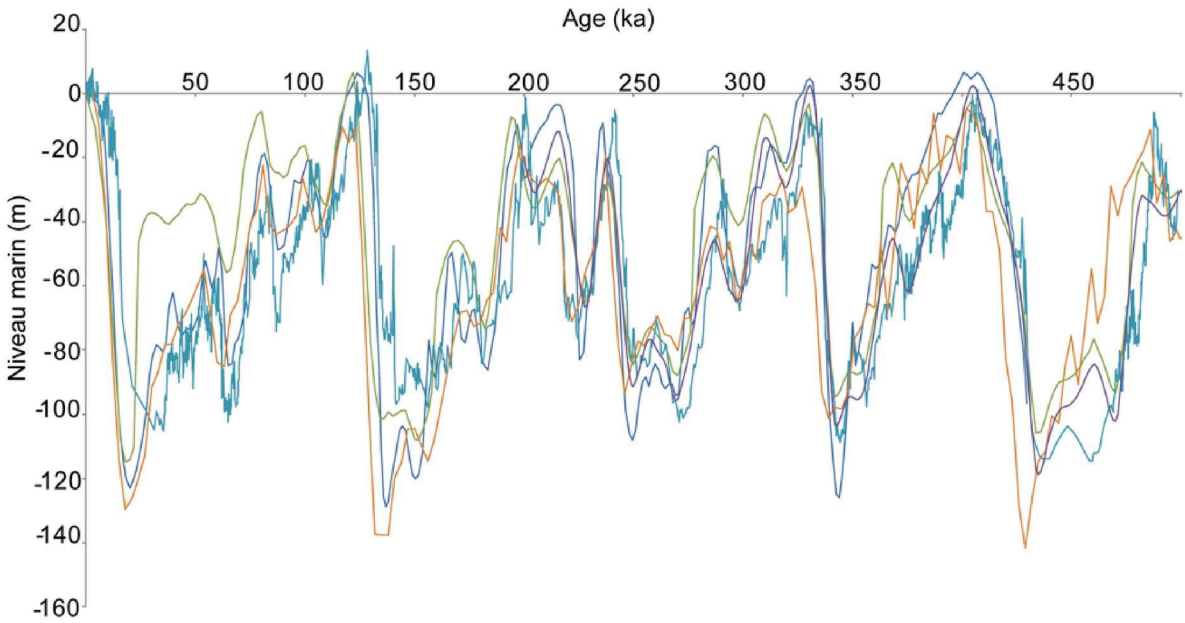



*Figure 3.83 : Courbe de variation eustatique sur les derniers 500 ka pour le Golfe du Lion. La courbe bleu foncée est d'après Waelbroeck et al. (2002). La courbe verte est d'après Skene et al. (1998). La courbe bleu est d'après Rohling et al. (2009). La courbe orange est d'après Shakun et al. (2014). Chaque courbe se base sur des régions et approches légèrement différentes ce qui peut entrainer des variations notables (e.g. 30 m de différence pour la chute maximale associée au dernier maximum glaciaire (LGM), ce même LGM étant déphasé de plusieurs ka au maximum. D'après Maufrey, 2016.*

La période de ~ 2 Ma à 1 Ma est également affectée par une cyclicité de période ~ 40 ka du climat, correspondant aux premières manifestations majeures des cycles glaciaires. Lors des périodes froides de ces cycles, la chute du niveau eustatique est estimée à environ - 40 m (Badhani

et al., 2020). Autour de 1 Ma l'amplitude des cycles glaciaires s'est accentuée pour passer à ~ 100 ka (Guennoc et Lenôtre, 2010 ; Maufrey, 2016 ; Suc et al., 2019) avec des chutes eustatiques associées de l'orde de 100 m (Badhani et al., 2020).

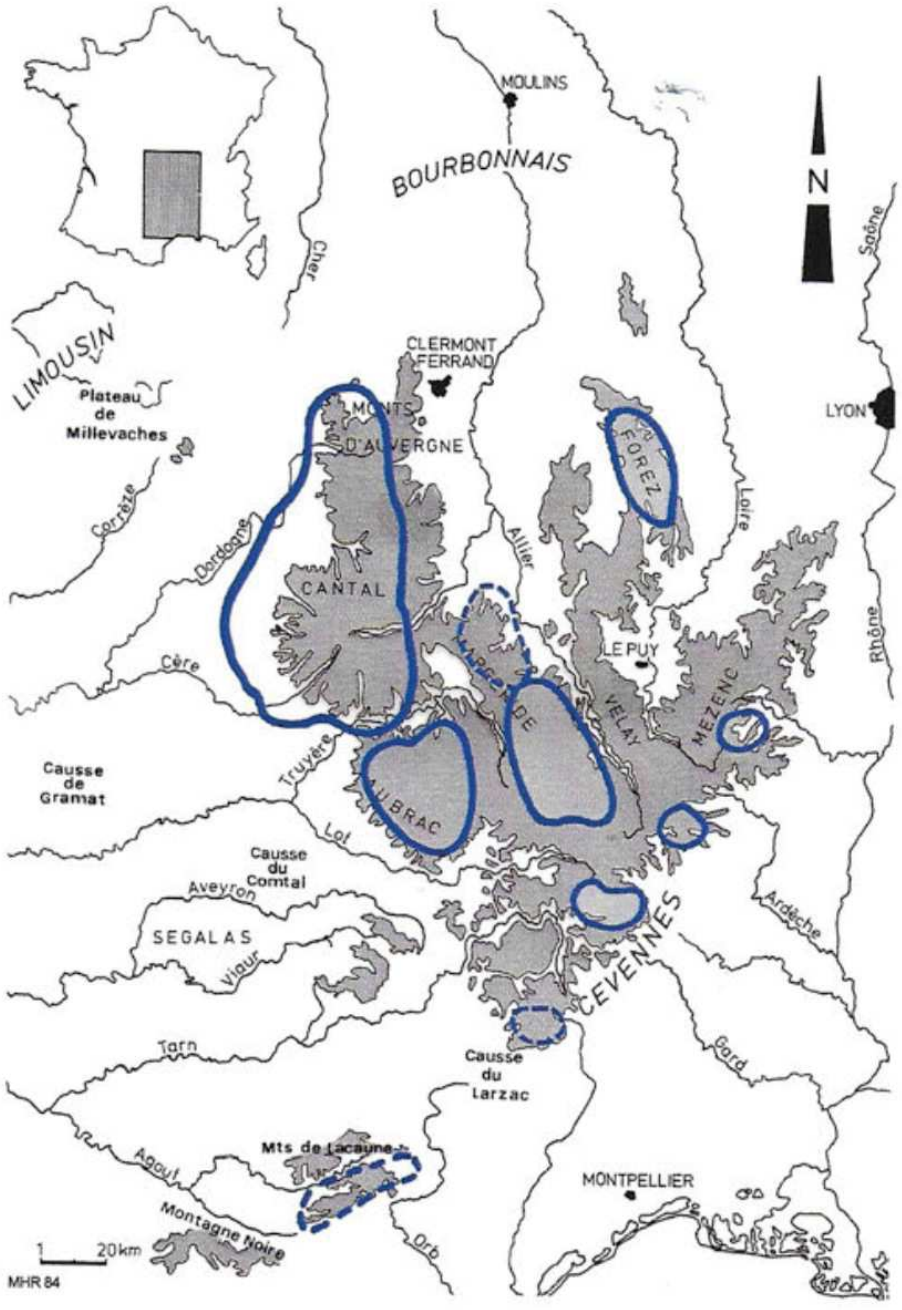



*Figure 3.84 : Les Massifs englacés et à fort enneigement du Massif central au Quaternaire (d'après Veyret, 1981 et Raynal et Douglas, 1984). Les zones délimités par les tiretés sont des zones présentant de forte probabilité d'englacement mais pas de marqueurs robuste. D'après Define et al., 2019.*

Ces derniers (Suc et al., 2018 ; Suc et al., 2019) présentent quatre grandes périodes climatiques dans la région Ouest-Méditéranéenne durant le Plio-Quaternaire (Fig. 3.46). De 5.3 à 3.4 Ma, les

conditions sont proches de celles du Miocène, a savoir un climat chaud (température moyenne de +1 à + 4°C relativement à l'actuel) et sec à faible signal saisonnier. A 3.4 Ma, les conditions évoluent vers le climat méditerranéen typique (fort signal saisonnier) puis, depuis 2.6 Ma, les cycles glaciaires se mettent en placent est sont pleinement exprimés. Ces cycles glaciaires sont clairement identifiables sur les courbes du niveau marin (Fig. 3.83). Sur ces périodes, le niveau eustatique étant surtout associé à l'englacement des continents, on note une asymétrie notable dans l'évolution du climat sur les cycles glaciaires : refroidissement relativement lent et réchauffement rapide.

Durant la dernière période glaciaire (s'étendant de ~ 115 à 12 ka), le LGM (*Last Glacial Maximum*, le dernier maximum glaciaire) a entrainé une chute des températures moyenne de ~10°C (Vasseur et al., 1982) et une chute eustatique de l'ordre de 120 m (Guennoc et Lenôtre, 2010) pour l'Europe de l'Ouest autour de 23 ± 3 ka. La déglaciation de l'Ouest Européen serait achevée à 20 ± 3 ka (Glasser et al., 2012) et une fin des conditions glaciaires autour de 10 ka (Vasseur et al., 1982). Localement, le rôle des glaciations est majeur sur la signature géomorphologique (Defive et al., 2019). Bien que restreintes aux zones les plus élevées du M.C. les zones englacées (Fig. 3.84) sont suspectées de remobiliser de manière conséquente les altérites des hautes surfaces (Defive et al., 2019) ce qui aurait pour conséquence une augmentation forte de la charge sédimentaire pendant le tardi-glaciaire en aval, engendrant possiblement des cycles cours d'aggradation puis de ré-incision marquée.

Depuis le dernier maximum glaciaire, le climat est sensiblement le même qu'à l'actuel avec des variations relatives de faible intensité (petit-âge glaciaire, oscillation climatique Nord-Atlantique à 10 ans, etc.). La présence de ces variations climatiques à haute fréquence temporelle est attestée sur la zone durant la fin du quaternaire (Raynal et al., 1985 ; Raynal et al., 2003 ; Maufery, 2016) mais leur impact sur les taux des processus de surface reste à quantifier (Raynal et al., 1985). A titre d'exemple, la zone des Limagnes présente, durant l'Holocène (10 ka à l'actuel) d'importantes zones marécageuses dont l'étendue est fortement variable (Raynal et al., 2003) ce qui induit *a priori* des variations locales des conditions physico-chimiques et donc des processus de pédogenèse ou d'érosion.

**Points importants**

Résumer l'évolution plio-quaternaire du M.C. tel qu'apparent dans la littérature revient à ré-utiliser les deux grandes « écoles » présentées dans la partie 3.9 (Miocène). Puisque deux modèles semblent s'opposer : soit une évolution lente (voir nulle) des paysages durant le Plio-Quaternaire,

les mouvements verticaux, et la déformation en général sont également faibles, c'est « l'école Méditérannéenne » puisque la majorité des sites étayant cette vision sont situés dans les zones des Grands-Causses, Garrigues-Plaines-Cotières et Vivarais-Cévennes. Les arguments de ce modèle sont précisés dans la partie 3.9.

La seconde « école », atlantique, repose sur des observations effectuées principalement au niveau de la zone des Limagnes, du plateau central ou de l'axe volcanique central. Cette école propose une incision active, récente des cours d'eau comme en témoigne les nombreuses inversions de reliefs observées. Cette incision serait permise par la surrection du M.C. durant le Plio-Quaternaire.

Enfin, il est également possible de proposer un diachronisme des processus de surface (i.e. incision ancienne au sud, récente au centre et au nord). Si ce modèle « intermédiaire » (Fig. 3.85) satisfait à expliquer les différentes propositions sur les taux d'incisions, il ne présente pas d'explication de l'origine de ce déphasage, qui pourrait être associé à une surrection déphasé entre le Nord et le Sud du M.C, relativement plus précoce au Sud (et actuellement stoppée dans cette région).

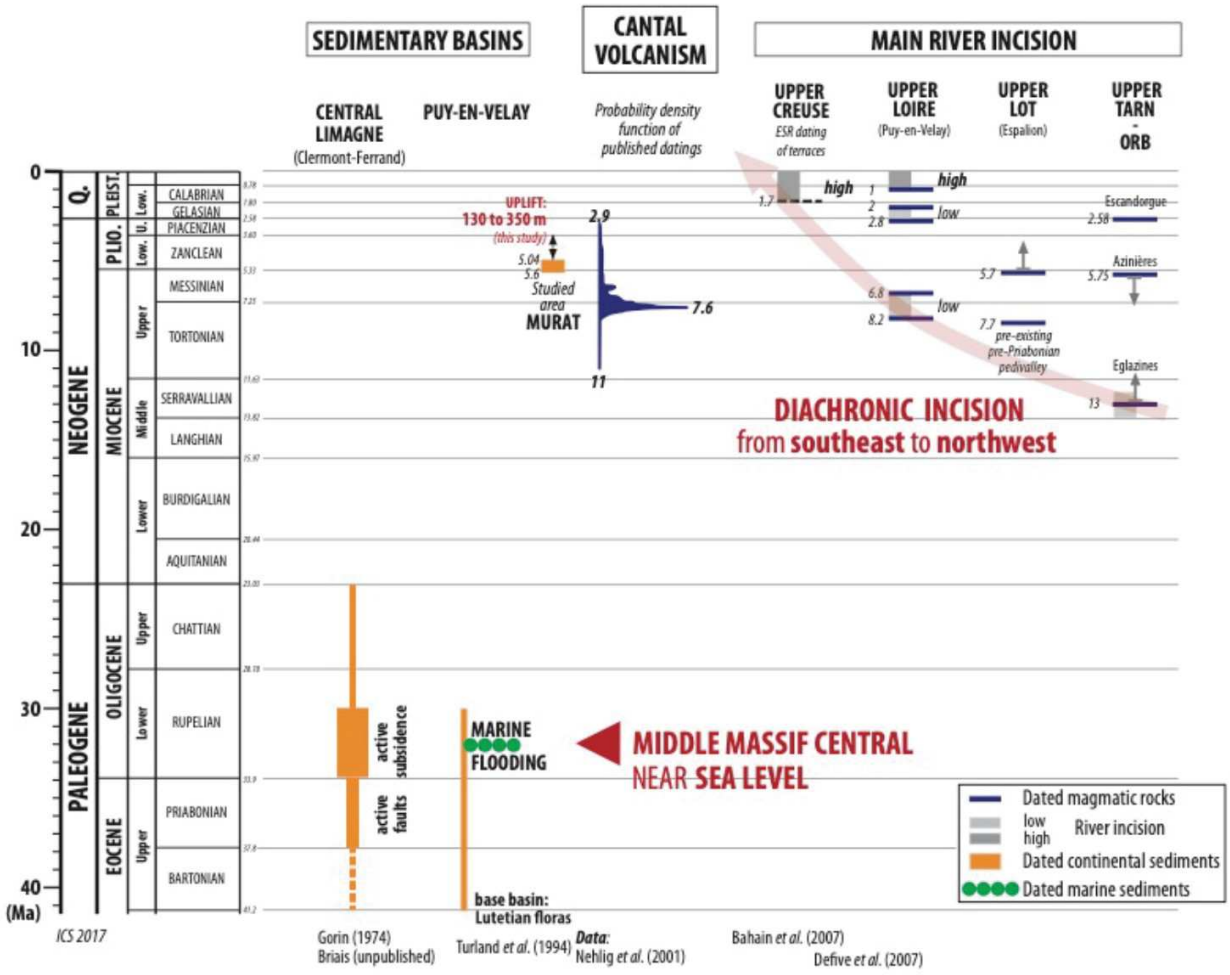



*Figure 3.85 : synthèse des éléments de compréhension de la mise en place de la topographie du Massif central. On note la présentation d'une incision diachronique entre les zones Sud et Nord du M.C. bien que cette relation soit contrôlée principalement par l'argument d'Eglazines et par les terrasses distances de la Creuse. D'après Fauquette et al., 2020.*

# III.3. Synthèse géologique et modèles d'évolutions

## III.3.1. Résumé de l'histoire géologique

Cette partie vise à résumer les grandes étapes de l'histoire géologique du M.C. présentées précédemment (Fig. 3.86). Le lecteur est renvoyé aux différentes parties antérieures pour avoir plus de détails et connaitre les références associées à chaque étapes.

Il y a ~ 400-300 Ma, la convergence finale d'un cycle de Wilson aboutit à la formation d'une importante chaine de montagnes : l'orogenèse Varisque. C'est à cette époque que se mettent en place les roches cristallophylliennes formant aujourd'hui le socle de l'Europe de l'Ouest, roches qui affleurent largement au niveau du M.C.

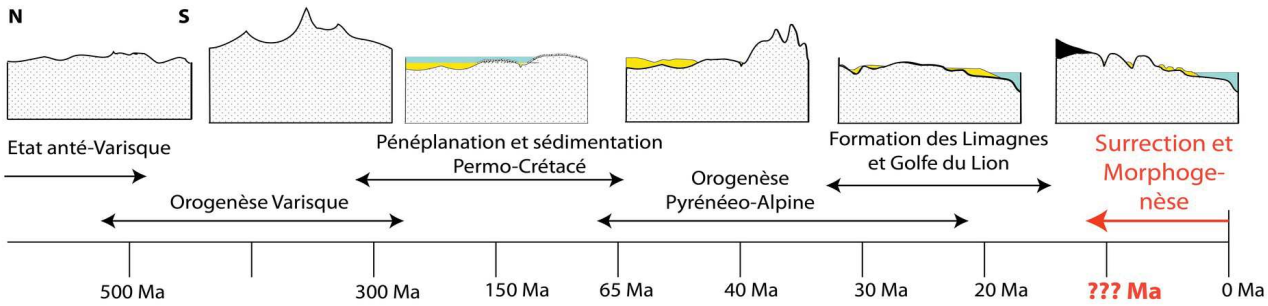



*Figure 3.86: Schéma résumant les grandes étapes de l'évolution géologique du Massif-Central. Il s'agit d'une vision simplifiée de la topographie du M.C. sur un axes « Nord-Sud ». Les roches du socle sont en gris clair tandis que les dépôts sédimentaires et les formations volcaniques sont en jaune et en noir respectivement. La mer méditerranée est représentée en bleu.*

S'ensuit une période d'érosion, aboutissant autour de ~ 200 Ma à une région entièrement pénéplanée. Cette période est associée au démarrage de dépôts sédimentaires qui perdureront jusqu'au Cénozoïque (65 Ma). Localisées au niveau d'une marge passive (marge thétysienne), les roches issues de cette période de sédimentation, a forte composante marine forment actuellement les plateaux périphériques du M.C. (e.g. Causses, Quercy). Ces dépôts, souvent carbonatés ont un intérêt majeur sur la morphologie régionale puisque les karsts actuellement visibles s'y mettent généralement en place.

Au tournant du Cénozoïque (65 Ma), le contexte géodynamique régional change pour passer à un contexte globalement en convergence (convergence Europe-Afrique). Deux évènements compressifs majeurs impactent de manière conséquente les terrains sur le pourtour du M.C. Premièrement la formation de la chaine pyrénéenne (~ 40 Ma) conduisant à la formation de reliefs conséquents, probablement supérieurs à 3 000 m et s'étendant depuis l'actuel pays basque à l'Ouest, jusqu'à la Provence à l'Est. Le bassin versant méditerranéen n'existait donc pas à cette époque. De manière sub-synchrone, à l'Est, se déroule l'orogenèse alpine (30 Ma) aboutissant à la formation progressive de la chaine des Alpes actuelles. La formation des Pyrénées étant liée à une zone de subduction à vergence Nord, celle-ci va induire, lors de son recul une dynamique extensive sur la plaque Européenne (arrière-arc) aboutissant autour de 20 Ma à la rupture de la chaine et à la rotation anti-horaire d'un bloc continental : le bloc corso-sarde. Cette période d'extension majeure aboutit à la mise en place de la marge passive cévenole (donc à la création du bassin versant méditerranéen).

La période ultérieure (depuis ~ 20 Ma) est tout d'abord marquée par une très forte activité volcanique avec, par exemple la formation du Cantal, de l'Aubrac ou encore de l'ensemble Mont-Dore-Sancy. Un autre fait indiscutable est la présence d'une topographie actuelle importante (pour un domaine intraplaque) avec affleurement des roches du socle, dont la surrection est attribuée à cette période. Enfin, la mise en place d'un point chaud à l'aplomb du M.C. est également proposée durant cette période. Cependant, le détail de l'évolution sur ces 20 derniers millions d'années ne fait pas consensus, les différents modèles étant en désaccord sur l'aspect temporel des différentes étapes (mise en place du point chaud, formation des paysages, etc.) et leurs liens de causalité. Deux grands modèles sont classiquement proposés dans la littérature afin d'expliquer l'origine de la topographie du M.C. :

Le premier modèle suppose une surrection importante de l'ensemble du M.C. autour de 13Ma, et une mise en place des paysages actuels à cette période (entre 13 et 10 Ma). L'évolution postérieure à 10 Ma serait alors au premier ordre négligeable. Ce modèle repose principalement sur la date supposée d'arrivée du point-chaud sous le M.C. en lien avec une augmentation de l'activité volcanique autour de 10 Ma ainsi que des observations sédimentaires, karstologiques et morphologiques principalement sur les zones Sud et Est.

Le second modèle propose une surrection récente voir actuelle du M.C. avec une évolution des paysages de fait sub-actuelle (notamment au cours des derniers 2 Ma). Dans ce modèle « récent » l'augmentation de l'activité volcanique autour de 5 Ma est également associée à la mise en place du

point chaud et, ici aussi, avancée comme contrainte sur l'âge de la surrection en conjonction avec des arguments morpho-sédimentaires présents surtout au niveau des régions Nord et Ouest du M.C.

Ces deux modèles sont principalement en désaccord sur l'âge de la surrection, donc de la topographie et des paysages du M.C. La différence de ~ 5 Ma (soit un âge allant du simple au double) et la question de l'activité actuelle de la surrection sont importantes en vue de pouvoir contraindre le/les processus sous-jacents à cette déformation.

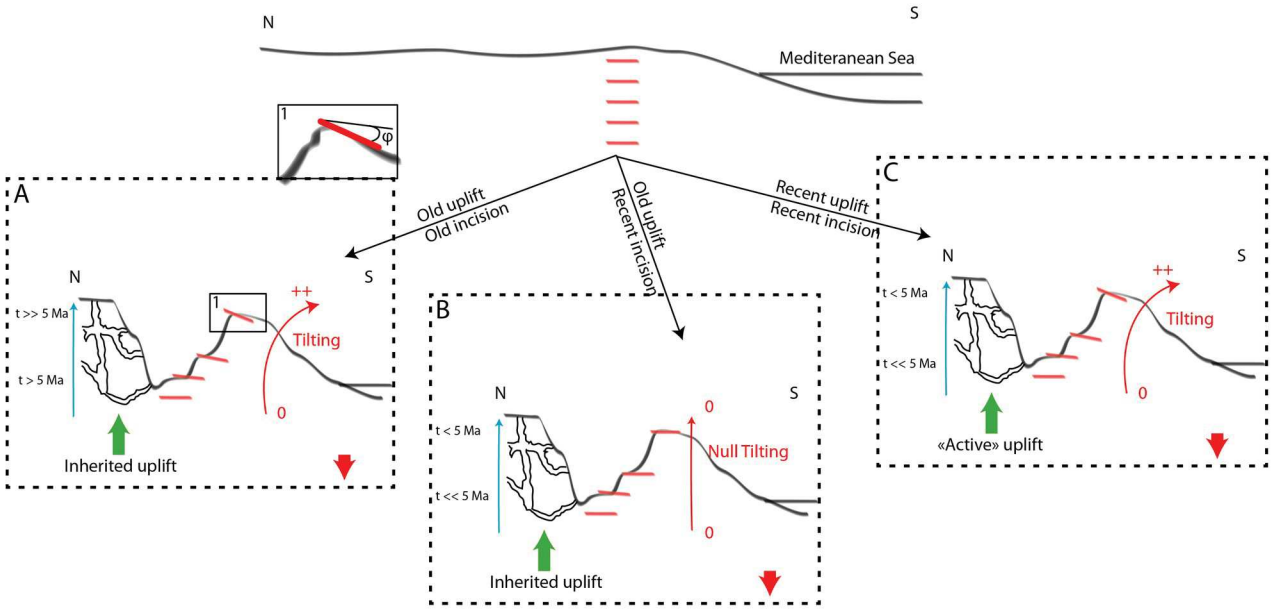



*Figure 3.87: Schéma conceptuel de l'évolution du paysage pour la marge cévenol (et extrapolable aux morphologies du Massif-Central). Le schéma supérieur présente l'état régional ante-surrection (~ 20 Ma). Chaque sous-schéma représente un chemin morpho-dynamique possible aboutissant à la morphologie actuelle. A : surrection et incision ancienne (~ 15-10 Ma). B : ancienne surrection (~ 15-10 Ma) mais incision récente/active (~ 5-0 Ma). C : surrection et incision récente/active (~ 5-0 Ma). Les flèches bleues et les âges associés indiquent les gammes âges d'enfouissement attendus des remplissages dans les réseaux karstiques ou de la mise en place de terrasses alluviales emboitée (cf : partie 5). Les niveaux rouges représentent des marqueurs géomorphologiques passifs fossilisés lors de leur arrivée en surface (e.g. Terrasses d'abrasion fluviales) et accumulant (ou non) depuis lors, les surrections différentielles (augmentation de l'angle φ au cours du temps ;). D'après Malcles et al., 2020.*

Contraindre de manière fiable les processus de surface est un enjeu majeur pour pouvoir mieux cerner l'âge de la surrection du M.C., mieux comprendre les processus à l'origine de cette surrection, et à la compréhension de la dynamique des déformations. Ce travail de thèse a donc eu pour objectif d'apporter des contraintes temporelles pour modéliser la morphogenèse du M.C. sur les derniers 5Ma. En reprenant le cadre temporel des modèles de la littérature : « modèle récent » (topographie récente/active) ou « modèle ancien » (topographie hérité de 10 Ma), il est possible de

proposer trois modèles conceptuels pouvant être testés par une approche couplant morphométrie et géochronologie (parties 4 et 5) : une surrection ancienne avec une incision également ancienne (Fig. 3.87.A), une surrection ancienne mais une incision récente (Fig.3.87.B) et enfin, une surrection récente/active avec une incision synchrone (Fig. 3.87.C). Le terme incision est ici entendu comme création de relief local, seul élément quantifiable, mais contient implicitement l'ensemble de la morphogenèse en lien avec les processus d'érosions.

## III.3.2. Limites générales des modèles antérieurs:

Certaines limites spécifiques aux études antérieures ont été présentées au sein des parties précédentes. Ce paragraphe a pour but de les rappeler. Dans mon travail de thèse, j'ai essayé de m'affranchir de ces limites (voir parties 4, 5 et 6). Si certaines de ces limites sont intrinsèques à la méthode employée (e.g. relation géométriques ne permettant qu'une chronologie relative), d'autres sont inhérentes à la date de publication (par exemple, certaines datations absolues ou le travail à partir d'un MNT à grande échelle n'étant simplement pas possible il y a ~ 30 ans), et enfin d'autres sont liées au choix (arbitraire) entre analyse précise et détaillée sur quelques sites d'études, et une étude de premier ordre à l'échelle régionale.

Premièrement, de nombreuses études se basent sur des approches de datation relatives, ainsi que sur une attribution d'âge associée à une époque ou à un étage géologique (e.g. une surrection Miocène : entre 23 et 5.3 Ma) et non pas à un âge absolu (e.g. 13 ± 1 Ma). Cette limite fondamentale, liée à une approche morpho-sédimentaire simple (sans l'appui de datations absolues) n'est pas impactant, au premier ordre, pour ce qui est de contraindre des périodes anciennes au vu des nombreuses autres incertitudes (par exemple, ± 20 Ma d'incertitude pour un évènement Varisque à 350 Ma ne présentent qu'une incertitude relative de quelques %) mais devient critique pour les périodes récentes comme exposé par Guisti (2008) ou Olivetti et al. (2020). Par exemple, Guisti (2008), reprend les diverses propositions d'âges faites antérieurement pour le même objet morphologiques au niveau de la montagne noire et montre qu'ils ont été associés à des périodes allant de l'Oligocène (~ 34-23 Ma) jusqu'au Quaternaire (~ 3-0 Ma) et ce, sur les même arguments. En reprenant l'incertitude de 20 Ma utilisé précédemment et en la plaçant sur des périodes récentes (~ Cénozoïque supérieur), il en découle qu'aucun modèle fiable n'est en fait acceptable, l'évènement en question se déroulerait entre 40 Ma et le présent. Cette différence relative, critique

dans l'âge d'un phénomène, se répercute de fait sur les possibles explications mécaniques (e.g. taux de déformation et rhéologie).

Deuxièmement, l'aspect physico-chimique des phénomènes proposés est bien souvent mal, sinon, pas contraint (e.g. cinématique de dissolution des plateaux karstiques). Cet aspect est à associer avec la limite précédente puisque, si les conditions physico-chimiques sont stables dans le temps, ce qui semble être le cas au premier ordre pour le M.C. durant le Plio-Quaternaire (climat et topographie « stable »), alors il est nécessaire de prendre en compte les vitesses de ces processus sur leur capacité de destruction, ou de modification, des formes du paysage. C'est par exemple le cas de "l'immunité karstique", fréquemment invoquée comme explication à une préservation dans le temps long de modelés de surface (e.g. Calvet et Lemartinel, 2003) qui à mon sens n'intègre pas ou très peu les dynamiques de surfaces (par exemple, un taux de dénudation, local, de la surface du Larzac central estimée à 10 $m.Ma^{-1}$ (Ambert, 1982b ; Demangeot, 1987, cité par Bruxelles, 2001), impliquant une évolution de cette surface sur une épaisseur de ~ 100 m depuis le Miocène moyen et de fait, une non préservation "en l'état" de a morphologie).

Cette limite est souvent notable vis à vis de domaine scientifiques "éloignés" les uns des autres. Les approches naturalistes et morphologiques exposent souvent des arguments approximatifs vis à vis des processus géodynamiques et rhéologiques avec, par exemple, de nombreuses proposition de "tectonique de blocs" localisant des mouvements différentiels pluri-hectométriques voir kilométriques, sur des périodes courte et récentes (e.g. Corbel, 1954 ; Guisti, 2008) malgré la faible, sinon l'absence, de preuve de tels mouvements de failles. Ou par exemple encore, un lien direct fait entre surrection et étagement de terrasses alluviales (Westaway, 2004) pour contraindre des taux de surrection sur des modèles numériques. Ce lien direct n'étant *a priori* valide que dans le cas d'un système à l'équilibre dynamique, état rarement atteint (Demoulin et al., 2017).

Troisièmement, de nombreux travaux se focalisent sur quelques sites d'études ponctuels ou une région restreinte, puis généralisent ensuite à l'échelle régionale. C'est par exemple le cas de l'âge de surrection des Grands-Causses (e.g. Ambert, 1989) contraint par trois sites Eglazine, Azinière et Bernasso (n'étant pas à mon avis déterminant sur la question, cf : partie Miocène) et déduisant une surrection du Massif-Central. La même limite est souvent présente d'un point de vu temporel, dans lesquelles sont extrapolés des données d'âges à des périodes largement supérieures à leur fenêtre d'application (e.g. datation U/Th applicable sur ~ 0.5 Ma mais utilisé pour "valider" une morphologie vieille de ~ 10 Ma dans le cas de Rhis et al., 1999 ou Séranne et al., 2002).

Finalement, plusieurs études ont tendances à appliquer un modèle, et intégrent de nouvelles observations qui semble renforçer l'aspect consensuel de celui-ci, sans pour autant apporter des

contraintes supplémentaires pour le confirmer. C'est par exemple le cas de l'âge de la surrection du M.C., souvent attribuée au Miocène (e.g. Olivetti et al., 2020) vis à vis des travaux antérieurs (e.g. Séranne et al., 2002). Ce modèle devient donc « valide » autant par les arguments présentés initialement que par sa popularité postérieure.

En résumé, l'objectif visé étant de mieux appréhender la dynamique du M.C., il me semble important de garder à l'esprit la nécessité d'avoir une couverture régionale la plus homogène possible (afin de limiter le risque de ne regarder qu'un phénomène local) en vue de contraindre de manière quantitative l'évolution de la région. Les schémas explicatifs doivent être physiquement crédibles, les plus simples possible (principe de parcimonie) et être testables, et réfutables (au sens épistémologique).

# III. 4. Etat géophysique et climatique actuel

Les sections précédentes visaient à resituer le massif-Central dans un cadre temporel, à décrire sont évolution et à présenter les modèles actuels visant à expliquer cette évolution. Néanmoins, une simple lecture chronologique n'est pas suffisante pour étudier la dynamique actuelle d'une région. Outre les considérations topographiques et climatiques, il est nécessaire de dresser un état des lieux des paramètres physiques connus actuellement tel que l'état thermique ou rhéologique. Cet état des lieux peut servir de manière qualitative, dans une réflexion conceptuelle sur les processus d'évolution (cf : parties 4 et 5) ou, mieux, de manière quantitative via son intégration dans des lois physiques et une approche de modélisation. C'est l'objet de cette partie, présentant les grandes lignes de l'état actuel du M.C. obtenues à l'aide des outils géophysiques. Une partie concernant les conditions climatiques actuelles est également développée.

## III.4.1. Structure crustale

Il n'est pas possible ici de décrire en détails la structure crustale du M.C. tant la complexité est grande localement (e.g. failles, plis, plutons granitiques, etc.). En revanche, un schéma de premier ordre peut-être proposé. Grad et al. (2008) proposent une estimation de la profondeur du Moho (relatif au niveau marin, non à la topographie), sur une synthèse des données sismologiques, sismiques et gravimétriques. Au premier ordre, sa profondeur semble constante autour de 30 km sur l'ensemble du massif-central (Fig. 3.88). L'incertitude annoncée est de l'ordre de 3 km pour les bassins périphériques et de l'ordre de 7 km pour le centre du Massif-Central. Cette valeur est retrouvée, avec une précision sur la structure crustale par Artemieva and Thybo (2013 ; Fig. 3.88), à partir d'une synthèse de données sismiques et sismologiques. Il est important de noter que cette valeur moyenne de 30 km n'est pas représentative des variations latérales potentielles liée à des structures d'échelle kilométrique à déca-kilométrique (Grad et al., 2008) tel que par exemple au niveau des Limagnes.

Néanmoins, elle permet d'avoir une première approximation de la structure crustale régionale et permet une comparaison avec les régions voisines. Cette comparaison (« rhéologie relative ») est un paramètre important dans l'étude de la rhéologie

lithosphérique (e.g. Campbel, 1978 ; Tarayoun et al., 2018). C'est en effet ce contraste rhéologique (entre le M.C. et les régions voisines) qui me semble important à considérer avant même les paramètres rhéologiques exacts du M.C.

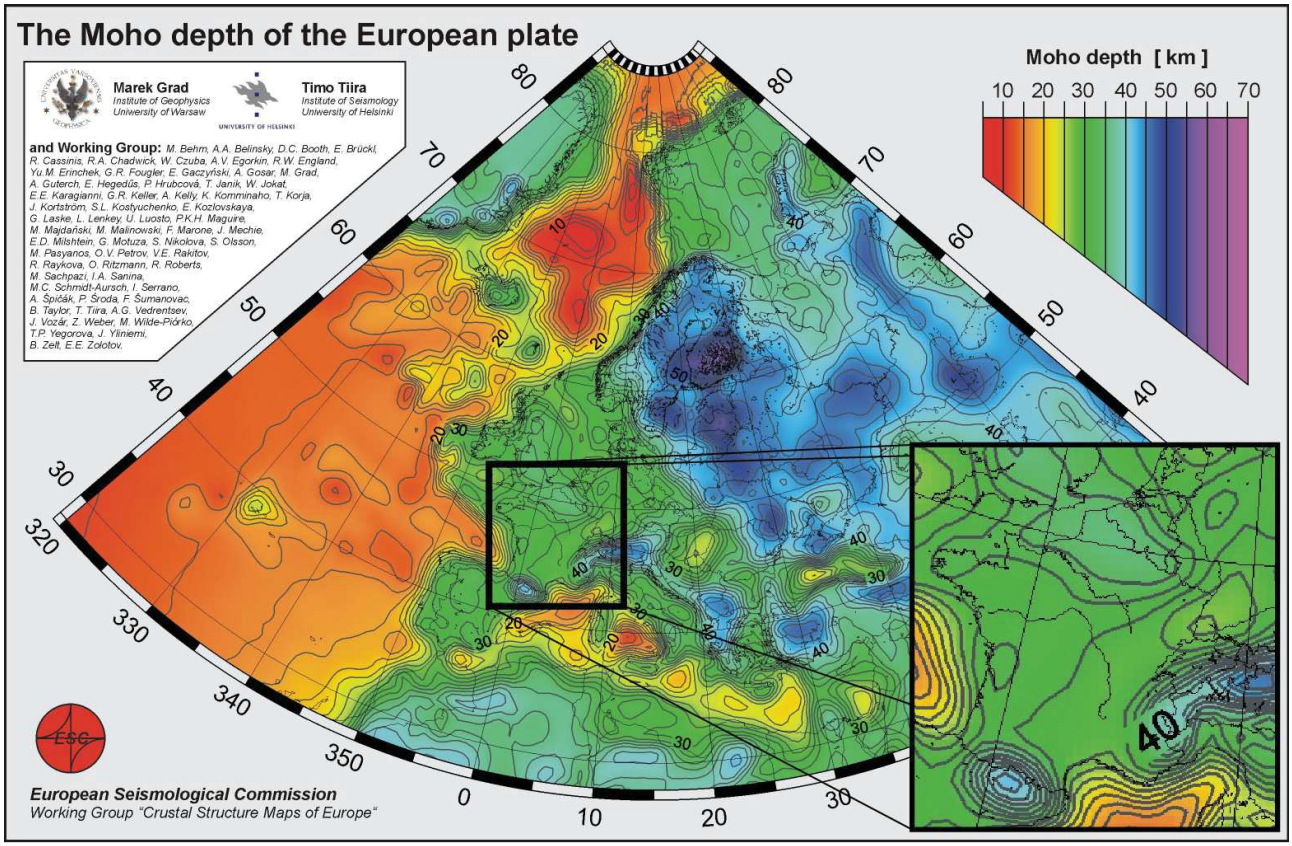



*Figure 3.88 : Carte de la profondeur du Moho sur l'ensemble de l'Europe. L'encart est un agrandissement de la France Métropolitain. Modifié d'après Grad et al., 2008.*

A une échelle plus locale, des variations de la profondeur du Moho significatives ont été proposées : remontée jusqu'à 20 km en bordure Sud (e.g. Camargue ; Séranne et al., 1995 ; sur la base de profils sismiques) ou 19 km au niveau de l'axe central de l'Escandorgue et 25 km sur les bordures de l'Escandorgue (Ambert, 1982 ; sans présenter de réels arguments). La zone des Limagnes est quant à elle marquée par une remontée du Moho (Zeyen et al., 1997 ; à partir de profils sismiques) de l'ordre de ~ 5 km (ce qui représente un amincissement d~ 20 % de la croûte « moyenne » de l'Europe de l'Ouest épaisse de 30 km, Zeyen et al., 1997). Les mêmes auteurs proposent également un important sous-placage à l'aplomb du Cantal ou du Cézallier sur la base d'un approfondissement du Moho de 2-3 km. Notons que ces estimations sont considérées par les auteurs comme significatives (amincissement sous les Limagnes). Cependant

l'ampleur exacte ne l'est pas (précision sur la profondeur du Moho de l'ordre de quelques kilomètres via des approches sismologiques, Artemieva and Thybo, 2013).

D'un point de vu de la structure verticale, la croûte peut-être schématiquement délimitée en quatre couches : une couverture sédimentaire (d'épaisseur nulle au centre du M.C. et dépassant plusieurs kilomètres en périphérie au niveau des bassins), suivie d'une couche fortement hétérogène de roches cristallophylliennes diverses (e.g. granites, schistes) d'une épaisseur de quelques kilomètres (e.g. ~ 3 km pour Lucazeau et al., 1984). Ces deux premières couches caractérisent la croûte supérieure. Vient ensuite une couche de roches de type migmatitiques jusqu'à ~ 20 km de profondeur (Lucazeau et al., 1984 ;

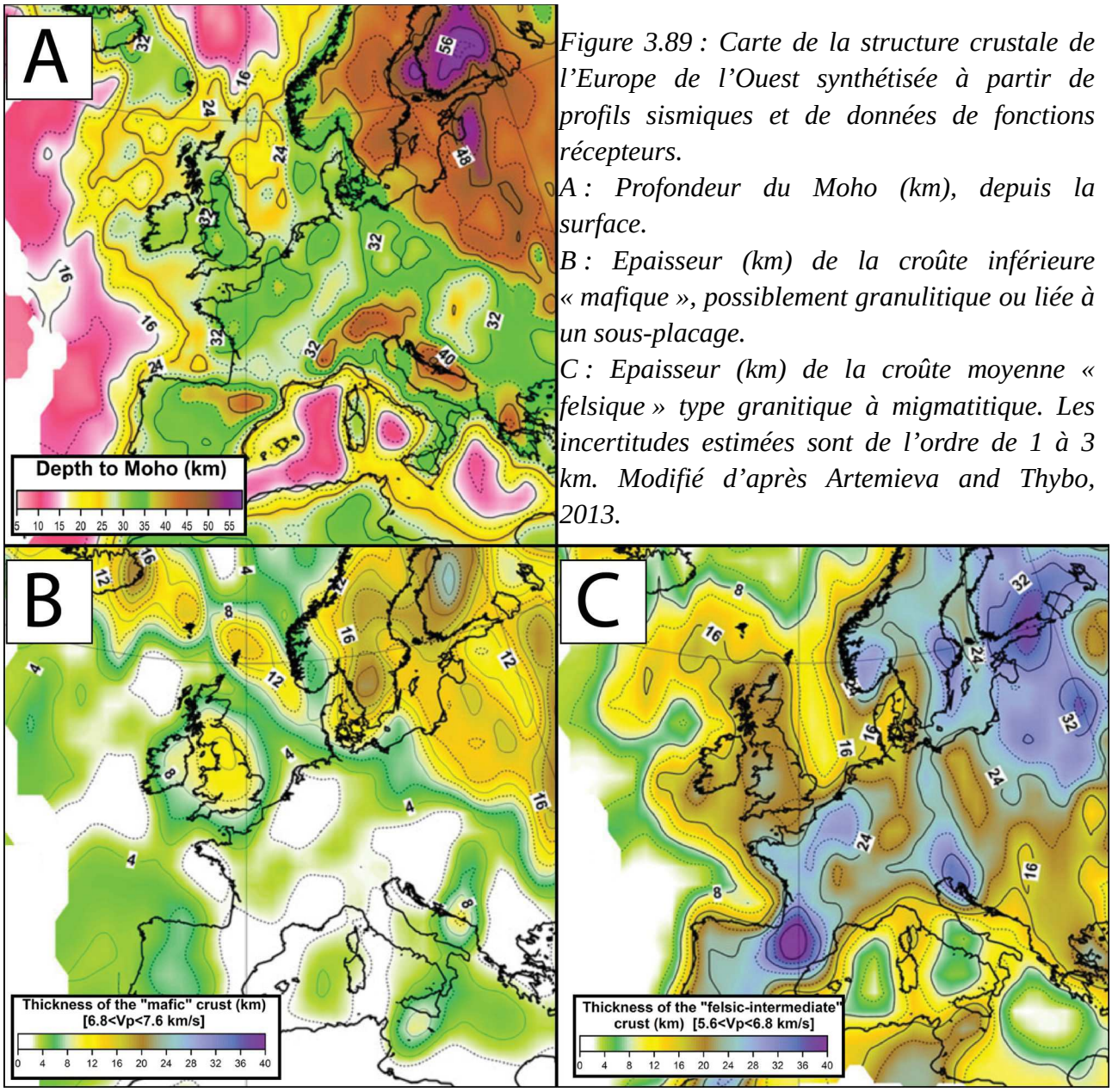



*Figure 3.89 : Carte de la structure crustale de l'Europe de l'Ouest synthétisée à partir de profils sismiques et de données de fonctions récepteurs.*
*A : Profondeur du Moho (km), depuis la surface.*
*B : Epaisseur (km) de la croûte inférieure « mafique », possiblement granulitique ou liée à un sous-placage.*
*C : Epaisseur (km) de la croûte moyenne « felsique » type granitique à migmatitique. Les incertitudes estimées sont de l'ordre de 1 à 3 km. Modifié d'après Artemieva and Thybo, 2013.*

Artemieva and Thybo, Fig. 3.89.C) et enfin, une couche de granulites jusqu'au Moho (Artemieva and Thybo, Fig. 3.89.B) La présence de ces différentes couches, de rhéologies fortement contrastées peut jouer sur la localisation de la déformation (Tarayoun, 2018) ainsi que sur la question du couplage entre la croûte et le manteau.

## III.4.2.Structure mantellique

La base de la lithosphère ou LAB (*Lithosphere Astenosphere Boundary*) est souvent estimée à ~ 100 km pour des zones continentales stables d'âge paléo-mésozoïque (540 - 65 Ma) ce qui est à priori le cas pour la région au Nord-Ouest du MC ainsi que pour la Bretagne (Lucazeau et al., 1984). Cette valeur demeure néanmoins une valeur théorique de référence pour la lithosphère Varisque « à l'équilibre » (Lucazeau et al., 1984) et n'est pas clairement définie. Le M.C. présente vis à vis de cette référence un amincissement de l'ordre de 50 % d'après Barruol et Granet (2002), qui estiment un LAB à 50 km au centre et au Sud du M.C.

Le manteau supérieur, tant lithosphérique qu'asthénosphérique à l'aplomb du M.C. présente une anomalie de vitesse des ondes P de l'ordre de ~ 2 % pour Granet et al. (1995). Cette anomalie à faible vitesse est présente jusqu'à une profondeur, a minima, de 270 km ( Fig : 3.90)

C'est sur la base de ces anomalies négatives de vitesses, co-localisées avec une importante activité volcanique que ces auteurs proposent un point chaud d'origine profond. En plus de l'anomalie négative de vitesses au niveau du manteau lithosphérique signant la présence d'un corps chaud, les études sismologiques mettent en évidence une anisotropie sismique significative dans le manteau supérieur (e.g. Barruol and Granet, 2002). Imagée à partir de la diffraction des ondes cisaillantes (ondes «SKS ») dans un milieu anisotrope, cette variation azimutale de la vitesse des ondes sismiques est classiquement attribuée à un alignement des cristaux d'olivine dans le manteau. Barruol and Granet (2002) attribuent la source de l'anisotropie observée (Fig. 3.91) à un processus « superficiel », c'est à dire situé dans le manteau lithosphérique ou asthénosphérique supérieur.

La cohérence régionale de cette anisotropie, d'orientation NO-SE et sa différence notable vis à vis de celle observée à l'aplomb de la chaine Pyrénéenne renforce l'individualisation du M.C. en tant que système géodynamique à part entière. Pour Granet

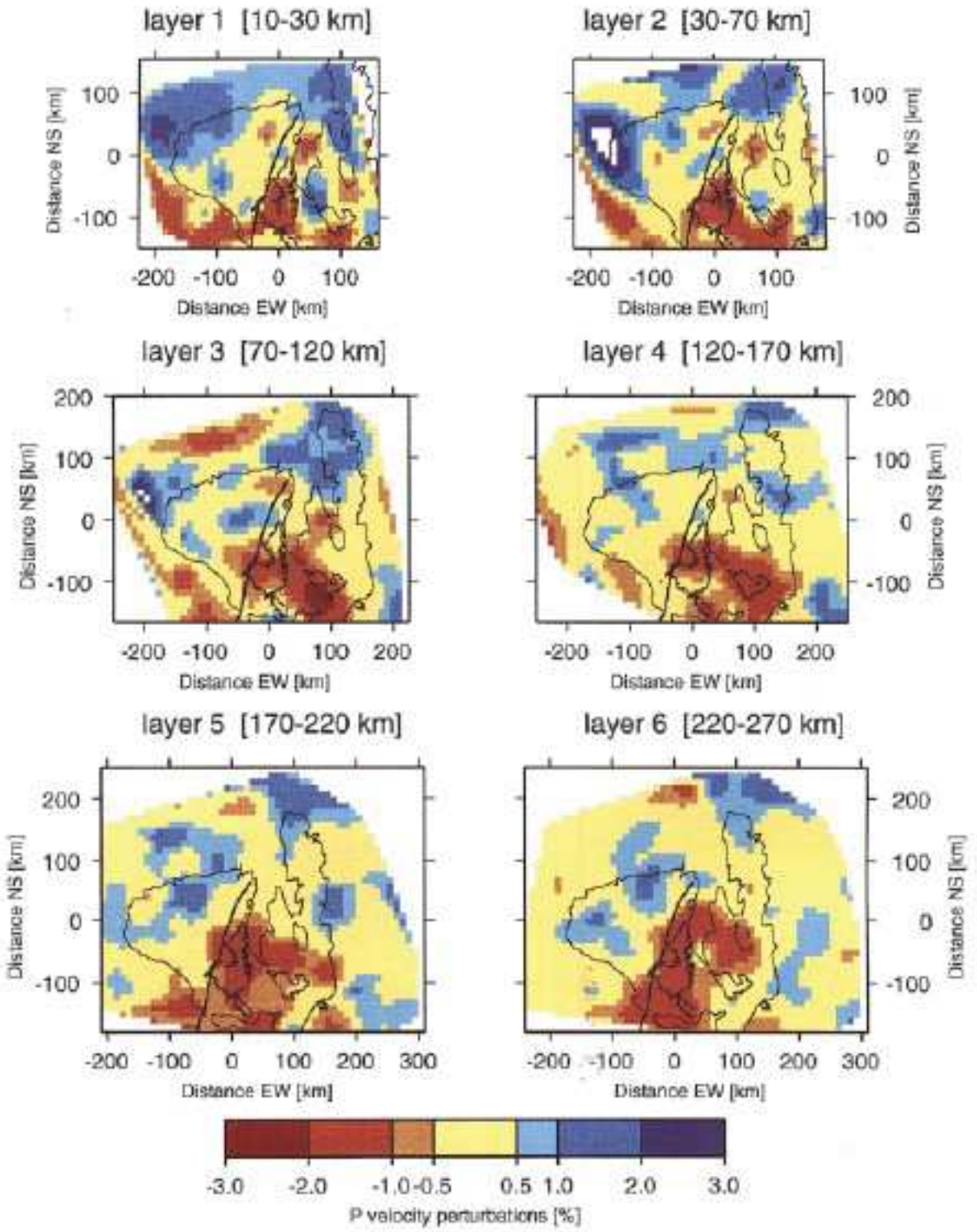



*Figure 3.90: Tomographie sismique à différentes profondeur sous le Nord et le Centre du M.C. L'anomalie de vitesse proposée est une anomalie relative entre les différentes zones, non pas vis à vis d'un modèle de vitesse type. D'après Granet et al., 1995.*

et Barruol (2002), l'anisotropie sous le M.C. ne serait ni liée à l'héritage Varisque (possiblement effacée à cause du réchauffement régional) ni liée au mouvement « absolu de la plaque Européenne » (le signal attendu étant NE-SO), mais induite par un mouvement mantellique superficiel, induit à l'extension NO-SE ayant engendré l'ouverture du Golfe du Lion.

Si la persistance d'un héritage structural varisque au niveau du manteau me semble en effet discutable (effet de recristallisation), l'attribution de l'anisotropie à un autre processus me semble peu contrainte. La distension NO-SE est antérieure à la mise en

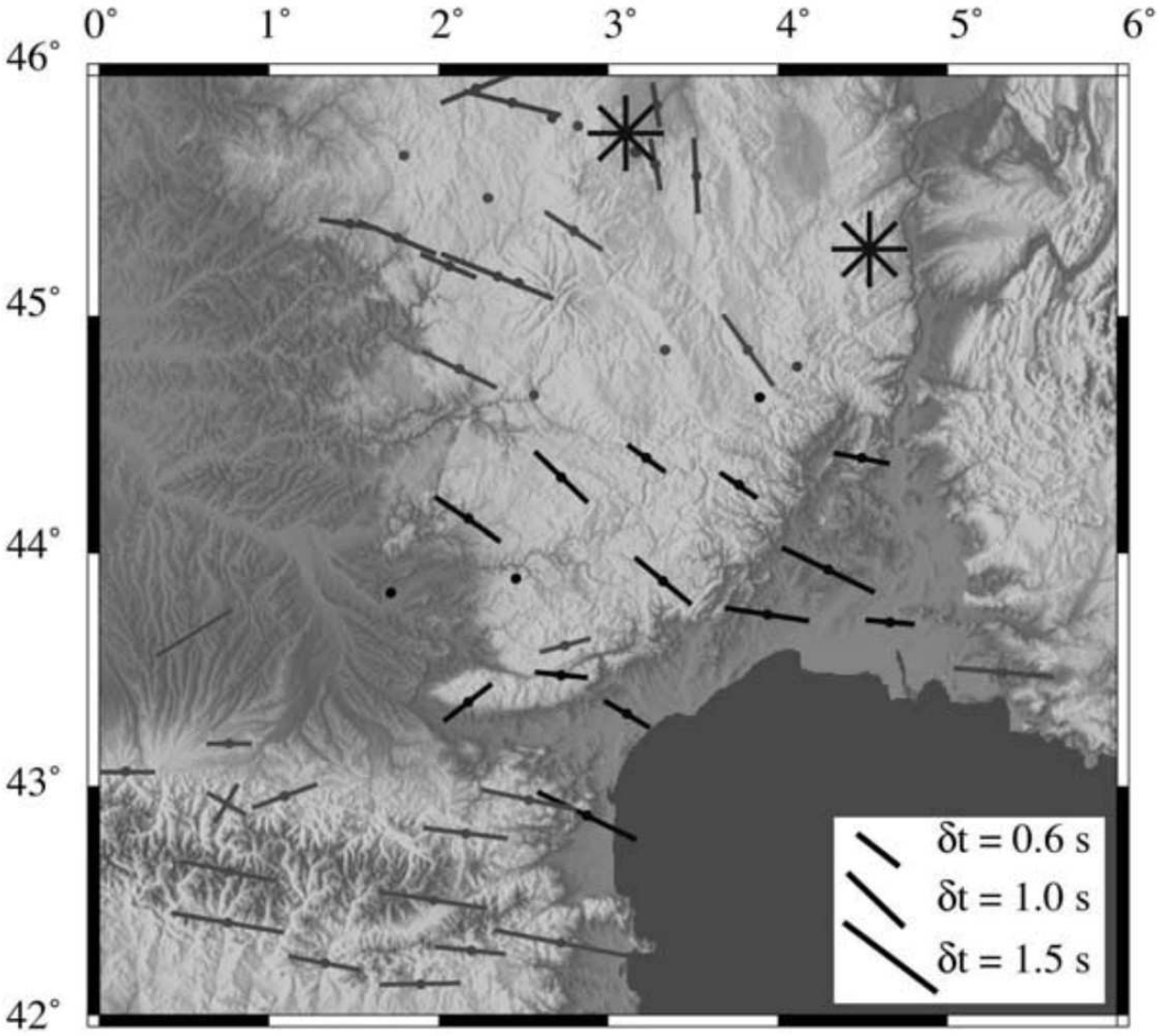



*Figure 3.91: Carte de l'anisotropie sismique moyenne (ondes S) du manteau supérieur (~ 200 km d'épaisseur), au niveau du M.C. et des Pyrénées. L'axe des traits noir représente l'axe rapide de propagation tandis que leur taille est relative au retard d'arrivée des ondes. Les étoiles symbolisent les zones sans anisotropie notables. Les barres noires sont associées aux mesures de bonnes qualités et les barres grises à celles de plus faible robustesse. D'après Barruol and Granet, 2002.*

place du point chaud (l'héritage induit serait donc a priori également effacée au même titre qu'un héritage varisque) et, les contraintes tectoniques (cf ci-dessous partie cinématique et déformation) sont actuellement co-axiales avec l'axe de l'anisotropie ce qui pourrait être une explication à son origine. Dans ce dernier cas, le phénomène de couplage entre la lithosphère et la asthénosphère revêt un rôle majeur.

## III.4.3. Gravimétrie

Martelet et al. (2009) présentent une mise à jour des données gravimétriques pour l'ensemble de la France Métropolitaine. On note, (Fig. 3.92) la présence de trois zones à forte anomalie de Bouguer : Les Alpes, les Pyrénées et le Massif-Central. L'amplitude de l'anomalie de Bouguer pour le M.C. est de l'ordre de -50 mGal (Fig. 3.92). L'anomalie de Bouguer est surtout représentative des hétérogénéités crustales (e.g. Grad et al., 2008), et est associée (dans le cas d'une anomalie négative) à un déficit de masse en profondeur (e.g. présence d'une racine crustale sous les alpes). Dans le cas du M.C., l'absence de racine (cf structure lithosphérique) suggère un effet thermique (isostasie thermique) (cf partie 6).

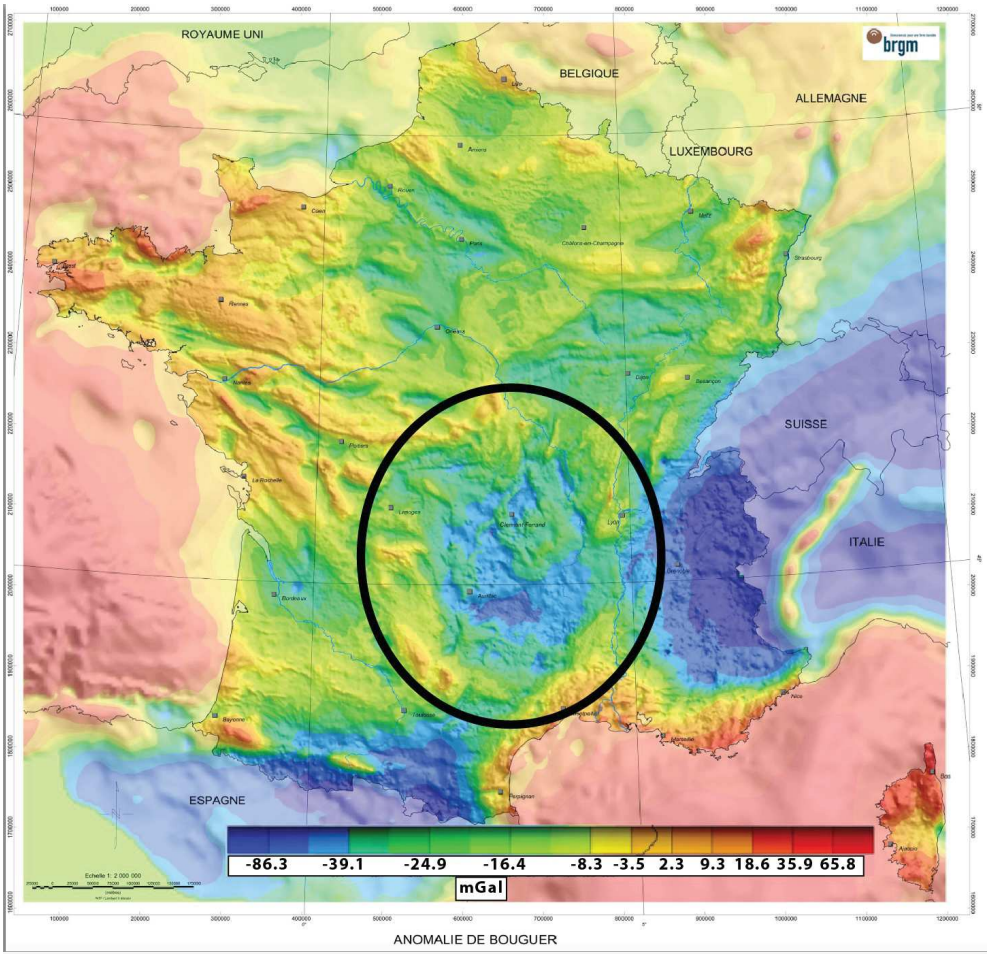



*Figure 3.92 : Carte de l'anomalie de Bouguer calculée pour la France Métropolitaine. Le Cercle noir délimite la zone d'étude. Modifiée d'après Martelet et al., 2009.*

## III. 4.4. Paramètres thermiques

Le premier indice d'un rôle majeur des paramètres thermiques sur la dynamique du M.C. est la présence d'un important volcanisme (e.g. Granet et al., 1995 ; Nehlig et al., 2003) (cf : partie 3.9 et 3.11). Ce paramètre thermique est majeur dans la compréhension de la dynamique d'une région (effet d'isostasie thermique, variation rhéologique, etc). A l'échelle globale, le flux de chaleur de surface des zones en domaine intraplaque continental tombe dans l'intervalle 40-80 mW.m$^{-2}$ (selon l'âge de la lithosphère) avec une moyenne de 58 ± 10 mW.m$^{-2}$ (Vieira and Hamza, 2018).

Le M.C. quant à lui, présente une anomalie positive forte vis à vis de cette valeur moyenne des domaines continentaux avec des valeurs locales, sur des emprise spatiales de quelques dizaines de kilomètres, dépassant les 100 mW.m$^{-2}$ (Lucazeau et al., 1984), c'est à dire des valeurs proches de celles proposées en moyenne pour les frontières de plaques

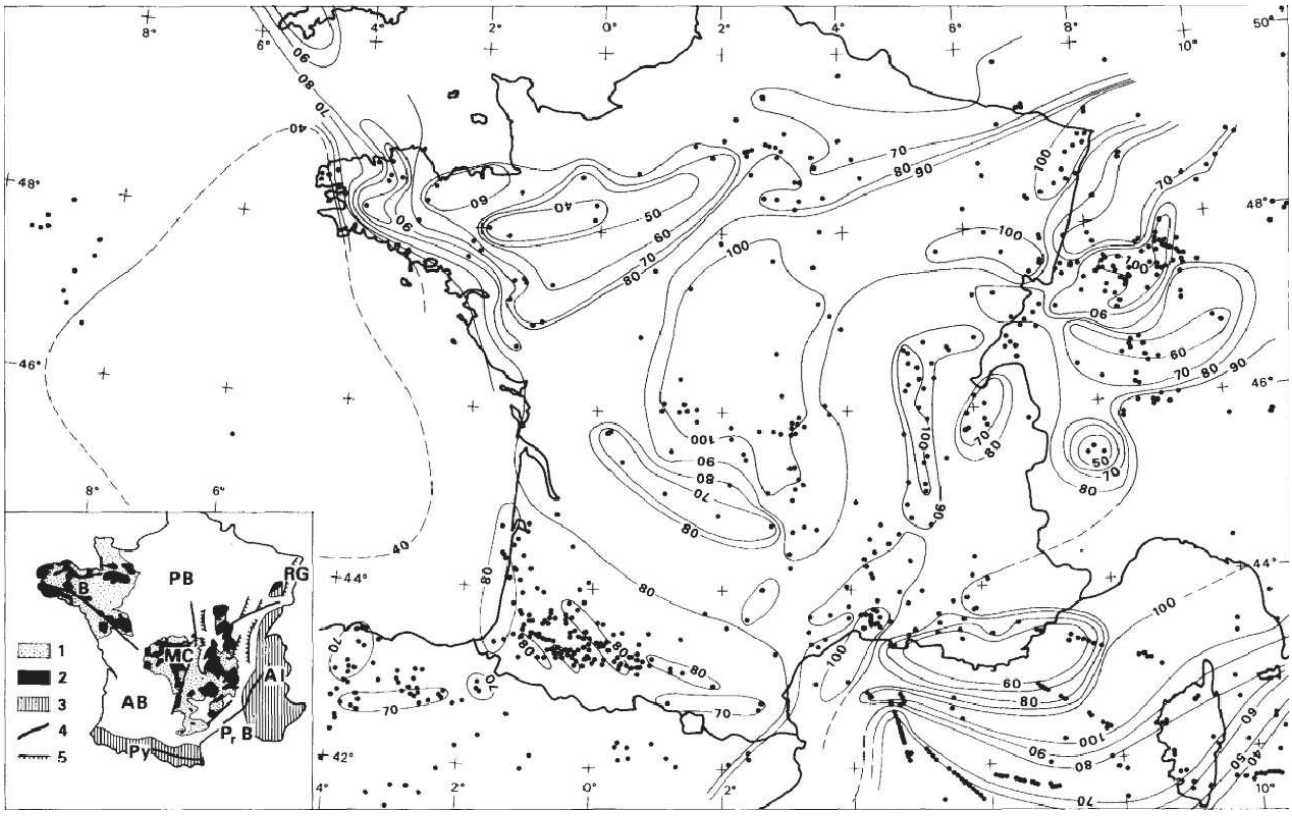



*Figure 3.93 : Carte du flux de chaleur de la France métropolitaine et des régions voisines à partir des données localisées par les points noirs. Les lignes noires fines représentent les isovaleurs du flux de chaleur de surface (mW.m$^2$) tous les 10 mW.m$^2$. Encart en bas à gauche: schéma structural de la France avec B: Bretagne, BP: Bassin Parisien, AB : Bassin Aquitain, MC: Massif Central, Rg : Graben du Rhin ; PrB : Bassin Provençal ; Al : Alpes ; Py: Pyrénées. 1 = substratum Varisque, 2= granites Varisques, 3= orogène Alpine, 4= failles majeures et 5: grabens Tertiaires. D'après Lucazeau et Vasseur, 1989.*

(Vieira and Hamza, 2018). La moyenne régionale est estimée à 105 ± 15 $mW.m^{-2}$ par Lucazeau et Vasseur (1989, Fig. 3.93). Il s'agit de la valeur zonale la plus forte en France.

S'il est possible d'envisager un lien avec les roches et structures varisques (production de chaleur radiogénique dans la croûte, Lucazeau et al., 1984), ce lien n'est au mieux que secondaire et local, les variations du flux de chaleur au sein du massif ne semblant pas être directement corrélées aux roches selon Lucazeau et al. (1989). La comparaison avec la Bretagne, présentant au premier ordre la même structure et la même lithologie que le MC, dont le flux de chaleur est de 75 ± 25 $mW.m^{-2}$, permet de relativiser le rôle des roches crustales sur le flux de chaleur de surface. L'origine de cette anomalie est donc a priori d'origine profonde (e.g. une remontée asthénosphérique).

Il faut noter également une très forte valeur du flux de chaleur au niveau des Limagnes où le flux de chaleur réduit (en base de croûte) est estimé à 55 ± 5 $mW.m^{-2}$ soit environ le double de celui des région voisines (e.g. Bretagne) et près de la moitié de celui de surface.

La température estimée au Moho ($T_{moho}$) est de l'ordre de 750 à 850 °C pour la zone amincie des Limagnes (Lucazeau et Vasseur, 1989) soit près de 300 °C de plus que les zones voisines : Bassins Parisien avec un $T_{moho}$ estimée de ~ 350 – 400 °C (Lucazeau et al., 1984 ; Lucazeau and Vasseur, 1989) et Graben du Rhin, pourtant connu pour sa géothermie ($T_{moho}$ estimé de 550 °C). Cette anomalie thermique au Moho est estimée à seulement + 100 à + 200°C par Barruol and Granet (2002), soit une $T_{moho}$ de l'ordre de ~, 600 °C sur la base d'anomalie de vitesse des ondes sismiques relativement aux régions voisines. L'utilisation d'une température au Moho de 800 ± 50 °C et une épaisseur crustale de 28 ± 2 km, induit un gradient géothermique de 28 ± 3 °C/km ce qui est semblable au gradient géothermique « moyen » de 30 °C/km. Cependant, relativement aux zones périphériques (e.g. Bretagne, ~ 20 ± 3 °C/km), le gradient géothermique du M.C. est significativement élevé.

Ce signal thermique, globalement fort, laisse supposer une rhéologie adoucie par rapport aux régions voisines pouvant concentrer la déformation (Precigout et al., 2007 ; Mazzotti and Gueydan, 2017 ; Tarayoun et al., 2019).

## III. 4. 5. Cinématique et déformation

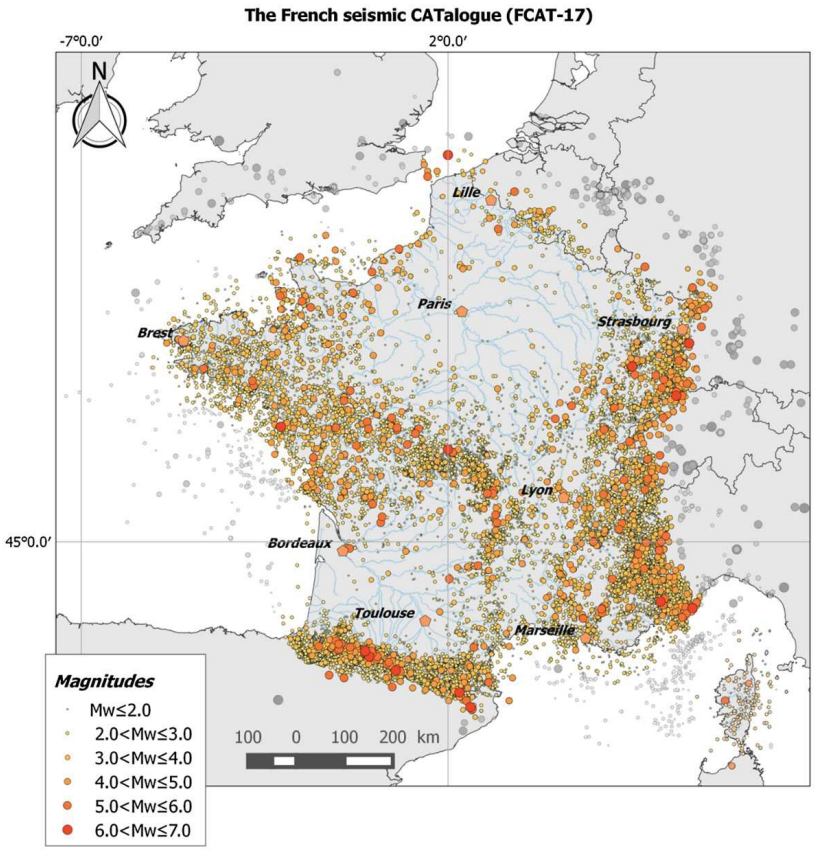



*Figure 3.94: Catalogue sismique de la France métropolitaine FCAT-17 (French seismic CATalogue). La taille et la couleur des cercles sont associés à la magnitude. Les points gris sont les épicentres enregistrés dans la base de données SISFRANCE.*

Comme en témoigne le séisme du Teil du 11 novembre 2019 : un séisme de magnitude Mw = 4.9 (Cornou et al., 2020, Ritz et al., 2020) ayant engendré une rupture de surface, le M.C. présente des témoins ou des traces possibles de déformations « actuelles », au sens de quelques ka (e.g. Volant et al., 2009 ; Ritz et al., 2020). L'origine de cette déformation, notable à l'échelle régionale grâce à l'activité sismique (Schulpp et al., 2001 ; Manchuel et al., 2018 ; Fig. 3.94) n'est pas clairement connue.

Les caractéristiques des séismes observés (sismicité instrumentale et historique) présentent notamment des anomalies vis à vis des considérations classique de la dynamique sismique (e.g. relations Wells and Coppersmith ou relations Gutenberg-Richter) comme la profondeur de nucléation (e.g. Ritz et al., 2020), ou la densité de séismes en fonction de la magnitude (e.g. Mazzotti et al., 2020). Ces anomalies cependant, ne sont pas uniques en ce qui concerne les séismes intraplaques (e.g. Tarayoun, 2019).Une synthèse de la problématique de la déformation en France métropolitaine a été récemment proposé par Mazzotti et al. (2020). La Figure 3.95 synthétise les taux de déformation en France et notamment au niveau du M.C. à partir de données sismologiques, géodésiques ou structurales. Je reprends ici les grands points de cette synthèse.

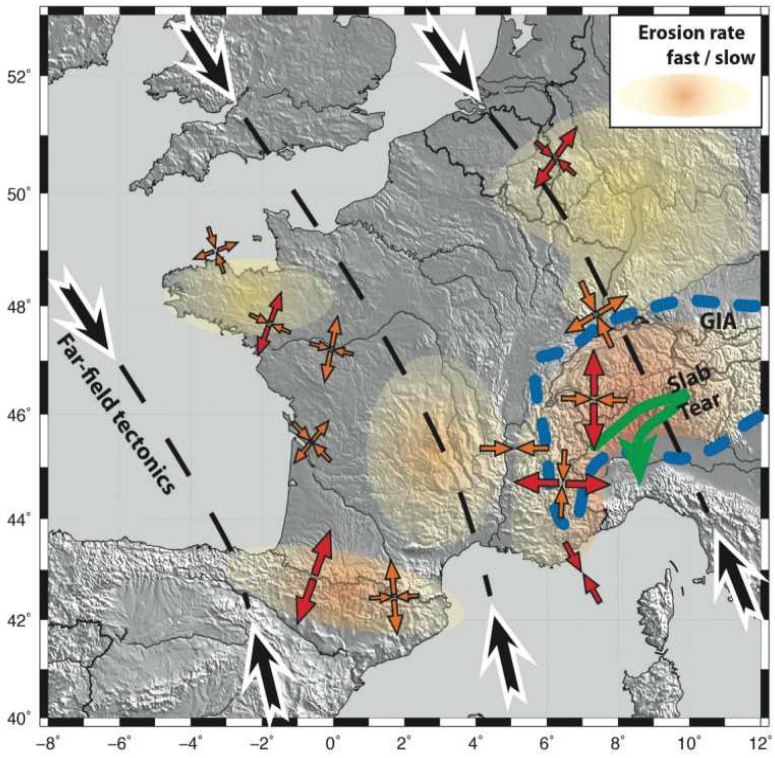



*Figure 3.95: Synthèse des processus suspectés et des observations significatives de déformation en France métropolitaine (et régions voisines). Les flèches de couleurs représentent les axes de déformations principaux (estimation robuste en rouge, et moins robuste en orange). Les lignes en tiretés associées aux flèches noires symbolisent les contraintes tectoniques. La zone délimitée par les tiretés bleus est associée à un rebond post glaciaire (GIA) significatif). Les zones colorées sont celles ayant une érosion ayant un lien significatif supposé avec la déformation actuelle. D'après Mazzotti et al., 2020.*

L'évolution actuelle se situe dans le cadre de la convergence Europe-Afrique avec une vitesse de convergence de 4 à 6 mm $an^{-1}$. La majorité de ce raccourcissement est accommodé en Afrique du Nord ou en limite des blocs Apuliens et Ibériques. Au niveau du M.C., de potentiels résidus de cette convergence ne sont pas impossibles mais doivent être faibles, en tout cas inférieurs à la limite de précision des mesures GNSS, à savoir ~ 0.2 mm $an^{-1}$ et 0.5 mm $an^{-1}$ pour les vitesses horizontales et verticales respectivement.

Malgré cette limite associée à l'utilisation individuelle de stations, présentant souvent des valeurs en dessous de l'incertitude formelle, Masson et al. (2020) proposent une cohérence à l'échelle régionale à partir d'un réseau GNSS dense présentant jusqu'à 20 ans de mesures (Fig. 3.96). Les mouvements horizontaux du M.C. sont associés à un déplacement vers l'Est et le Nord. Ces déplacements sont utilisés, toujours par Masson et al. (2020) pour produire une carte de taux de déformation (Fig. 3.97). On observe une zone d'extension à l'Ouest du M.C. tandis que le reste du M.C. serait plutôt en raccourcissement (d'axe ~ Est-Ouest en moyenne). La magnitude de ces taux de déformations ne dépasserait pas les $1.10^{-9}$ $an^{-1}$ valeurs typique des zones continentales stables (e.g. Tarayoun, 2019), mais il n'y a que peu ou pas de marqueurs de cette déformation au niveau du M.C.

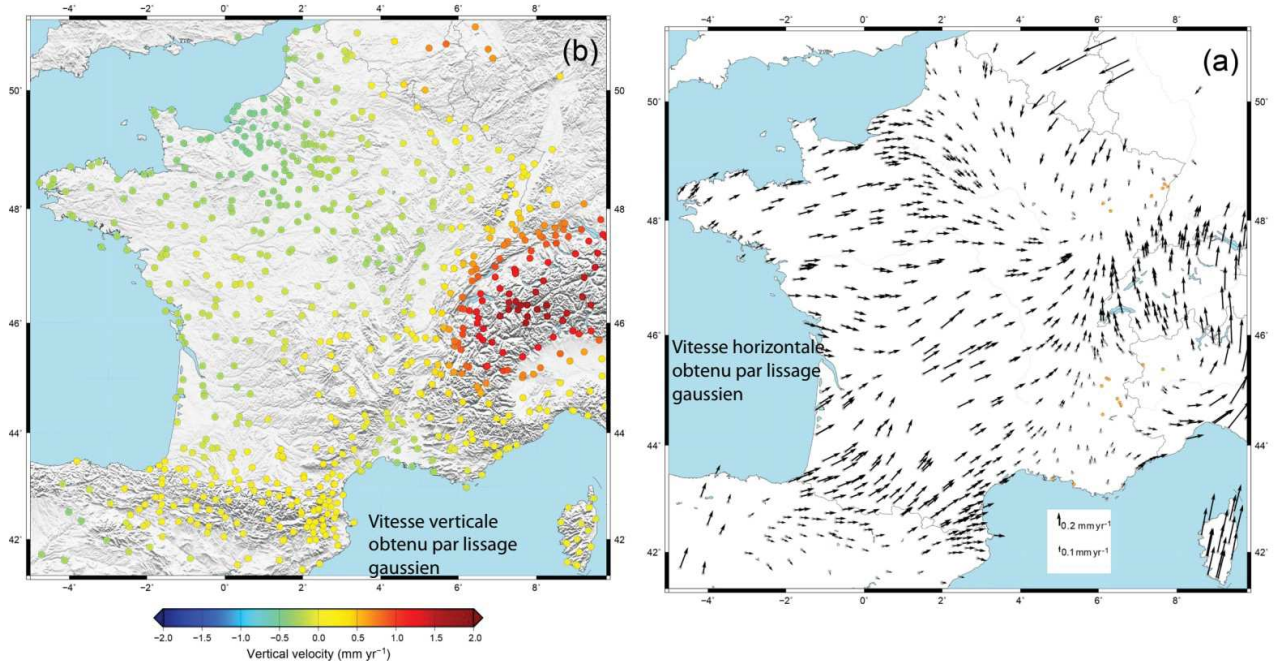



*Figure 3.96: Cohérence régionale obtenue par lissage gaussien du champ de vitesse GNSS en France métropolitaine. Vitesses verticales en (a) et horizontales en (b). Modifié d'après Masson et al., 2020.*

Cette dynamique en compression au niveau de l'Est du M.C. est en accord au premier ordre avec les informations déduites du séisme du Teil (Ritz et al., 2020) : taux de déformation maximum de 0.7 $10^{-9}$ $an^{-1}$ (Masson et al., 2019) avec un axe de raccourcissement NO-SE.

Les mouvements verticaux de Masson et al. (2020) ne présentent pas, quant à eux, une valeur significativement différente du bruit de fond à l'échelle du M.C. La valeur « moyenne » de la zone serait néanmoins de tendance positive (Fig. 3.96.a). Le bruit de fond, estimé entre +0.1 et 0.1 $mm.an^{-1}$ par Masson et al. (2020) permet de contraindre des bornes aux amplitudes des mouvements verticaux, qui doivent être compris dans une gamme de +100 à -100 $m.Ma^{-1}$. A noter cependant que la propagation des vitesses GNSS sur le long terme (spécialement pour la composante verticale) a d'importantes limites (e.g. rôle du GIA, effets de charge hydrologique pluri-annuelle ou relaxation postsismique).

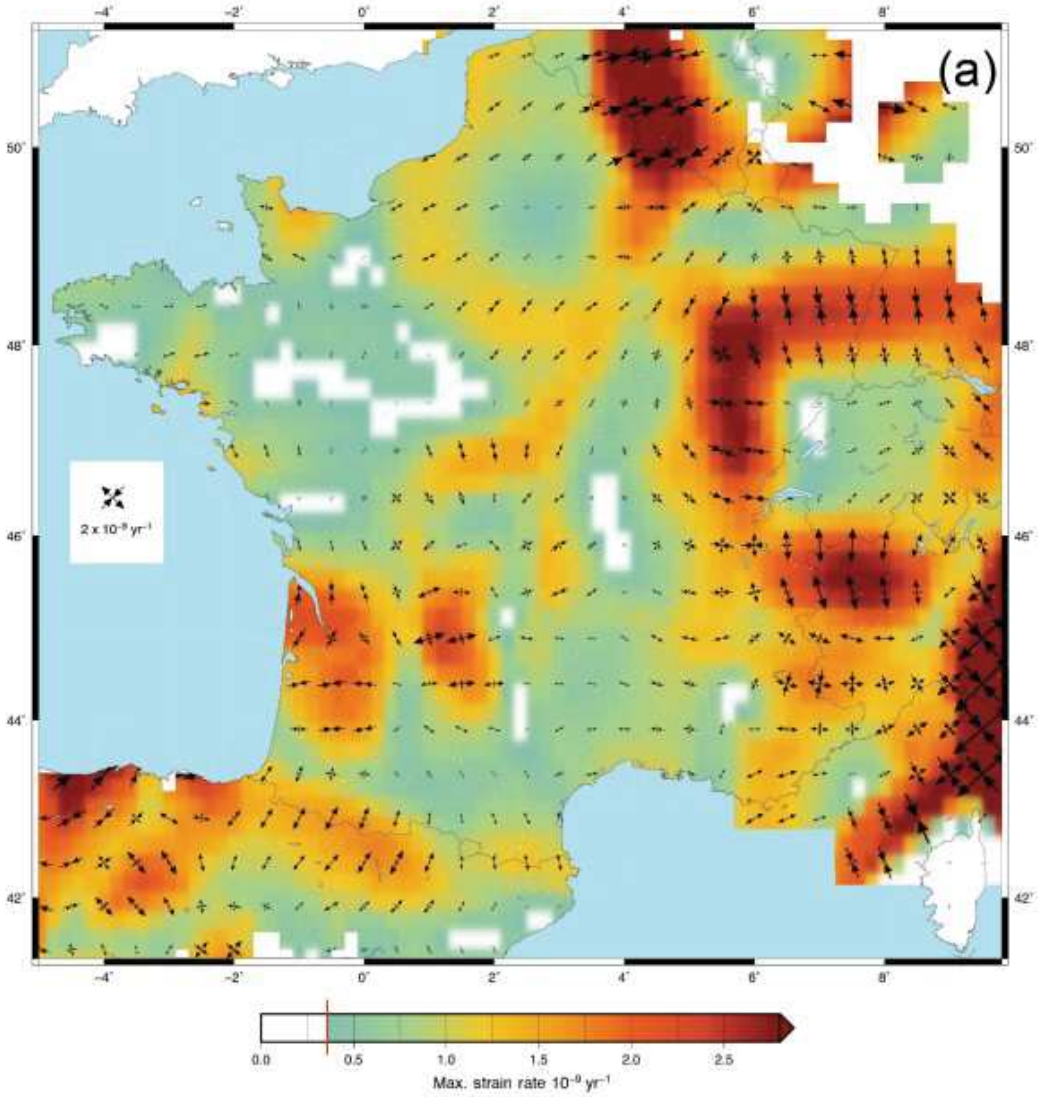



*Figure 3.97: Taux de déformation déduit du signal régional (lissage du champ de vitesse GNSS). Les zones présentant une amplitude inférieure à l'amplitude du bruit sont en blanc. D'après Masson et al., 2020.*

## III.4.6. Climat actuel

Les conditions climatiques ont un effet majeur s la question de l'évolution des paysages (e.g. vitesses d'érosion). Or, la question de l'interaction entre processus de surface et dynamique profonde est un des phénomènes couramment proposé pour expliquer les déformations en domaine intraplaque (cf : partie 2).

Placé dans un référentiel global (Bierman and Montgomery, 2014), les précipitations au niveau du Massif-Central sont de l'ordre de 500 à 1000 mm.an$^{-1}$ pour une température de 5 à 15 °C. Il s'agit de valeurs « moyennes » pour ce type de zone climatique qui sont a

priori valides durant les périodes de type interglaciaires et non pas seulement sur un temps court. La région est classée en limite sud des zones humides tempérée (proche des zones semi-arides) pour Bierman and Montgomery (2014).

Le sud du Massif-Central peut être découpé en deux zones majeures séparées par la présence des zones à forte topographie (reliefs des Cévennes-Vivarais). Cette limite orographique induit une limitation des épisodes extrêmes à la bordure Sud du Massif-Central (Corbel, 1954). En effet, il est important de souligner la forte disparité sur les modalité de précipitation, autrement dit d'épisode climatique extrême, entre les zones Sud/ Sud-Est et Nord/Ouest/Centre du M.C. Le cumul de précipitation annuel est relativement similaire entre les différentes zones, voir supérieur au niveau de l'Ouest (914,4 $mm.an^{-1}$ pour la Station de Brives-le-Gaillarde contre 629.1 $mm.an^{-1}$ pour Montpellier sur la période 1981-2010, données Météo-France), mais le nombre de jours de pluie est très nettement supérieur au nord des reliefs Cévenols. Certains seuils de précipitation journalière (> 200 mm) ayant des périodes de retour de l'ordre de l'année, ne sont d'ailleurs atteint que dans les départements du Sud et Sud-Est du M.C. Ces épisodes de précipitations intenses sont donc a considérer vis à vis des modalités érosives de ce secteur et sur la capacité de transport des drains. La bordure Ouest de la région possède une pluviométrie relativement supérieure en raison des flux atmosphériques d'Ouest et de la présence des reliefs volcaniques majeurs (Cantal, Mont-Dore, etc.) mais ne présente pas d'épisode pluvieux aussi intense que la zone des Cévennes.

## III.4.7. Eustatisme

Au niveau du trait de côte, la région du Languedoc est considérée comme globalement stable sur l'Holocène, voir plus (Guennoc et Lenôtre, 2010) tandis que le secteur atlantique est situé trop loin du M.C. pour induire des modifications morphodynamiques notables au niveau du M.C. La côte Languedocienne néanmoins est reconnue comme une zone charnière entre des régions en subsidence en mer ou en proche-littoral (subsidence du delta du Rhône de 1 à 1.5 $mm.an^{-1}$ sur les périodes historiques, subsidence littoral du Golfe du Lion de 0.1 $mm.an^{-1}$; Guennoc et Lenôtre, 2010) et les zones stables ou en surrection à Terre. Ce facteur eustatique peut donc être considéré comme de second ordre dans l'étude des déformations actuelles du M.C.

## III.4.8. Erosion du M.C.

La caractérisation des processus morphologiques par les taux d'incisions et de dénudations est un élément majeur dans ce travail de thèse. Si, localement, des taux d'incisions ont été proposés (e.g. Sartégou et al., 2018), la synthèse bibliographique que j'ai réalisé montre que la production d'une carte synthétique des vitesses d'incision à l'échelle régionale n'est pas directement réalisable. Pour se faire, il est nécessaire de reprendre les différents sites pour lesquels des contraintes d'âges sont disponibles, puis faire des calculs de taux d'incisions (généralement via le principe de l'inversion de relief), ce qui sera présenté en partie 5.5.

En revanche, trois études ont été publiées sur la question des taux de dénudation actuels (i.e. analysés via la méthode des isotopes nucléides cosmogéniques terrestres (NCT ; TCN en anglais). Ainsi, outre la quantification des processus de surface au niveau de plusieurs rivières de l'Europe de l'Ouest, les travaux de Schaller et al. (2001) ont permis de tester la validité de l'utilisation de la mesure de la concentration en $^{10}$Be dans les sables de rivières sur des grands bassins versants. Si les taux de dénudation mesurés par NCT sont supérieurs à ceux obtenus par la mesure de la charge actuelle de rivière, les deux approches restent dans le même ordre de grandeur avec un M.C. qui se dénude avec un taux situé entre 40-50 mm.ka$^{-1}$ (NCT) et ~ 10 mm.ka$^{-1}$ (charge actuelle). Selon les auteurs c'est la différence entre les périodes de temps représentatives (~ 15 ka pour l'approche par NCT, et quelques années pour la mesure de la charge alluviale) qui explique la différence entre les deux valeurs. Ces deux périodes temporelles couvrant des conditions climatiques différentes, les valeurs supérieures déduites des NCT sont considérées comme partiellement associées à des périodes froides (anté-Holocène) présentant une dynamique érosive plus forte. Les mesures de charges actuelles sont quant à elles dépourvues de cet « héritage » associé à la fin des périodes froides.

En 2016, Molliex et collaborateurs étudient plus spécifiquement le versant méditerranéen du M.C. A partir de quatre méthodes différentes, ils estiment les taux de dénudation des drains du bassins-versants méditerranéen. Les cinq bassins-versants associés au M.C. présentent des taux de dénudation moyen de l'ordre de 55 à 75 mm.ka$^{-1}$ à partir de la mesure en $^{10}$Be dans les sables de rivière, intégrant une durée estimée de l'ordre de 15ka. L'estimation faite sur des temps plus long suggère des taux de dénudation similaire. Seule l'utilisation des mesures de charges actuelles, représentative des derniers

~ 30 ans est en désaccord puisque les taux déduit sont de l'ordre de 50 % plus faibles que ceux estimés par les autres approches. Les auteurs expliquent cette différence par un biais de la méthode, qui ne prend pas en compte les évènements majeurs de type centennal ou milléniale. Cette étude, visant à tester différentes méthodes et à regarder l'évolution de l'érosion durant le Plio-Quaternaire, ne permet pas de dégager une tendance sur l'ensemble du M.C. Tous les bassins versants sont en effet associés au versant Méditerranéen et situés dans les zones à fort relief des Cévennes ou de la Montagne-Noire.

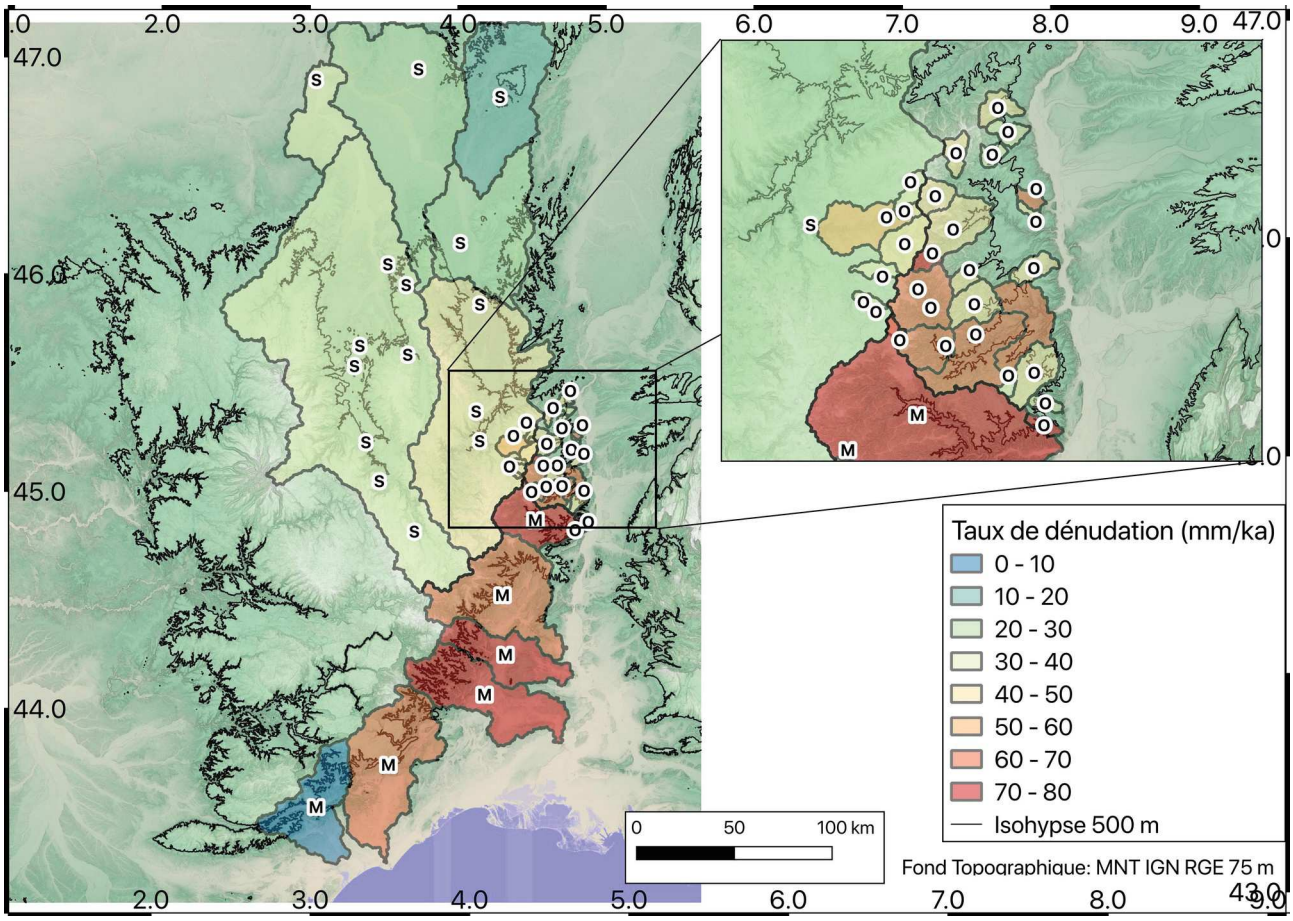



*Figure 3.98: Carte synthétique des taux de dénudation disponibles. Les données sont issues directement des valeurs publiées par Schaller et al., 2001 (identifiées par un S), Molliex et al., 2016 (identifiées par un M) et Olivetti et al., 2016 (identifiées par un O). Le relief est accentué par la superposition d'une carte des pentes en nuance de gris au fond topographique*

Enfin, les travaux d'Olivetti et al. (2016) visaient plus particulièrement à étudier la dynamique du versant Ardéchois, proche de la vallée du Rhône (Fig. 3.66). Ils concluent à une dynamique morphologique en phase de transition, avec des vitesses de dénudation comprises entre 40 et 80 mm/ka. La figure 3.98 synthétise ces trois études

# -IV-

# Contraintes spatiales

# Géomorphologie et géomorphométrie

*« Le troisième* [précepte], *de conduire par ordre mes pensées, en commençant par les objets les plus simples et les plus aisés à connoître, pour monter peu à peu comme par degrés jusques à la connoissance des plus composés, et supposant même de l'ordre entre ceux qui ne se précèdent point naturellement les uns les autres. Et le dernier, de faire partout des dénombrements si entiers et des revues si générales, que je fusse assuré de ne rien omettre. »*

**R. Descartes, *Discours de la méthode***

# IV. 1. Concepts généraux et méthodes développées

## IV. 1. 1. Paramètres obtenus à partir d'un MNT

### Altitude et hypsométrie

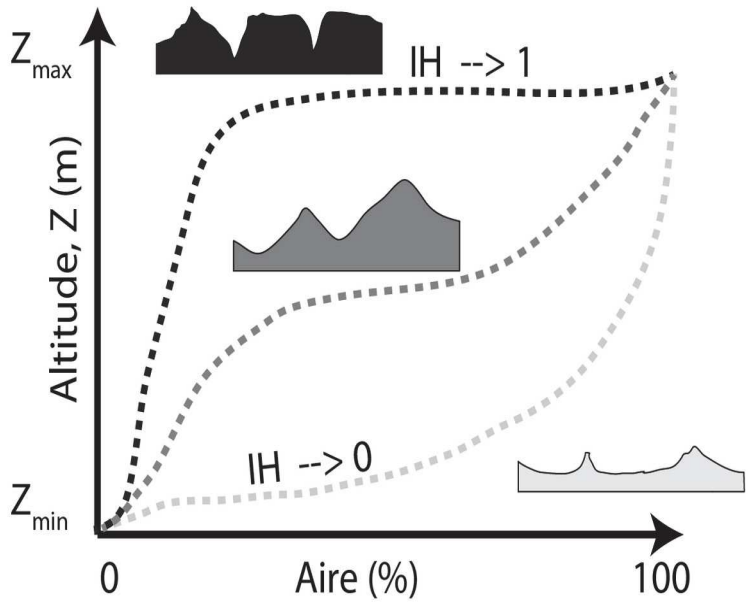



*Figure 4.1: relation schématique simple entre topographie, courbe hypsométrique et intégrale hypsométrique (IH). La courbe noire, associée au profil topographique noir représente un état très peu évolué du paysage où l'incision des cours d'eau est largement supérieure à l'évolution des versants, l'IH tend vers 1. La courbe hypsométrique grise, associée au profil topographique gris schématise un paysage « à l'équilibre » où les pentes sont réglées et où les formes du paysage sont indépendantes du temps, l'IH est intermédiaire. Enfin, la courbe gris clair, associée au profil topographique gris clair représente un paysage résiduel où il ne demeure que quelques buttes témoins ou monadnocks, l'IH y tends vers 0.*

Un MNT (Modèle Numérique de Terrain) est une grille spatiale dont chaque cellule est associée à une valeur numérique, un scalaire, représentant l'altitude associée à chaque maille. Le maillage est généralement rectangulaire ou triangulaire tandis que la valeur d'altitude associée a en général la valeur d'altitude moyenne. Les MNT utilisés dans ce travail sont tous rectangulaires.

En étudiant la répartition des altitudes sur une région, il est possible de produire des courbes hypsométriques (Fig. 4.1). Celles-ci représentent la distribution des altitudes en fonction de la surface occupée par chaque plage altimétrique. Il est souvent considéré que les courbes hypsométriques sont, au premier ordre, représentatives de l'état d'évolution du paysage (e.g. Hurtez and Lucazeau, 1999). Une courbe convexe (Fig. 4.1, courbe du haut) témoigne d'un paysage dit jeune (les vallées commencent juste à s'inciser en réponse à une augmentation du relief régional). La courbe évolue ensuite vers une forme en arc-tangente (en « S ») lorsque le paysage atteint un état « d'équilibre », c'est à dire lorsque, notamment, le réseau de

drainage est adapté au relief et que les versants atteignent leur pente d'équilibre. Enfin, lorsque le relief est fortement dégradé, la courbe tend vers un profil concave (Fig. 4.1, courbe du bas). Ce dernier cas de figure correspond à un paysage de monadnocks, c'est à dire pour lequel quelques reliefs résiduels dépassent d'une zone pénéplanée. La présence de variations le long des courbes hypsométriques est témoin d'une zone n'étant pas dans un état d'équilibre, les terrains de hautes altitudes présentant, au moins en partie des paysages hérités, en déséquilibre et portés en altitude.

Il est possible de résumer la forme de la courbe hypsométrique à un nombre, l'intégrale hypsométrique (Hurtez and Lucazeau, 1999 ; Molliex et al., 2016) définie selon l'équation 4.1 et qui est un indicateur de l'état d'érosion d'une zone compris entre 0 et 1 :

$$IH = \frac{\bar{z} - z_{min}}{z_{max} - z_{min}} \quad (4.1)$$

Dans le cas d'une plaine avec quelques reliefs résiduels, l'altitude minimale ($Z_{min}$) et l'altitude moyenne ( $\bar{z}$ ) sont faibles tandis que l'altitude maximale ($Z_{max}$) est relativement élevé, ce qui fait tendre l'IH vers 0. Dans le cas d'un relief jeune, dont l'incision n'est exprimée que sous la forme de canyon fortement encaissée, $Z_{min}$ est faible relativement à $\bar{z}$ et $Z_{max}$ ce qui induit que IH tend vers 1. Un secteur ayant une IH inférieure à 0.4 est considéré comme fortement érodé tandis qu'un seuil supérieur à 0.6 est proposé pour limiter le début des zones non impactées par l'érosion de manière significative (Molliex et al., 2016).

Etant, par définition une méthode intégrative spatialement, l'utilisation de courbe hypsométrique ne permet pas de discerner des variations locales d'état du paysage au sein de la zone d'étude. Deux sous-secteurs peuvent donc théoriquement se compenser pour donner une apparence de zone à l'équilibre. Le choix de la délimitation des zones d'études est donc important. Dans ce travail, deux délimitations ont été choisies. La première délimitation est arbitraire et a été faite en fonction de la topographie, des unités géologiques et des bassins-versants. Cette délimitation est présentée plus spécifiquement dans la partie 2.1. Une deuxième délimitation plus géomorphologique est celle issue des limites de Bassins-Versants (B.V). (e.g. Huggett, 2007 ; Molliex et al., 2016, Bierman and Montgomery, 2014 ; Sassolas-Serrayet et al., 2018). Seuls les bassins-versants majeurs, et ceux pour lesquels des taux de dénudation ont été obtenus, ont été étudiés. Ceci sera présenté partie 4.3.

## Relief

La différence d'altitude entre deux points d'un MNT est appelé le relief. La valeur de relief est importante car c'est elle qui définit le potentiel d'évolution morphologique. Par exemple, une incision de 300 m au sein d'un plateau nécessite une topographie relative d' au minimum 300 m entre le plateau et les zones voisines . Plus la zone d'étude associée à une valeur de relief est petite et plus on parlera de relief local (e.g. l'encaissement d'une rivière). Plus l'emprise spatiale est grande et plus on parlera de relief régional (e.g. la topographie moyenne du M.C., cf : partie 2). Les reliefs locaux sont généralement associés aux dynamiques locales et aux processus exogènes (e.g. incision fluviale) tandis que les reliefs régionaux sont associés à des processus grande échelle et souvent endogènes (e.g. tectonique). L'étude du relief à différentes échelles permet de voir la part relative entre les processus à grande échelle et à petite échelle. A petite et grande échelle, l'évolution du relief est considérée linéaire, avec des facteurs d'échelles différents entre tendance locale et régionale (Hurtz and Lucazeau., 1999 ; et références associées). Cette zone intermédiaire, de transition dans les pentes de la courbe d'échelle, peut être considérée comme un indicateur de la prépondérance entre les processus locaux (e.g. diffusion des reliefs, incision d'un drain) et globaux (e.g. tectonique).

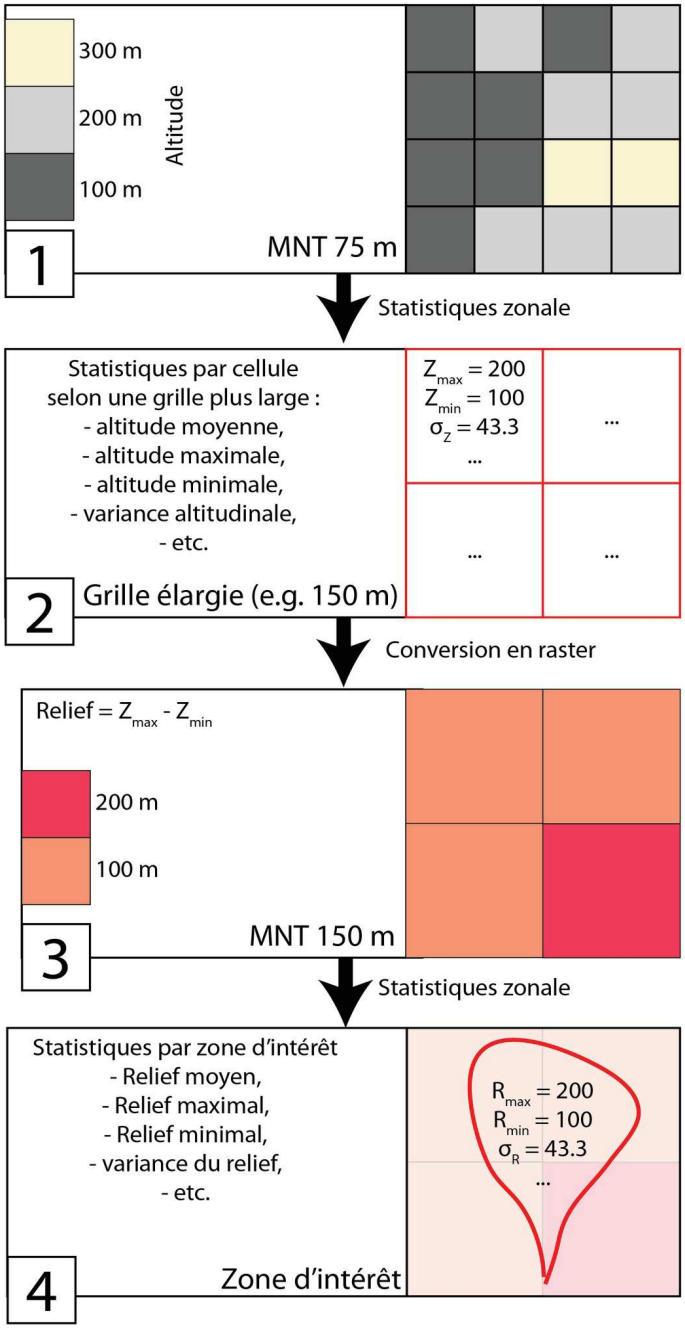



*Figure 4.2: chaine de traitement en vue de l'obtention des paramètres de relief par zone. Les étapes sont faites à plusieurs reprises en faisant varier la taille des cellules de la grille (étape 2). Les dimensions indiquées (e.g. 150 m) sont les dimensions en x et en y (maillage carré).*

Dans cette thèse j'ai développé l'approche suivante en vue d'utiliser l'information présente sur la relation relief et échelle spatiale. L'estimation de la relation entre relief et échelle spatiale est obtenue en trois étapes (Fig.4.2). A partir d'un MNT de référence (ici le MNT BD Alti® à 75m de l'IGN), des statistiques zonales sont obtenues à différentes résolutions spatiales selon une grille régulière. L'étendue topographique (ou relief maximal interne à chaque cellule), c'est à dire la différence entre l'altitude maximale et minimale est ensuite utilisée comme valeur d'entrée d'une seconde étape d'obtention de statistique zonale, cette fois-ci selon, par exemple, un B.V. ou un secteur.

Les valeurs de relief obtenues à l'étape 2 sont associées au relief maximal présent pour chaque cellule du MNT élargi (e.g. 150 m dans cet exemple). Ce choix implique possiblement un biais lorsque des reliefs résiduels très ponctuels sont présents ce qui peut induire une augmentation très forte de la valeur de relief d'une cellule alors qu'un choix basé sur un relief autre, comme par exemple la différence entre l'altitude moyenne et minimale serait exempte de ce biais possible.

Cependant, le choix d'une valeur autre que l'étendue ($Z_{max}$ - $Z_{min}$) induit d'autres biais qui deviennent majeurs, notamment à grande échelle. Par exemple, l'utilisation de la valeur d'altitude moyenne tend, à grande échelle, à tronquer des massifs majeurs (e.g. Cantal). Une autre raison au choix de l'étendue altitudinale d'une zone comme définition du relief est le fait que, s'il peut y avoir des valeurs élevées à petite échelle, peu représentatives du secteur, de telles anomalies sont identifiables via l'utilisation des indicateurs statistiques, entre autres de relief maximal et minimal.

A l'issu de la chaine de traitement pour plusieurs résolutions de grille, l'évolution du relief est présentée sous la forme d'une courbe reliant la résolution du raster à divers éléments statistiques (e.g. relief moyen, médian pour une zone d'étude). La figure 4.3 est un exemple de ce type de courbe pour trois topographies synthétiques.

Les résultats des profils synthétiques permettent de voir l'influence relative des processus locaux et régionaux. Lorsque le relief local est faible devant le relief régional, comme dans le cas de la topographie figure 4.3A, les valeurs de relief moyen, maximal et minimal évoluent de manière similaire en fonction de l'emprise spatiale et l'étendue du relief est relativement faible (les trois courbes sont proches). Ces trois paramètres suivent une tendance de type logarithmique. L'écart-type ($\sigma_r$) du relief suit quant à lui une évolution de type puissance. Les faibles valeurs de $\sigma_r$ pour des grilles de haute résolution est induit par la très forte amplitude de relief régional qui tend à masquer le signal à haute fréquence spatiale et faible amplitude. Cependant ce signal local est clairement visible sur la courbe du coefficient de variation $C_v$ (qui est égal à $\sigma_r$ divisé par la moyenne) qui présente une valeur forte, tendant vers 1 pour des grilles de haute résolution (Si $C_v > 1$, la dispersion du relief est supérieure à la valeur de la moyenne).

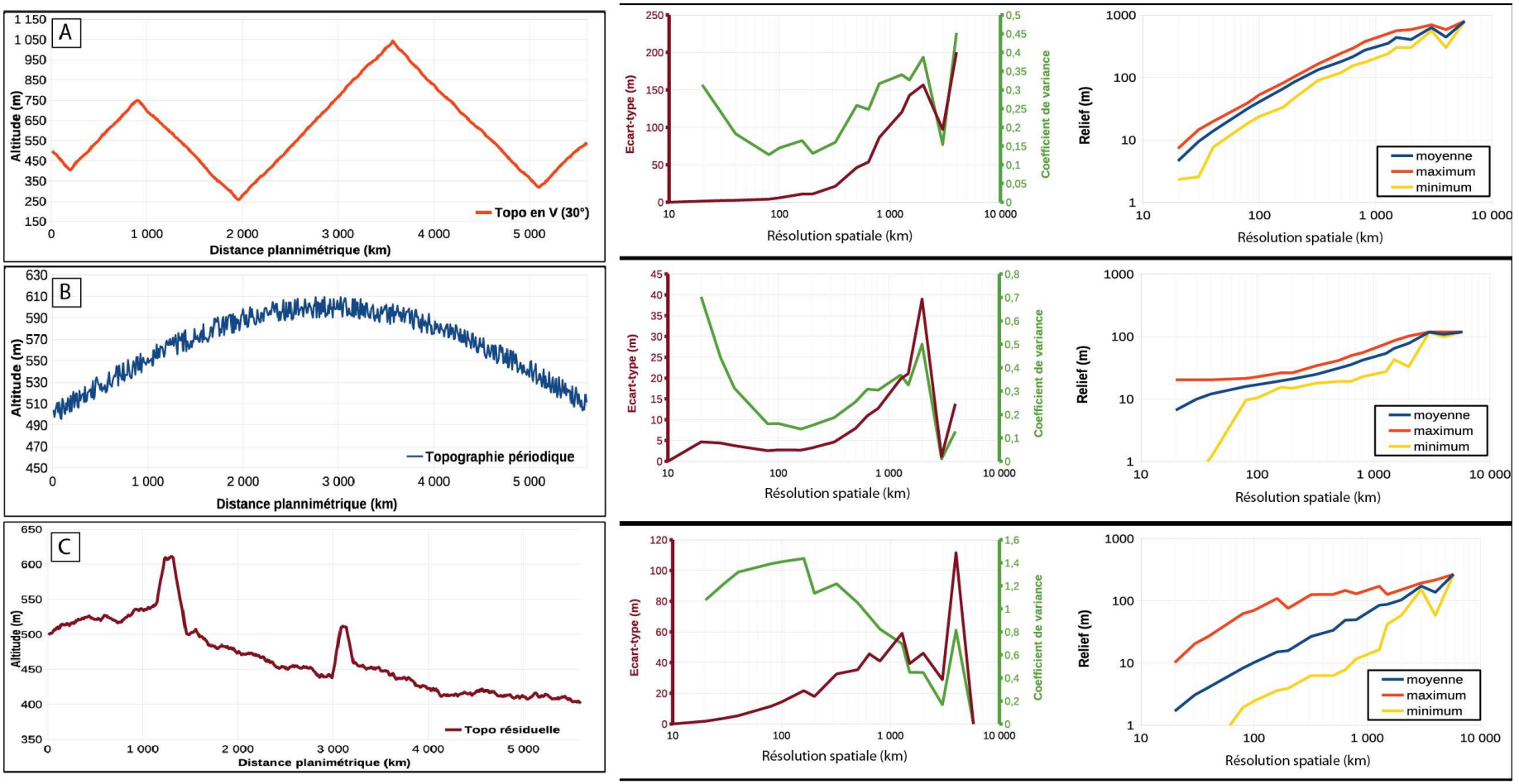



*Figure 4.3 : profils topographiques synthétiques utilisé dans l'étude du facteur d'échelle du relief et courbe d'échelle entre relief et emprise spatial. A gauche sont représentés les topographies synthétiques. Au centre sont représentés l'écart-type de la distribution du relief (marron) ainsi que le coefficient de variation associé (vert). A droite sont représentés les courbes du relief maximum (orange), moyen (bleu) et minimum (jaune) pour chaque résolution spatiale. Le profil A considère des pentes régulières de 30°, le profil B considère une forme de type d'arc de cercle et le profil C est associées à une topographie de type résiduelles. Dans les trois cas, du bruit blanc a été ajouté.*

Lorsque la résolution de la grille diminue, $C_v$ tend premièrement à diminuer puis ré-augmente après ~ 200 km (~ $14^2$ km) de résolution ce qui témoigne d'une compétition entre le signal local et régional. La diminution avant 200 km de résolution est attribuable à une compensation du relief local par le signal régional, c'est à dire que le relief moyen pour chaque maille augmente plus rapidement que la valeur de σ. Si la résolution de la grille diminue encore, on assiste à une augmentation de $C_v$. Cette évolution est en partie induite par la diminution du nombre de cellules utilisées, et donc de la validité des outils statistiques. A titre d'exemple, chaque profil topographique synthétique est produit à partir de 578 points (MNT de Référence, Figure 4.3).
Lorsque la résolution atteint ~ 1500 km, les paramètres de relief ne sont plus calculés que pour 4 mailles. Cet effet de diminution de la taille de la population induit les fortes variations visibles en fin de profils.

Cependant, la tendance à l'augmentation de $C_v$ pour une diminution de la résolution est également explicable, en partie par une plus faible augmentation du relief moyen relativement à la valeur de σ, ce qui peut témoigner de la convergence du relief moyen avec le relief régional.
Dans le cas de la topographie B (Fig. 4.3), l'amplitude du relief local (bruit blanc) relativement au signal régional est supérieur à celui du profil A. Cela est visible par la plus grande valeur de $C_v$ quelle que soit la résolution. L'évolution de $C_v$, σ, du relief moyen, maximal et minimal est, au premier ordre identique à celui du profil A. Il est à noter que la pente de l'augmentation des paramètres du relief, fonction de la résolution est néanmoins plus faible ce qui est explicable, entre autres par la plus faible amplitude du relief régional (100 m contre 800 m).
Dans les deux premiers cas, profils A et B, l'amplitude des signaux locaux est inférieure aux amplitudes des variations à grande échelle. Le profil C présente une relation inverse et pourrait s'apparenter à un relief résiduel (e.g. butte témoin). Deux points majeurs sont à noter pour ce type de topographie. Premièrement (Fig. 4.3.C, courbe de droite), si les paramètres du relief (moyenne, maximum et minimum) suivent au premier ordre le même type d'évolution que pour les topographies A et B, l'étendue du relief (distance entre le maximum et le minimum) est largement supérieure à celle des profils A et B, principalement pour des résolutions fines. Cela s'explique par l'amplitude nettement supérieure des ruptures topographiques locales devant la pente régionale. Cet effet est également visible sur la courbe de $C_v$, pour laquelle la tendance est inversée, $C_v$ augmentant lorsque la résolution diminue jusqu'à atteindre un maximum puis décroitre. Les valeurs de $C_v$ sont également fortes puisque, dans cet exemple elles dépassent 1 pour des résolutions fines. Cette inflexion de la courbe de $C_v$ est possiblement là aussi le signal de la transition entre la

topographie locale et le signal régional. L'utilisation d'une topographie purement aléatoire (non représentée ici) ne présente pas de changement de pente dans l'évolution de $C_v$.

L'utilisation de cette méthode, bien que préliminaire et nécessitant une phase de tests plus poussée que celle que j'ai eu le temps de mettre en place, suggère que cette approche apporte des informations vis à vis de la question de l'état d'équilibre du paysage et de son aspect plus ou moins évolué vis à vis du relief régional. De manière triviale, plus le relief moyen est grand et plus le secteur étudié possède une élévation forte. Cependant, plus l'évolution de ce relief moyen est faible lorsque la résolution spatiale diminue, plus le paysage est évolué (au sens de paysage mature ; Huggett, 2007) présentant des vallées encaissées et peu à pas de zones planes portées en altitude, le paysage tend donc à être en équilibre (e.g. Huggett, 2007 ; Bierman and Montgomery, 2014). De manière similaire, plus le relief moyen augmente vite lorsque la résolution spatiale diminue et moins le paysage se rapproche d'un état d'équilibre. La valeur de relief maximal permet de rendre compte d'un possible signal local, ce qui pourrait être associé à un début d'érosion régressive par exemple (forte augmentation de l'incision en pied de B.V.), mais il n'est pas possible de discriminer la source de ce signal. La valeur de $\sigma_{Re}$ est un témoin de la structuration du paysage. Plus la valeur de $\sigma_{RE}$ augmente rapidement (avec une diminution de la résolution) et plus le paysage semble posséder une structure et s'éloigne d'un signal « aléatoire ».

Enfin, la valeur de $C_v$ semble indiquer la longueur d'onde spatiale à partir de laquelle le signal morphologique régional est clairement exprimé au sein du relief : au niveau du point de rupture dans la courbe de $C_v$. Pour une courbe en parabole ouverte vers le haut (e.g. profils A et B), la transition (changement du sens de la pente) est autour de 200 km. A cette distance, la valeur du relief local est proche de celle du relief régional. Lorsque la distance augmente, la ré-augmentation de $C_v$ est induite par une augmentation forte de $\sigma$ (en partie due à la diminution de la taille de la population) ainsi qu'à une tendance à la convergence du relief régional (les valeurs d'altitudes minimale et maximale de chaque zone tend à prendre les valeurs régionales) tel que visible sur les courbes de la Figure 4.2 à droite.

## Pente

A partir d'un MNT, il est possible d'obtenir la pente du terrain, c'est à dire la dérivée spatiale de l'altitude ce qui témoigne de la vitesse d'évolution du relief, pour une déplacement au sein de l'espace. Plus le relief augmente vite en augmentant la distance parcourue, plus la pente est forte. Ce paramètre est essentiel dans la compréhension de l'évolution géomorphologique puisque c'est en effet lui, qui va être prépondérant dans les processus d'évolution du paysage. Les formes, ou

modelés morphologiques sont de fait, souvent définis et quantifiés à travers la pente (e.g. Hengl et al., 2009). Plusieurs méthodes existent pour définir la pente mais elles reposent toutes sur le fait que la pente **S** est la dérivée spatiale de l'altitude, c'est à dire le gradient topographique :

$$S = \frac{\partial z}{\partial x} + \frac{\partial z}{\partial y}$$

Avec x, y et z des coordonnées spatiales cartésiennes, z étant la verticale. Dans ce travail j'utilise l'algorithme de Horn reposant sur l'utilisation de l'altitude pondérée des huit cellules voisines. L'utilisation de la pente permet d'approcher le type de processus actif sur le paysage. Par exemple, les processus gravitaires (e.g. chute de blocs, glissements de terrains) tendent à se produire sur des pentes supérieures à ~ 26° tandis que les processus de diffusions (érosion régulière avec export de grains, etc.) se produisent majoritairement pour des pentes inférieures à 45° (e.g. Bierman and Montgommery, 2014). La gamme 26-45° est une plage de transition, où les processus diffusifs et gravitaires sont tous les deux effectifs.

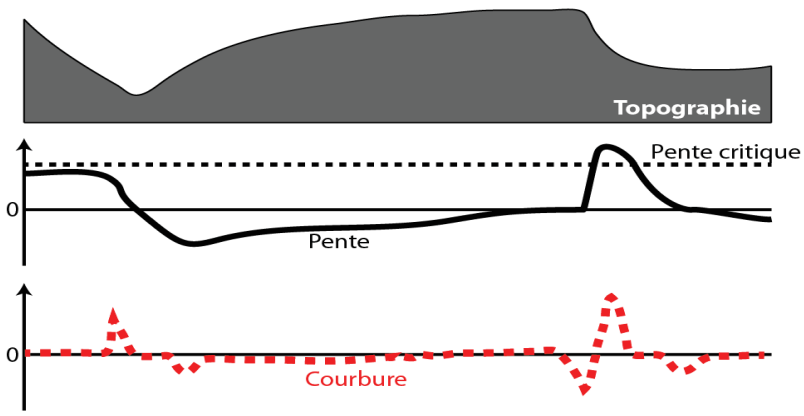



*Figure 4.4 : représentation schématique 2D du lien entre topographie, pente (positive vers le bas) et courbure. Les zones présentant des pentes supérieure à la valeur de pente critique sont associées à des dynamiques principalement gravitaires, les zones présentant des valeurs de pentes inférieures à ce seuil sont associées à des processus de diffusions.*

La dérivée spatiale de la pente (appelée courbure), c'est à dire la dérivée seconde de la topographie est également un élément important dans l'appréhension de l'évolution morphologique puisque, les zones à changement de courbure marquée représentent des zones de creux, de crêtes, ou de proéminence. Ces zones sont donc *a priori* les plus à même d'être affectées par des processus sédimentaires ou érosifs (Minár and Evans, 2008).

Les relations entre la topographie (l'altitude), la pente et la courbure sont représentées de manière schématique sur la figure 4.4. La zone sub-verticale visible sur la topographie ressort nettement sur la courbe des pentes et sur celle de la courbure, tandis que, seule la courbure permet de mettre en exergue la zone de sédimentation potentielle (creux topographique) situé à gauche du profil.

# IV. 1. 2. Réseau de drainage et hydrodynamique

## Niveau de base

La notion de niveau de base est un concept majeur dans la compréhension de la morphogenèse. La représentation la plus simple du niveau de base est de considérer une enveloppe passant par le niveau piézométrique moyen, c'est à dire le niveau des rivières (Fig. 4.5). Au-dessus de ce niveau de base, les processus d'érosion sont prépondérants puisque le niveau de l'eau, et donc les sédiments quelle charrie, tend à rejoindre le niveau de base. Les zones sous le niveau de base sont principalement associées à des processus de dépôts, l'énergie disponible pour le transport étant plus faible. Certains processus, comme les effets de dissolutions peuvent cependant être notablement actif même sous le niveau de base. A grande échelle, le niveau de base est proche d'un profil en long théorique d'une rivière (Fig. 4.5). Il est généralement admis que le niveau de base général est le niveau marin tandis que le niveau de base (régional/local ?) (si non précisé est le niveau de la rivière locale).

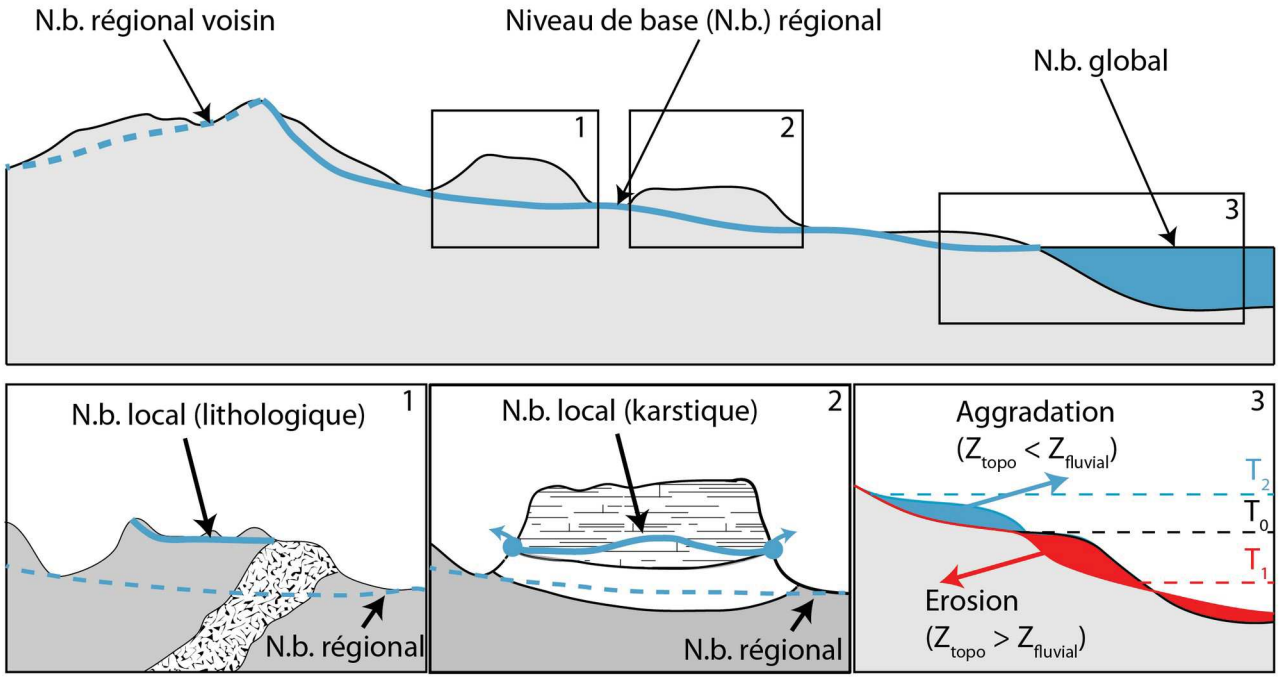



*Figure 4.5: Définition et représentation schématique du concept de niveau de base (N.b.). La coupe topographique du dessus replace le niveau base dans un cadre régional avec contrôle final induit par le niveau marin. Les trois encart présentent des cas particuliers en désaccord avec un vision simple et statique du niveau de base comme étant l'égal d'un profil concave. En 3) est schématisé l'évolution morphologique associée à une variation du niveau de base. On observe de l'aggradation si le N.b. augmente ($T_2$), et de l'érosion dans le cas d'une chute du N.b. ($T_1$). Voir texte pour une description détaillée.*

Il me semble important de préciser que, si cette définition semble valide pour des temps relativement courts (< $10^4$ ans) ainsi que pour la dynamique intrinsèque de l'eau, elle ne permet pas de rendre pleinement compte de la dynamique des sédiments charriés dans le temps long puisque ceux-ci ne sont en effet, pas à l'équilibre gravitaire à l'altitude du niveau marin. En effet, durant leur évolution marine, les sédiments charriés n'atteignent le minimum d'énergie potentiel qu'au au niveau de la plaine abyssale. Les dynamiques érosives marines (e.g. canyons sous-marins) peuvent localement être dans la continuité des canyons aériens (e.g. Maufrey, 2016) et entrainent dans ce cas une zone de sédimentation finale loin en contrebas du niveau marin. Cet effet me semble à considérer, notamment dans le cas de bilan de masse (redistribution) en lien avec des déformations (isostasie).

La définition du niveau de base est également complexe à l'échelle locale. En effet, si le niveau marin est le même pour tous les bassins versants, le niveau de base local, définit comme l'altitude du drain majeur, peut fortement varier sur quelques kilomètres.
Certaines complexités possibles d'une définition précise du niveau de base sont représentées sur la figure 4.5. Si le niveau de base local correspond au premier ordre au niveau des rivières majeures, il peut présenter des fluctuations vis à vis d'un profil concave type, du fait de retard d'incision, variations lithologiques, etc. Il est à noter, sur la limite gauche du profil topographique de la figure 4.5, la différence majeure dans le gradient du niveau de base entre deux bassins-versants différents (traits bleu plein ou pointillés) alors que le niveau de base global est cependant identique. Ce type de différence induit des dynamiques de déplacement des lignes de crêtes, de possibles captures (cf : ci-dessous) de B.V. (non représentable sur une coupe 2D), etc. L'encart 1 présente le cas d'un niveau de base local contraint par une lithologie nettement moins érodable (couche avec un figuré blanc-noir). Dans ce cas, l'évolution morphologique en amont de cette limite lithologique est limitée par l'amplitude du relief au-dessus de ce niveau. Il s'agit d'une évolution locale, en « sursis » vis à vis de l'évolution régionale qui tend à fossiliser les formes. L'encart 2 présente le cas des massifs karstiques. Dans ce cas, le niveau de base est étroitement lié à la notion de formation de cavité (e.g. Palmer, 1987) puisque l'enfoncement du réseau hydrologique « secondaire » tend à se faire de manière souterraine dès lors que la vitesse d'incision du drain principal est suffisante. La présence d'une couche imperméable peut jouer le rôle de verrou lithologique à l'incision du réseau hydrologique souterrain, ce qui amène à la formation d'un niveau de base local perché vis à vis de l'altitude des rivières. L'encart 3 présente de manière succinct l'aspect dynamique de l'évolution du niveau de base en lien direct avec l'évolution du niveau marin, dans ce cas lié à un contrôle global. Lorsque le niveau marin chute en $T_1$ (ou augmente en

$T_2$), le niveau de base en amont s'accorde avec cette nouvelle référence et induit une période d'érosion régressive (ou d'aggradation amont). Ce type d'évolution dynamique du niveau de base peut également être marqué à l'échelle locale, indépendamment d'une variation du niveau eustatique à la faveur, par exemple d'une capture (cf : paragraphe ci-dessous), ou de variations climatiques. Il est à noter que le processus d'érosion régressif ne fonctionne que si la chute du N.b. induit une modification notable de la pente en aval, c'est à dire dans le cas des variations eustatiques, si la pente de la plateforme continentale nouvellement exondée est supérieure à celle des drains.

Dans cette thèse, le niveau de base est entendu, comme étant l'altitude de la rivière majeure la plus proche (e.g. Altitude du point le plus proche de la Vis pour un élément du Bassin-versant de la Vis) sauf si explicitement précisé autrement. Enfin, je rajouterais que cette définition du niveau de base est souvent exploitée comme étant une limite du potentiel d'érosion. Tout élément sous l'altitude du niveau de base tendrait à une dynamique d'aggradation. Si cela est raisonnable sur un temps court et pour une considération purement sédimentaire, d'autres processus peuvent induire des circulations de fluides, et donc d'éléments dissous sous le niveau de base comme par exemple une boucle hydrothermale à l'échelle régionale (e.g. Milesi et al., 2020). Cette notion d'érosion non contrôlée par le niveau de base est plus amplement développée dans la section sur la karstogenèse (4.1.5).

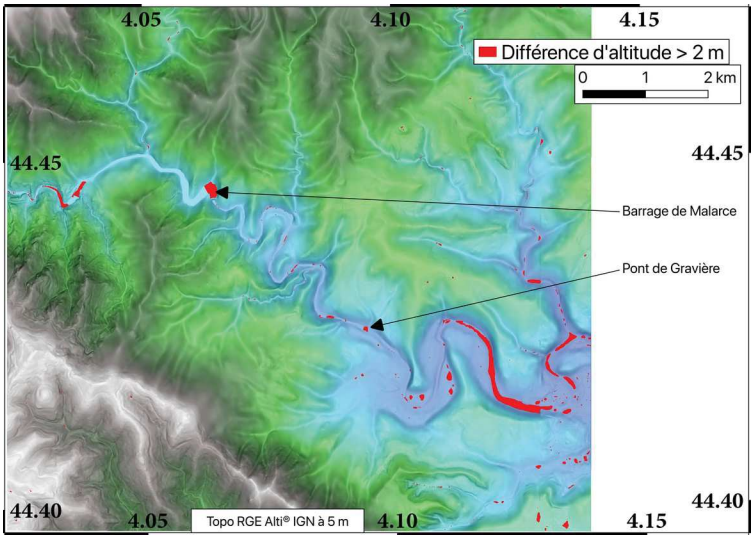



*Figure 4.6: exemple de zones corrigées par la chaine de préparation du MNT pour l'obtention d'un MNT sans bassin endoréique. Dans cet exemple, trois passages de l'algorithme de correction r.fill.dir ont été nécéssaire pour obtenir un MNT. Fond couleur: MNT à 5 m de résolution de la partie centre de la vallée du Chassezac (Ardèche) et ombrage par la carte des pentes.*

## Bassin-versant

Le bassin-versant (B.V.) est souvent considéré comme l'unité fondamentale hydrologique d'un système géomorphologique (e.g. Bierman and Montgommery, 2014). Dans des zones non karstifiables, le B.V. est délimité par la ligne de partage des eaux et correspond à l'ensemble des zones en amont d'un point dont les précipitations passent in fine par ce point. Dans cette thèse, les B.V. sont délimités à partir du MNT IGN à 75m par l'utilisation séquentielle des outils du SIG GRASS intégrés à QGIS *r.watershed* (création

d'un raster de la direction de drainage), *r.water.outlet* (création d'un raster logique DANS/DEHORS le B.V. à partir de la localisation de l'exutoire que j'ai pointé manuellement) et *r.to.vect* (conversion du raster logique en polygone).

Préalablement à ces trois étapes, le MNT a été corrigé pour supprimer l'ensemble des bassins endoréiques (sans exutoires) présents sur le MNT initial. Six passages de l'algorithme *r.fill.dir* ont été nécessaires à la correction de l'ensemble des pièges hydrologiques. Cette correction est nécessaire (e.g. Wang and Liu, 2006 ; Lindsey, 2016) pour permettre la création d'un réseau hydrologique s'écoulant depuis les sommets du MNT jusqu'aux limites et supprime les artefacts tels que les barrages ou les ponts (Figure 4.6) pouvant couper un drain. Cependant, puisque cette correction force chaque point du MNT à s'écouler vers une cellule voisine et ce, jusqu'à l'extérieur du MNT, les zones karstiques (notamment) présentant des bassins endoréiques réels (e.g. poljés, dolines) se voient attribuer artificiellement un réseau de drainage « fonctionnel » de surface.

## Capture

Une conséquence des variations locales de niveau de base est la possibilité de capture d'une tête de B.V. par un autre B.V. plus « agressif » (Fig. 4.7), c'est à dire ayant un niveau de base plus bas pour une même distance de la ligne de partage des eaux. Le phénomène de capture est majeur dans la dynamique de mise en place des paysages (e.g. Bierman and Montgomery, 2014 ; Molliex et al., 2016 ; Sassolas-Serrayet et al., 2019). Pour le B.V. « perdant », l'amont du point de capture n'est plus partie prenante de son aire d'alimentation. La capacité d'incision à l'aval de ce point est donc fortement réduite et le drain perd sa capacité à s'ajuster à des variations régionales du niveau de base (e.g. surrection). Au niveau du point de capture se développe une vallée sèche (*wind-gap* en anglais). Pour le B.V. « conquérant » : à l'aval, la capacité d'incision est augmentée rapidement en raison de l'augmentation du débit (e.g. Bierman and Montgomery, 2014). En amont du point de capture, c'est le potentiel d'incision qui est fortement augmenté du fait de la connexion avec un niveau de base plus bas, il y a donc une augmentation de l'incision induit par l'augmentation de la pente des drains par effet d'érosion régressive. Cette augmentation du taux d'incision est par exemple montrée au niveau du bassin de Sorbas (Espagne), où une capture a engendré une augmentation du taux d'incision d'un facteur 10 (Stokes et al., 2002 dans Harmand et al., 2017).

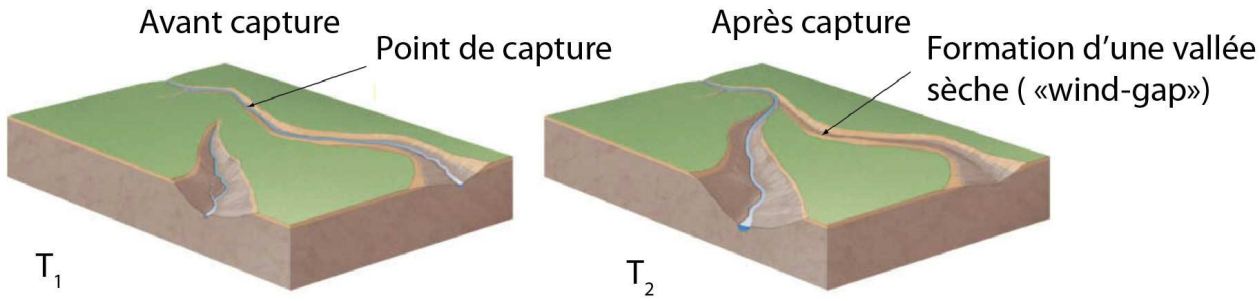



*Figure 4.7 : schéma conceptuel du phénomène de capture. Lorsque l'érosion régressive du drain initialement secondaire, ici celui de gauche sur (T1), atteint l'autre drain, la rivière est détournée au profit du B.V. agresseur (T2). Modifié d'après Bierman and Montgomery, 2014.*

## IV. 1. 3. Inversion de relief

Un autre concept morphologique que j'ai largement utilisé durant mon travail de thèse est celui de l'inversion de relief. Ce concept est fréquemment utilisé (e.g. Blais et al., 1971 ; Lageat et de Goer de Herve, 1991 ; Bierman and Montgomery, 2014). Il s'agit d'une conséquence logique du phénomène d'érosion différentielle et de la mise en place d'une lithologie plus résistante à l'érosion que l'encaissant au sein d'une vallée (ou d'une dépression). Si le contraste d'érodabilité est suffisant (typiquement pour un contraste entre du basalte et des pélites) alors l'encaissant va s'éroder plus vite que la nouvelle lithologie qui, après un certain temps se retrouvera en relief vis à vis des zones voisines (Fig. 4.8). Si l'âge de la mise en place de la lithologie résistante est mesurable (e.g. K/Ar, Ar/Ar ou paléomagnétisme dans le cas des basaltes), il est alors possible de quantifier les vitesses d'incision des cours d'eau voisins, voir d'érosion d'une plus large région.

La figure 4.8 illustre également les variations du N.b. local associé au processus d'inversion de relief. Lorsque le fond de vallée est comblé par la série résistante, il y a exhaussement du N.b. local. Les processus d'incision en amont sont donc freinés (cas d'un N.b. lithologique, Fig. 4.5.1) tandis que l'aval n'est pas affecté et conserve *a priori* sa vitesse d'évolution antérieure (des variations peuvent être produites par une variation dans la charge sédimentaire du drain). L'exhaussement très localisé du N.b. produit une augmentation forte de la pente (et de la courbure) du drain formant un point d'inflexion. Cette zone à forte pente va engendrer une augmentation de l'incision locale forçant un recul du point d'inflexion (érosion régressive ; e.g. Loget and Van Den Driessche, 2009 ; Bierman and Montgomery, 2014) ainsi qu'une augmentation du taux d'incision local jusqu'à ce que le profil de rivière « d'équilibre » soit retrouvé, c'est ce que l'on nomme un processus épigénétique. L'incision postérieure au remplissage de la vallée s'initie

souvent sur les bords du remplissage, au niveau d'un contact lithologique (e.g. Ouimet et al., 2008) et possède une magnitude supérieure au taux d'incision long-terme. Cette vitesse d'incision épigénétique peut en effet être de plusieurs ordres de grandeur supérieure à la vitesse long-terme (e.g. Ouimet et al., 2008) et ne dépend que des conditions locales. Si l'inversion de relief possède une emprise plus large que le lit de la rivière, et à l'exclusion de tout autre processus (e.g. mouvements de failles), alors il est possible de calculer le taux de dénudation du secteur et d'approcher le taux d'incision long terme puisque le N.b. local a retrouvé la même altitude que le N.b. régional.

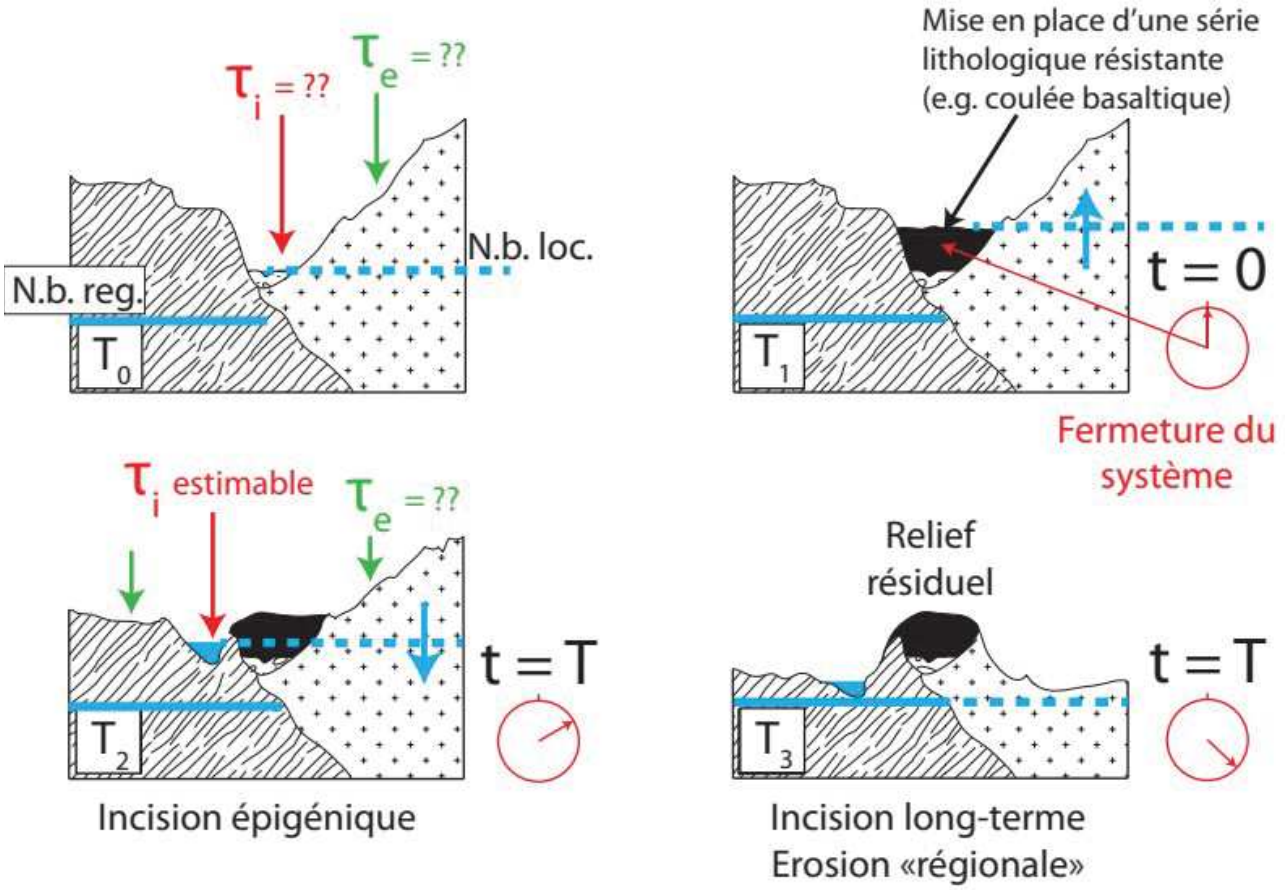



*Figure 4.8 : Principe de l'inversion de relief et du calcul possible du taux d'incision ou d'érosion. A partir d'une situation initiale $T_0$, la mise en place d'un élément résistant en fond de vallée ($T_1$) dont l'âge est calculable permet de quantifier les taux d'incision ($\tau_i$) ou d'érosion ($\tau_e$) entre le moment de fermeture du système géochronologique et le temps de mesure (T). Antérieurement à ce moment de fermeture, $\tau_e$ et $\tau_i$ ne sont pas quantifiables. Les deux situations inférieures ($T_2$ et $T_3$) représentent l'évolution logique du paysage mais une seule situation est applicable pour chaque site puisque le temps T correspond à l'actuel. La mesure serait donc faite soit dans un état proche de $T_2$ soit de $T_3$, ces deux valeurs représentant l'évolution normale du système. Pour chaque situation, le niveau de base régional (N.b. reg.) est stable. Le niveau de base local quant à lui (N.b. loc.) fluctue et contrôle les processus d'incisions/érosion.*

Le calcul du taux d'incision ($\tau_i$) est simplement la distance verticale incisée par le drain divisé par l'âge de formation du remplissage :

$$\tau_i = \frac{\Delta_z}{T} \quad avec\ \Delta_z = Z_0 - Z_{act} \qquad \text{(Eq. 4.3)}$$

où T est l'âge de la série portée en inversion de relief et $\Delta_z$ l'incision du drain (m) et, $Z_0$ et $Z_{act}$ l'altitude initiale et actuelle du drain (m). La précision de la valeur de T dépend de la méthode de datation utilisée, tandis que la valeur de $\Delta_z$ dépend de l'hypothèse faite sur la position initiale du drain (Fig. 4.9). Une hypothèse classiquement faite est d'utiliser la base du remplissage, c'est à dire l'altitude du drain juste avant le remplissage. Cette hypothèse tend à limiter l'effet d'épigénétisme et tend donc à se rapprocher de la vitesse d'incision long-terme (sans, a apriori, l'atteindre). L'utilisation de la base du remplissage induit également une erreur possiblement majeure si le taux d'incision calculé est utilisé pour produire un bilan de masse exportée par le drain. Finalement, cette méthode nécessite bien souvent une étude de terrain exhaustive pour positionner cette limite. En effet, dans le cas d'une rivière avec un bord vertical (Fig. 4.9), la localisation de cette limite est impossible à déterminer à partir d'un MNT (Plus la pente est forte et plus l'erreur induite sera forte).

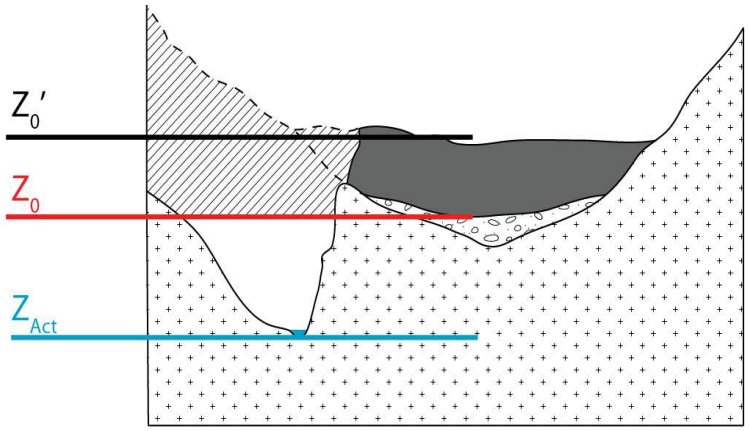



*Figure 4.9: représentation schématique des éléments géométriques utilisés pour contraindre le taux d'incision à partir d'un site en inversion de relief. Le niveau de base ancien (antérieur à la mise en place du remplissage en gris) est représenté par la ligne Z0. Juste après la mise en place du remplissage, le N.b. est exhaussé en Z'0. Ces deux niveaux peuvent-être choisis pour contraindre l'incision depuis lors en comparant à l'altitude du N.b. actuel (Zact). L'espace hachuré est indicatif de la quantité de matière exportée du système en plus de l'incision « strict » lors d'un creusement épigénétique*

La seconde possibilité consiste à utiliser la surface actuelle du remplissage comme valeur de $Z_{act}$. Cette approche possède les avantages et inconvénients inverses de l'utilisation de la base du remplissage : limite l'erreur dans un bilan de masse, permet d'être implémentée facilement à partir d'un MNT mais produit un taux d'incision largement supérieur à la vitesse long-terme.

## IV. 1. 4. Utilisation des marqueurs géomorphologiques

Lors de l'évolution du paysage, les processus d'érosion et de dépôts induisent la formation de surfaces morphologiques telles que des terrasses alluviales, d'abrasion ou encore des surfaces de crypto-corrosion. Certaines de ces surfaces sont utilisables pour contraindre l'évolution géométrique d'une zone, en offrant la possibilité de calculer un basculement (Fig. 4.10). Cette approche de mesure d'un basculement a été réalisée, par exemple, à l'aide de marqueurs de surface (Champagnac et al., 2008) ou de niveau endokarstique (Granger and Stock, 2004 ; Cazes, 2013).
L'idée de la mesure d'un basculement repose sur trois hypothèses principales : Premièrement, le marqueur géomorphologique étudié doit permettre une mesure de sa pente de manière relativement fiable. C'est à dire que, au premier ordre, le marqueur doit pouvoir être assimilable à un plan non courbe afin de pouvoir extraire une valeur de pente et d'aspect (direction de la pente) représentant de manière raisonnable le marqueur.

Le deuxième élément majeur de cette approche repose sur la nécessité de connaître, ou d'estimer de manière raisonnable, la pente et l'aspect initial du marqueur (avant le basculement). Si les deux critères sont retenus, alors la mesure du basculement est simplement la différence entre le plan représentatif de l'état initial et le plan représentatif de l'état actuel.

Le troisième critère nécessaire à l'utilisation de cette approche est la fossilisation du marqueur depuis son abandon. En effet, si le marqueur est érodé ou déformé alors la mesure faite ne sera plus représentative du basculement du secteur mais d'une convolution entre basculement et processus local. C'est par exemple le cas lorsque les processus diffusifs tendent à dégrader les reliefs.
Finalement, si l'âge d'abandon du marqueur est estimable alors il est possible d'obtenir un taux de basculement et, à plus large échelle un taux de déformation.

Les marqueurs « idéaux » pour déployer cette méthode sont les marqueurs endokarstiques de types gours (e.g. Martel, 1894 ; Granger and Stock., 2004 ; Cazes, 2013). En effet, ces concrétions particulières sont associées à un niveau d'eau et présentent donc, lors de leur formation une surface horizontale (tant que la vitesse de concrétionnement à l'exutoire du gour est supérieure au taux de basculement). Un avantage de ces gours est également le fait que leur âge d'abandon, c'est à dire de dernière circulation d'eau, est *a priori* quantifiable (méthodes de datation U/Th ; Granger and Stock, 2004 ; ou U/Pb). Cependant, ces marqueurs endokarstiques sont également susceptibles d'être déformés par des processus propres au karst (e.g. soutirage, Cazes, 2013) et, ceux présentant des dimensions suffisantes pour obtenir une mesure fiable, sont assez rares.

Pour l'identification des marqueurs de surfaces, la méthodologie est la suivante :

Premièrement, les marqueurs sont identifiés de manière automatique sur un MNT à l'aide de différents critères. Ces critères sont une combinaison de critères de pentes, aspect, différentiel d'altitude et courbure.

Deuxièmement, les marqueurs identifiés de manière automatique sont vérifiés manuellement afin de supprimer de possibles faux positifs (e.g. barrage) et de délimiter de manière plus homogène le marqueur.

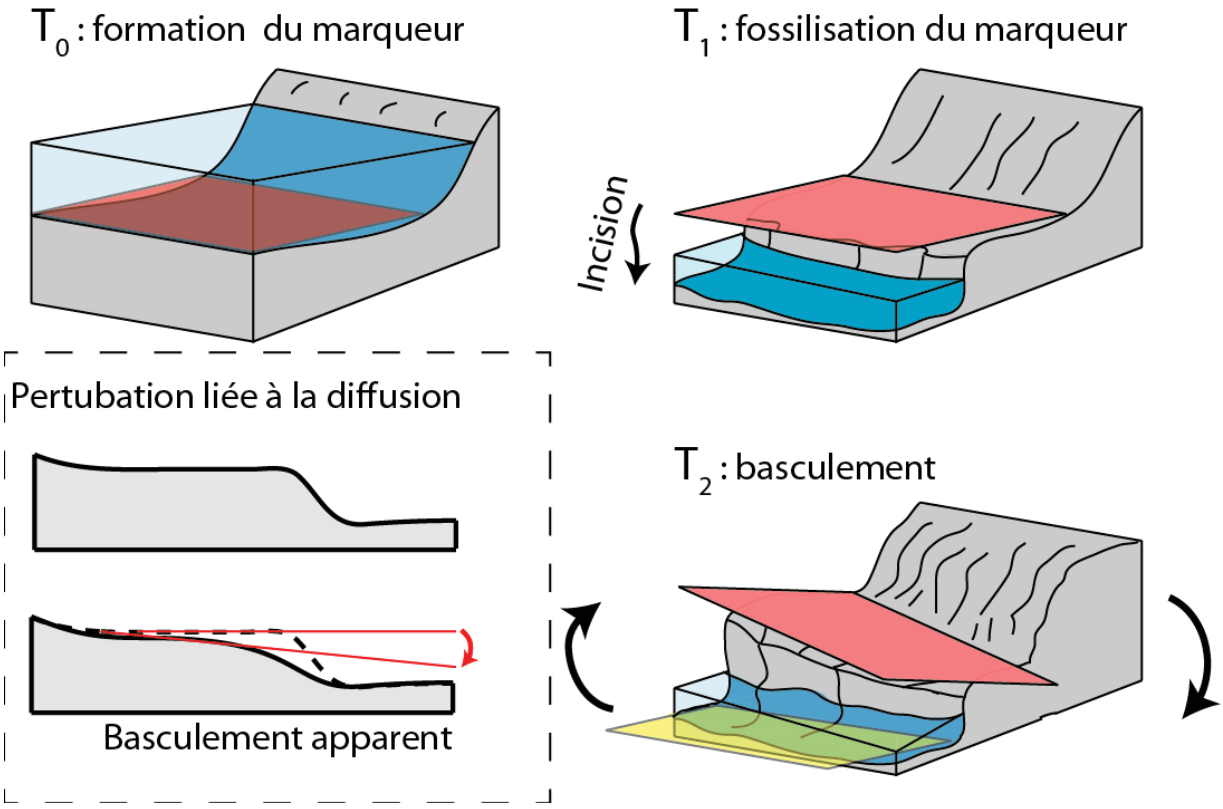



*Figure 4.10: Principe de la méthode de mesure du basculement d'un marqueur géomorphologique. Une surface se forme à un instant T0 et est abandonné (« fossilisé ») en T1. Le plan représentatif de ce marqueur est représenté par le polygone rouge. Si postérieurement à son abandon, la région subit un basculement alors le plan représentatif rouge présente des paramètres différents et son basculement est estimable en comparant avec le plan représentatif actuel (en jaune). Pour des raisons de simplification, les étapes de formation et de basculement sont clairement séparées, mais peuvent évidemment être synchrones. L'encart en bas à gauche présente un exemple de phénomène pouvant conduire à une erreur d'interprétation d'un écart entre pente actuelle et initiale*

Troisièmement, une fois le marqueur identifié, celui-ci peut être rattaché à son processus de formation. Le plus souvent, il s'agit de marqueurs associés à une dynamique fluviale, la phase d'identification permet donc de rattacher chaque marqueur à son drain parent.

Finalement, en utilisant le drain parent associé à chaque marqueur, il est possible de corriger de la pente initiale. Cette dernière étape repose néanmoins sur l'hypothèse que la pente du drain actuelle

est similaire à la pente initiale du drain à l'origine du marqueur lors de sa formation. Cette hypothèse, a priori raisonnable pour des marqueurs proches du drain actuel (e.g. terrasses d'abrasion), devient de plus en plus difficile à prouver pour des marqueurs éloignés. En domaine karstique par exemple, l'utilisation d'une pente d'un drain actuel voisin comme plan représentatif de l'état initial d'un poljé est par défaut erroné puisque les deux objets ne présentent pas de lien génétique fort. Par ailleur, une stabilité des conditions hydro-sédimentaires (débit, charges, etc.) est nécessaire à maintenir cette condition de pentes similaires.

Un des avantages de cette méthode repose sur la fiabilité des marqueurs retenus puisqu'ils sont individuellement étudiés mais cet avantage induit un coût de temps travail conséquent et limite l'application de la méthode à une grande échelle.

Une approche complémentaire, applicable à plus grande échelle a donc également été développée. Pour cela un code C a été développé par Michel Peyret. Le principe initial reste le même mais, au lieu de se concentrer sur quelques dizaines de marqueurs à une échelle locale, la fiabilité de chaque mesure individuelle est diminuée pour étudier plusieurs milliers de marqueurs à l'échelle régionale. L'idée étant que s'il existe un signal clair à l'échelle régionale, les anomalies ponctuelles (e.g. barrage) n'impacteront pas le signal au premier ordre. Les résultats présentés dans ce travail de thèse (cf : partie 4.4) sont des résultats préliminaires puisque, si l'étape d'identification et d'individualisation des marqueur est *a priori* finalisée, la phase de correction de la pente initiale reste en cours de développement.

## IV. 1. 5. Evolution du karst

Les régions karstiques sont fortement présentes en bordure du M.C. et les informations qu'elles peuvent fournir ont été largement exploitées durant ce travail de thèse. Aussi, ce paragraphe vise à présenter les modèles théoriques d'évolution du karst, souvent appelés spéléogenèse ainsi que les grandes lignes des dynamiques physico-chimiques des régions karstiques. Tout d'abord, rappelons que les morphologies karstiques sont majoritairement associées aux roches carbonatées mais qu'elles peuvent être observables dans d'autres contextes avec, par exemple, les séries évaporitiques (e.g. Ford and Williams, 2007 ; Hour and Catto, 2008 ; White and Culver, 2012 ; Bolatti et al., 2017), les grottes de laves (e;g. White and Culver, 2012 ; Bosted et al., 2013), les karst glaciaire (e.g. White and Culver, 2012) ou péri-glaciaire (e.g. thermo-karst, Morgenstern, 2012). Les grandes lignes, me semblant nécessaires à la compréhension de la suite du manuscrit sont présentés ci-après et je renvoi le lecteur à l'ouvrage de Ford and Williams (2007) pour plus d'informations, notamment sur les cinétiques de réactions et l'aspect hydrodynamique.

## Processus à l'oeuvre

Dès les premiers travaux sur le karst (synthèse de Martel, 1894), plusieurs mécanismes sont proposés pour expliquer la formation des grottes. Ces processus sont regroupés en quatre actions pouvant expliquer l'origine de la formation des grottes :

1) une action mécanique extérieur, c'est à dire l'érosion physique liée à l'entrée d'eau et de sédiment dans le karst.

2) une action mécanique intérieure, c'est à dire l'effondrement des diverses séries sédimentaires depuis le bas vers le haut.

3) une action chimique extérieure, c'est à dire la dissolution de la roche du fait de l'eau, et de l'air, extérieur chargé en $CO_2$.

4) une action chimique intérieure, c'est à dire la dissolution de la roche du fait de fluide venant de la profondeur et pouvant rejaillir à la surface.

Si ces explications étaient, souvent proposées comme exclusive l'une de l'autre, elle ont toutes été depuis lors confirmées (avec des amendements conséquents pour l'hypothèse 4) et leur action est souvent synchrone ou complémentaire. Par exemple, l'élargissement de vides par effondrement de voutes, vides formés initialement par dissolution de l'encaissant.

Cependant, bien que tous les processus physico-chimiques soient effectivement actif dans les zones karstiques (à l'instar de tout système géomorphologique tel que l'érosion mécanique en fond de rivière), l'évolution du karst est particulière en ce sens que les réactions de dissolutions y jouent un rôle primordial (Ford and Williams, 2007). Cette interaction peut être résumée par les réactions de dissolution pour le cas de la calcite ($CaCO_3$) et de la dolomite ($Ca_{(1+x)}Mg_{(1-x)}(CO_3)_2$, avec x le facteur d'enrichissement en Ca, tendant vers 0 :

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \Leftrightarrow Ca^{+2} + 2\,HCO_3^- \quad \textit{calcite pure} \quad (4.4)$$

$$Ca_{(1+x)}\,Mg_{(1-x)}(CO_3)_2 + 2\,CO_2 + 2\,H_2O \Leftrightarrow Ca^{+2} + Mg^{+2} + 4\,HCO_3^- \quad \textit{calcite magnésienne} \quad (4.5)$$

$$CaMg(CO_3)_2 + 2\,CO_2 + 2\,H_2O \Leftrightarrow Ca^{+2} + Mg^{+2} + 4\,HCO_3^- \quad \textit{dolomite pure} \quad (4.6)$$

En présence d'eau et de gaz carbonique dissout, la calcite (ou la dolomite) est mise sous forme dissoute engendrant la formation d'ions calcium (ou de magnésium) libres ainsi que d'ions bicarbonate. La vitesse de cette réaction dépend, entre autres choses de la quantité d'eau ayant une acidité suffisante pour engendrer de la dissolution. Plus la quantité est importante et plus la quantité de roche dissoute est grande avant saturation. La température y joue aussi un rôle majeur. En effet, le seuil de saturation est d'autant plus haut que la température de l'eau est basse tandis que la vitesse de la réaction de dissolution est d'autant plus rapide que la température est élevée. Ces deux

paramètres tendent donc à influencer de manière opposée la vitesse de karstification. La composition (chimique et pétro-structurale) de la roche soumise à karstification est aussi un facteur majeur (e.g. Ford and Williams, 2007 ; Giese et al., 2016). Par exemple, pour deux calcites pures (100 % $CaCO_3$) l'une présentant une structure de type micritique (grains de taille < 5 µm) l'autre de type sparitique (grains de taille > 20 µm), la plus grande surface d'échange des structure micritiques engendrera une vitesse de dissolution d'autant plus grande.

## Porosité

Un facteur majeur permettant, voir contrôlant la karstification est la porosité de la roche. Cette porosité, définie comme la proportion volumique de vide (exprimé en %), peut être regroupée en trois classes : la porosité primaire, secondaire et tertiaire (Ford and Williams, 2007). La porosité primaire est associée à la porosité intrinsèque à la roche, obtenue lors de sa formation et est donc présente avant toute déformation ou karstification. Cette porosité primaire est de type matriciel, la vitesse de circulation des fluides y est lente (circulation généralement par diffusion) ce qui limite l'érosion du milieu à des processus de transport ionique. L'énergie cinétique n'étant pas suffisante pour mettre en mouvement les grains il n'y a « pas » d'érosion mécanique. La porosité secondaire est associée à la fracturation (sens large), c'est à dire qu'il s'agit d'une porosité mise en place postérieurement à la formation de la roche bien souvent à la faveur de structures de déformation : diaclase, failles, etc. Ce type de porosité présente une importance variable sur la dynamique de karstification (e.g. Boinet, 1999 ; Ford and Williams, 2007 ; Audra and Palmer, 2013). En général cependant, la porosité secondaire permet des transferts d'eau plus rapide (écoulement laminaire) voir la connexion de plusieurs niveaux initialement séparés par une couche imperméable. Enfin, la porosité tertiaire correspond à la porosité liée à la karstification (e.g. grottes). Il s'agit souvent de connexion et d'élargissement des porosités primaire et secondaire. L'évolution ultime de cette porosité tertiaire correspond au réseau karstique explorable, c'est à dire à un réseau de grotte. La circulation de fluide y est généralement de type turbulent, possédant par là même une capacité d'érosion nettement supérieure.

Notons que la porosité primaire et les contraintes pétrostructurales sont issues des conditions lors de la diagenèse des sédiments carbonatés, et que la porosité secondaire dépend majoritairement des processus géodynamiques ayant eu lieu entre la fin de la lithification et l'époque de karstification (e.g. plissements, ruptures de failles, etc.). Tous deux sont donc indépendants des conditions associées à la karstification. La porosité tertiaire quant à elle, et son évolution dans le temps (e.g. géométrie) dépend des paramètres régnants lors de la formation du karst et des cavités, c'est à dire

la spéléogenèse (les phases de déformation tectonique et de karstification peuvent bien évidemment être synchrones). Outre les paramètres structuraux précédemment présentés, la spéléogenèse repose également sur les contextes tectonique et climatique. Le paragraphe suivant vise à présenter les grandes familles de modèles génétiques des réseaux karstiques.

## Description du karst

Le karst présente la particularité, contrairement aux autres systèmes géomorphologiques de se développer de manière importante sur la composante verticale. De fait, la description d'un système karstique repose donc sur les observations de surfaces ainsi que sur celles, rendues possibles, par les explorations spéléologiques (e.g. Martel, 1894 ; Barriquand et al., 2015).

Cependant, l'étude spéléologique, si elle permet d'apporter des éléments de compréhension dans le volume, elle reste pour l'instant limitée aux seuls réseaux de grottes, c'est à dire aux volumes connectés avec la surface et suffisamment grands pour être explorés. Les zones restantes demeurant méconnues, seules des approches indirectes et intégratives telles que la gravimétrie, la sismologie, la géodésie ou des bilans chimiques permettent de comprendre et d'étudier le fonctionnement du karst dans sa globalité (e.g. Forès, 2016 ; Lesparre et al., 2016).

L'approche spéléologique a permis de découper le karst en trois (voir quatre) niveaux hydrologiques étagés : la zone Vadose, épiphréatique et phréatique (Fig. 4.11 ; Harmand et al., 2017). Une quatrième zone, en proche surface est également régulièrement individualisée : l'épikarst (e.g. Lesparre et al., 2016). L'épaisseur de ces niveaux est fortement variable, d'absente à plusieurs centaines de mètres. En surface, et en proche surface, typiquement sur les quelques premiers mètres à dizaines de mètres se situe l'épikarst. Il s'agit, au sens large, de la zone d'acidification de l'eau dans le sol, de son infiltration dans le massif et du début du phénomène de dissolution. La vitesse de dissolution de cette zone épikarstique est fortement dépendante de la présence ou non d'une couverture sédimentaire/pédologique (e.g. Bruxelles, 2001, Jaillet et al., 2004 ; Hour and Catto, 2008 ; Audra and Palmer, 2013) régulant l'acidification de l'eau ainsi que la vitesse de transfert dans le karst. Il me semble logique de considérer que la vitesse de dissolution est assez rapide puisque l'eau possède la totalité de son potentiel d'attaque (n'ayant pas encore réagit avec la roche). C'est également dans ces premiers mètres à dizaines de mètres que se déroule l'essentiel du phénomène de concrétionnement. En sortant de l'épikarst, si l'eau n'a pas encore atteint l'équilibre physico-chimique avec l'encaissant (e.g. température, saturation ionique) elle a néanmoins perdu une grande partie de son potentiel de karstification.

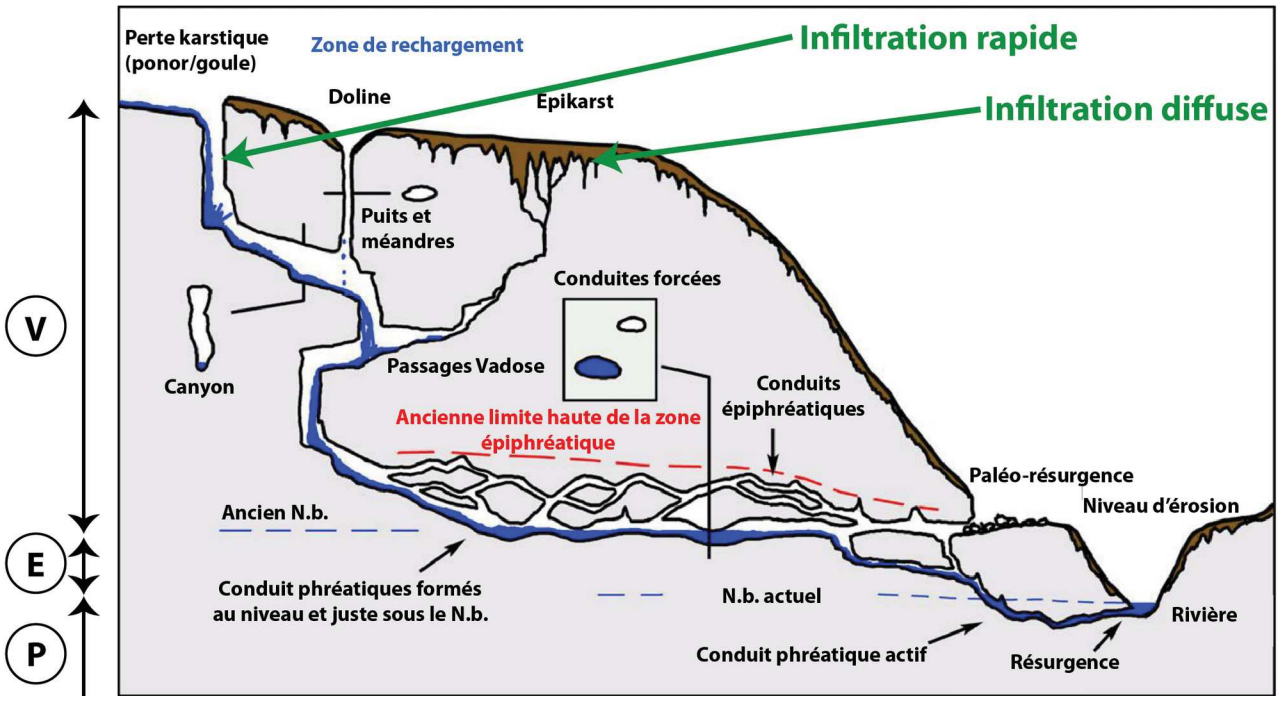



*Figure 4.11: Principaux éléments descriptifs du karst dans son développement vertical. Les zones vadoses, épiphréatiques et phréatiques sont identifiées à gauche par les lettres V, E et P respectivement. Modifié d'après Audra and Palmer, 2013.*

La zone sous-jacente est principalement une zone de transfert. Tout comme dans l'épikarst, cette seconde zone est en domaine non saturé (ou zone vadose). Surtout développée dans des régions à la topographie suffisante, cette zone de transfert présente souvent une alternance de niveau horizontaux et de conduits verticaux (puits et méandres). La karstification y est relativement lente puisque, d'une part l'eau a perdu une grande partie de son potentiel de dissolution et que d'autre part le temps de résidence est souvent faible (relativement aux autres zones) du fait de la géométrie à tendance verticale des conduits.

En s'approchant du N.b. karstique (qui peut également être le N.b. local), se situe la zone épiphréatique, c'est à dire une zone alternant les phases durant lesquelles elle est saturée en eau et les périodes où elle est exondée. Il s'agit en d'autres termes de la zone de battement du N.b. karstique. L'amplitude verticale de cette zone est contrainte, à l'exclusion de tout contrôle lithologique, par le type de rechargement ainsi que par la capacité du milieu sous-jacent à évacuer l'eau. Plus le rechargement est diffus, c'est à dire, plus les pics de crues sont lissés dans le temps et que le débit est stable, et moins grande sera la zone épiphréatique (Audra and Palmer, 2013). De la même manière, plus le milieu sous-jacent permet le transfert efficace des pics de crue et moins la zone épiphréatique sera grande. Cette zone épiphréatique joue en quelque sorte un rôle d'évacuation de trop plein (e.g. Martel, 1894 ; Audra and Palmer, 2013). La vitesse de karstification peut être très

élevée sur cette tranche verticale au vu, entre autres, des fortes vitesses d'écoulement lors des périodes noyées.

Lorsque la saturation en eau devient pérenne, nous rentrons dans la zone phréatique. Cette zone est située sous le N.b. karstique, et généralement sous le N.b. local/régional (e.g. Audra and Palmer, 2013). La circulation de l'eau est induite par un faible gradient hydrologique (de l'ordre de 1/1000, Audra and Palmer, 2013), donc selon un axe globalement sub-horizontal et se produit tant au sein de conduits à la morphologie particulière (Fig. 4.11) qu'au sein de la matrice par effet de diffusion. La vitesse de dissolution y est considérée comme très forte en champ proche du N.b. (Audra and Palmer, 2013) et diminuant en fonction de la profondeur. Cette érosion forte (agrandissement des conduits) est permise par un débit conséquent et une présence continuelle d'eau. Cependant, le potentiel de dissolution est logiquement moindre que pour les zones supérieures puisque l'eau s'est déjà, partiellement chargée en ions. De nouveaux apports en eaux (e.g. mélange avec des eaux « profondes ») ou des modifications de certains paramètres physiques tel que la température, peuvent néanmoins permettre une « régénération » des capacités de dissolutions en profondeur. A l'exutoire du système karstique, l'eau est souvent saturée en carbonate et se retrouve en déséquilibre physico-chimique lorsqu'elle se retrouve en surface. La mise en sur-saturation soudaine entraine la formation de concrétions typiques de sources pétrifiantes que sont les travertins (ou tuffs calcaires).

## Modèles de spéléogenèse

Au vu des précédents paragraphes, sur les processus à l'origine de la karstification et de la géométrie actuelle des karsts (du moins des parties explorables), il est nécessaire de faire un bilan des modèles de karstogenèses classiques, plus précisément de spéléogenèse. Pour la majorité des auteurs, l'évolution des réseaux karstiques est directement contrôlée par l'évolution des rivières voisines (e.g. Ford and Williams, 2007 ; Audra and Palmer, 2013 ; Harmand et al., 2018). Schématiquement, trois modèles sont proposés :

1) les karst éogénétiques, associés aux karsts côtiers (e.g. Ford and Williams, 2007 ; Audra and Palmer, 2013) et n'est pas développé ici.

2) des circulations d'eau provenant « directement » de la surface : grottes épigéniques (Audra and Palmer, 2013) ou hypergène (Ford and Williams, 2007)

3) des circulations de fluides provenant du dessous : les grottes hypogènes (e.g. Ford and Williams, 2007 ; Audra and Palmer, 2013 ; Klimchouk et al., 2017 ; Harmand et al., 2017).

Pour Audra and Palmer (2013), les grottes épigènes formeraient 80 à 90 % des grottes connues reléguant les formations hypogènes à des épiphénomènes, ou à défaut, à des grottes sans lien clair avec la morphogenèse régionale.

## Formation des cavités épigènes

Il s'agit de la grande majorité des cavités (Ford and Williams, 2007 ; Audra and Palmer, 2013). En plus des facteurs précédemment présentés que sont l'importance de la porosité (et de la perméabilité, c'est à dire la capacité à transférer les fluides) et de la structure lithologique (e.g. présence d'une série marneuse « imperméable » et ce faisant jouant le rôle de verrou lithologique), la formation d'un réseau karstique dépend de l'évolution du potentiel hydrodynamique, c'est à dire du niveau de base local. Très tôt, le lien entre développement vertical du karst et incision des vallées a été identifié en lien avec la dissolution interne du massif liée au transit de l'eau en son sein (e.g. Martel, 1894). Les grandes lignes de cette évolution simple demeurent validées aujourd'hui : l'eau s'infiltre, dissout la roche au fil du temps et amène à la formation des cavités jusqu'à ressortir au niveau de l'exutoire,  mais les modalités plus précises de formations ont amené, et amènent encore à de nombreuses discussions (cf : paragraphe ci-dessous la spéléogenèse par fantômisation).

Dans le paradigme actuel cependant, la spéléogenèse me semble être résumable comme suit : dès que le massif est exondé, l'eau va circuler dans le volume à la faveur de 1) la porosité primaire et de 2) la porosité secondaire. Les deux premiers paramètres en faveur de la spéléogenèse sont donc le climat et la structure initiale. Le climat contrôle en effet la quantité d'eau disponible dans le système et les propriétés de celles-ci telle que la température. Par exemple, si les précipitations sont abondantes, mais sous forme de neige (e.g. haute montagne), il n'y a pas d'infiltration significative possible et la spéléogenèse est très fortement limitée (il y a par exemple un fort lien entre période inter-glaciaire et période de concrétionnement ; Harmand et al., 2017).

La structure initiale est également primordiale puisque la circulation de fluide au sein du karst n'y est possible que si la perméabilité est suffisante. Des deux porosités anté-karstification (primaire et secondaire), le transit dans les fractures étant plus rapide (écoulement laminaire) que dans la matrice (écoulement par diffusion), ce type d'écoulement localisé sera privilégié. Au fil du temps, les fractures seront élargies et, dès lors que l'une d'elle atteint une taille suffisante pour permettre un écoulement turbulent, sa vitesse d'élargissement augmentera rapidement ce qui aboutira à un contrôle de la géométrie du réseau selon ce cheminement hydrodynamiquement plus efficace (Ford and Williams, 2007 ; Audra and Palmer, 2013). Cette première phase de structuration dépend donc principalement, de fait, de la disposition des fractures (tailles, relations angulaires, etc.) permettant

la circulation d'eau. Il est admis que la durée nécessaire à la formation de réseaux spéléologiques conséquents (circulations concentrée, hiérarchisation des conduits, etc.) est de l'ordre de $10^4$ ans.

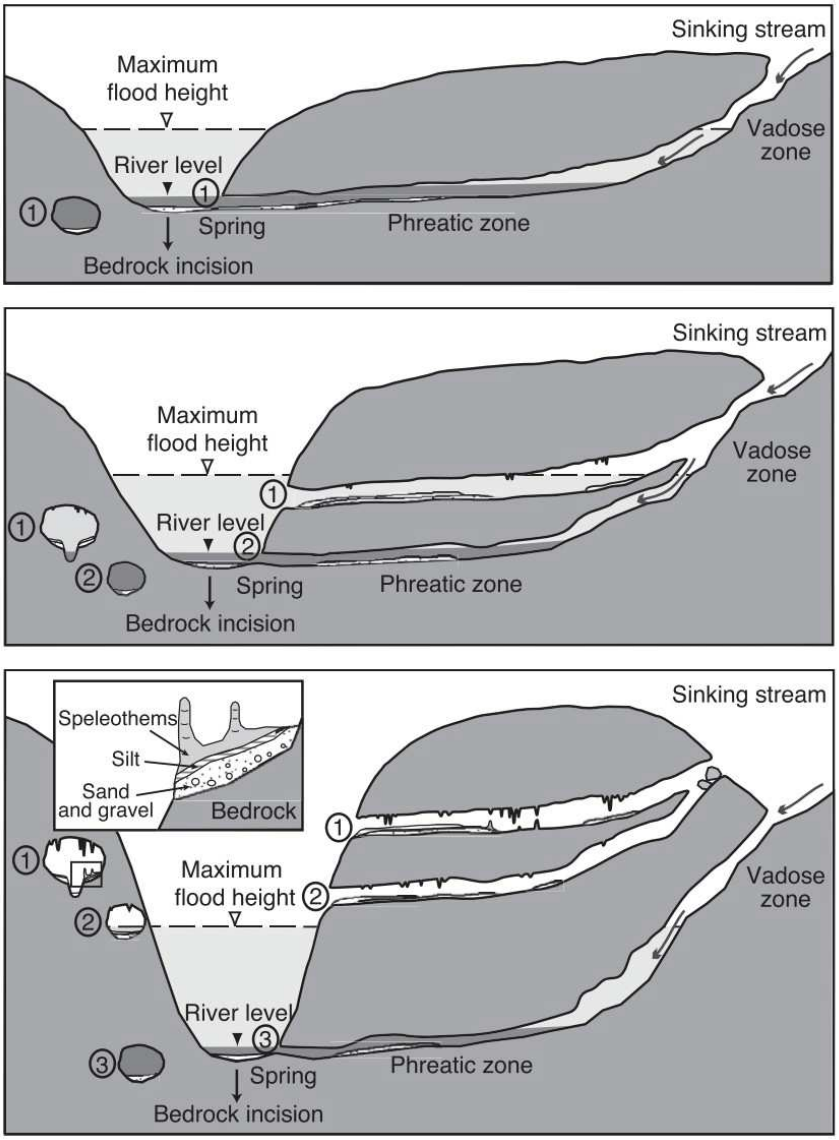



*Figure 4.12: modèle conceptuel de spéléogenèse per descensum. On note la formation de niveau de grottes étagés (1 à 3) en lien direct avec la localisation du N.B. (la rivière). Au sein de ces niveaux de grottes, des processus sédimentaires peuvent permettre de dater les vitesses d'évolution du karst. D'après Stock et al., (2005).*

Initialement, la faible porosité tend à produire un gradient piézométrique (altitude du niveau d'eau) fort vis à vis de l'exutoire. Avec le temps, les conduits inférieurs vont s'élargir ce qui permet une plus grande capacité du stockage dans les niveaux inférieurs, le niveau piézométrique diminuera d'autant allant jusqu'à un plan relativement plat. Tant que le N.b. reste stable, l'écoulement suivra donc une structure premièrement verticale dans la zone vadose (puits et méandres) suivit d'un écoulement sub-horizontal dans la zone phréatique et épi-phréatique (galeries en conduites forcées).

Si le N.b. local chute (chute eustatique, mouvements tectoniques, etc.), la zone vadose va s'agrandir. Ce faisant, l'écoulement d'eau se verticalise, suivant le chemin de moindre résistance hydrodynamique. Cette verticalisation du karst entraine 1) la formation de conduits typique tel que puits, canyons et méandres et 2) l'abandon des galeries à composante horizontale majoritaire (Fig.4.12). Tant que la vitesse de chute du N.b. est supérieure à la vitesse d'ajustement du karst, il n'y a pas de formation de nouveau niveau de grottes proche du N.b. Si la chute du N.b. s'arrête, alors le processus de

formation initiale (élargissement des conduits en zone phréatique et épi-phréatique) peut restructurer le karst et générer un nouveau niveau de grottes « horizontales » proche du N.b. (Fig. 4.12). Cette alternance dans le temps de cycle de stabilité et de chute du N.b. induisant la formation de niveau de grottes étagées correspond au modèle classique de formation des cavités : le *per descensum* (par descente). Dans ce modèle il est donc théoriquement possible de contraindre les rythmes de chute du N.b. dès lors que l'âge d'abandon (à défaut de l'âge de formation) d'un niveau de grotte est mesurable (cf : partie 5). En effet, les cavités étant de plus en plus jeunes en se rapprochant du N.b., il suffit d'avoir l'altitude relative du niveau de grotte et son âge pour quantifier le taux d'incision selon :

$$\tau_i = \frac{I}{T} \qquad \text{(Eq. 4.7)}$$

où I est l'incision finie (la différence d'altitude entre l'actuel et l'ancien N.b.en m), T le temps depuis l'abandon du niveau de grotte (en Ma) et $\tau_i$ le taux d'incision (m.Ma$^{-1}$). Cette conception de la karstogenèse est la plus largement utilisée (e.g. Martel, 1894 ; Palmer, 1987 ; Bini et al., 1989 ; Granger et al., 2001 ; Stock et al., 2005 ; Haeuselmann et al., 2007 ; Audra and Palmer, 2013 ; Harmand et al., 2017 ; Malcles et al., 2020)

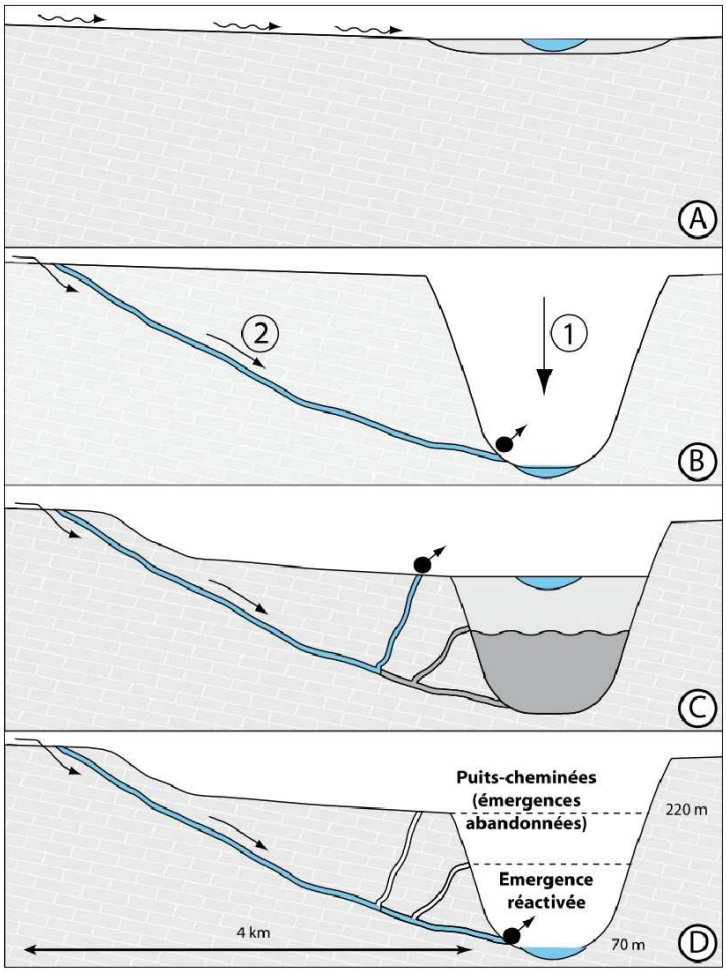



*Figure 4.13: modèle conceptuel de spéléogenèse per ascensum. D'après Audra et al., 2009.*

Si au contraire, le N.b. tend à augmenter (e.g. mise en place d'un glacier, remplissage sédimentaire) alors la structuration des réseaux se fera en sens inverse. En effet, dans ce modèle dit *per ascensum* (par ascension), l'exutoire initial du réseau est bouché ce qui force l'eau à remonter pour trouver un nouvel

exutoire (Fig. 4.13). Il s'ensuit la formation de « boucle hydrologique » et la formation d'un nouveau niveau de grotte, cette fois-ci la relation âge-altitude tend à s'inverser, les grottes étant plus anciennes pour une altitude inférieure. Ce modèle a notamment été utilisé pour expliquer la formation des grottes au niveau du canyon de l'Ardèche ou la formation des sources vauclusiennes (e.g. Mocochain, 2007 ; Audra and Palmer, 2013).

Si la remontée du N.b. est lente, ou très locale (point bas d'une boucle hydrologique endokarstique), le réseau tend à se réajuster par paragénétisme (e.g. Farrant et Smart, 2011 ; Audra and Palmer, 2013), c'est à dire le creusement de galeries vers le haut, au toit d'une galerie tendant à se combler (Fig. 4.14). Ce phénomène de paragénétisme est donc associé à la sédimentation, au moins locale dans le réseau, ce qui permet d'apporter des éléments de datation tel que, par exemple, le paléomagnétisme (dépôts argileux) ou les cosmonucléides (cf : partie 5).

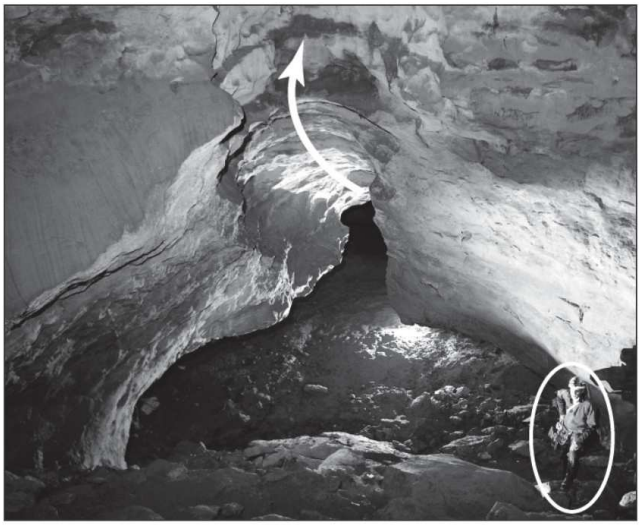


*Figure 4.14: exemple de morphologie associé au paragénétisme : Chenal de voûte dans l'aven du Camelié, Gard. La flèche indique le sens de circulation de l'eau lors du creusement du chenal de voute durant une phase de remplissage du conduit (aujourd'hui partiellement évidé). D'après Audra and Palmer, 2011.*

Une hypothèse forte, sous-jacente à ce modèle *per ascensum* est le fait que la phase d'aggradation soit ensuite érodée afin de permettre les observations. En effet, s'il n'y a pas de phase d'incision, donc de chute du N.b. local l'ensemble des grottes se retrouvent soit remplies d'eau, soit sous le remplissage sédimentaire. Outre cette phase d'incision finale, je rajouterais qu'il est nécessaire d'avoir une phase antérieure d'incision afin de pouvoir, postérieurement, refaire monter le N.b. Cela induit que l'état actuel n'est pas le résultat d'une simple phase d'aggradation, mais bien, au minimum, d'une phase d'incision, puis de la phase d'aggradation et finalement d'une dernière période d'incision. Le fait que chacune de ces phases soit à même de générer la formation de niveau de grotte ainsi que le fait que le trajet hydrodynamique le plus simple soit *a priori* associé à la réutilisation d'ancien conduit karstique suggère d'être extrêmement prudent quant à l'utilisation de ce modèle de karstogenèse, notamment en vue de contraindre des taux d'incision. L'obtention d'un âge à une altitude donnée n'est en effet pas, de manière triviale, assimilable à une phase ou une autre.

Rajoutons que, même en l'absence d'histoire régionale complexe, l'évolution du réseau spéléologique n'est pas linéaire. Des dynamiques internes au karst peuvent amener à des restructurations du réseau telle la tendance à la linéarisation d'un niveau de grotte à l'altitude du N.b. par auto-capture (suppression des boucles hydrologique, Ford and Williams, 2007), ou le comblement de certains conduits par alluvionnement ou concrétionnement (e.g. Martel, 1894 ; Ford and Williams, 2007). L'effondrement de plafond, le soutirage de remplissage sédimentaire ou d'autres processus gravitaires endokarstiques peuvent également restructurer le réseau et la circulation de l'eau. Ces exemples de complexité, parmi d'autres montrent clairement la complexité de l'évolution d'un réseau et le risque élevé d'obtenir une information dépendant fortement du cadre local et non régional. Ce risque est limité par 1) le cumul d'obtention de mesures à l'échelle régionale et 2) l'application des méthodes dans des sites *a priori* relativement simples. Par exemple un conduit circulaire unique proche d'un flanc de vallée plutôt qu'un réseau labyrinthique au coeur du massif karstique ou encore de privilégier les paléo-pertes plutôt que des paléo-exutoires.
Cette nécessité est apparue clairement durant ce travail de thèse (cf : partie 5).
Enfin, il me semble nécessaire de définir ce qui est entendu par « niveau de grotte ». Comme présenté de manière formelle (e.g. Palmer, 1987 ; Granger et al., 2001 ; Audra and Palmer, 2013), il ne s'agit pas d'un simple développement de vide karstique à une altitude donnée mais bien un niveau horizontal témoignant de la transition vadose-phréatique. Si un tel niveau est identifié il est alors possible en théorie d'appliquer les modèles classiques de spéléogenèse épigénique pour contraindre l'évolution morphologique du secteur.

## Formation des cavités hypogènes

Une seconde catégorie de cavités correspond aux formations hypogènes, induites par la circulation de fluides de bas vers le haut. Ce type de cavité est supposé rare (Audra, 2007 ; Harmand et al., 2017), et sans lien direct avec l'évolution morphologique de la surface. Trois origines de fluide sont généralement retenues, les unes n'étant pas exclusives des autres, tout comme l'interaction avec des circulations épigènes. La première catégorie de fluides amenant à une formation hypogène sont les fluides issus, au sens strict de la profondeur : fluides juvéniles liés, par exemple à une activité magmatique. La seconde catégorie est associée à l'évolution des bassins sédimentaires, c'est à dire l'expulsion du fluide interstitiel lors de la compaction. La circulation de ces fluides tend naturellement à remonter le long des strates sédimentaires vers la périphérie des bassins où peut se situer un karst.  Finalement, la troisième source de fluide est simplement l'eau météorique ayant, à la faveur de la structure géologique effectué une boucle hydrothermale. Ce type

de circulation hydrothermale est fortement variable puisqu'elle peut atteindre des profondeurs kilométriques (e.g. Ford and Williams, 2007 ; Milesi et al., 2020). A l'extrême, une boucle hydrologique contrainte par la structure (réseaux de type 1 ; Ford and Williams, 2007) et grande de seulement quelques mètres entrainant les fluides sous le N.b. peut être vu comme une micro-circulation hydrothermale. Au sein de ces fluides, deux gaz dissous présentent un intérêt potentiel vis à vis de la karstification. Premièrement, l'$H_2S$, souvent rare, et associé à des dynamiques locales et, de manière générale le $CO_2$.

Si les systèmes hypogènes présentent souvent une abondante cristallisation ainsi que des minéraux particuliers (Ford and Williams, 2007), avec par exemple les systèmes à $H_2S$ présentant un important remplacement de la calcite par du gypse, il est souvent compliqué de discerner de manière fiable un système hypogène. Ce type de réseau présenterait *a priori* un temps de formation semblable aux réseaux épigènes.

## Formation par fantômisation

Cette dernière partie vise à expliquer les modalités de formations des cavités par fantômisation. Ce type de spéléogenèse a souvent été considéré comme rare et anecdotique vis à vis de la morphogenèse régionale (e.g. Harmand et al., 2017).

La fantômisation consiste en une altération isovolumique de la roche. Au sens fondamental, il s'agit simplement de l'utilisation appliqué au karst du concept d'altération et de développement de saprolite (front d'altération de la roche sans modification majeure de sa structure) depuis longtemps étudié dans le cas de la morphogenèse de surface (e.g. Quinif et Bruxelles, 2011). Pour son application dans la karstogenèse (e.g. Quinif, 2018), seulement deux paramètres sont nécessaires :

1) la présence d'une circulation de fluide continue mais présentant une vitesse faible (circulation par diffusion, impliquant une connectivité suffisante de la porosité de type 1, voir 2).

2) un temps suffisamment long sans perturbation du système. La circulation d'un fluide suffisamment agressif va permettre la dissolution privilégiée de certains minéraux, typiquement la calcite avant la dolomite ou le quartz (e.g. Kaufmann et al., 1999 ; Dubois and Quinif, 2019), ou de certaines texture minéralogiques (la calcite micritique est plus rapidement dissoute que sous forme sparitique, Ford and Williams, 2007). Tant que la circulation du fluide est suffisamment lente, son énergie cinétique est trop faible pour mettre en mouvement les fractions insolubles. L'augmentation de la porosité, et donc la diminution de la résistance mécanique à la compression est contrebalancée par la saturation du milieu et la résistance induite par la pression hydrostatique.

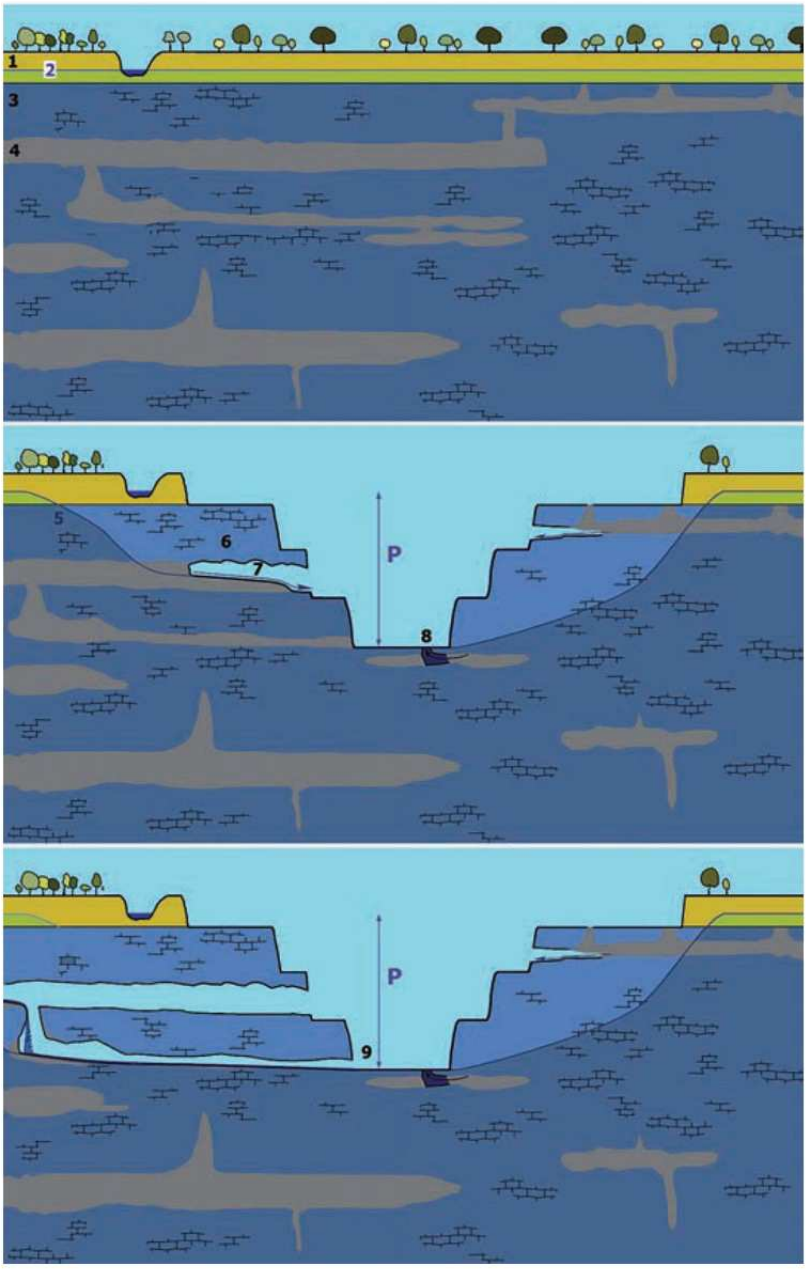



*Figure 4.15 : modèle schématique de spéléogenèse par fantômisation. Tant que le système possède une circulation de fluide lente et corrosive, il y a développement de niveau d'altérite (n° 4, en gris). Lorsque le niveau de base est abaissé et recoupe la couverture (n°1 et 2, en jaune et vert) un gradient hydrodynamique (P) se crée et l'érosion de l'altérite par érosion régressive est possible (figure centrale, n° 7). A terme, un véritable réseau spéléologique est formé (figure inférieure ; n° 7) pouvant induire la formation de niveaux de grottes étagés (n° 7 et 9) D'après Quinif, 2018.*

Pour se maintenir, cette première phase d'érosion isovolumique nécessite un moteur à la circulation d'eau et au maintien de son acidité. Cela peut-être simplement expliqué par une circulation hydrothermale à faible température. Une activité bactérienne est également envisagée en vue d'expliquer le maintien efficace de l'agressivité chimique du fluide à de grandes profondeurs.

Il est en fait possible de considérer le processus de fantômisation comme un type de formation indépendant des notions de karst hypogène ou épigène puisque la source du fluide peut ; théoriquement autant être météorique que profonde (e.g. Bruxelles et Wienin, 2009). La seule contrainte étant la nécessité de maintenir la circulation de fluide à des vitesses inférieures au seuil de mobilisation des grains insolubles et que ces conditions se maintiennent durant un temps suffisant pour avoir un effet significatif dans la structuration du karst (du fait de la vitesse lente du processus). Quantifier la durée minimale

nécessaire à la formation d'un réseau fantôme semble compliqué puisque les modalités exactes de l'altération en profondeur ne sont pas pleinement connues (e.g. rôle *in situ* des bactéries, dépendance à la lithologie tel que la fraction argileuse, etc.). Un ordre de grandeur de $10^5$ – $10^6$ me semble néanmoins raisonnable, c'est à dire une durée sensiblement plus grande que dans le cas des formations classiques de réseaux ($10^4$ ans).

A l'issu de ce temps suffisamment long, les zones présentant initialement la plus grande porosité (ou une faiblesse à la dissolution) se voient augmenter dans des proportions conséquentes, pouvant dépasser 25 % (Dupont et al., 2018) voir 60 % de porosité (Quinif et Bruxelles, 2011). Il s'ensuit la formation d'un proto-réseau rempli d'altérite résiduelle, le primokarst de Rodet (2014) (Fig. 4.15).

La seconde phase de spéléogenèse contrôlée par la fantômisation consiste en la formation effective des grottes. Il s'agit d'une rupture de la condition de stabilité du milieu avec la formation d'un gradient hydrodynamique fort. Un cas emblématique illustrant ce processus est celui de certains fronts de tailles en Belgique où une cavité de plusieurs centaines de mètres s'est formée en l'espace de quelques mois (Quinif, 2018 ; Dubois and Quinif, 2019 ; Fig. 4.15).



*Figure 4.16 : Exemple de poche de roches fantômisés (délimité par les traits rouges) au sein de la carrière de Chansin (province de Namur, Belgique). On note la conservation nette des plans de stratifications. D'après Quinif, 2017.*

Ces observations sont également faites en place (sous terre) à la faveur de conduits de mines (Bruxelles et Wienin, 2009).

De manière générale, lorsque le primokarst est recoupé par une surface libre, la pression hydrostatique chute, puisque l'eau possède dès lors un exutoire. Ce faisant, l'altérite résiduelle (le fantôme de roche) tend à s'écraser sous son propre poids ce qui libère un espace au toit du conduit. La formation de ce vide permet un changement du type de circulation vers une dynamique laminaire puis rapidement turbulente ce qui engendre le transport de l'altérite par érosion régressive (Quinif et Bruxelles, 2011 ; Quinif, 2018, n°7 Fig. 4.15). L'ensemble du primokarst situé entre l'exutoire et la (les) source(s) peut être partiellement vidangé laissant des poches d'altérites seulement au niveau de « culs de sac » hydrologiques ou très localement plaqués dans des zones d'ombre hydrodynamiques (plafond, anfractuosité, etc.). Lors d'étude de terrain, la présence de fantôme est possiblement attestée par un simple test de résistance mécanique. A l'échelle de l'affleurement, la distinction n'est pas nette puisque, en effet, les éléments structuraux sont conservés (strates, failles, etc., Fig. 4.16) mais la résistance de l'altérite est très fortement réduite comparativement à la roche non altérée à tel point qu'il est parfois possible d'enfoncer la paroi à la main.

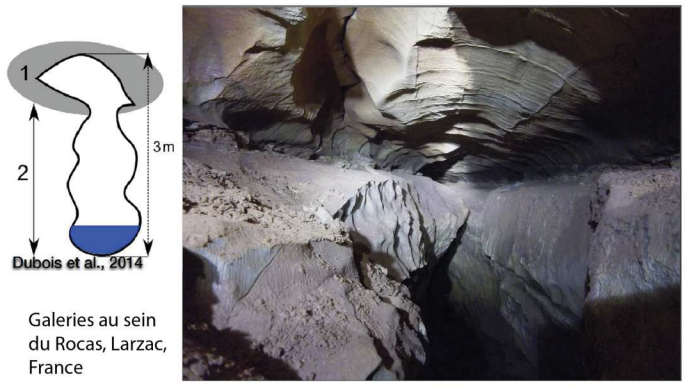



*Figure 4.17: exemple de profil de galerie incluant une phase de fantômisation, schéma de gauche, d'après Dubois et al., 2014. Morphologie similaire observée au sein du réseau du Rocas. D'après Vernant et al., 2019.*

Cette étape d'érosion régressive de l'altérite et de formation rapide d'un réseau spéléologique a été initialement démontrée de manière évidente au niveau de front de taille de carrière en Belgique (Quinif, 2017 ; Quinif, 2018). Lorsque les conditions de stabilité sont rompues, probablement à la faveur d'un recoupement du réseau fantôme par la surface, deux processus s'additionnent et sont à l'origine de la formation de vides macroscopiques : un tassement de l'altérite par diminution de la pression hydrostatique et une érosion « classique » par dynamique régressive. Ce modèle de karstogenèse a ensuite été proposé pour expliquer des réseaux de plus grande dimension (Dupont et al., 2018) tel que les chantoirs belges (Quinif, 2020), la grotte de Trabuc ou l'abîme de Bramabiau (Quinif et Bruxelles, 2011), des grottes d'Azé (Quinif, 2018) ou encore du monte bisbino en Lombardie (Quinif, 2018).

Il ne semble pas possible de discerner de manière simple un réseau se formant via un contrôle épigène, hypogène ou par fantômisation. Par exemple, les formes pariétales (forme de parois) sont similaires (Fig. 4.17) et la structure des réseaux est explicable autant par les modèles de formations épigéniques (e.g. Ford and Williams, 2007) que par fantômisation (e.g. Quinif, 2018).

Il me semble par ailleurs qu'à l'exception de cas particuliers (e.g. zone tectonique très active avec une forte surrection, zone aride depuis l'époque d'exhumation du karst), il est nécessaire de considérer, a minima, un enchainement de processus de fantômisation et de dynamique épigénique *per descensum*.

La formation de réseau par fantômisation pose un problème conceptuel dans l'interprétation classique du lien entre évolution du N.b. et localisation des niveaux de grottes puisque, dans le cas d'une structuration par fantômisation, l'altitude des niveaux de grottes dépend de la préstructuration du karst acquise durant la formation du primokarst or celle-ci est complètement indépendante de l'évolution du N.b. Ce point, éclairé par les résultats de la thèse est plus amplement décrit partie 5.

# IV.2. Résultats de l'analyse topographique à grande échelle

## IV. 2. 1. Etude régionale

Cette section vise à l'étude des marqueurs morphologiques, au premier ordre du M.C. tant globalement que par secteurs (ceux définis dans la partie 3.1). Au premier ordre, le M.C. est une anomalie topographique relativement aux zones continentales émergées (altitude moyenne de ~ 800 m et médiane de ~ 400 m) et particulièrement par rapport aux domaines tectoniques stables. De dimension ~ 350 x 350 km, le M.C. culmine à 1886 m au Puy de Sancy tandis que ses limites s'étendent de la mer méditerranée au Sud, aux bassins Aquitains et Parisien à l'Ouest et au Nord respectivement et à la vallée du Rhône à l'Est (Fig. 4.18). Ces limites sont définies, globalement comme les zones présentant des altitudes inférieures à ~ 500 m (cf : partie 3.1).

La topographie du M.C. présente une forte asymétrie avec une transition entre les zones à hautes altitudes (e.g. ZPC) se faisant en ~ 30 km vers le Sud ou l'Est (ZCV, ZGL) tandis que la même transition (de ~ 800 m NGF à ~ 200 m NGF) se produit sur 150 km (ZQR, ZML) en direction du Nord ou de l'Ouest. Ponctuellement, plusieurs massifs présentent des altitudes particulièrement élevées (> 1500 m). Ces sites sont associés dans la ZAV à des édifices volcaniques conséquents (Cantal, Mont-Dore-Sancy) avec un substratum cristallin situé à moins de 1000m. Dans les zones plus au sud (ZPC, ZCV), le substratum cristallin est quant à lui porté à une altitude supérieure à 1500 m (e.g. 1699 m au Mont Lozère, 1565 m au mont Aigoual ou 1551 m au Signal de Randon). L'asymétrie régionale est visible sur la figure 4.19 représentant une coupe topographique depuis le Nord-Ouest jusqu'au Sud-Est. On note également, surtout dans les parties Sud-Est (ZCV et ZGL) la présence de relief d'assez forte amplitude mais très localisé (puisque non visible à travers le troisième quartile).

La courbe hypsométrique du M.C. dans son ensemble (Fig. 4.20) présente une forme proche de celle attendue pour un paysage dit mature (en arctangente), avec un IH de 0.24 ce qui se rapproche de paysages fortement érodés. Cependant, une rupture dans la pente de la courbe est néanmoins visible autour de l'altitude 500 m (avec ~ 55 % de l'aire totale) ce qui suggère un déséquilibre entre les zones d'altitudes et les zones périphériques. Les zones d'altitudes présentent donc *a priori* un déficit d'érosion vis à vis d'un paysage « à l'équilibre ». Ce point d'inflexion dans la courbe hypsométrique me semble être interprétable de la même manière qu'un point d'inflexion

le long d'un profil de rivière. C'est à dire qu'il existe un déficit d'érosion au niveau des zones amonts, donc probablement une surrection plus rapide que l'érosion.

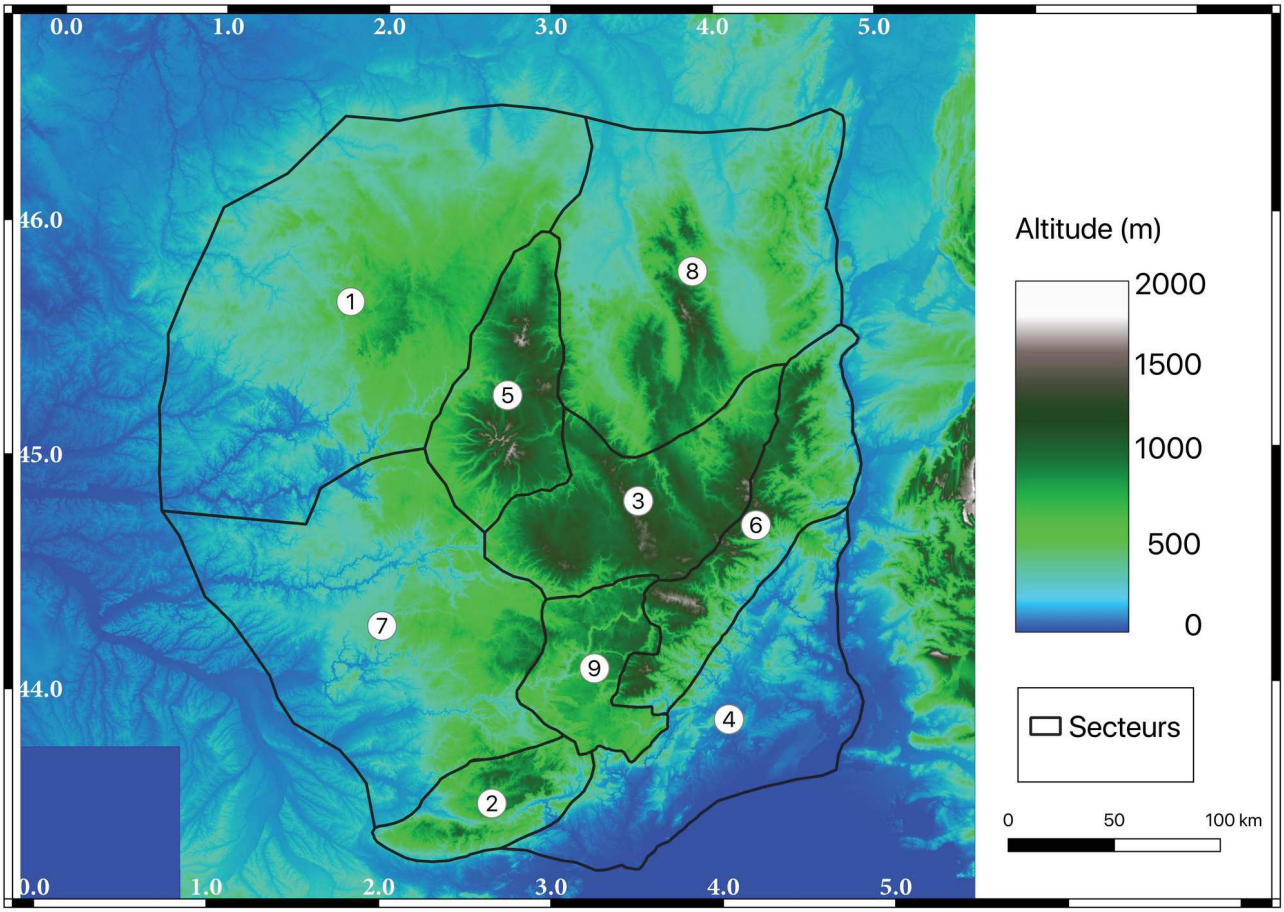



*Figure 4.18 : Carte topographie du M.C.à 75 m (donnée IGN Alti RGE®). Les différents chiffres sont associés aux secteurs identifiés partie 3.1 avec : (1) La zone de la Marche et du Limousin (ZML), (2) de la Montagne Noire (ZMN), (3) du plateau central (ZPC), (4) des Garrigues et du Littoral (ZGL), (5) de l'Axe Volcanique (ZAV), (6) des Cévennes-Vivarais (ZCV), (7) du Quercy et du Rouergue (ZQR), (8) des Limagnes et du Maconais (ZLM) (9) et des Grands Causses (ZGC).*

L'étude de la relation entre la résolution spatiale du MNT et le relief (Fig. 4.21) montre une évolution très forte du relief moyen (et médian) lorsque la résolution diminue, allant de ~ 100 m pour une résolution de $500^2$ m à une valeur de ~ 400 m pour une résolution de $10^2$ km. Pour une lecture plus claire et une visualisation plus intuitive de l'emprise spatiale considérée, les dimensions de l'emprise spatiale sont exprimées sous la forme $500^2$ m au lieu de 500 m x 500 m ou 250000 m². L'évolution est ensuite plus lente entre des résolutions de $10^2$ km (100 km²) à $100^2$ km (10000 km²). Le relief minimum tend à rester proche de 0 jusqu'à une résolution de ~ $10^2$ km puis augmente de manière presque linéaire jusqu'à une valeur de ~ 800 m. Enfin, le relief maximum ne suit pas la même tendance et son évolution est plus proche d'une croissance logarithmique avec une forte

augmentation (passant de ~ 500 à 1300 m) pour des échelles allant de ~ $500^2$ m à $10^2$ km puis une faible augmentation (tendant à une asymptote vers 1700 m de relief).

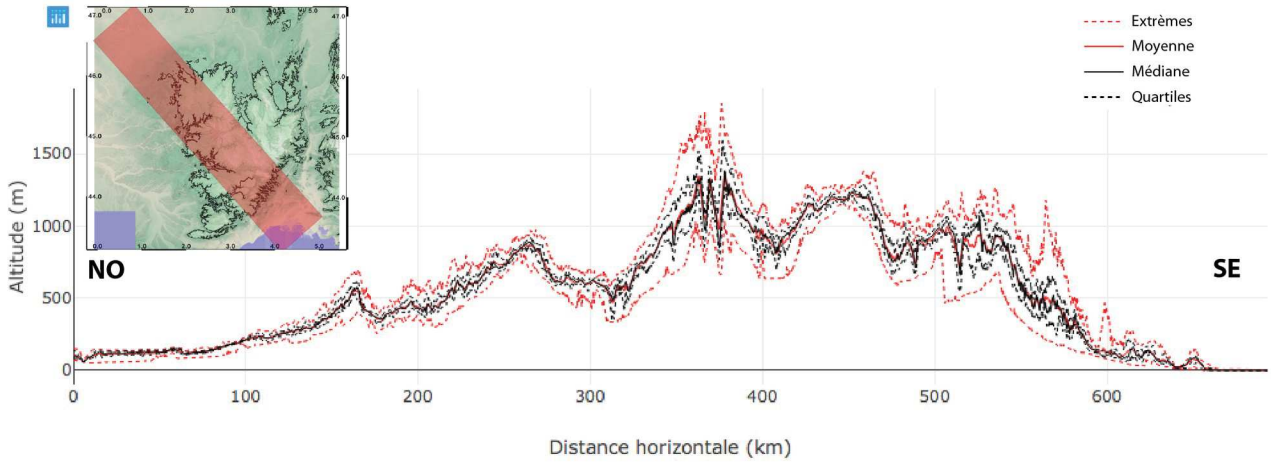



*Figure 4.19: Profil topographique statistique. L'emprise du profil est représentée en haut à gauche (bande rouge), l'isohypse (courbe de niveau d'égal altitude) 500 m est représenté. Les profils représentés sont ceux des altitudes moyennes et médianes (traits pleins) ainsi que les valeurs extrêmes et les 1$^{er}$ et 3$^{ème}$ quartiles. Ces derniers sont figurés, pour gommer les valeurs extrêmes associées à de fort reliefs très localisés (ce phénomène est notamment visible après ~ 550 km. Ces différentes valeurs sont celles associées à des bandes orthogonales à l'axe du profil, à partir d'un MNT à 75 m de résolution.*

La stagnation de la valeur de relief minimal pour des résolutions fortes est induite par la présence de plan d'eau (e.g. barrage, bord de mer) possédant un relief nul. Toute cellule possédant ce type d'objet tend à présenter, de manière artificielle, une valeur de relief minimale faible. Aussi, la valeur de relief minimal n'est pas utilisée ici, ni dans les parties suivantes (l'utilisation de valeurs statistiques telles que le premier décile serait peut-être à même de limiter ce biais).

La présence d'une rupture de tendance marquée pour les valeurs de relief maximum, médian et moyen autour de $10^2$ km de résolution suggère une transition entre relief local et régional autour de cet ordre de grandeur (Fig. 4.21). Une anomalie topographique de superficie $10^2$ km² ou plus sera donc probablement induit par des processus endogènes.

La dispersion du relief ($\sigma_{re}$) présente une augmentation de type logarithmique avec une tendance asymptotique atteinte autour de ~ $30^2$ km de résolution (dispersion de ~ 350 m). L'évolution de Cv est quant à elle en exponentielle décroissante. Les valeurs sont initialement très fortes (Cv = 0.8 à ~ $10^2$ km de résolution) et restent élevées lorsqu'un comportement asymptotique semble être atteint autour de ~ $60^2$ km (Cv ~ 0,35).

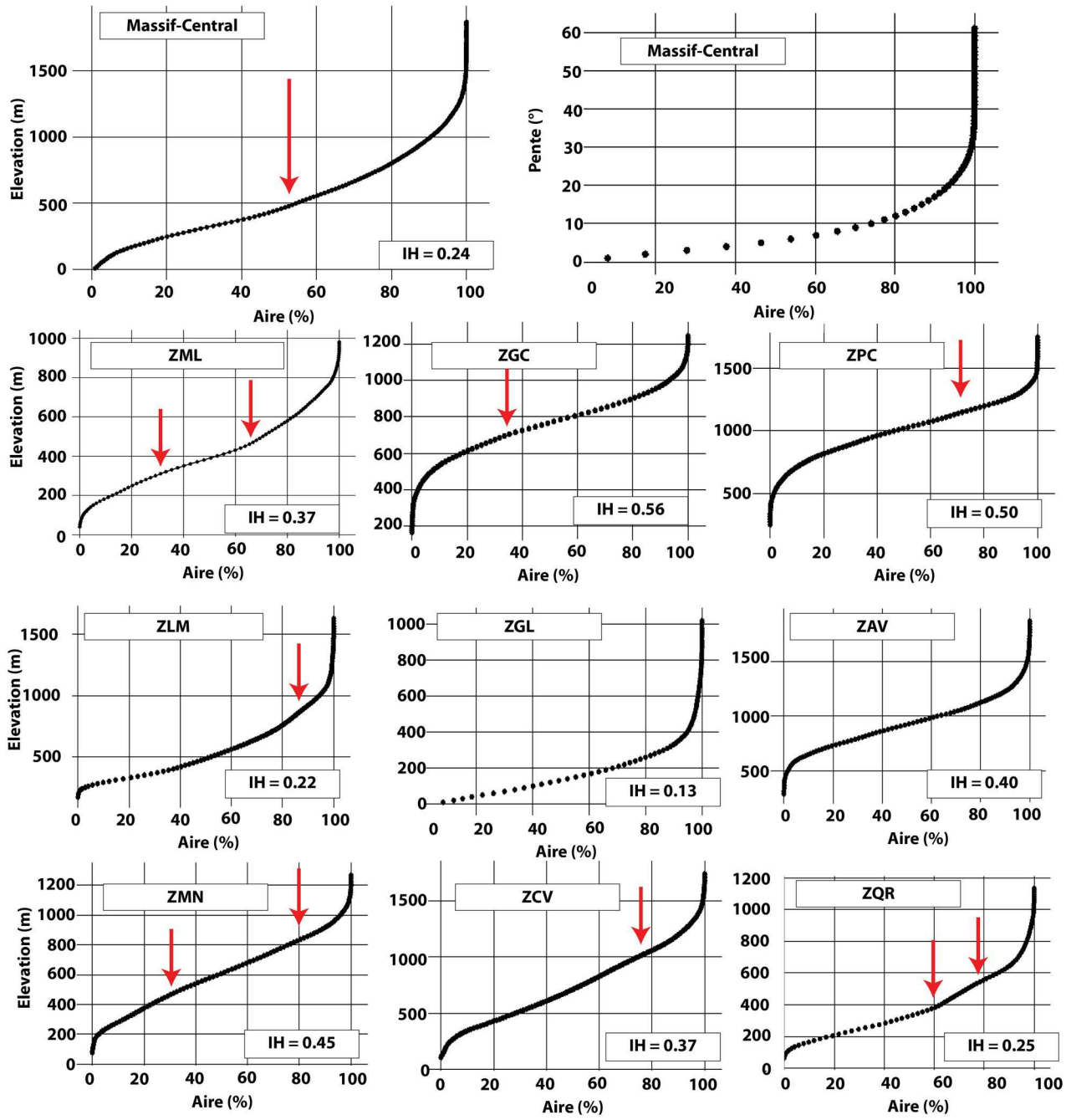



*Figure 4.20 : Courbes hypsométriques (altitude-aire normalisée) et clinométriques (pente-aire normalisée) du M.C. dans sa globalité (ensemble des 9 secteurs) en haut à gauche et en haut à droite respectivement. Les neufs courbes du dessous représentent les courbes hypsométriques (altitude-aire normalisée) par secteurs. IH correspond à la valeur d'intégrale hypsométrique selon la formule de Hurtez and Lucazeau (1999) ; l'incertitude associée est estimée à ~ 0.03. Les flèches rouges pointent des inflexions notables (amont de la rupture) dans la pente de la courbe hypsométrique.*

Le signal fournit par ces deux indicateurs tendent à tempérer la valeur de transition entre relief local et régional de l'ordre de ~ $10^2$ km. L'augmentation forte de la valeur de $\sigma_{re}$ lorsque la résolution

diminue indique un paysage fortement hétérogène à l'échelle régionale (certaines zones présentent d'importants reliefs d'autres non) ce que confirme la très forte valeur de Cv. Enfin, les oscillations visibles pour des résolutions inférieures à $50^2$ - $60^2$ km sont vraisemblablement induites par 1) un échantillonnage de certaines cellules à l'extérieur de la zone définie (absence de données ou données non représentatives) ou 2) une diminution du nombre de cellules utilisées dans l'obtention des valeurs statistiques.

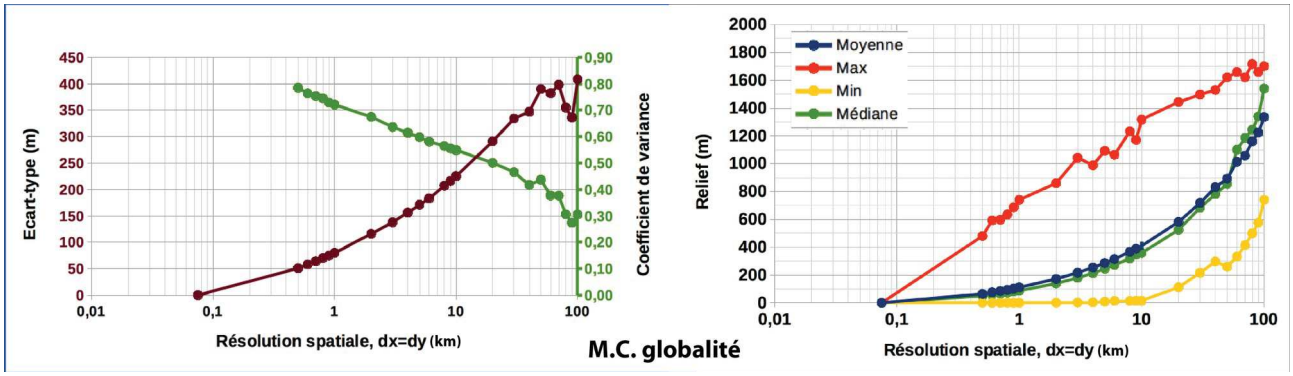



*Figure 4.21: relation entre échelle spatiale et relief sur l'ensemble du M.C. (ensemble des zones définies en 3.1). Le graphique de gauche représente la dispersion (écart-type et coefficient de variance) du relief sur l'ensemble de la zone. Le graphique de droite représente les valeurs minimale, maximale, moyenne et médiane du relief. Le premier point de chaque courbe (75 m) correspond à la résolution du MNT initial, le relief est donc nul (différence d'un pixel avec lui même). L'axe horizontal est en échelle $log_{10}$ pour permettre la visualisation des hautes résolutions.*

L'hétérogénéité du relief, ainsi que des dynamiques érosives différentes est approchable par une carte des pentes (Fig. 4.22). Ce marqueur est en effet considéré comme un des proxy du comportement érosif (e.g. Bierman and Montgomery, 2014 ; Sassolas-Serrayet et al., 2020, cf ; partie 4.1). A l'échelle du M.C. il en ressort que la grande majorité de la zone présente des pentes en dessous de 26° voir 30° (99% de la superficie), c'est à dire sous le seuil considéré de début des glissements gravitaires (Bierman and Montgomery, 2014). Au second ordre, il apparaît que les pentes supérieures à 26° se localisent majoritairement en champ proche de l'isohypse 500 m. ce qui est en accord avec les renseignements fournis sous la forme de la courbe hypsométrique. Une transition d'état d'avancement du paysage semble donc se localiser autour de l'altitude 500 m. Enfin, il ressort aussi une forte localisation des pentes > 26°, voir 45° dans les zones du Sud du M.C. (ZMN, ZCV et ZGC) relativement aux autres zones. La ZGC possède des pentes fortes extrêmement localisées, découpant le réseau de drainage. Cette particularité est induite par la dynamique karstique de la zone, comme expliqué ci-dessous.

La différence, au premier ordre, dans la distribution des pentes est, globalement corrélé à la ligne de partage des eaux entre Atlantique et Méditerranée. Localisé presque exclusivement du côté méditerranéen, cela suggère une agressivité plus forte du versant méditerranéen relativement au bassin Atlantique. Cette agressivité pouvant être expliquée par le plus fort gradient hydrodynamique moyen entre les deux régions.

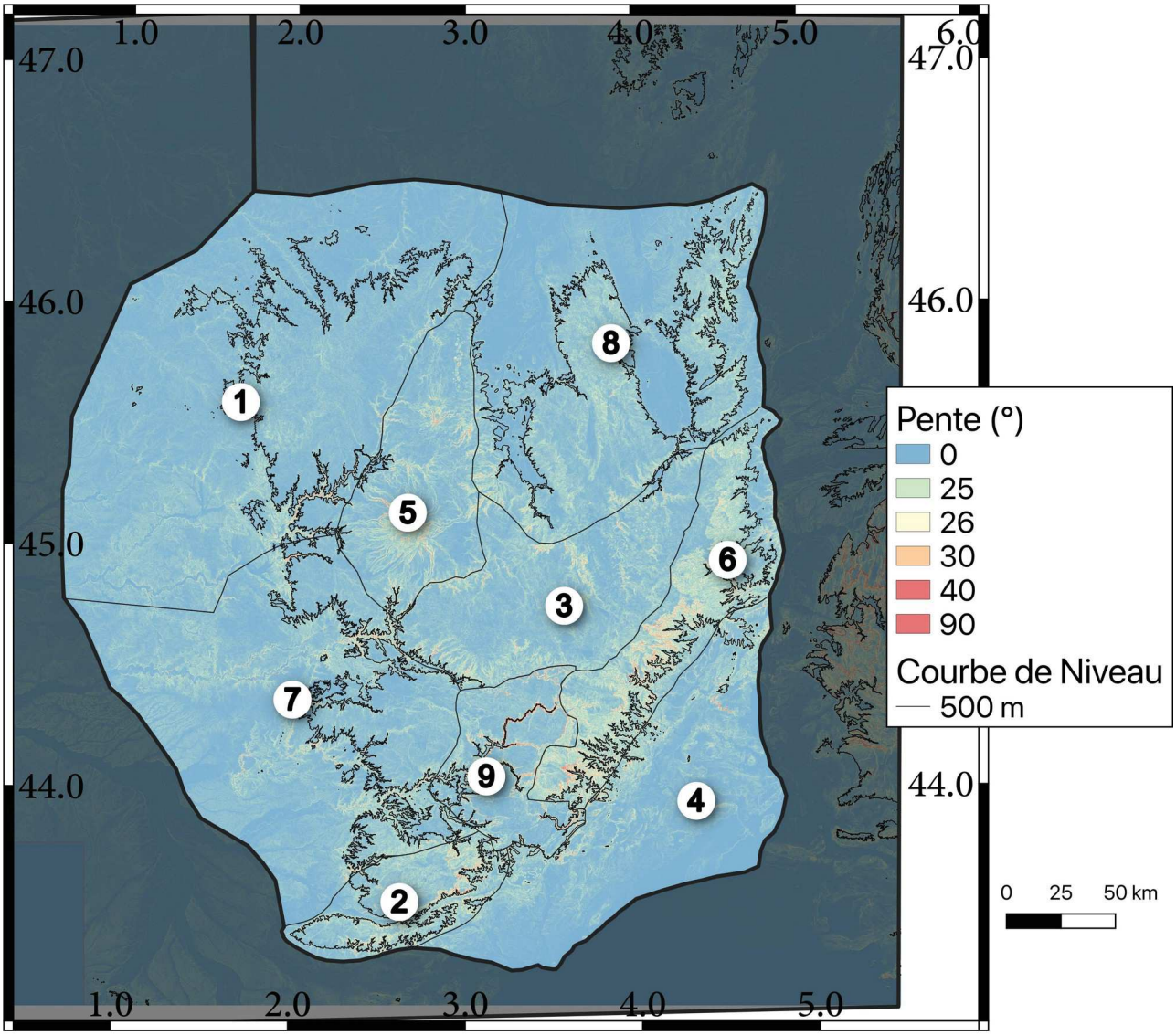



*Figure 4.22: carte régionale des pentes obtenues à partir d'un MNT à 75 m. Les différents chiffres sont associés aux secteurs identifiés partie 3.1 avec respectivement, de 1 à 9 : La zone de la Marche et du Limousin (ZML), de la Montagne Noire (ZMN), du plateau central (ZPC), des Garrigues et du Littoral (ZGL), de l'Axe Volcanique (ZAV), des Cévennes-Vivarais (ZCV), du Quercy et du Rouergue (ZQR), des Limagnes et du Mâconnais (ZLM) et des Grands Causses (ZGC).*

Au premier ordre, à l'échelle régionale, les premiers indicateurs morphologiques suggèrent donc un paysage en déséquilibre avec les zones centrales (les plus en altitude) en état de « sursis » morphologique et des zones périphériques, souvent localisées à une altitude inférieure à 500 m s'étant rapprochées de l'état d'équilibre. La vitesse d'évolution morphologique semble également présenter une différence entre les zones Nord et Sud avec une agressivité supérieure de ces derniers B.V. Enfin, cette différence probable dans l'amplitude des processus morphologiques, au premier ordre, est associée à une différence d'altitude du substratum cristallin entre les secteurs ZML, ZAV, ZLM et les zones ZCV, ZMN, ZPC de l'ordre de 500 m (e.g. plateau Ardéchois à ~ 1000 m NGF et plateau des Millevaches à ~ 500 m NGF) ce qui suggère une surrection différentielle d'autant entre les deux secteurs, la région sud ayant subi une surrection supérieure.

## IV. 2. 2. Etude succincte de la morphologie par zone

### Secteur Marches-Limousin (ZML, Zone 1) :

La ZML (Fig. 4.23) présente une altitude comprise entre 30 et 975 m avec une moyenne de 413 ± 182 m. La zone est, au premier ordre, géologiquement homogène avec une grande portion de la zone constituée de roches métamorphiques et plutoniques, seule la bordure Sud-Ouest (au SO de l'axe Brive-la-Gaillarde et St-Pardoux-la-Rivière) est formée de séries sédimentaires (Fig. 4.24). L'impact des manifestations volcaniques (e.g. Cantal, Sancy) est *a priori* négligeable sur l'évolution de ce secteur puisque ni coulées basaltiques ni grandes régions volcaniques ne sont présentes. La seule exception étant l'amont du B.V. de la Dordogne prenant elle, sa source au niveau du massif du Sancy (ZAV).

Les drains principaux du secteur sont la Dordogne (limite sud), la Gartempe, la Vienne, la Creuse, la Vézère ou encore le Cher. La majorité de ces réseaux de drainages prennent leur source au niveau du plateau de Millevaches avec une organisation de type radiale vis à vis de ce relief. Aucune capture majeure n'est identifiable clairement sur la topographie. Une capture « mineure » pouvant néanmoins être proposé par le Taurion sur l'Ardour (affluent rive gauche de la Gartempe) à l'Est de Saint-Léger-la-Montagne.

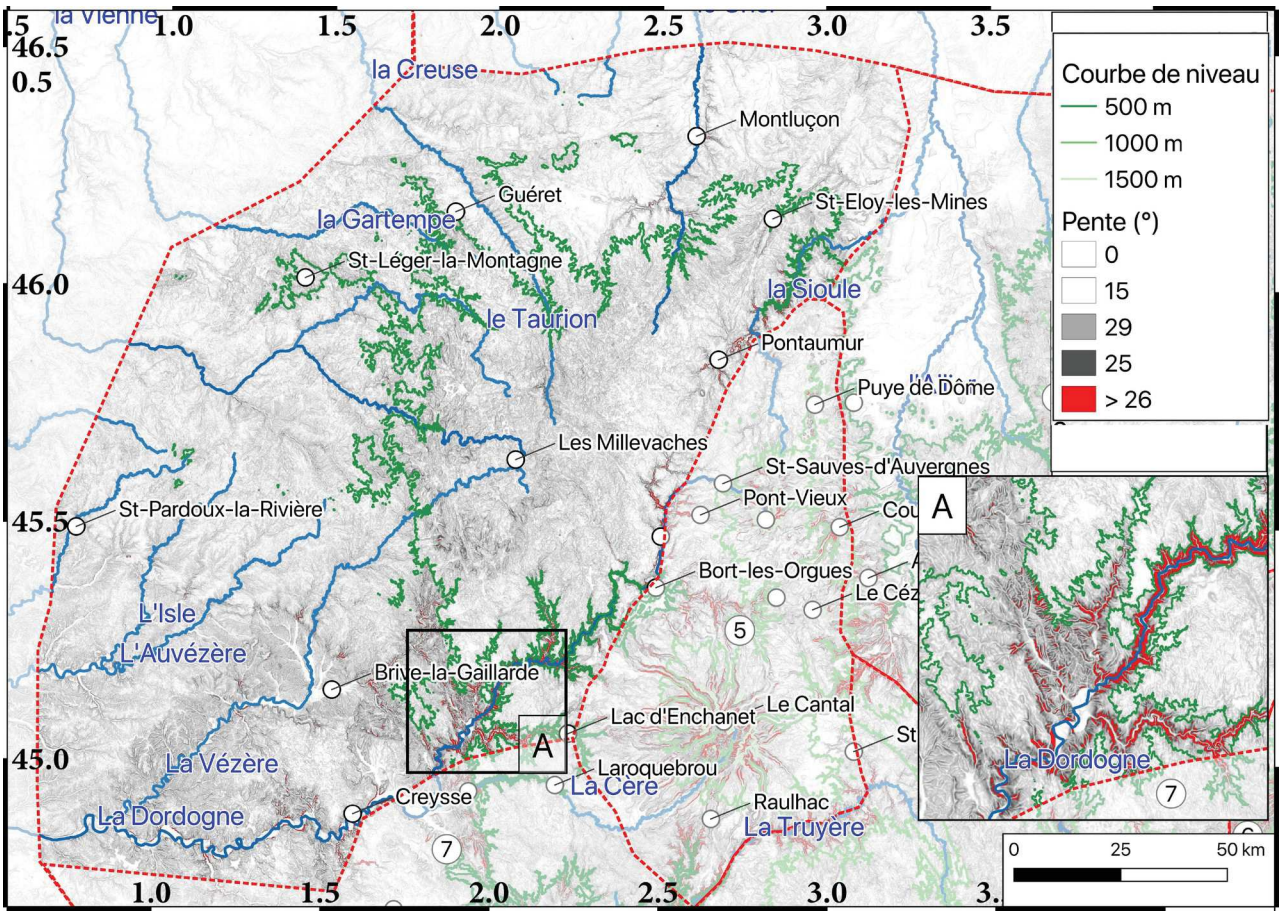



*Fig.4.23: Carte des pentes de la ZML. Sont représentés les principaux drains du secteur en bleu et les isohypses en vert. Les points d'intérêt sont également indiqués. Pentes obtenues à partir d'un MNT à 75 m. Les zones voisines sont partiellement masquées.*

En se basant sur l'isohypse 500 m comme marqueur de l'incision (a « grande échelle », plus la courbe est orthogonale à la rivière et mois le drain est incisé), on note une faible incision à l'échelle régionale avec, des débuts d'érosion régressive peu marqués (e.g. Le cher en amont de Montluçon ou la Vézère en amont de Brives-la-Gaillarde. Quelques rivières présentent une inflexion marquée de l'isohypse 500 m (Creuse, Sioule et Dordogne) le long de l'axe du drain. Le cas de la Dordogne est particulièrement marqué avec un recul de l'isohypse de près de 80 km le long du drain. Cette très forte incision est également visible par la forte densité de pentes > 26° présente sur les versants de la Dordogne amont (Fig. 4.23.A).

Deux types de morphologies sont visibles via la topographie. La zone au S-O de l'axe Brive-St-Pardoux est associée à une morphologie assez largement disséquée et de larges vallées à pente moyennement forte (e.g. on note une large zone grisée, de pente ~ 20° autour, par exemple de la Vézère, Fig. 4.23). Cette érosion relativement forte est nettement exprimée au niveau de Brives-la-Gaillarde au NE de Creysse (Bassin de Vayrac). Dans les deux cas, cet élargissement conséquent de

la zone d'érosion des versants de l'axe du drain principal (respectivement la Vézère et la Dordgone) est corrélé au passage de roches à composantes carbonatées à détritiques au coeur des bassins. Cet effet d'ouverture des vallées périphériques témoigne de l'importance de l'érosion sur le secteur et suggère une karstification marquée des plateaux calcaires en aval.

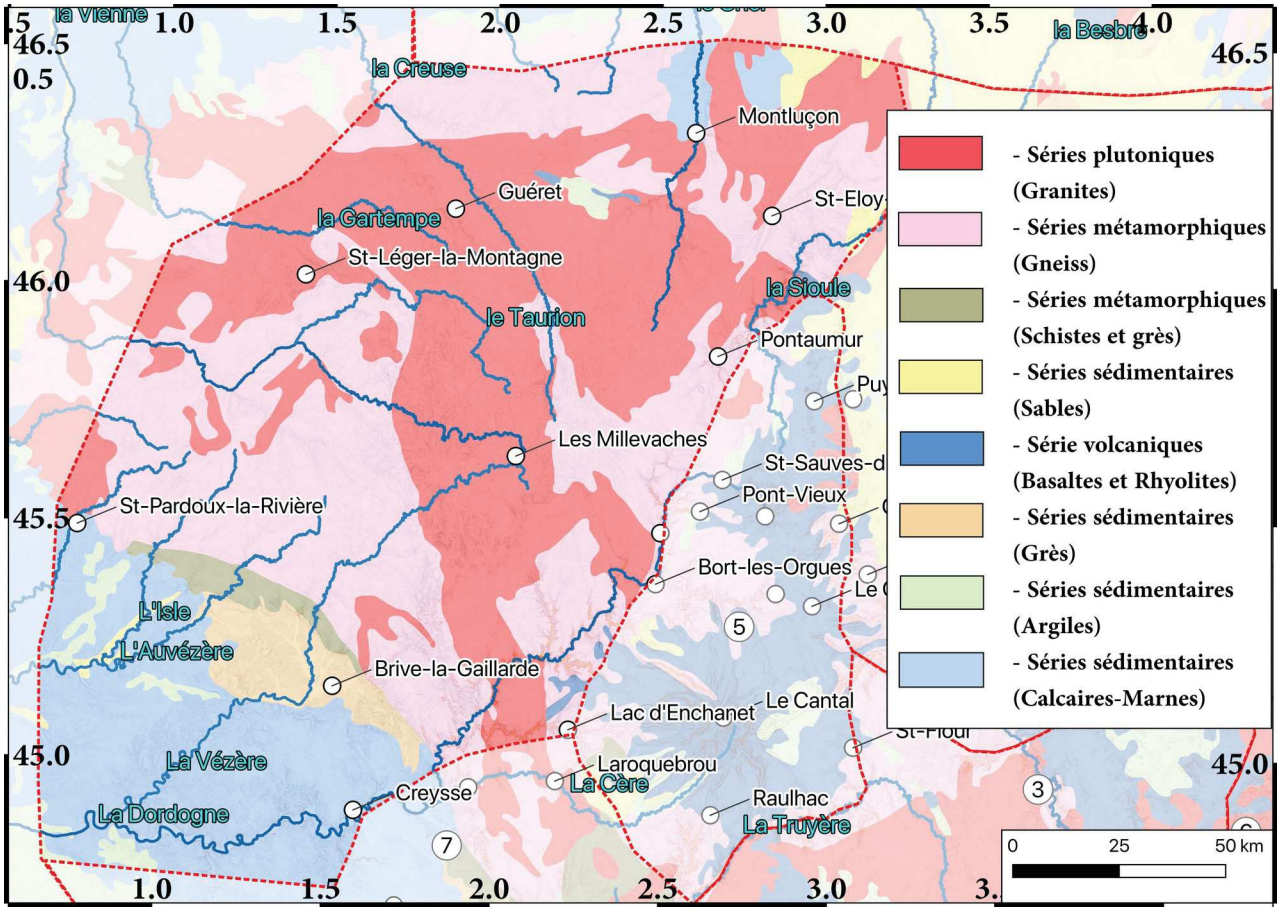



*Figure 4.24: Carte géologique simplifiée de la ZML à partir de la carte géologique au 1/1000000. Données BRGM. Les drains principaux sont représentés (et nommés) en bleu. Les points d'intérêts sont situés par un point blanc. Les zone 3, 5 et 7 correspondent respectivement à la ZPC, la ZVC et la ZQR.*

L'IH du secteur est de 0.37 ± 0.03, indiquant un paysage moyennement érodé, tandis que la courbe hypsométrique (Fig. 4.20) présente une forme proche d'une arctangente assimilable à un paysage en équilibre. Deux faibles ruptures de la pente de la courbe sont néanmoins présentes pour des altitudes de 300 ± 20 et 420 ± 20 m. Ces valeurs sont respectivement proches de 30 % et 60 % de l'aire drainée.

La légère inflexion autour de 300 m, suggère un déficit de volume vis à vis d'une courbe théorique et peut-être expliquée par la présence des deux grandes zones d'érosion latérale que sont les bassins de Brives et de Vayrac tandis que la rupture de forme concave à ~ 420 m pourrait être le

témoin de zones d'altitude en déséquilibre (déficit d'érosion). Ce déficit d'érosion des zones amont est en accord avec la forte érosion régressive des drains principaux témoin d'un déséquilibre du paysage.

Enfin, l'étude du lien entre relief et résolution (Fig. 4.25) montre une évolution semblable des valeurs de relief moyen, médian et extrême. L'évolution du relief suit une tendance logarithmique sans parvenir néanmoins à une tendance asymptotique, même pour de faibles résolutions. On note aussi l'absence de rupture brusque dans la courbe d'évolution du relief.

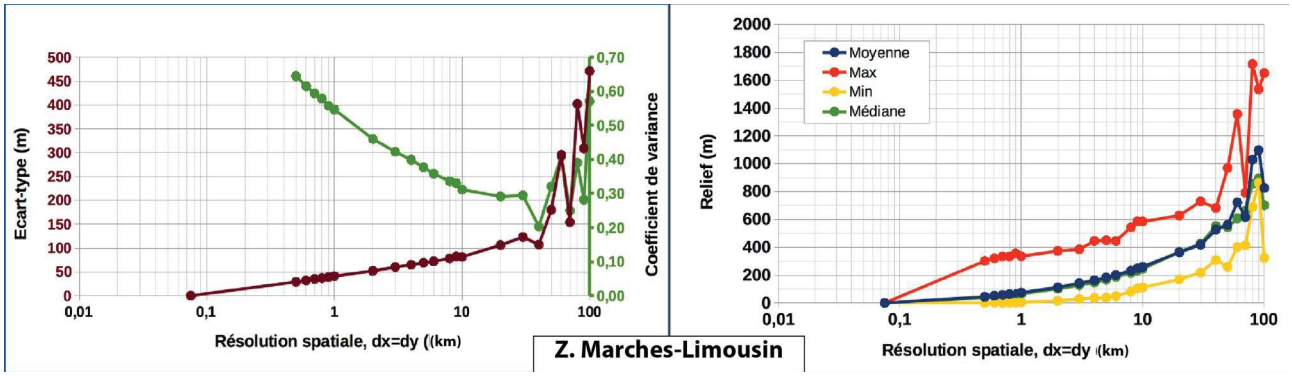



*Figure 4.25: courbe de l'évolution du relief fonction de la résolution spatiale de la ZML. L'axe des abscisses est en échelle $log_{10}$ pour des raisons de visibilité des fortes résolutions (faible emprise spatiale).*

L'évolution de $\sigma_{re}$ est de type logarithmique avec une tendance asymptotique atteinte autour de $10^2$ à $20^2$ km, avec une valeur de ~ 120 m. Pour des résolutions plus grandes que ~ $40^2$ km, la valeur de $\sigma_{re}$ devient fortement fluctuante témoignant du début des effets de limites spatiales (diminution significative du nombre de cellule, empiètement majeur sur des régions hors zone, etc.). L'évolution de Cv présente un comportement similaire pour le même seuil de résolution. On note cependant, avant l'atteinte de ce seuil une très forte diminution de Cv (évolution en exponentielle négative), passant de près de 0.7 pour des résolutions de $500^2$ m à une valeur stable de ~ 0.3 à ~ $10^2$ km de résolution.

En conclusion partielle, la ZML présente plusieurs signaux témoignant d'un déséquilibre du paysage avec un déficit d'érosion des zones d'altitudes. L'érosion différentielle, et l'effet d'accélération apparente de l'érosion à l'amont d'une zone karstique sont partiellement visibles dans la région de Brives-la-Gaillarde. Enfin, outre la dénudation de la surface, le réseau de drainage semble également être en retard avec, possiblement une perturbation du paléo-réseau lors de la mise en relief du plateau des Millevaches.

### *IV. 2. 2. Etude succincte de la morphologie par zone*

## Zone Quercy-Rouergue (ZQR, Zone 7) :

La ZQR (Fig. 4.26) présente, au premier ordre, une structure en pente assez constante vers l'OSO. Les drains majeurs e.g. Dordogne (faisant la limite Nord), Lot, Tarn suivent cette direction régionale tout comme la majorité des drains secondaires (e.g. Agout, Célé, Cère). Cela suggère un contrôle direct du relief régional sur l'organisation du réseau de drainage.

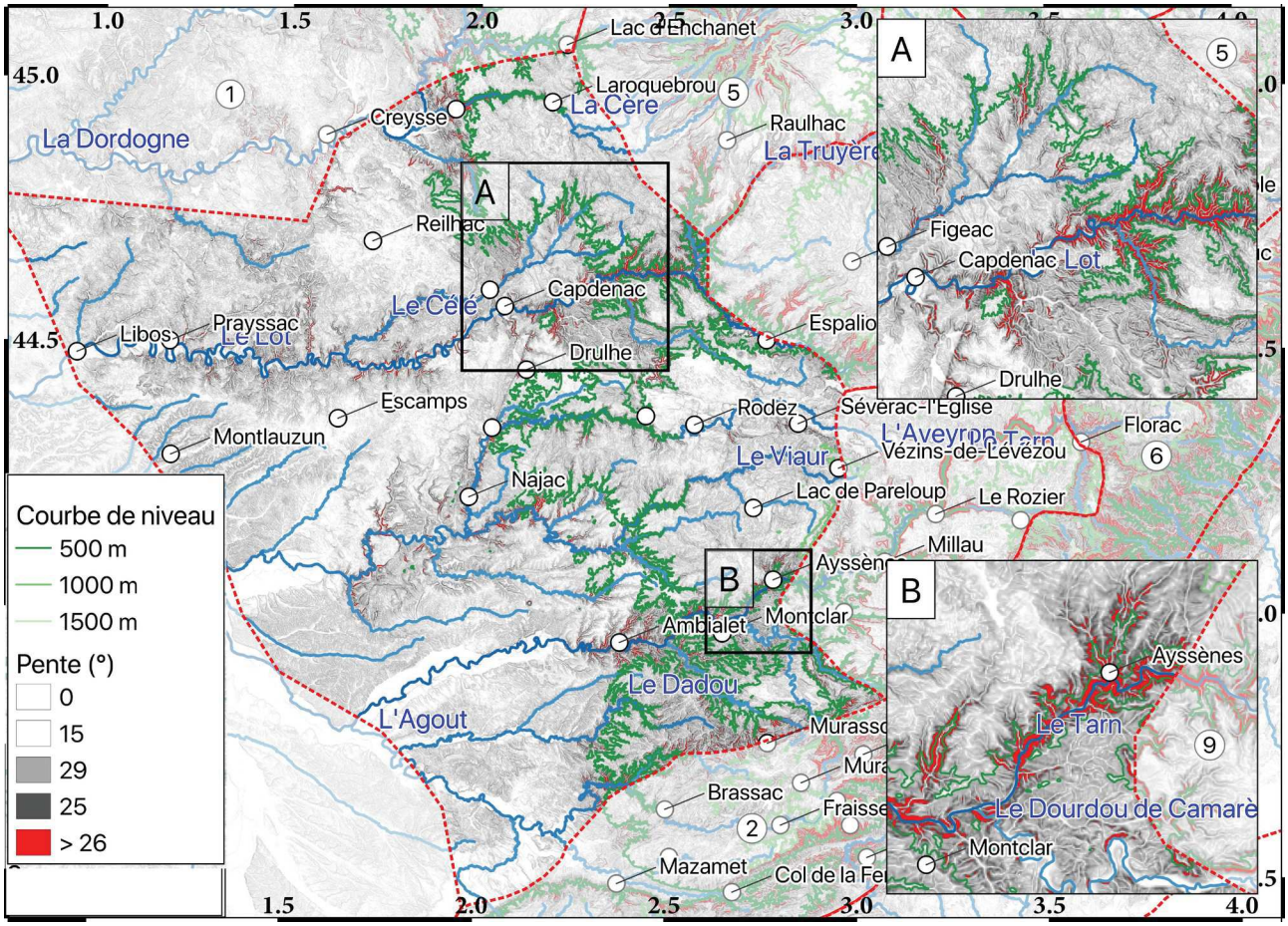



*Figure 4.26: Carte des pentes de la ZQR. Sont représentés les principaux drains du secteur en bleu et les isohypses en vert. Les points d'intérêt sont également indiqués. Pentes obtenues à partir d'un MNT à 75 m. Les zones voisines sont partiellement masquées.*

Dans les zones aval, les drains majeurs, nettement incisés, tendent à avoir une sinuosité importante (e.g. lit majeur du Lot entre Capdenac et Libos) témoignant d'un faible gradient hydrodynamique (Bierman and Montgomery, 2014). Les parties amont quant à elles n'ont que peu ou pas de méandres (exception, par exemple du Tarn à Ambialet). Couplé à la tendance à l'écoulement parallèle, il est possible de proposer que les drains n'ont pas eu le temps de développer un réseau de type dendritique signant, soit un contrôle lithologique soit un contrôle tectonique, la parallélisation du drainage étant forcée par une surrection à l'Est ayant un taux long terme supérieur à la capacité

d'incision des drains secondaires. Enfin, notons la forte agressivité du B.V. du Lot et de ses affluents qui vont probablement capturer l'amont du B.V. de l'Aveyron (secteur du Pas).

On note également la présence de plusieurs zones d'aplanissements tant à l'Ouest (e.g. zones d'Escamps, Reilhac) que moins nettement à l'Est (secteur du lac de Pareloup, sud de Laroqebrou). Si les aplanissements visibles à l'Ouest peuvent être possiblement expliqués par leurs composantes karstiques (avec et sans couverture alluviale), les replats orientaux quant à eux sont vraisemblablement plus simplement expliqués par une préservation d'une ancienne surface d'aplanissement portée en altitude. Les deux explications ne sont d'ailleurs pas contradictoires puisqu'il n'y a pas de manière systématique de saut brutal dans cette surface d'aplanissement (Fig. 4.27). Une augmentation de la pente moyenne est visible autour de 400 m d'altitude mais l'évolution est nettement inférieure à celle visible lors du saut en amont, en direction des secteurs ZGC et ZPC. Il est à noter également que le saut mineur dans la topographie à ~ 90 km (Fig. 4.27) est co-localisé avec une importante faille reliant Najac à Drulhe.

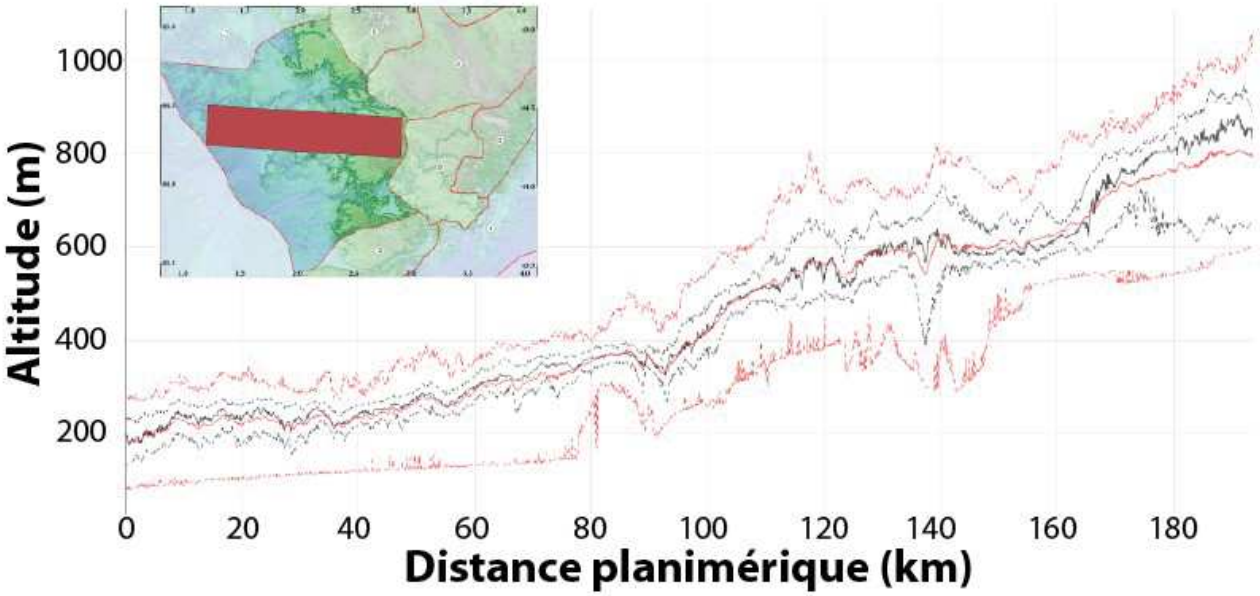



*Fig.4.27: profil topographique statistique selon un axe Est-Ouest de la ZQR, pas de 75 m. Les traits rouges pointillés représentent les valeurs minimales et maximale, le trait rouge continu est associé à la moyenne tandis que les traits noir plein et tiretés sont respectivement associés à la médiane et aux quartiles).*

L'isohypse 500 m trouve ici encore un intérêt morphologique. Globalement, ce repère suit une ligne NS. Cette ligne est cependant fortement poinçonnée par les grands drains ayant induits une érosion régressive majeure. C'est le cas du Lot en amont de Capdenac, pour lequel le rôle lithologique est probable (Fig. 4.28) puisqu'il existe un contact entre roches sédimentaires et

métamorphiques à cet endroit. La perturbation de l'isohypse 500 m induite par le Tarn (entre Ambialet et Montclar) ne semble pas être associée à une lithologie à plus forte érodabilité (cela peut expliquer le plus fort bruit dans l'inflexion vers l'Est de la courbe de niveau 500). Enfin, on note que l'incision est également marquée pour des drains secondaires (e.g. la Cère à l'aval de Roquebrou, ou l'Aveyron à l'aval de Rodez). De plus, on observe que les drains secondaires n'ont marqué la morphologie que par incision (forte parallélisation entre l'axe du drain et l'isohypse 500) ce qui suggère que les versants n'ont pas eu le temps de s'équilibrer (recul des versants). Cela indique une vitesse d'incision supérieure à la dénudation.

La carte géologique simplifiée (Fig. 4.28) montre deux zones distinctes l'une, à l'Ouest, composée majoritairement de roches sédimentaires à composante carbonatée (e.g. les causses du Quercy) dont certaines zones présentent d'importants replats (Escamps, Reilhac).

L'ensemble de la zone Ouest est, de fait soumise à une compétition entre processus fluvial « classique » et processus propres au karst. Cela peut expliquer la conservation d'une surface plane malgré la présence de drains ayant aboutit à une situation d'équilibre (e.g. Lot), par immunité karstique.

L'IH de la ZQR est de 0.25 (Fig. 4.20) ce qui témoigne de l'érosion forte du secteur. Cela est d'autant plus vrai du fait de la prédominance à l'Ouest des domaines karstiques, l'IH tend dans ce cas *a priori* à sous-estimer l'érosion totale, une partie de celle-ci étant situé dans le volume. La courbe hypsométrique (Fig. 4.20) tend à une forme exponentielle, signant l'absence significative d'incision localisée. Deux importantes ruptures sont visibles, la première de forme concave autour de 400 m (60 %) et la seconde de sens contrainte (signal courant d'un point d'inflexion le long d'un drain) autour de 550 m (~ 70 %). Les zones planes, d'altitudes supérieures à 550 m seraient donc en situation de déséquilibre avec un retard érosif conséquent à l'échelle régionale.

Le relief évolue de manière logarithmique (Fig. 4.29) avec une augmentation de l'emprise spatiale, mais aucune asymptote n'est clairement atteinte que ce soit pour la valeur du relief moyen, médian ou les valeurs extrêmes. Hormis la valeur de relief maximum, qui montre une diminution pour des emprises > $10^2$ km, l'évolution est proche d'une augmentation linéaire. L'évolution de $\sigma_{re}$ présente une forte augmentation entre $500^2$ et ~ $6^2$ km puis un accroissement linéaire jusqu'à atteindre le comportement chaotique typique pour des emprises > $50^2$ km. Cv, quant à lui présente une évolution de forme exponentielle décroissante avec une asymptote atteinte pour des emprises > $20^2$ km (Cv ~ 0.4).

*IV. 2. 2. Etude succincte de la morphologie par zone*

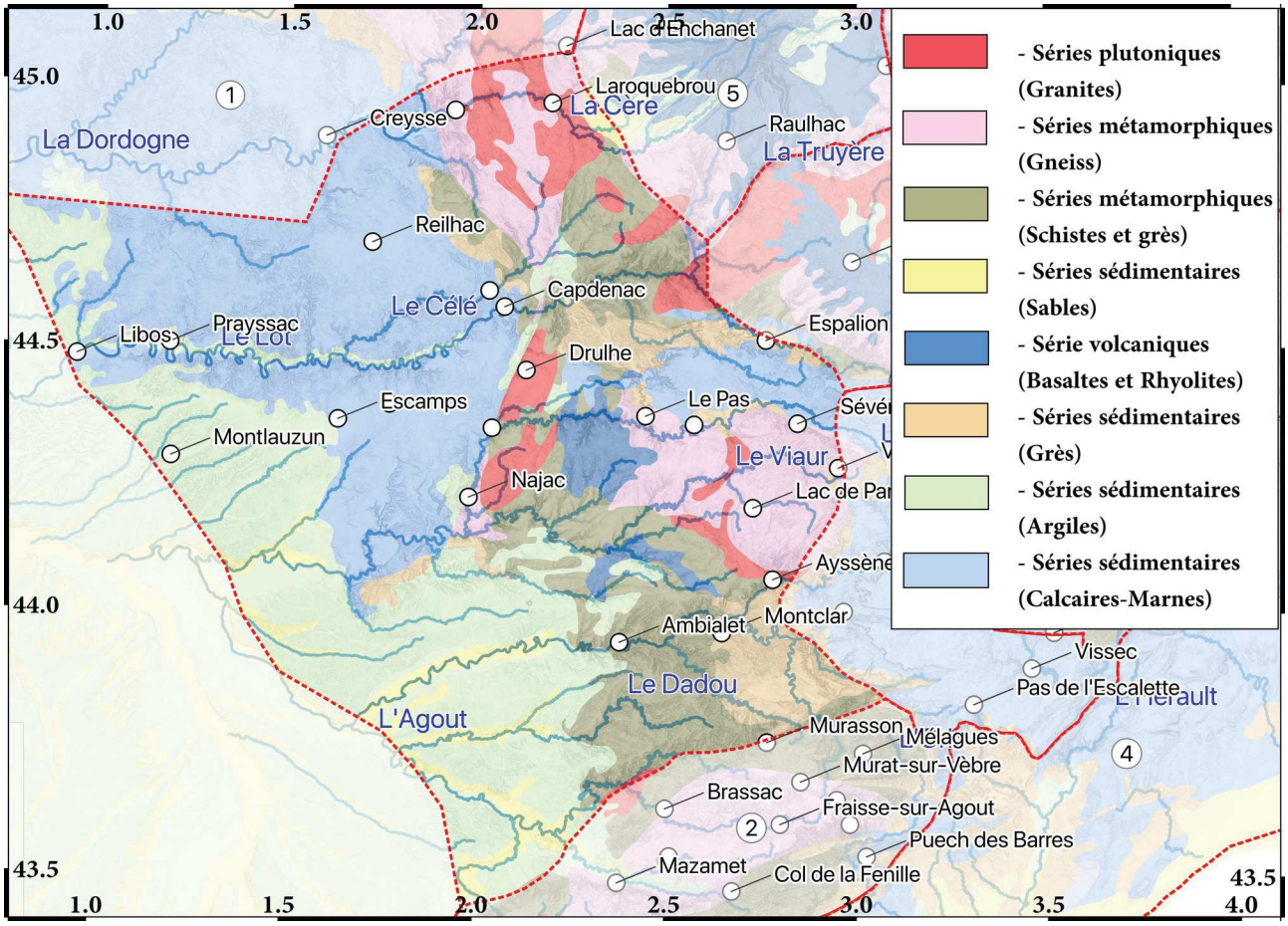



*Figure 4.28: Carte géologique simplifiée de la ZQR à partir de la carte géologique au 1/1000000. Données BRGM. Les drains principaux sont représentés (et nommés) en bleu. Les points d'intérêts sont situés par un point blanc.*

L'analyse du lien entre relief et emprise spatiale suggère que les processus locaux sont majoritaires jusqu'à des emprises de l'ordre de $20^2$ km (400 km²). Le signal régional du relief est de longueur d'onde spatiale supérieure à la taille de la région (~ 200x200 km). Il n'est donc *a priori* pas possible de séparer la ZQR du reste du M.C. pour étudier son évolution morphologique.

En conclusion partielle, la ZQR présente un signal clair de déséquilibre morphologique en lien avec une dynamique régionale. Plusieurs zones possèdent des surfaces perchées, probablement en déséquilibre vis à vis de la dynamique actuelle clairement exprimée sous la forme d'incision de la majorité des drains. L'Aveyron et le Viaur seraient des témoins, dans leur partie amont de la configuration morphologique antérieurement à la surrection. L'Aveyron est clairement en déséquilibre (conquête par le B.V. du Lot, érosion à l'aval limitée à un incision localisée). Enfin, la partie Ouest est visiblement influencée par la dynamique propre au karst permettant le maintien de surfaces planes.

### *IV. 2. 2. Etude succincte de la morphologie par zone*

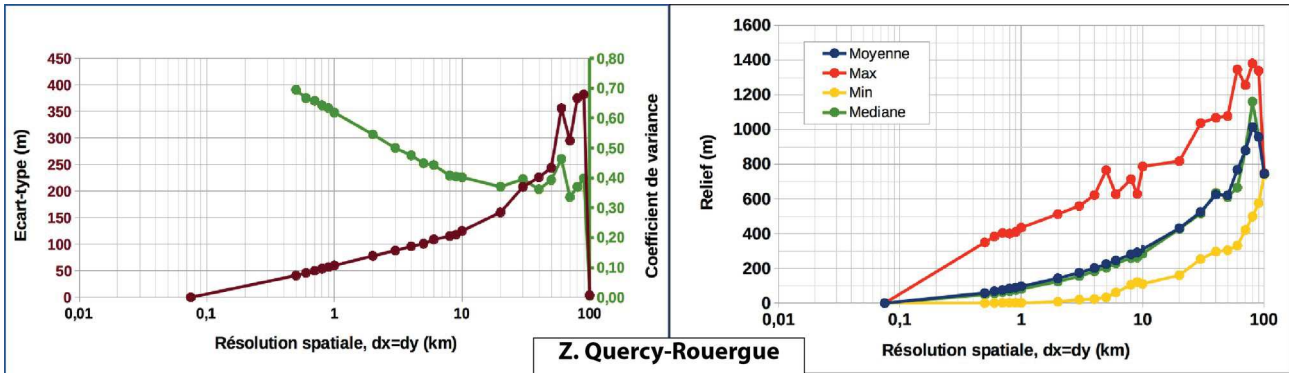



*Figure 4.29 : courbes de l'évolution du relief en fonction de la résolution spatiale de la ZQR. L'axe des abscisses est en échelle $log_{10}$ pour des raisons de visibilité des fortes résolutions (faible emprise spatiale).*

## Zone Montagne-Noire (ZMN, zone 2)

La ZMN (Fig. 4.30) présente une altitude comprise entre 30 et 975 m avec une moyenne de 413 ± 182 m. La morphologie y est très fortement différenciée au sein, principalement de roches métamorphiques et cristallines (Fig. 4.31).

Deux grands ensembles topographiques sont identifiables à l'aide de la carte des pentes (ou d'une carte topographique). Ils sont séparés par la vallée du Thoré jusqu'au Col de la Fenille (Fig. 4.30). Au nord, la zone présente une topographie en pente vers l'Ouest avec une importante zone à relativement faible relief entre le lac des St-Peyres/Brassac et Murat-surVèbre. Ce plateau est drainé par des affluents du Thoré : l'Arn, le Gijou et l'Agout. On ne note pas de déflexion de l'isohypse 500 m, ce qui témoigne d'une faible incision des drains, en accord avec l'absence notable de pente > 26°. La partie Nord, drainée par la Rance, mais surtout la limite Est de ce plateau est nettement délimitée par une zone à forte pente associée aux drains du bassin méditerranéen : l'Orb et ses affluents. L'incision de ces drains a complètement disséqué la surface précédemment présenté en formant plusieurs buttes témoins (e.g. Puech de Barres , sommet du Caroux).

Le second ensemble topographique est visible au sud de la vallée du Thoré. Il présente une surface à faible relief (e.g. secteur du vallon de Pradelles-Cabardès) drainé partiellement par des drains atlantiques (e.g. le Sor) et d'autres méditerranéens (la Cesse). Là encore, on note une forte différence entre les pentes associées à chaque versant avec un relief et des pentes beaucoup plus forts du côté Méditerranéen.

Ces quelques marqueurs suggèrent une érosion régressive forte en faveur du versant méditerranéen tant via des processus de recul de ligne de crête (e.g. région de l'Espinouse) que de capture (Recul du col de la Fenille et capture des têtes du B.V. du Thoré par les affluents de l'Orb). L'importance des pentes en déséquilibre suggère un relief en fort déséquilibre et des processus érosifs conséquents.

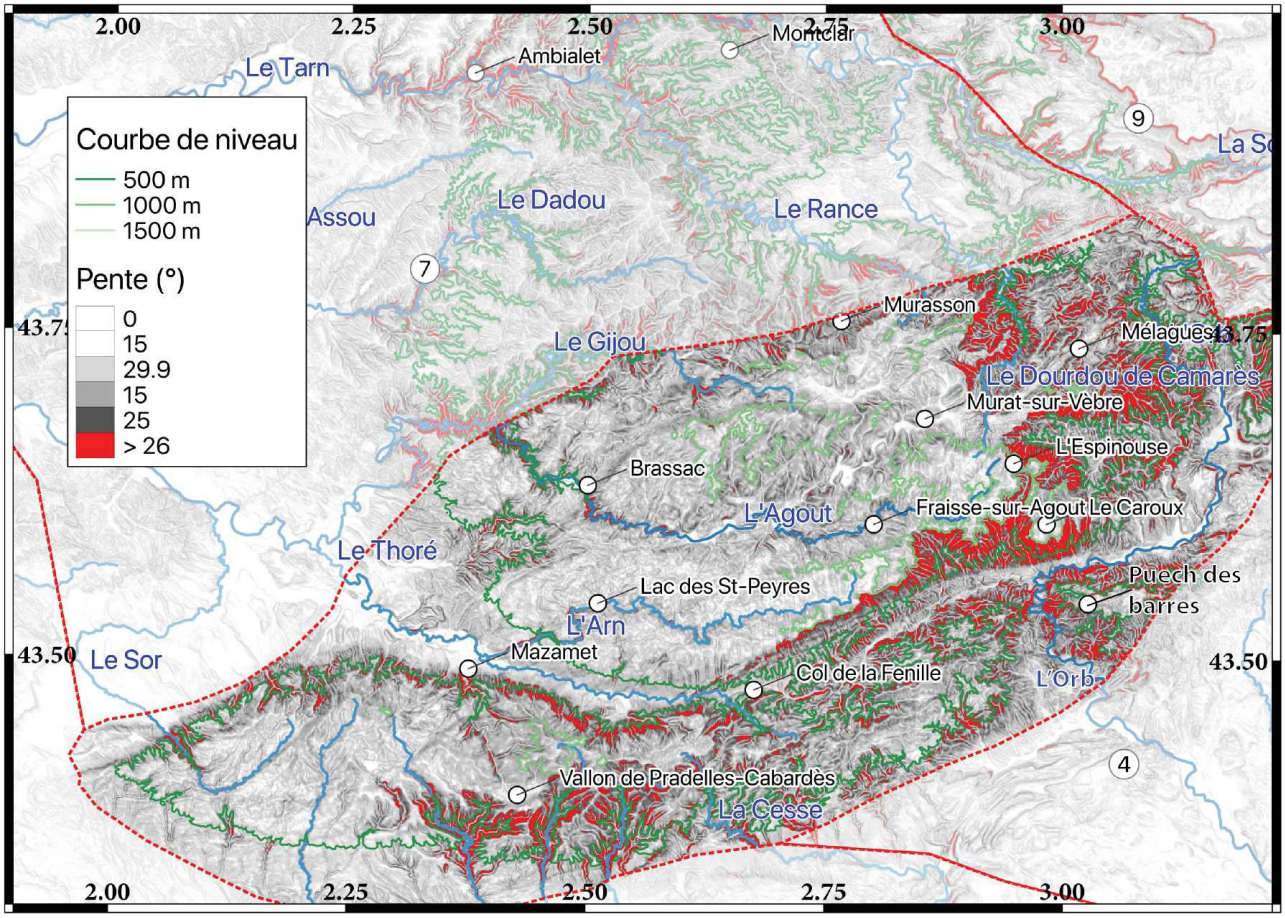



*Figure 4.30: Carte des pentes de la ZMN. Sont représentés les principaux drains du secteurs en bleu et les isohypses en vert. Les points d'intérêt sont également indiqué. Pentes obtenues a partir d'un MNT à 75 m. Les zones voisines sont partiellement masqués.*

L'IH du secteur est de 0.45 ± 0.03 ce qui est plutôt en lien avec un relief mature, en équilibre. Ce qui est en accord avec, au premier ordre, la forme en arctangente de la courbe hypsométrique (Fig. 4.20). Deux ruptures de pentes, faiblement exprimées, sont visibles autour de 500 et 900 m (pour 30 et 80 % de la surface respectivement). La rupture à ~ 500 m pourrait être l'expression du contraste entre les vallées largement ouvertes du B.V. atlantique (e.g. Le Thoré) et les surfaces hautes (e.g. zone du lac des St-Peyres ou du Vallon de Pradelles-Cabardès). La rupture à ~ 900 m serait quant à elle l'expression des surfaces vestigiales visibles autour de Murat-sur-Vèbres. Finalement, et surtout, la courbe hypsométrique présente une pente très forte sur les

premiers pourcents, avec une rupture nette autour de 200 m (5 % de la surface). Ce signal est interprétable comme la signature de l'incision de l'Orb (et des drains du B.V. méditerranéen). Par exemple, la jonction de l'Orb et du Jaur (juste au sud du Caroux), s'effectue à une altitude de ~ 150 m.

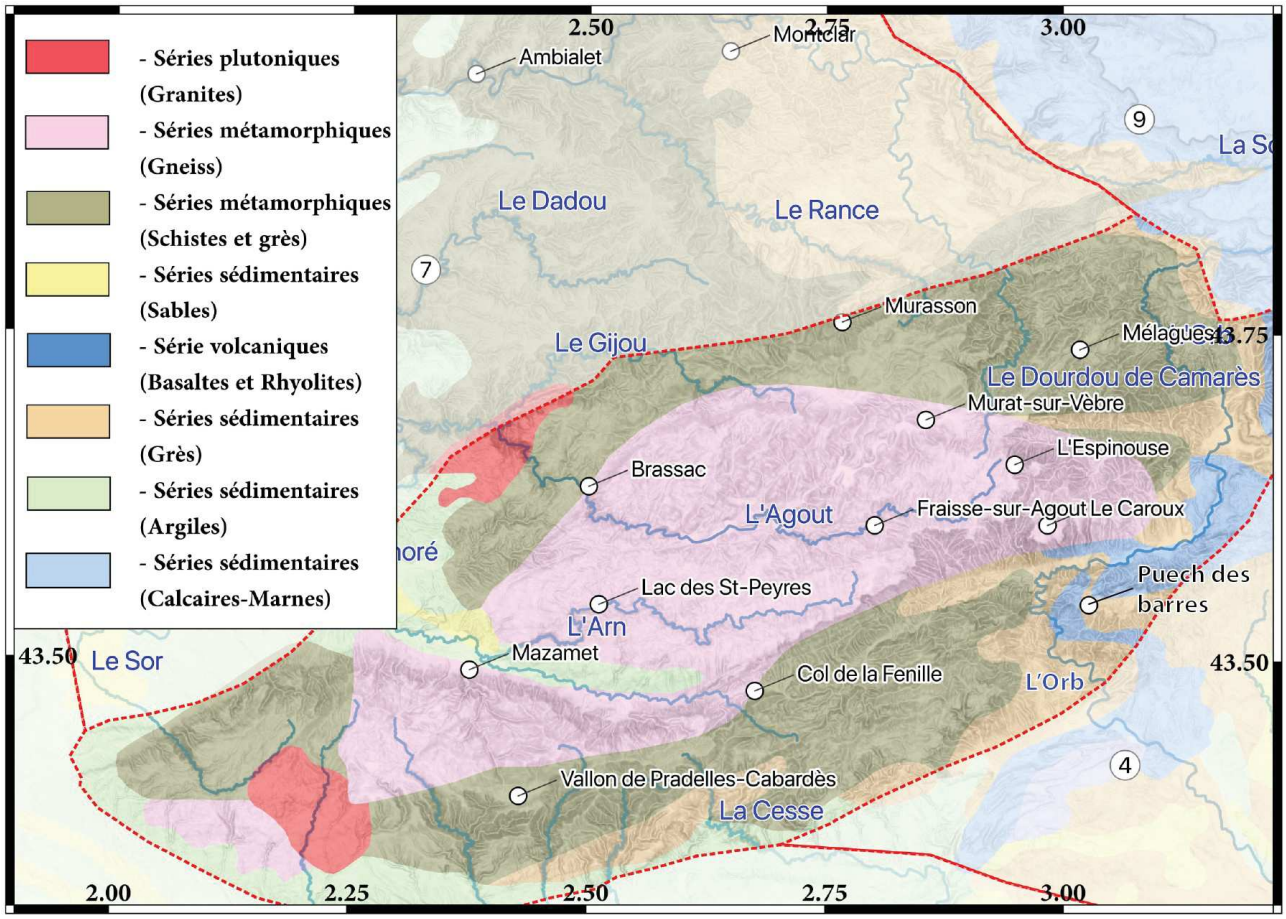



*Figure 4.31 : Carte géologique simplifiée de la ZMN à partir de la carte géologique au 1/1000000. Données BRGM. Les drains principaux sont représentés (et nommés) en bleu. Les points d'intérêts sont situés par un point blanc. Les zones voisines sont partiellement masqués.*

L'incision des drains méditerranéens n'est donc pas encore clairement exprimée et la ZMN est donc, dans sa quasi-totalité en très fort déficit érosif.

L'évolution du relief relativement à la résolution spatiale (Fig. 4.32) montre au premier ordre une cyclicité au-delà de $40^2$ km d'emprise (effets de limites). La courbe du relief max présente une forme logarithmique convexe avec une pseudo-asymptote (1000 m de relief) atteinte à ~ $5^2$ km d'emprise. La convexité de la courbe du relief moyen (et médian) est nettement inférieur et la tendance asymptotique est atteinte pour ~ $30^2$ km d'emprise. Cette différence de comportement induit une très forte augmentation de l'étendue du relief entre ~ $1^2$ et $10^2$ km d'emprise spatiale. Cette différence est explicable par le fait que le relief maximal est très rapidement contraint par la

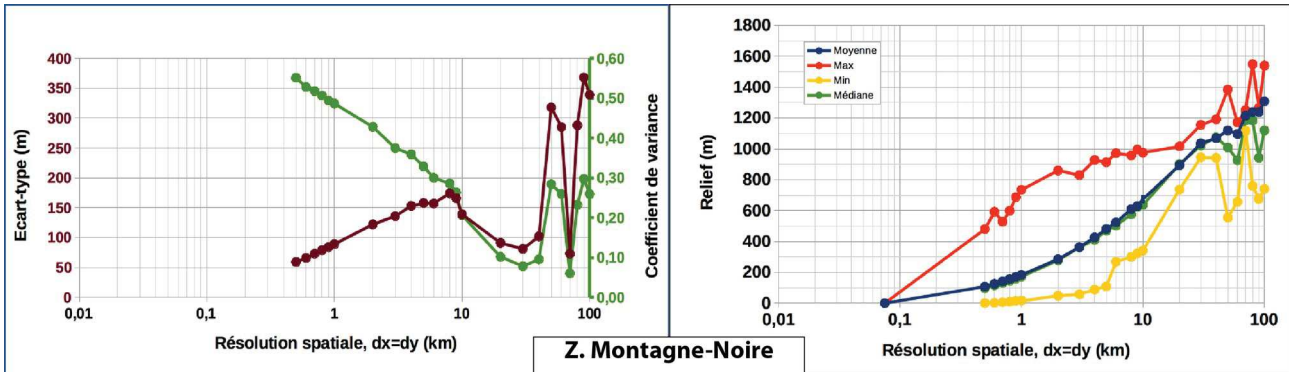



*Figure 4.32: courbe de l'évolution du relief en fonction de la résolution spatiale de la ZMN. L'axe des abscisses est en échelle $log_{10}$ pour des raisons de visibilité des fortes résolutions (faible emprise spatiale).*

zone d'incision de l'Orb tandis que le relief moyen est contrôlé, en partie, par les zones à faible relief d'altitude > à 500 m.

Les courbes de $\sigma_{re}$ et de Cv (Fig. 4.32) présentent un comportement attendu jusqu'à ~ $10^2$ km ($\sigma_{re}$ de forme logarithmique et Cv en exponentielle décroisante). Une rupture nette se produit à $10^2$ km, principalement marqué sur $\sigma_{re}$, puisque l'on observe un changement de tendance avec une diminution exponentielle de la valeur de $\sigma_{re}$ et non une stagnation. Les deux courbes présentent dès ~ $40^2$ km d'emprise un comportement chaotique (effets de limite). Globalement, les valeurs de $\sigma_{re}$ et de Cv sont relativement faibles (Cv atteint une valeur de 0.1 avant $40^2$ km). Ce comportement surprenant est explicable par le fort contrôle spatial des plateaux d'altitudes (e.g. Espinouse) relativement aux vallées du B.V. de l'Orb ce qui donne l'impression d'un paysage au relief homogène (faible Cv).

En conclusion partielle sur la ZMN, il apparaît une forte asymétrie entre le versant atlantique : grands plateaux faiblement basculés et à faible relief et le bassin méditerranéen, surtout exprimé sous la forme de vallées relativement plus étroites et surtout très fortement incisées. Les compétitions entre B.V. sont visibles (e.g. secteur de Mélagues, Murat-sur-Vèbres) entre ces deux grandes aires hydrologiques mais également à plus petite échelle (capture des amonts de l'Agout par le Dourdou). La zone est en très fort déséquilibre morphologique avec un retard d'érosion majeur vis à vis de la surrection du secteur.

## Zone des Grands-Causses (ZGC, zone 9)

La ZGC (Fig. 4.33) présente d'importants plateaux carbonatés (Fig. 4.34) délimités par de profonds canyons aux seins desquelles circulent de rares drains. Du nord au Sud, les Causses majeurs sont, le Causse Sauveterre (entre le Lot et le Tarn), le Causse Méjean (entre le Tarn et la Jonte), le Causse Noir (entre la Jonte et la Dourbie) et enfin le Causse du Larzac (entre le Tarn-Dourbie et Vis-Buège ). La morphologie est donc assez simple, au premier ordre : des plateaux carbonatés tabulaires, d'altitude comprise entre 600 et 800 en moyenne séparés par des canyons de 300 à 400 m d'incision. Ces canyons présentent de fortes pentes sur leurs versants (e.g. le Tarn et la Jonte entre le Rozier et, respectivement Florac et Meyrueis). A l'aval du Rozier, en rive droite on observe une disparition de la morphologie de plateau en lien avec un changement de lithologie (érosion des séries détritiques triasiques, non visible à l'échelle de la Fig. 4.34).

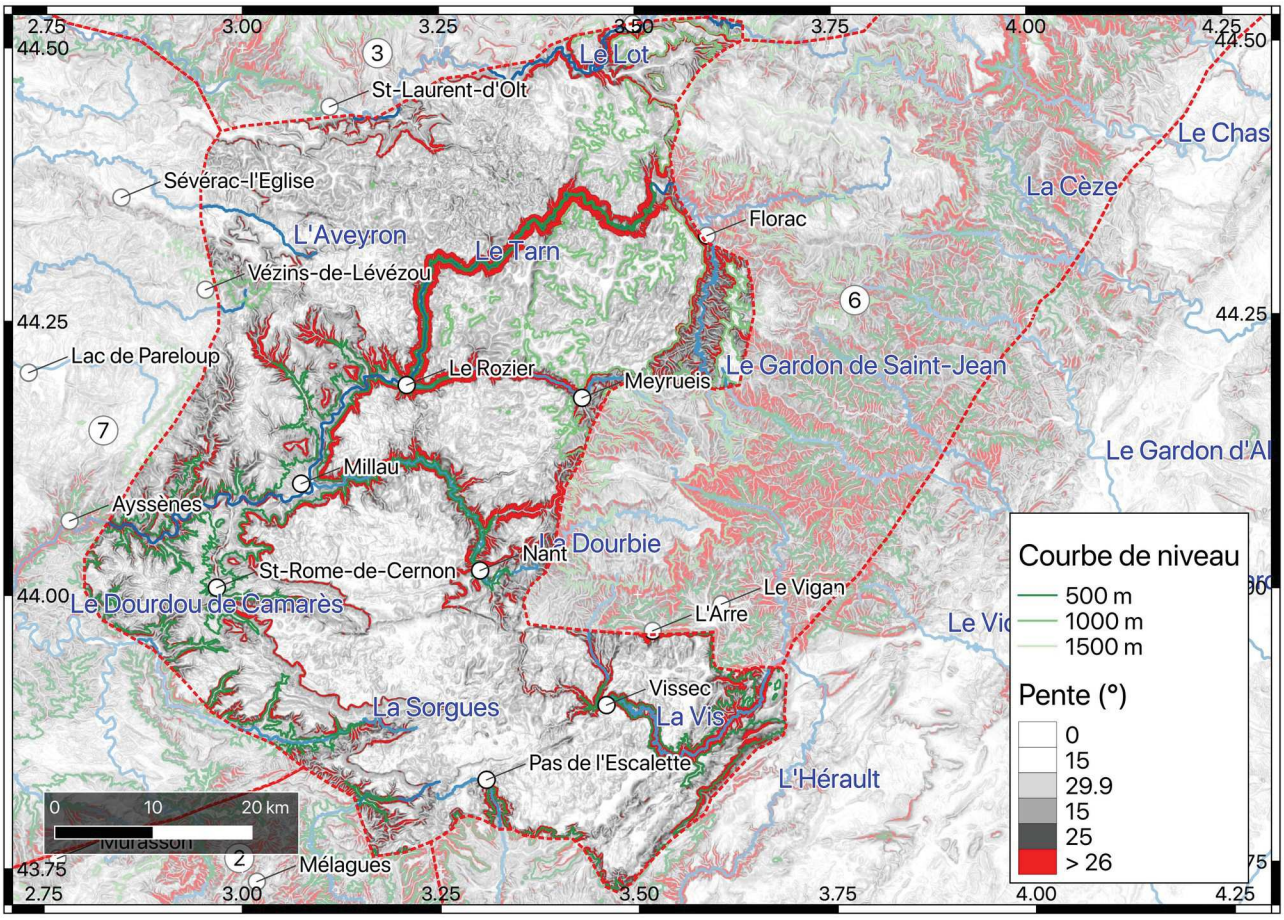



*Figure 4.33 : Carte des pentes de la ZGC. Sont représentés les principaux drains du secteurs en bleu et les isohypses en vert. Les points d'intérêt sont également indiqué. Pentes obtenues a partir d'un MNT à 75 m. Les zones voisines sont partiellement masqués.*

Du fait du comportement karstique du secteur, le réseau de drainage est, à l'exception des zones périphériques et l'aval du Rozier dépourvu de réseaux de drainage pérennes à la surface des plateaux des Causses. Deux drains permettent, entre autres, d'illustrer cette compétition entre processus de surfaces et endokarstique vis à vis de l'érosion : la Vis et la Lergue (Pas de l'Escalette). Ces deux drains présentent une importante incision à l'aval des causses (globalement à l'aval de Vissec et du pas de l'Escalette respectivement). L'incision, illustré par les pentes latérales et le recoupement de l'isohypse 500 m disparaît pratiquement en amont de ces points. Il apparaît que les dynamiques de captures sont majeures dans ce secteur avec, par exemple la capture progressive de l'amont du B.V. de la Vis par l'Arre ou de l'amont de la Jonte par le Tarn (via le Tarnon) entre Florac et Meyrueis.

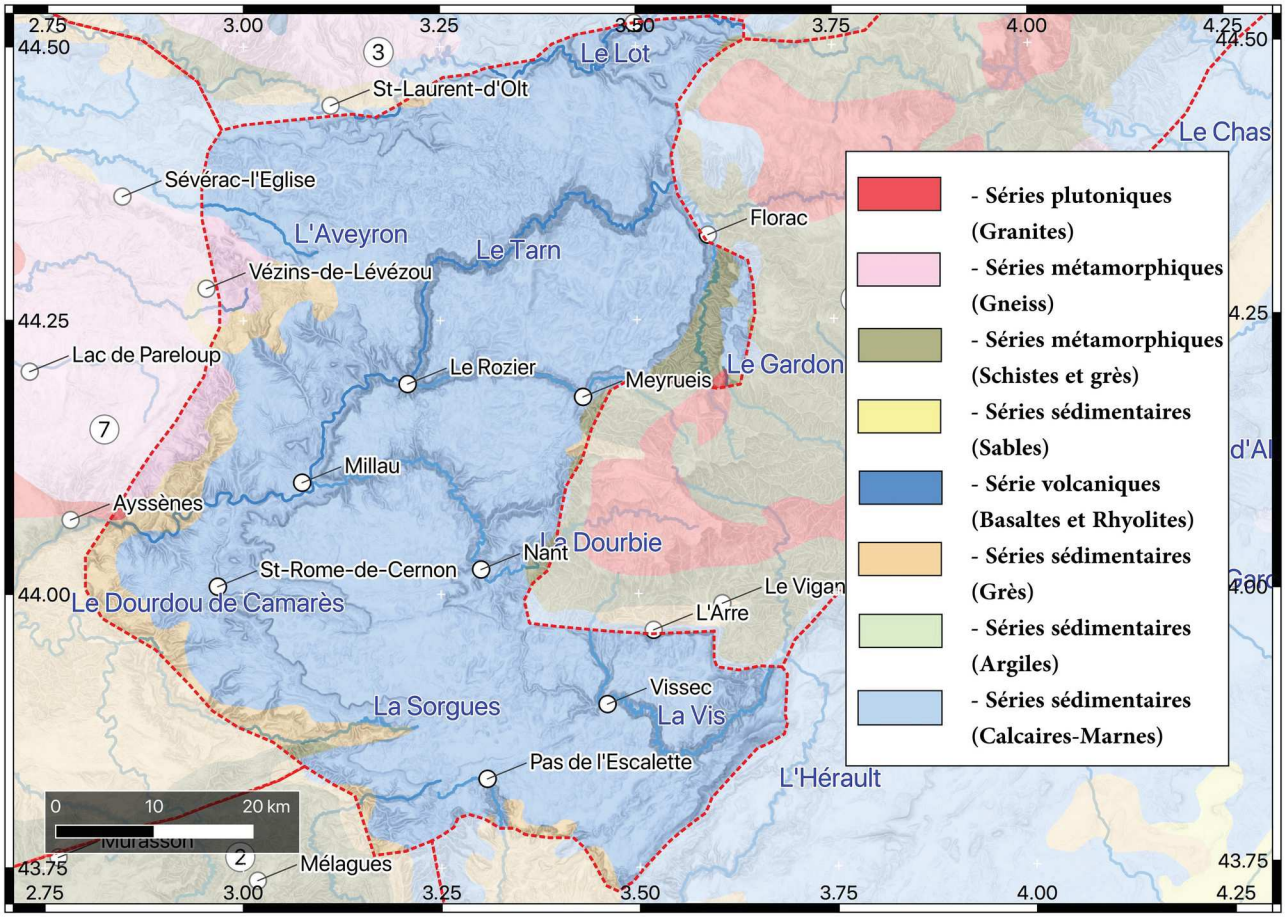



*Figure 4.34 : Carte géologique simplifiée de la ZGC à partir de la carte géologique au 1/1000000. Données BRGM. Les drains principaux sont représentés (et nommés) en bleu. Les points d'intérêts sont situés par un point blanc. Les zones voisines sont partiellement masqués.*

Si la transition entre les Grands Causses et les zones voisines est généralement nettement localisée (e.g. vallée du Lot, de l'Arre, du Tarn-Tarnon) une zone échappe particulièrement à cette généralité. Il s'agit de l'amont de l'Aveyron puisque la transition entre Séverac-l'Eglise et le causse Sauveterre

se fait de manière régulière. On retrouve ici la continuité du plan régional a vergence Ouest identifié au niveau de la ZQR.

L'IH de la ZGC est de 0.56, le plus fort du M.C (Fig. 4.20). Ce qui indiquerait un paysage faiblement érodé. La courbe hypsométrique présente une forme en arctangente sans rupture avec une pente centrale relativement faible ce qui est la signature des plateaux. Là encore l'information suggère une zone très faiblement érodée. Seules les zones à l'aval de Millau-Le Rozier présentent en effet une altitude faible. L'incision des drains au sein du plateau est marquée par la très forte augmentation de la courbe hypsométrique en début de courbe (les quelques premiers pourcents).

Cependant, la forte composante karstique de la zone empêche d'apporter une signification physique directe à cette forte valeur d'IH en terme d'érosion (ou, dans ce cas de faible érosion apparente). En effet, l'IH se base sur une érosion de surface et devient caduque dans le cas des domaines karstiques où une part non négligeable de l'érosion se situe au sein du volume.

Enfin, l'étude de la relation relief-emprise spatiale (Fig. 4.35) montre une évolution des marqueurs de relief de type logarithmique sans atteindre un comportement asymptotique. L'étendue du relief (différence Max-Min) présente cependant une diminution marquée autour de $4^2$-$10^2$ km d'emprise. Ce comportement suggère une disparition du signal des canyons autour de 9-$10^2$ km de résolution spatiale ainsi que la présence d'un relief régional de longueur d'onde supérieure à la dimension de la ZGC.

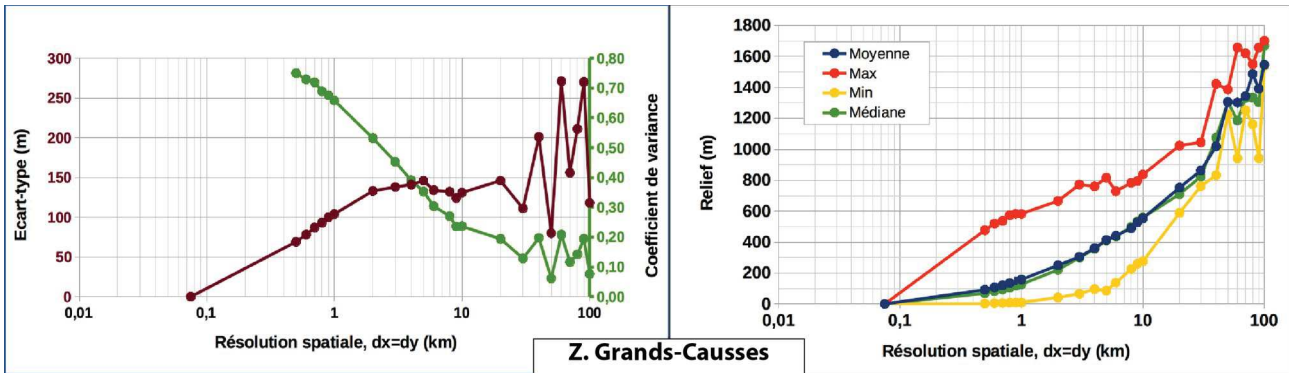



*Figure 4.35: courbe de l'évolution du relief en fonction de la résolution spatiale de la ZGC. L'axe des abscisses est en échelle $log_{10}$ pour des raisons de visibilité des fortes résolutions (faible emprise spatiale).*

L'évolution de $\sigma_{re}$ est très forte entre $500^2$ m et ~ $5^2$ km puis présente un comportement asymptotique jusqu'à ~ $30^2$ km. Pour des emprises spatiales plus grande, les effets de limites deviennent majeurs. Cv présente une évolution plus régulière de type exponentielle décroissante

passant de valeurs très fortes (0,75 à $500^2$ m) à une valeur limite autour de 0.1 à partir de ~ $30^2$ km. On note une oscillation très limitée de la valeur de Cv pour des emprises plus grandes.

Ces deux marqueurs de dispersion corroborent la prépondérance morphologique des plateaux sur la morphologie de la zone pour des emprises spatiales faibles, autour de $5^2$ km.

En conclusion partielle, la ZGC présente une morphologie particulière et les outils utilisés (IH, courbe hyspométrique) ne permettent probablement pas de rendre compte de la dynamique de cette zone. En effet, la composante karstologique étant prépondérante, il est nécessaire de considérer une évolution au sein même du volume et non pas juste via la surface. Cependant, les zones amont et aval des plateaux présentent, au premier ordre, la même morphologie fortement érodée, ce qui suggère une importante karstification. Du fait de cette évolution compliquée par l'effet de l'immunité karstique, la dynamique des drains est particulière avec, visiblement, une part prépondérante des dynamiques de captures.

## Zone Garrigues-Littoral (ZGL, zone 4)

La ZGL (Fig. 4.36) est marquée par une importante zone à faible relief et faible élévation (e.g. zone de Béziers ou Nîmes). Au sein de cette région à faible élévation, quelques reliefs sont présents tel que le Pic-St-Loup, la Gardiole, le Causse d'Aumelas ou le plateau de Poulx). En direction du Nord-Est, l'élévation moyenne augmente progressivement au niveau des plateaux proches du Mont-Bouquet puis celui de St-Remèze. Enfin, tout au nord de la ZGL se trouve un relief fortement individualisé : le plateau du Coiron. Cet empilement basaltique (Fig. 4.36, 4.37) se trouve actuellement en inversion de relief. L'érosion sur ces flancs est de l'ordre de 300 m.

La limite Nord présente un relief plus marqué avec une forte incision des vallées (e.g. secteur du lac du Salagou, ou au nord d'Alès) malgré l'absence systématique de pente > 26° (celles-ci sont surtout visibles plus au nord, au niveau de la ZCV).

Le réseau de drainage, contrôlé principalement par l'Ardèche, la Cèze, le Gard, l'Hérault et l'Orb présente généralement une structure sub-parallèle à l'exception notable de l'Hérault faisant un coude marqué à partir du massif du Thaurac. De manière plus locale, l'Ardèche possède également une bifurcation vers le SO entre le Coiron et la confluence avec le Chassezac puis retrouve un écoulement sub-orthogonal au relief régional.

La géologie du secteur est scindée en deux types majeurs de roches (Fig. 4.37). Les zones à faible élévation sont associées à des lithologies de sédimentaires faiblement résistantes à l'érosion (e.g.

pélites du bassin du Salagou) tandis que les quelques reliefs présents sont associés aux séries carbonatées mésozoiques (Jurassiques du secteur de St-Remèze ou Crétacé du secteur d'Aumelas-Garrigues Nord-Montpelliéraine).

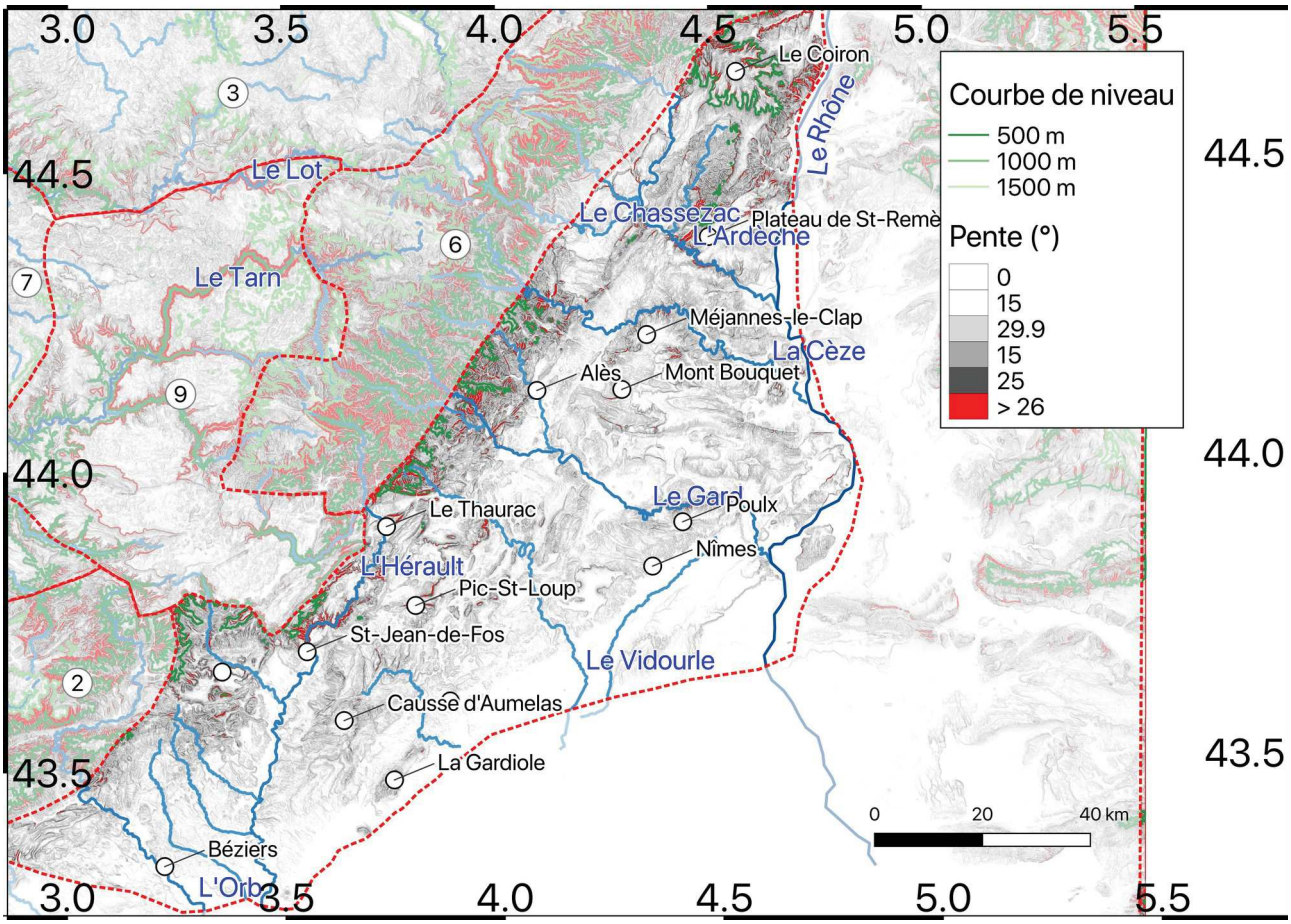



*Figure 4.36 : Carte des pentes de la ZGL. Sont représentés les principaux drains du secteurs en bleu et les isohypses en vert. Les points d'intérêt sont également indiqué. Pentes obtenues a partir d'un MNT à 75 m. Les zones voisines sont partiellement masqués.*

Cette forte corrélation, visuelle, entre topographie et lithologie suggère un lien direct, les reliefs présents étant produit par érosion différentielle. Cependant, des complexités tectoniques sont nettement identifiées, au moins localement (e.g. pic-St-Loup).

L'IH de la EGL est de 0.13 (Fig. 4.20), témoignant de l'état fortement érodé de la zone. La courbe hypsométrique de forme exponentielle à concavité très forte corrobore cet état de pénéplanation à l'échelle de la zone. La forte augmentation de l'altitude maximale visible sur la courbe hypsométrique est induite par l'empiétement partiel sur les reliefs de la ZCV. Enfin, l'étude du relief (Fig. 4.38), montre une forte évolution du relief maximal entre $500^2$ m et ~ $2^2$ km d'emprise pour atteindre une valeur limite proche de 900 m. Les valeurs de reliefs moyen et médian présentent quant à eux une évolution proche d'une croissance linéaire avec l'augmentation de l'emprise

spatiale. Enfin une particularité de la zone est la stagnation de l'étendue du relief (différence Max-Min) pour des emprises spatiales > ~ $2^2$ km. L'oscillation caractéristique d'une perte de significativité est atteinte autour de $50^2$ km de résolution.

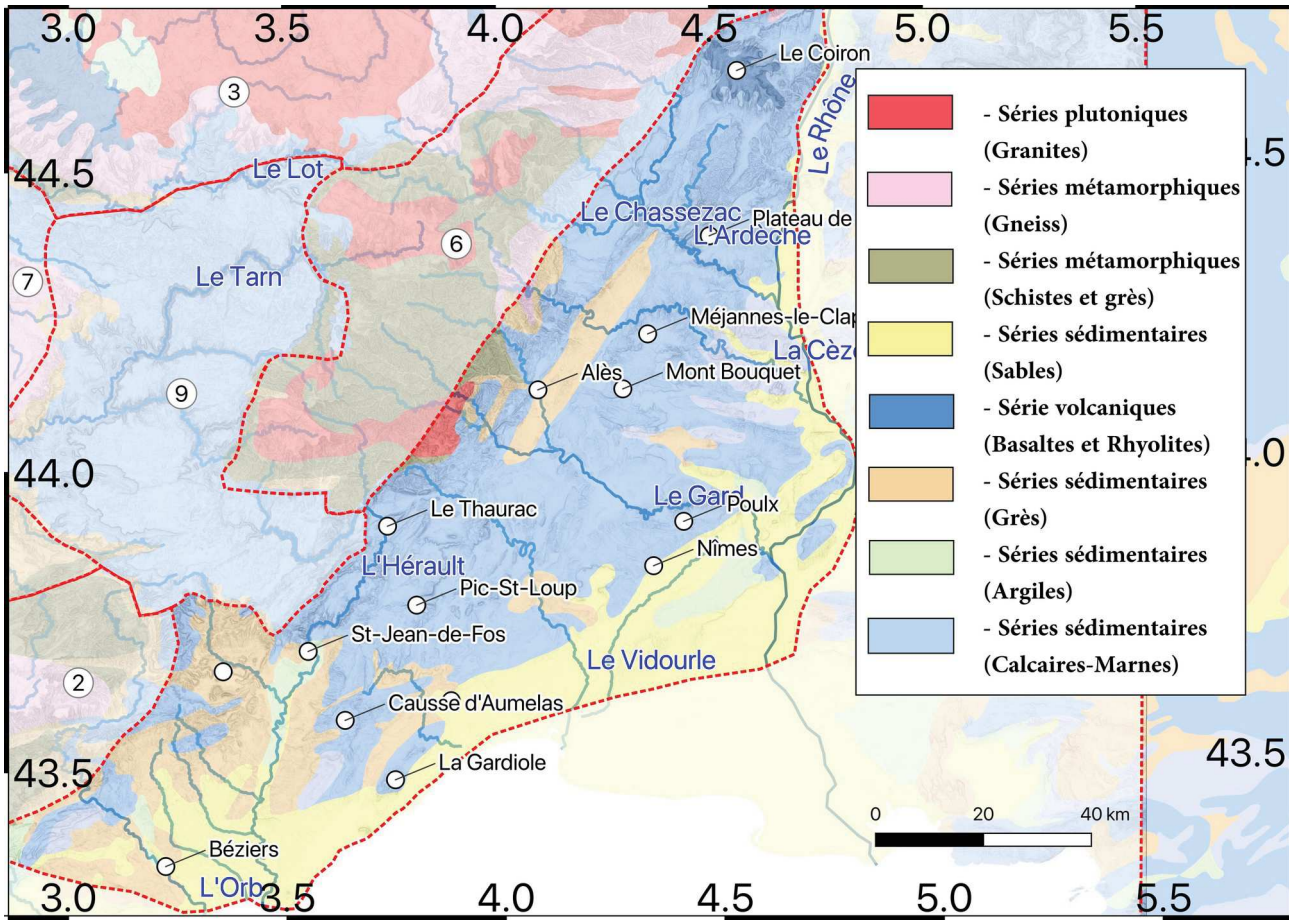



*Figure 4.37: Carte géologique simplifiée de la ZGL à partir de la carte géologique au 1/1000000. Données BRGM. Les drains principaux sont représentés (et nommés) en bleu. Les points d'intérêts sont situés par un point blanc. Les zones voisines sont partiellement masqués.*

Le comportement atypique des valeurs extrêmes (notamment du fait de la petite dimension de l'emprise spatiale nécessaire pour atteindre une valeur asymptotique), correspond aux effets de bord. Au nord les reliefs cévenols contraignent rapidement une valeur de relief maximum tandis qu'au sud la Méditerranée force un relief minimum faible. La linéarité des valeurs moyennes suggère un relief très largement contraint par des processus régionaux, les quelques reliefs résiduels ne permettant pas de marquer significativement le relief du secteur.

L'évolution de $\sigma_{re}$ est de forme logarithmique avec une stagnation vers 200-300 m de relief dès $10^2$ km de résolution. On observe une forte augmentation de $\sigma_{re}$ pour des emprises inférieures à ~ $50^2$ km associée à une oscillation marquée (typique d'une diminution de la robustesse de la

méthode). Cv présente en permanence une valeur forte passant de près de 1 à $500^2$ m à 0.4 au-delà de $40^2$ km d'emprise. Les oscillations de fin de courbe sont faiblement marquées pour la ZGL.

Ces deux marqueurs de dispersion du relief montrent clairement la présence de reliefs résiduels (forte valeur de Cv) très localisés, le restant de la zone ne présentant pas de relief fort.

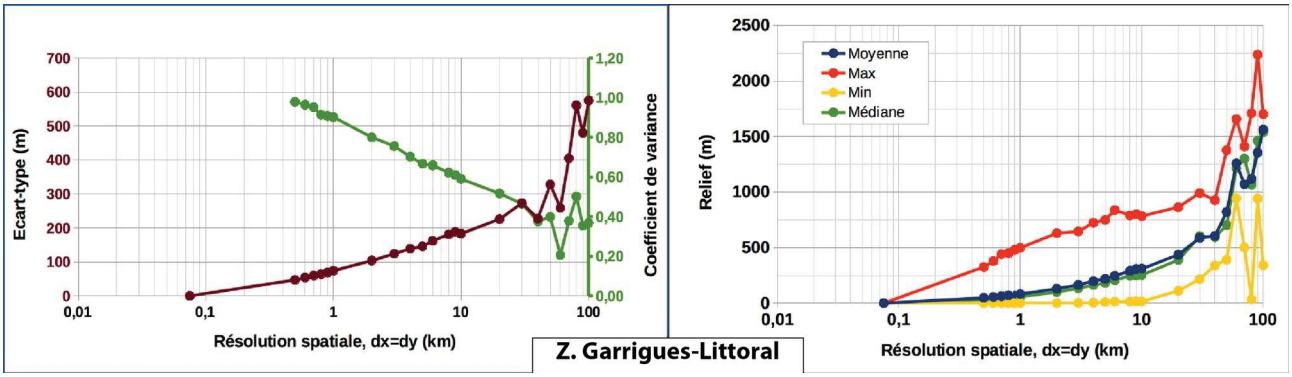



*Figure 4.38 : courbe de l'évolution du relief fonction de la résolution spatiale de la ZGL. L'axe des abscisses est en échelle $log_{10}$ pour des raisons de visibilité des fortes résolutions (faible emprise spatiale).*

En conclusion partielle, la ZGL ne semble pas en phase avec l'évolution morphologique du restant du M.C. Le relief régional y est pratiquement absent et il n'y a pas les marqueurs forts d'érosion ou de déséquilibre (e.g. retard d'érosion) visibles, sur les autres zones. Seules les zones en limite de la ZCV (e.g. Thaurac-St-Jean-de-Fos, NO d'Alès) ainsi que les zones au Nord de Méjeanne-le-Clap (généralement à plus de 50 km du trait de côte) semblent être impactées par la dynamique associée au M.C. Cependant, il n'est pas possible de savoir si l'évolution du secteur proche du littoral a été associée à la dynamique du M.C. et est aujourd'hui en état de paysage « sénile » (Huggett, 2007 ; Bierman and Montgomery, 2014) où si elle a été découplée de cette dynamique depuis l'initiation de la surrection.

## Zone Cévennes-Vivarais (ZCV, zone 6) :

La ZCV (Fig. 4.39) présente une structure morphologique au premier ordre cylindrique selon un axe N 040° E. Deux secteurs peuvent-êtres identifiés en se basant sur la densité approximative de pentes > 26°. Au Sud de l'axe Coiron-Mt-Gerbier-de-Jonc, les pentes > 26° sont très fortement présentes avec par exemple, la vallée de l'Ardèche vers Mayres ou celle du Chassezac aux alentours de Pied-de-Borne. Ces zones à fortes pentes séparent des zones à faible relief et faible élévation (début de la ZGL, zone 4) et quelques surfaces à faible relief mais haute altitude (> 1000 m) qui représentent les premières régions de la ZPC, zone 3. Plusieurs points hauts

se retrouvent topographiquement pratiquement isolés par l'incision fluviale comme le Mt-Lozère ou le Mt-Aigoual. Au nord de l'Axe Coiron-Mt-Gerbier-de-Jonc, les pentes sont généralement plus faibles, souvent en dessous des 26° (avec des exceptions telles que la vallée de la Cance autour de St-Julien-Vocance). On y observe une première « marche » topographique de l'ordre de 300-400 m entre la vallée du Rhône et Annonay. Le replat autour d'Annonay, plus clairement exprimé au nord qu'au sud est lui-même en contrebas d'environ 500 m de la zone des plateaux (situé à ~ 1000 m l'altitude) comme, par exemple autour du Chambon-sur-Lignon. L'étude de l'inflexion des courbes de niveaux corrobore clairement la forte incision des drains, puisque tant l'isohypse 500 que 1000 m présentent un important parallélisme avec les drains majeurs. Cet effet d'inflexion est en général (exception de l'Eyrieux) plus marqué pour le secteur au Sud de l'axe Coiron-Gerbier.

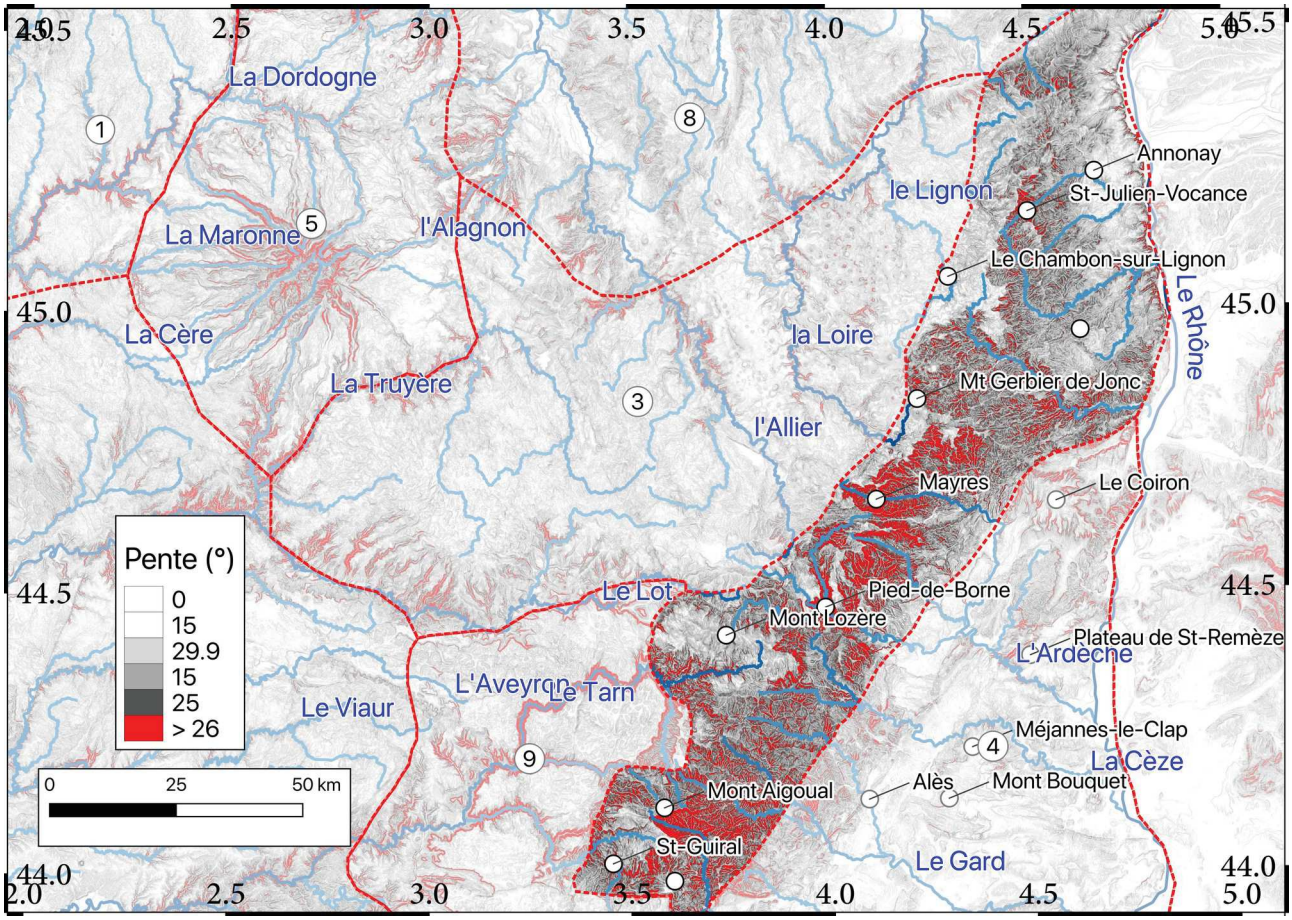



*Figure 4.39: Carte des pentes de la ZCV. Sont représentés les principaux drains du secteurs en bleu. Les points d'intérêt sont également indiqué. A la différence des autres cartes de pentes, les courbes de niveau ne sont pas représentés pour des raisons de visibilités (conflits avec les fortes pentes). Pentes obtenues a partir d'un MNT à 75 m. A titre d'indication, les zones hautes tel que le Mont-Lozère ou le secteur du Mt-Gerbier-de-Jonc se situent au dessus de 1000 m tandis que la limite avec la zone 4 (ZGL) se situe autour de 300 m. Les zones voisines sont partiellement masqués.*

*IV. 2. 2. Etude succincte de la morphologie par zone*

Le réseau de drainage suit, au premier ordre, un axe orthogonal au relief régional avec cependant de nombreuses exceptions tel que l'Eyrieux (secteur du Chambon-sur-Lignon) ou les parties amonts du B.V. du Chassezac (Secteur de Pied-de-Bornes). Les dynamiques de captures semblent être conséquentes avec probablement une capture majeure, celle de l'amont de la Cèze par le Chassezac entre Pied-de-Borne et le Mt-Lozère. La source de la majorité des drains majeurs est située au niveau du plateau central (e.g. Chassezac, Borne, Ardèche, Eyrieux).

La géologie de la zone (Fig.4.40) présente d'importantes variabilités locales mais est, au premier ordre constituée de roches cristallophylliennes d'âge hercynien. Localement, de nombreux édifices volcaniques sont présents mais, à l'échelle de la zone, seuls l'amont du Coiron et la province du Mézenc sur le plateau (entre le Gerbier-de-Jonc et Le-Chambon-sur-Lignon) sont clairement significatifs. La structure tectonique présente également une importance notable, du moins en terme de colocalisation. En effet, le début de la zone à forte pente (limite avec la ZGL, zone 4) est globalement co-localisé avec la zone de la faille des Cévennes tandis que les drains se localisent

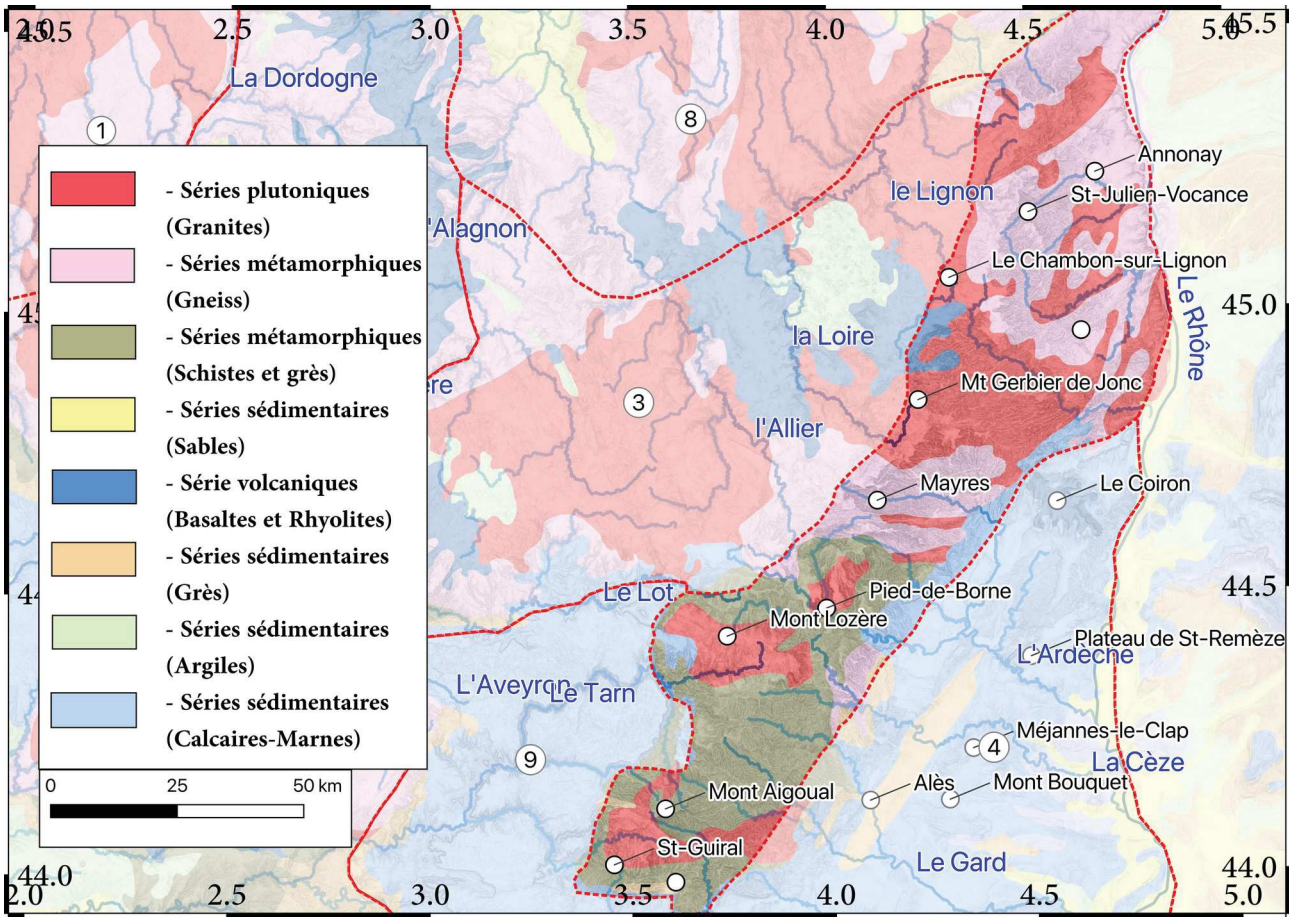



*Fig.4.40: Carte géologique simplifiée de la ZCV à partir de la carte géologique au 1/1000000. Données BRGM. Les drains principaux sont représentés (et nommés) en bleu. Les points d'intérêts sont situés par un point blanc. Les zones voisines sont partiellement masqués.*

*IV. 2. 2. Etude succincte de la morphologie par zone*

souvent le long de système de failles (e.g. Vallée de la Cance, du Doux : Sud d'Annonay) ou en lien avec la structure tel qu'en amont des plateaux calcaires (cuvette d'érosion des marnes triasiques engendrant une parallélisation du réseau avec la structure monoclinale).

La ZCV possède un IH de 0.37 témoignant de l'érosion relativement conséquente de la zone. La courbe hypsométrique quant à elle montre deux ruptures, assez faibles, autour de 500 m et 1000 m (pour, respectivement ~ 20 et 75 % de la surface). Ces deux ruptures sont possiblement des marqueurs d'une dynamique différentielle de part et d'autre de l'axe Coiron-Mt-Gerbier-de-Jonc avec une surface vestigiale d'altitude 500-600 m autour de St-Barthélemy-Grozon (Nord du Coiron). Cette « marche » topographique n'est pas présente au Sud du Coiron. En réalité il serait possible de proposer que ce replat à 500 m se situe plus au sud, au niveau du plateau de St-Remèze (ZGL) et soit depuis isolé par érosion différentielle (érosion des limites marneuses en bordure du cristallin). La rupture à 1000 m, quant à elle est vraisemblablement issue de la prise en compte des parties du plateau central (e.g. Secteurs du Chambon sur Lignon ou du Mt Gerbier de Jonc). D'autres secteurs sont topographiquement isolés de ce plateau et présentent les points hauts de la zone (à l'exclusion d'édifices volcaniques locaux comme le Gerbier de Jonc) : la zone du Mt Lozère et de l'Aigoual-St-Guiral.

Finalement, l'évolution du relief moyen et médian (Fig. 4.41) suivent une évolution de type logarithmique aboutissant à un comportement asymptotique autour de $30^2$ km d'emprise spatiale. C'est à partir de cette échelle également que l'étendue du relief diminue de manière forte. Les oscillations typiques en fin de courbes ne sont pas clairement identifiables hormis sur la courbe du relief minimum. Cette tendance semblerait indiquer que la région est caractéristique du relief régional puisque le relief n'évolue plus avec l'évolution de l'emprise spatiale. Ce relief régional serait de l'ordre de 1500 m.

Cette valeur semble surestimée puisque les points hauts du secteur sont inférieurs à 1753m (altitude du Mézenc, le point culminant) et un point bas à ~ 100 m au niveau du Rhône. Une explication de cette erreur pourrait être l'effet de bord induit par la présence des Alpes en champ proche. La distance minimum entre le Rhône et les premiers reliefs alpins est de l'ordre de 20 km ce qui peut être en accord avec l'évolution du relief maximum qui atteint une tendance asymptotique (~ 1400 m) pour cette résolution de $20^2$ km. La rupture nette dans les tendances de Cv et de $\sigma_{Re}$ autour de $20^2$ km (Fig. 4.41) est un indice fort d'un effet autour de cette gamme de résolution. Les deux marqueurs de dispersion présentent par ailleurs une forte oscillation pour des emprises

supérieures, ce qui limite la fiabilité des interprétations faites pour la ZCV au-delà de $20^2$ km de résolution. L'évolution de Cv et de $\sigma_{Re}$ suit autrement une évolution attendue, respectivement de forme exponentielle décroissante et de forme logarithmique.

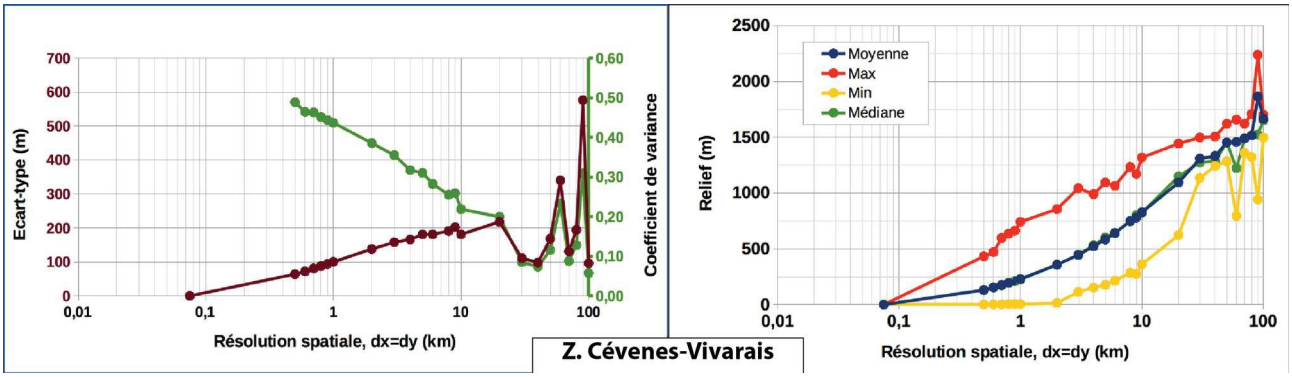



*Fig.4.41:courbe de l'évolution du relief en fonction de la résolution spatiale de la ZCV. L'axe des abscisses est en échelle $log_{10}$ pour des raisons de visibilité des fortes résolutions (faible emprise spatiale).*

En conclusion partielle, la ZCV présente une structure au premier ordre cylindrique témoin d'une importe érosion régressive sur l'ensemble du secteur. Le réseau de drainage est premièrement contrôlé par la présence d'un relief régional et secondairement, mais souvent de manière significative par des contraintes litho-structurale ou les dynamiques propres aux B.V (Captures). Le relief tant local que régional de la ZCV est très fortement développé avec une expression de l'érosion allant d'une incision très localisée à une forme du recul des versants de vallées. La ZCV présente donc tous les marqueurs d'un paysage en transition avec un recul de la ligne de partage des eaux en direction du centre du M.C.

## Zone du plateau central (ZPC, Zone 3) :

La ZPC (Fig. 4.42) présente la plus forte élévation moyenne (~ 1000 m) de toutes les zones du M.C. Situé au centre du massif, elle ne possède aucun contact direct avec les zones limites du M.C. (Bassins Parisiens et Aquitain, Vallée du Rhône, Méditerranée).

La morphologie est au premier ordre celle d'un plateau d'altitude à faible relief (absence presque totale de pentes > 26° au centre de la zone). Plus en détail, on remarque la présence de quatre zones en relief d'axe globalement NS, séparées par de larges vallées faiblement encaissées. A l'Est se situe la région du Mézenc-Gerbier-de-Jonc. Il s'agit d'une zone principalement cristalline couverte par de nombreux édifices volcaniques locaux (Fig. 4.43). Cette première zone d'altitude est délimitée par la zone à forte pente de la ZCV à l'Est et par la dépression du Puy-en-Velay et la vallée de la Loire à

l'Ouest. La dépression du Puy est visible (Fig. 4.42) par une région sub-circulaire définie par l'isohypse 1000 m qui recoupe indifféremment les terrains sédimentaires, cristallins ou volcaniques (e.g. Devès). L'empiétement plus conséquent de l'isohypse 1000 m sur le substratum à l'Est qu'à l'Ouest suggère des mouvements verticaux différentiels ou une dénudation différentielle entre les deux zones. La résistance des roches étant proche, un effet de mouvement vertical différentiel (basculement vers l'Ouest) semble plus probable.

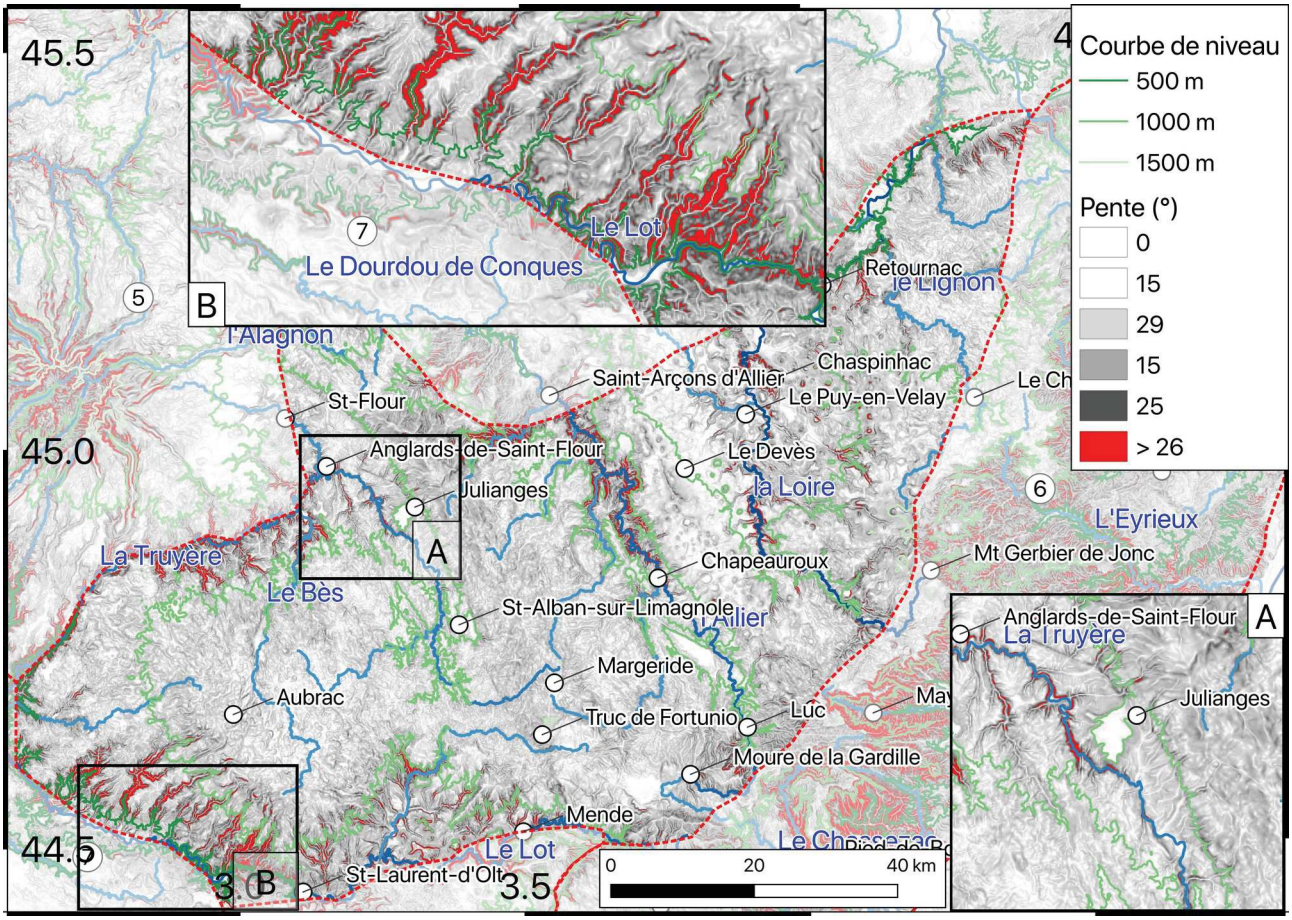



*Fig. 4.42: Carte des pentes de la ZPC. Sont représentés les principaux drains du secteurs en bleu et les isohypses en vert. Les points d'intérêt sont également indiqué. Pentes obtenues a partir d'un MNT à 75 m. Les zones voisines sont partiellement masqués.*

A l'Ouest du Puy-en-Velay se situe la région du Devès, un autre point haut induit par la mise en place de nombreuses coulées basaltiques. L'attaque du Devès par l'érosion régressive des drains est relativement faible tel qu'imagé par la faible densité de pentes > 26° et l'absence d'inflexion de l'isohypse 1000 m. Séparé du Devès par la vallée de l'Allier, on trouve plus à l'Ouest l'axe de la Margeride. Cette zone est constituée de roches du socle et présente de nombreux reliefs résiduels à très faible pente tel que, par exemple le Truc de Fortunio. La limite Ouest du plateau de la Margeride est située sur l'axe de la Truyère. Enfin, la dernière ride topographique à l'Ouest est

constituée de l'édifice volcanique de l'Aubrac, délimitée à l'ouest par les incisions associées au Lot (Sud et Ouest) et à la Truyère (Nord). La limite ouest de l'Aubrac présente des attaques d'incision de la part de nombreux drains affluent du Lot (aval de St-Laurent-D'Olt) marquée par un très fort déséquilibre des versants et une inflexion notable, mais très localisée, des isohypses 500 et 1000 m (encart B, Fig. 4.42).

Le réseau de drainage ne présente pas de structuration nette, la Truyère et le Lot semblant contourner le massif de l'Aubrac, possiblement du fait de la forte résistance à l'érosion des séries basaltiques. Ces deux drains présentent une forte incision (forte pente et inflexion forte et localisée des isohypses (e.g. 500 m) sur les zones aval (Truyères à l'aval de Anglards-de-St-Flour et Lot en aval de St-Laurent-d'Olt) puis une incision modéré illustrée par la faible densité de pentes > 26° et la déflexion forte mais nettement moins localisée de l'isohypse 1000 m (Truyère jusqu'à environ St-Alban-sur-Limagnole et le Lot jusqu'à ~ Mende).

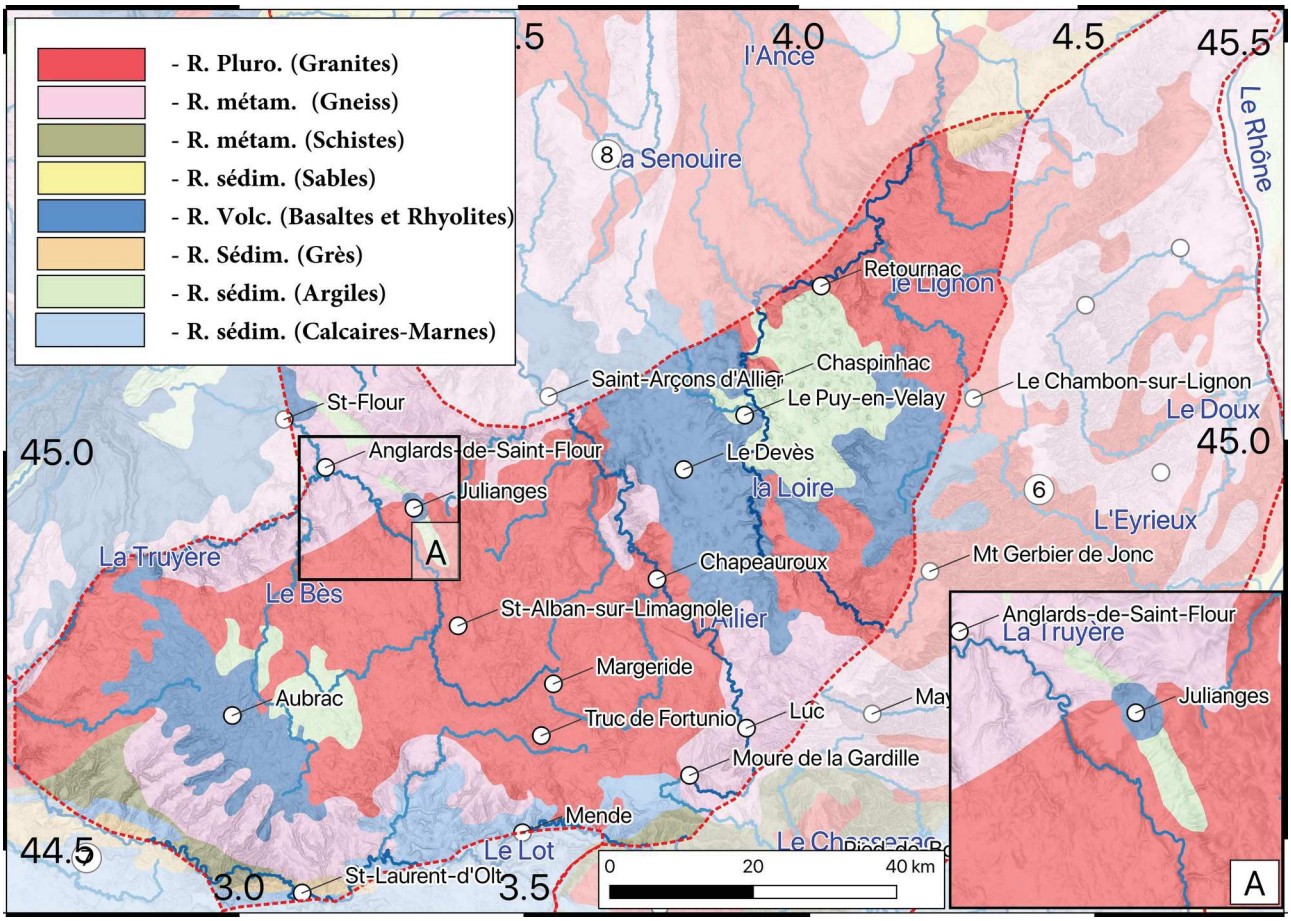



*Figure 4.43: Carte géologique simplifiée de la ZPC à partir de la carte géologique au 1/1000000. Données BRGM. Les drains principaux sont représentés (et nommés) en bleu. Les points d'intérêts sont situés par un point blanc. Les zones voisines sont partiellement masqués.*

*IV. 2. 2. Etude succincte de la morphologie par zone*

Les deux autres drains majeurs de la ZPC sont l'Allier et la Loire. Ils présentent également des zones à forte incision avec, pour l'Allier un secteur fortement incisé entre St-Arçons-d'Allier et Chapeauroux puis une incision plus faible jusqu'à ~ Luc, soit pratiquement jusqu'à sa source. Le signal d'incision de la Loire est plus compliqué, puisque, si la zone d'incision modérée est visible entre, globalement le Puy-en-Velay et le Mt-Gerbier-de-Jonc, les zones aval présentent des signaux plus perturbés avec plusieurs sites à pentes fortes (e.g. Chaspinhac, Retournac) ainsi qu'une inflexion de l'isohypse 500 m jusqu'à Retournac. Cette complexité apparente est possiblement induite par les séries plus érodables présentes autour du Puy-en-Velay. Cet effet de contrôle lithologique est nettement visible autour de Mende ou un élargissement net de la vallée est directement corrélé à l'élargissement des séries Triasiques et Liasiques. Un site d'intérêt montre également cet effet : la coulée basaltique de Julianges qui présente très localement une inflexion de l'isohypse 1000 m par effet d'inversion de relief (encart A, Fig. 4.42). Il s'agit de l'un des rares cas nettement visible d'inversion de coulée basaltique à l'échelle de la zone malgré une abondance de coulées, notamment au niveau des vallées de l'Allier et de la Loire.

L'IH de 0.50, témoigne de son anomalie vis à vis des autres régions, sa faiblesse d'érosion. La courbe hypsométrique montre possiblement une légère rupture (convexe) autour de 1200 m (~ 75 % de la surface). Mais globalement, on a une arctengente propre, signant une zone à l'équilibre.

Le relief moyen et médian (Fig. 4.44) présente une évolution de type logarithmique avec l'augmentation de l'emprise spatiale. Initialement très faible, le relief moyen aboutit à une tendance limite autour de 1500 m. Le relief maximum quant à lui présente deux ruptures nettes dans son évolution (avec une forme toutefois, au premier ordre logarithmique). La première rupture s'effectue autour de $1^2$ km et la seconde autour de $10^2$ km d'emprise. La valeur de relief maximum

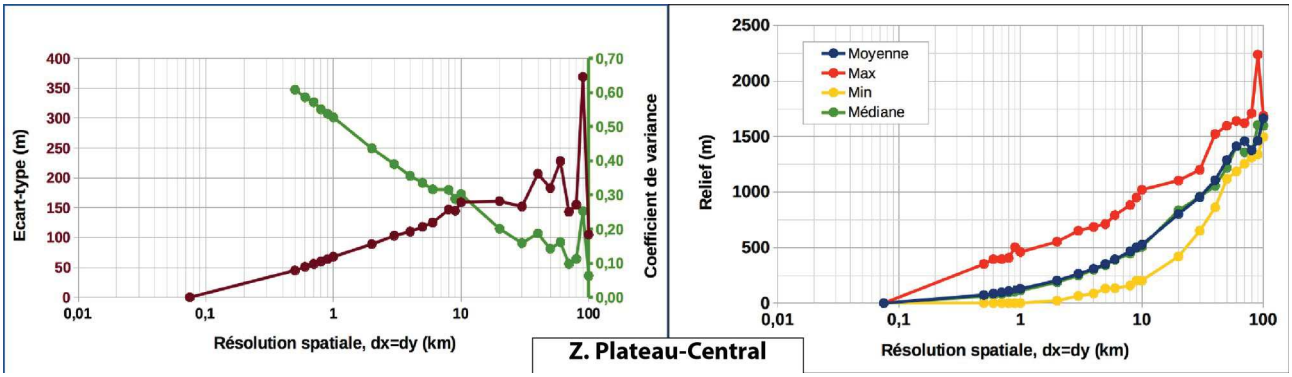



*Figure 4.44: courbe de l'évolution du relief en fonction de la résolution spatiale de la ZPC. L'axe des abscisses est en échelle $log_{10}$ pour des raisons de visibilité des fortes résolutions (faible emprise spatiale).*

*IV. 2. 2. Etude succincte de la morphologie par zone*

tend vers une valeur légèrement supérieure à la valeur limite du relief moyen-médian autour de 1700 m. Les oscillations de limites sont faiblement exprimées, potentiellement au-delà de le valeur d'emprise de $80^2$ km, soit largement au-dessus des seuils obtenus pour les autres zones.

Cette évolution du relief témoigne d'une assez bonne homogénéité sur la zone puisque, premièrement, l'étendue du relief est relativement faible et constante à toute échelle et que la courbure de la courbe du relief moyen est assez faible, ce qui suggère l'absence de contrôle fort de reliefs locaux. Ceux-ci s'expriment pour des emprises spatiales < 1 km² ($1^2$ km de résolution)

La courbe de $\sigma_{RE}$ présente une très forte augmentation jusqu'à des emprises de ~ $10^2$ km puis présente un comportement asymptotique (à ~ 150 m) des oscillations marquées commencent à être visibles pour des emprises > $50^2$ km. La courbe de Cv, suit quant à elle une forme en exponentielle décroissante typique avec, une tendance asymptotique obtenue pour des emprises > $20^2$ km. Globalement, la valeur de Cv est faible (à l'exception des emprises faibles < $10^2$ km) avec une valeur proche de 0.2 dès $20^2$ km. Ces marqueurs de dispersions sont en accord avec les courbes de reliefs et indiquent une zone au relief homogène. Les phénomènes locaux perturbant la dispersion sont limités à de petites régions et sont associés, vraisemblablement aux incisions périphériques (e.g. Lot, Truyère).

En conclusion partielle, il apparaît que la ZPC présente un paysage globalement mature sans perturbations érosives majeures. Cette apparence de stabilité est à nuancer par la présence, en bordure de la zone d'importantes attaques d'érosion, généralement associées à de l'incision localisée. Cela témoigne de l'état, en réalité métastable du secteur. Si la zone, isolée du contexte régional (sans les attaques érosives en bordure) tendrait à un paysage sénile se rapprochant de la pénéplaine (avec des complications volcaniques), il apparaît en réalité que virtuellement toute la ZPC est en déficit d'érosion et qu'il s'agit d'une surface vestigiale portée en altitude et dont seul les bordures commencent à être érodées. La différence d'altitude du substratum, plus élevé au Sud et à l'Est suggère un basculement de l'ensemble de la région en direction du NO. Ce basculement pourrait être associé à une surrection plus forte au niveau de la ligne de partage de eaux entre Atlantique et Méditérannée mais la présence d'importants édifices volcaniques (Aubrac, Devès) d'épaisseur dépassant localement les 300 m (de Goër de Herve et al., 1991) peut suggérer également un rôle de flexure lié à la charge de ces édifices.

*IV. 2. 2. Etude succincte de la morphologie par zone*

## Axe volcanique central (ZAV) :

La ZAV (Fig. 4.45) est morphologiquement structurée par deux gros édifices volcaniques (Fig. 4.46) que sont, le massif du Cantal au Sud et celui du Sancy-Mt-Dore au Nord. Encore plus au Nord, la chaine des puys présente une multitude de petits reliefs locaux, le plus notable étant le puy de Dôme. Entre le Cantal et le massif du Sancy se situe une zone à faible relief : le Cézallier. Ce dernier est principalement formé de coulées basaltiques. A la différence des autres secteurs, le socle affleure relativement peu dans la ZAV, principalement selon un axe E-O entre Loubinoux et Bort-les-Orgues.

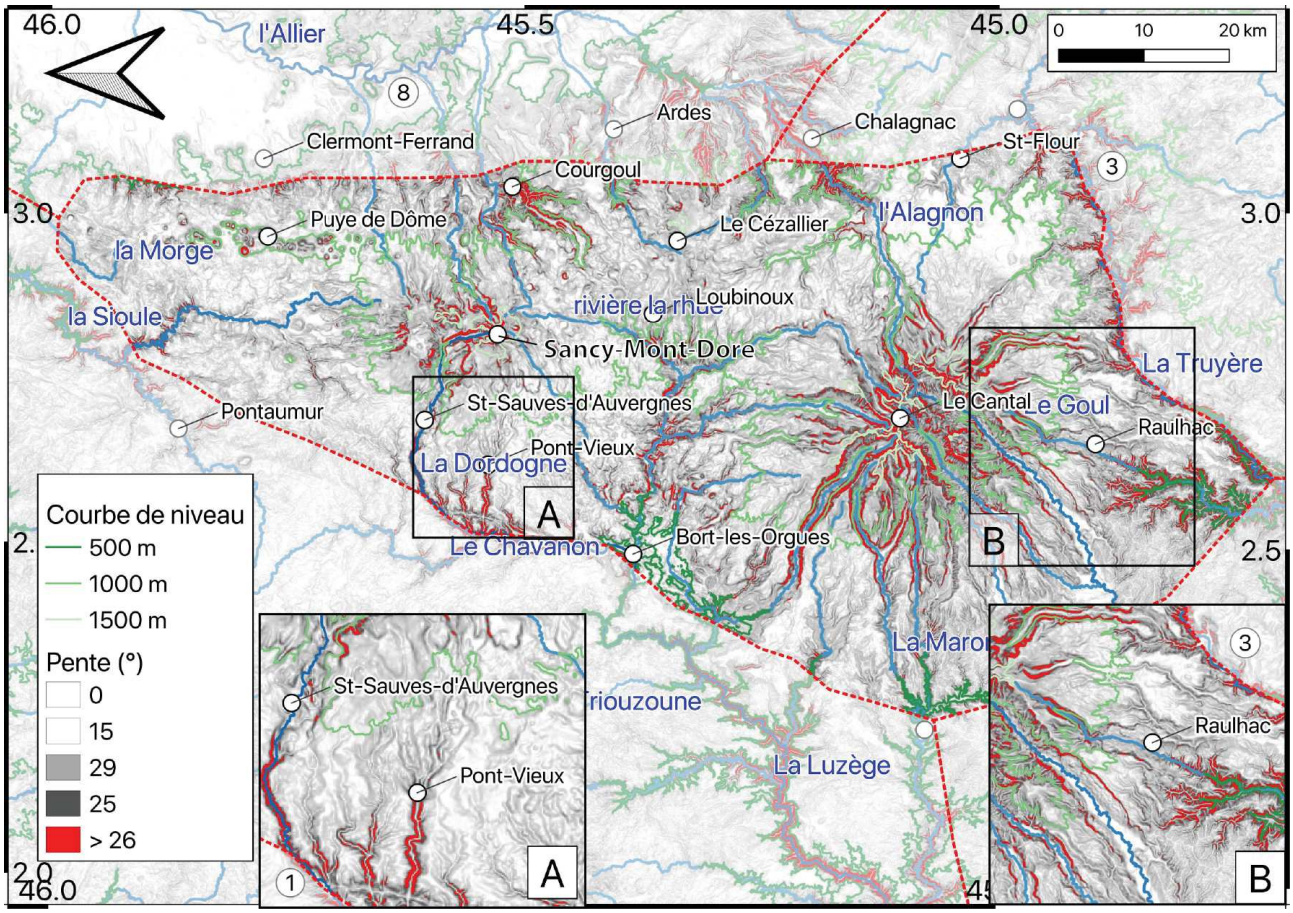



*Figure 4.45: Carte des pentes de la ZAV. Sont représentés les principaux drains du secteurs en bleu et les isohypses en vert. Les points d'intérêt sont également indiqué. Pentes obtenues a partir d'un MNT à 75 m. Le nord est à gauche. Les zones voisines sont partiellement masqués.*

Tout au nord, la Chaine des puys ne présente pas de contrôle morphologique notable ni d'organisation du réseau de drainage particulière. La structuration de la zone est en lien avec la présence de la plaine de la Limagne de l'Allier, zone 8 en bordure Est (saut topographique de ~ 500 m).

Le Massif du Sancy contrôle l'organisation locale du réseau de drainage selon un schéma radial typique des édifices volcaniques. L'amont de la Dordogne ainsi que la Couze Chambon présentent une incision marquée au sein du massif. Ils sont les seuls à infléchir significativement l'isohypse 1000 m. La Dordogne présente, outre son amont au sein du Sancy, une importante zone d'incision à l'aval de St-Sauve-D'Auvergne illustrée par les fortes pentes latérales. Le creusement du drain passe de 70 m d'incision à St-Sauve d'Auvergne à environ ~ 230 m une vingtaine de kilomètre en aval (Il était de l'ordre de 300 m au coeur du Sancy). Les affluents de la Dordgone semblent présenter le même schéma de forte pente latérale sur quelques kilomètres avant de retrouver, en amont, une incision moins localisée et moins marquée (e.g. Ruisseau de la Burande au niveau de Pont-Vieux). L'Est du Sancy est également fortement incisé par érosion régressive au niveau du secteur de Courgoul.

Au SSE du Sancy-Mt-Dore, le plateau du Cézallier semble préservé de l'incision des drains. Ceux-ci attaquent, par érosion régressive uniquement les bords du plateau et, ce faisant engendrent de

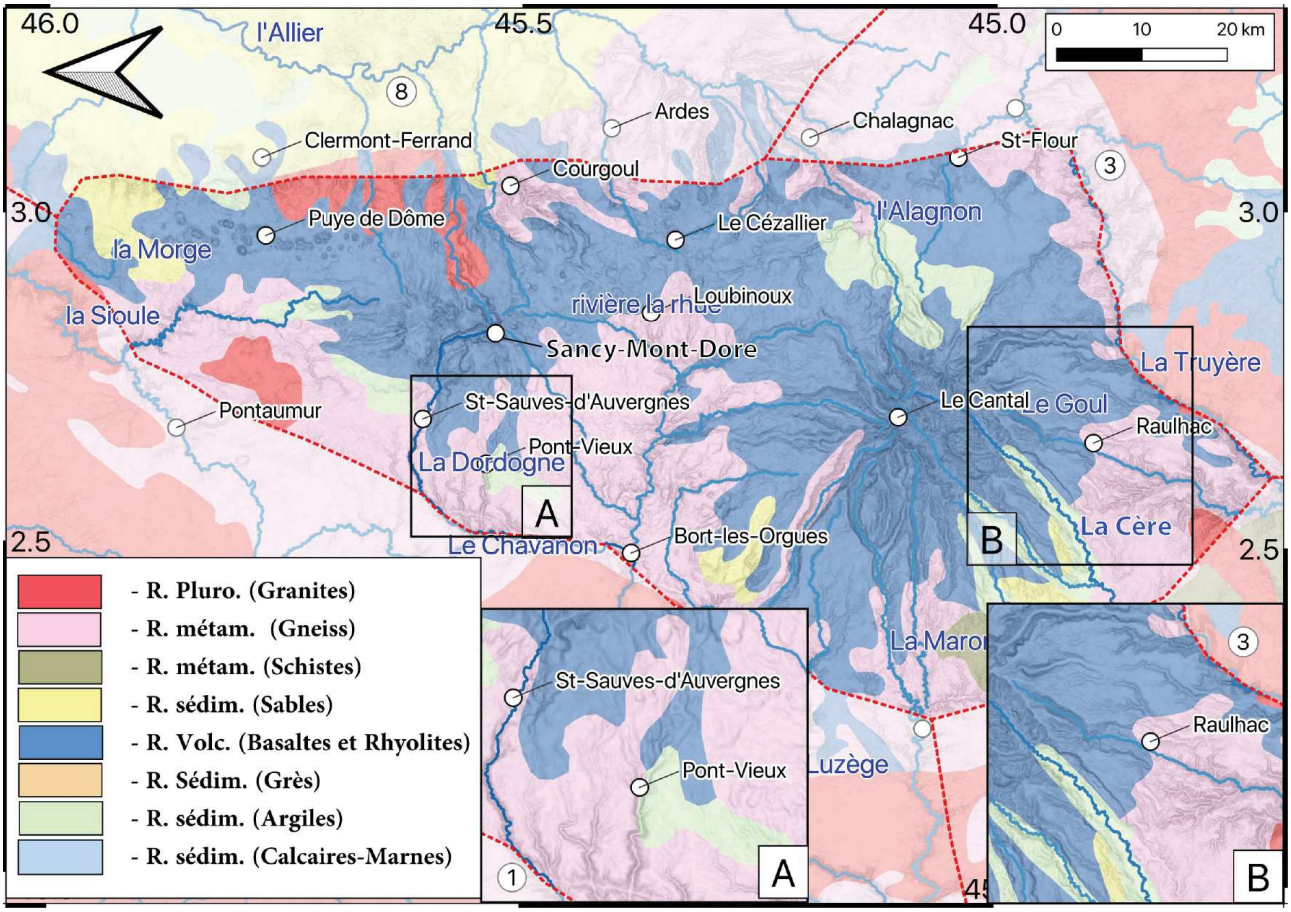



*Figure 4.46: Carte géologique simplifiée de la ZAV à partir de la carte géologique au 1/1000000. Données BRGM. Les drains principaux sont représentés (et nommés) en bleu. Les points d'intérêts sont situés par un point blanc.Le nord est à gauche. Les zones voisines sont partiellement masqués.*

*IV. 2. 2. Etude succincte de la morphologie par zone*

nombreuses inversions de reliefs (e.g. secteurs de Chalagnac, de Loubinoux ou de Bort-les-Orgues). Ce processus localement conséquent est par exemple illustré au niveau d'Ardes ou une coulée de basalte est sectionnée orthogonalement par la mise en place de la Couze d'Ardes, et portée à ~ 100 m au-dessus de la rivière actuelle (nous avons donc une conjonction d'inversion de relief et de réorganisation locale du réseau hydrographique). La pente des coulées basaltiques du Cézallier en inversion de relief est nettement inférieure aux pentes locales des drains ce qui suggère une érosion totale de la zone associée à une probable surrection de large échelle (sans basculement majeur du secteur) postérieure à la mise en place du basalte (~ 8 Ma, Nehlig et al., 2003).

Le massif Cantalien induit quant à lui une structuration majeure, radiale, du réseau de drainage. Deux drains majeurs y prennent source : la Cère et l'Alagnon. De nombreux drains affluents de la Truyère possèdent également leurs amonts au niveau du Cantal. L'édifice est, dans l'ensemble, très fortement incisé. La densité de pentes > 26° y est forte et l'isohypse 1000 m présente une structure en étoile. Cette forte incision ne se propage pas en aval au-delà de l'emprise directe du massif (à l'exception de la rivière Mars). En effet, une zone de quelques kilomètres présente une tendance à l'aplanissement et à une faible incision (on retrouve la même structure que la Dordogne vis-à-vis du massif du Sancy). Cette structure à deux zones d'incisions marquées et séparées est notable sur de nombreux drains plus ou moins importants (e.g. secteur de Raulhac ou du lac d'Enchanet), encart B Fig. 4.45.

L'IH de la ZAV est de 0.40 (paysage mature) et la courbe hypsométrique présente une forme d'arctengente sans rupture, typique également des paysages dit matures. Ces deux indicateurs suggèrent que la zone est localement à l'équilibre et qu'il n'existe pas de retard d'érosion majeur au sein de la zone.

L'évolution du relief moyen et médian (Fig. 4.47) présente une forme très faiblement convexe. Pour des valeurs de $500^2$ m à ~ $5^2$ km l'augmentation est forte et presque linéaire. On note une légère rupture de pente au-delà et jusqu'à ~ $40^2$ km d'emprise spatiale avec une pente plus faible. Au-delà de ~ $40^2$ km, les oscillations limites commencent à être perceptibles. La courbe de relief maximum présente une croissance très forte entre $500^2$ m et $5^2$ km d'emprise (de 400 à 900 m) avant d'atteindre une valeur proche de l'asymptote à 1400 m pour ~ $20^2$ km d'emprise.

On remarque surtout que pour une emprise de $50^2$ km les quatre estimations du relief présentent la même valeur de ~ 1520 m (avec le même effet à $70^2$ et $90^2$ km). Cette convergence témoigne de la non représentativité des valeurs au-delà de cette emprise, puisque la zone n'est plus définie que par quelques cellules et la représentativité des valeurs statistiques calculée devient faible.

*IV. 2. 2. Etude succincte de la morphologie par zone*

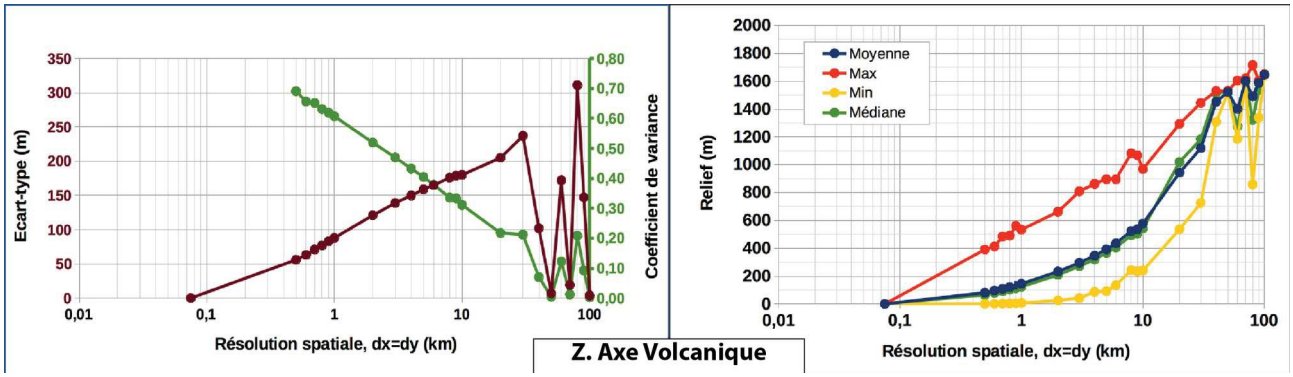



*Figure 4.47 : courbe de l'évolution du relief en fonction de la résolution spatiale de la ZAV. L'axe des abscisses est en échelle $log_{10}$ pour des raisons de visibilité des fortes résolutions (faible emprise spatiale).*

La tendance sub-linéaire du relief pour de faibles emprises peut s'expliquer par le fait que le relief de la zone est majoritairement associé à d'importants édifices volcaniques induisant un relief intermédiaire entre le signal local (processus d'incision-érosion) et le signal régional du M.C. Le relief de la ZAV est donc surtout induit par les édifices du Cantal et du Sancy-Mt-Dore. L'augmentation rapide de la valeur de relief maximum pour des emprises faibles témoigne de la forte incision du secteur.

L'évolution de la valeur de $\sigma_{RE}$ est très forte entre $500^2$ et $5^2$ km d'emprise, passant de 50 à 500 m puis le taux d'accroissement diminue avant d'atteindre un comportement chaotique au-delà de ~ $30^2$ km. La courbe de Cv suit une forme typique en exponentielle décroissante et semble atteindre une limite à 0.20 autour de $20^2$ km d'emprise spatiale (cette valeur limite n'est cependant étayée que par deux points). Au-delà, Cv présente encore une décroissance mais les oscillations visibles suggèrent une mauvaise fiabilité de l'indicateur. Les informations associées à la dispersion du relief indiquent que, au premier ordre, le relief est homogène à l'échelle de la zone. Un paysage « typique » est possiblement atteint pour des emprises de $10^2$ km. Cette valeur représente environ la moitié du diamètre du massif du Sancy-Mt-Dore et 1/4 de celui du Cantal ce qui renforce l'interprétation de paysage principalement contrôlé par les édifices volcaniques et que l'impact du M.C. vis à vis de la structure du paysage y est faible.

En conclusion partielle, la ZAV est donc, à l'instar de la ZPC, *a priori* en état de déséquilibre vis à vis de la dynamique régionale. Mais contrairement à cette dernière, la ZAV possède également un paysage fortement transitoire à l'échelle locale où les processus érosifs sont, vraisemblablement forts. L'exception notable étant la province du Cézallier qui possède des indicateurs la rapprochant plus de la ZPC. La ZAV présente donc une structure particulière à

l'échelle du M.C. En effet, la morphologie de la zone est principalement contrôlée par les deux grands édifices volcaniques que sont le Cantal et le Sancy et leur évolution morphologique semble découplée de celle à l'échelle du M.C. Les zones périphériques du secteur en revanche tendent à montrer un début d'interaction entre la dynamique régionale et l'évolution morphologique locale.

## Zone Limagne-Maconnais (ZLM) :

La ZLM (Fig. 4.48) constitue la limite NE du M.C et présente au premier ordre une structure nettement différente des autres zones. Deux grandes dépressions NS (les Limagnes) structurent le paysage. Elles sont séparées par des rides topographiques également d'axe NS. Une dépression secondaire est également présente au centre de la ride centrale. D'Est en Ouest on trouve donc : les monts du Lyonnais, la Grande Limagne (ou Limagne de la Loire), les Monts du Forez (incluant la

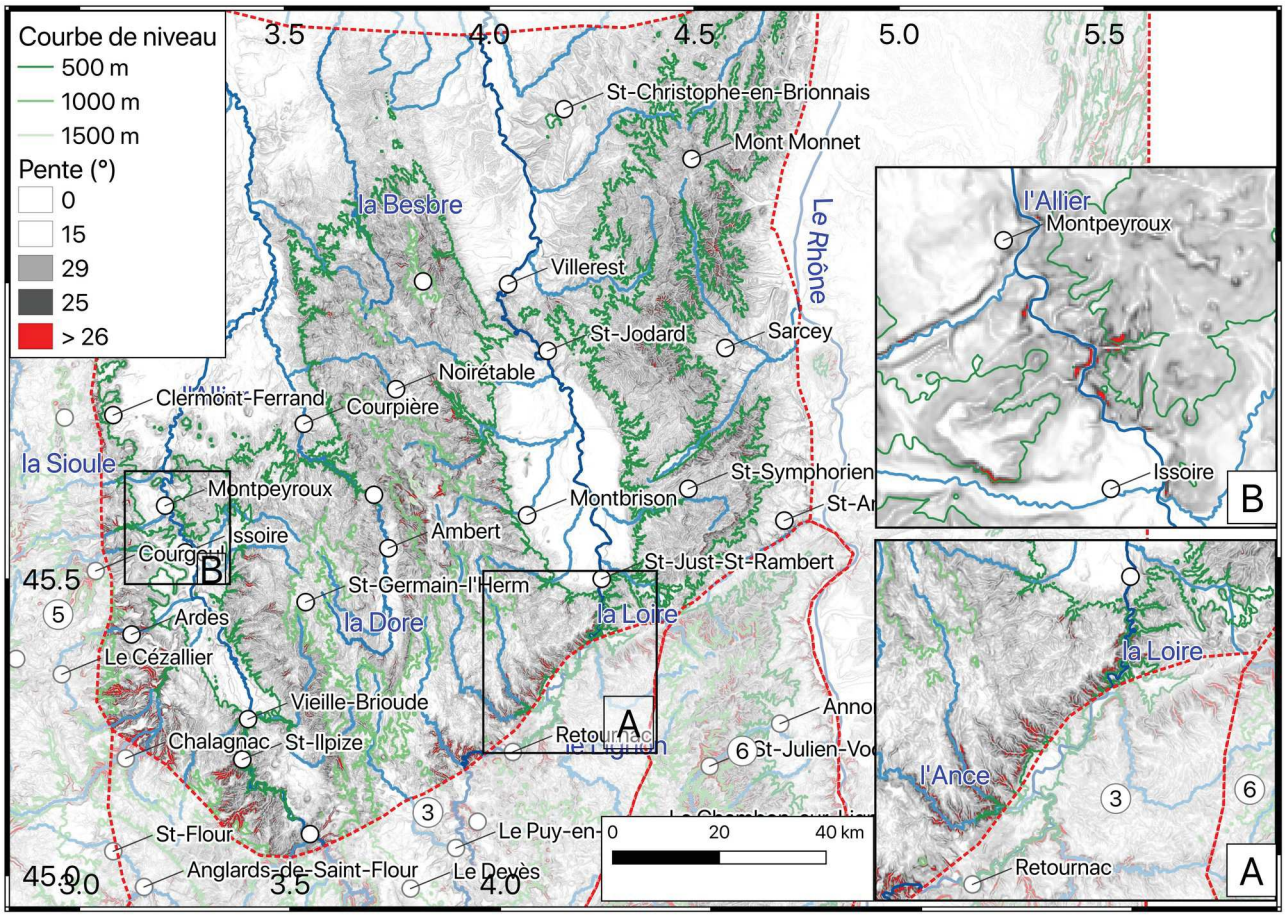



*Figure 4.48: Carte des pentes de la ZLM. Sont représentés les principaux drains du secteurs en bleu et les isohypses en vert. Les points d'intérêt sont également indiqué. Pentes obtenues a partir d'un MNT à 75 m. Les zones voisines sont partiellement masqués.*

gouttière de la Dore) puis la Limagne mineure (ou de l'Allier) avant d'arriver à la ZAV via un saut topographique vers la chaine des puys ou le Sancy-Mont-Dore de l'ordre de 500 m (Fig. 4.49).

A l'Est, les monts du Lyonnais présentent une surface sommitale au relief local relativement conséquent, malgré l'absence de pentes > 26° (e.g. Secteur de St-Symphorien-sur-Coise) avec des relief résiduels (Mont Monnet). Le réseau de drainage est de type sub-parrallèle avec une orientation généralement orthogonale au relief. Quelques exceptions sont notables (e.g. L'Azèrgue et le Rhin). On note également un déséquilibre dans l'inflexion de la courbe 500 m entre l'Ouest (quelques inflexions locales) et Est (parallélisation forte, notamment autour de la Brévenne et de l'Azèrgue, autour de Sarcey). L'érosion secteur Est est plus marquée (e.g. autour de Sarcey, ou St-Andéol-le-Château) mais on note cependant un saut topographique entre ces replats et la vallée du Rhône (de l'ordre de 100 à 200 m). Ce qui signifie un retard érosif vis à vis du niveau de base régional.

La Limagne de la Loire est délimitée par un système de failles normales conjuguées et ressort nettement sur la topographie ainsi que sur la carte géologique (Fig. 4.50). Large d'environ 20 km, la Limagne de la Loire présente un important rétrécissement associé à une incision localisée relativement forte entre Villerest et St-Jodard. Ce rétrécissement est associé à la présence de roches plus compétentes (affleurement du socle granitique et tufs volcaniques hercyniens), encart A figure 4.50. En amont de la Limagne, on note une très forte incision de la Loire dans le substratum (à partie de St-Just-St-Rambert).

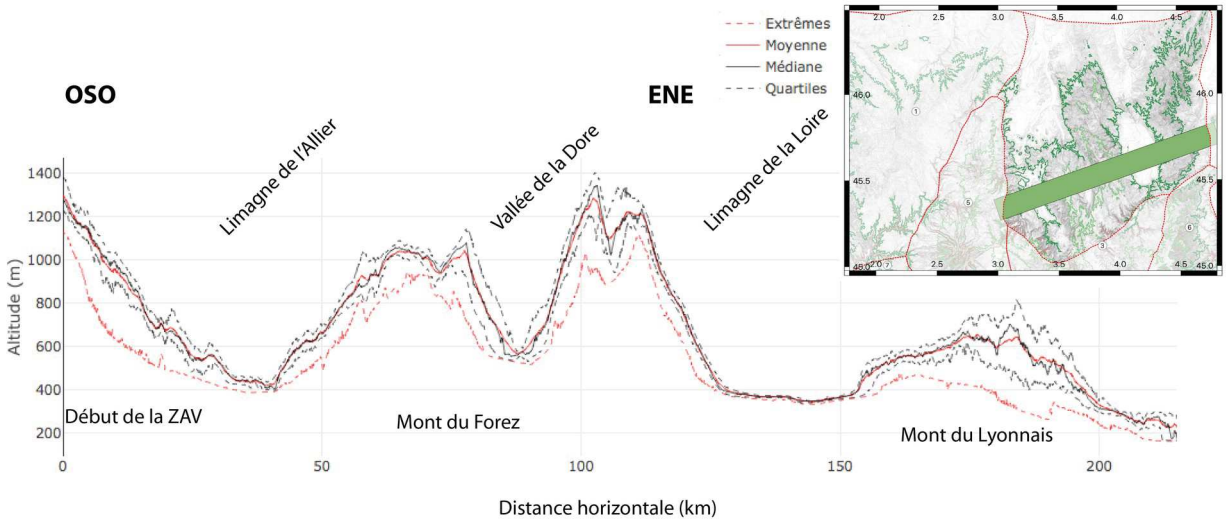



*Figure 4.49: profil topographique statistique de la ZLM.*

*IV. 2. 2. Etude succincte de la morphologie par zone*

Les monts du Forez (au centre) présentent des surfaces perchées (St-Germin-l'Herm, Noirétable). De part et d'autre de la dépression de la Dore. Cette dernière n'a infléchi l'isohypse 500 m que faiblement (relativement à l'Allier, à la Loire), de ~ 30 km entre, au premier ordre, Courpière et Le Vernet-de-Dore. La dépression de la Dore est également associée à la présence de failles normales (Graben d'Ambert) et s'explique donc également par un contrôle structural. L'incision latérale des Monts du Forez est assez faible comme en témoigne la faible digitation de l'isohypse 500 m. Les quelques incisions notables (e.g. B.V. du Lignon) se produisent à la faveur de zone de failles témoignant d'un contrôle majeur de la structure tectonique sur l'organisation du réseau de drainage (en lien avec la moindre résistance à l'érosion des zones de failles). L'incision semble plus marquée en lien avec la Loire « amont » (secteur de Retournac) du fait de la plus forte densité des pentes > 26° et de la plus forte inflexion des courbes de niveau que pour l'aval du système (e.g. secteur de Montbrizon).

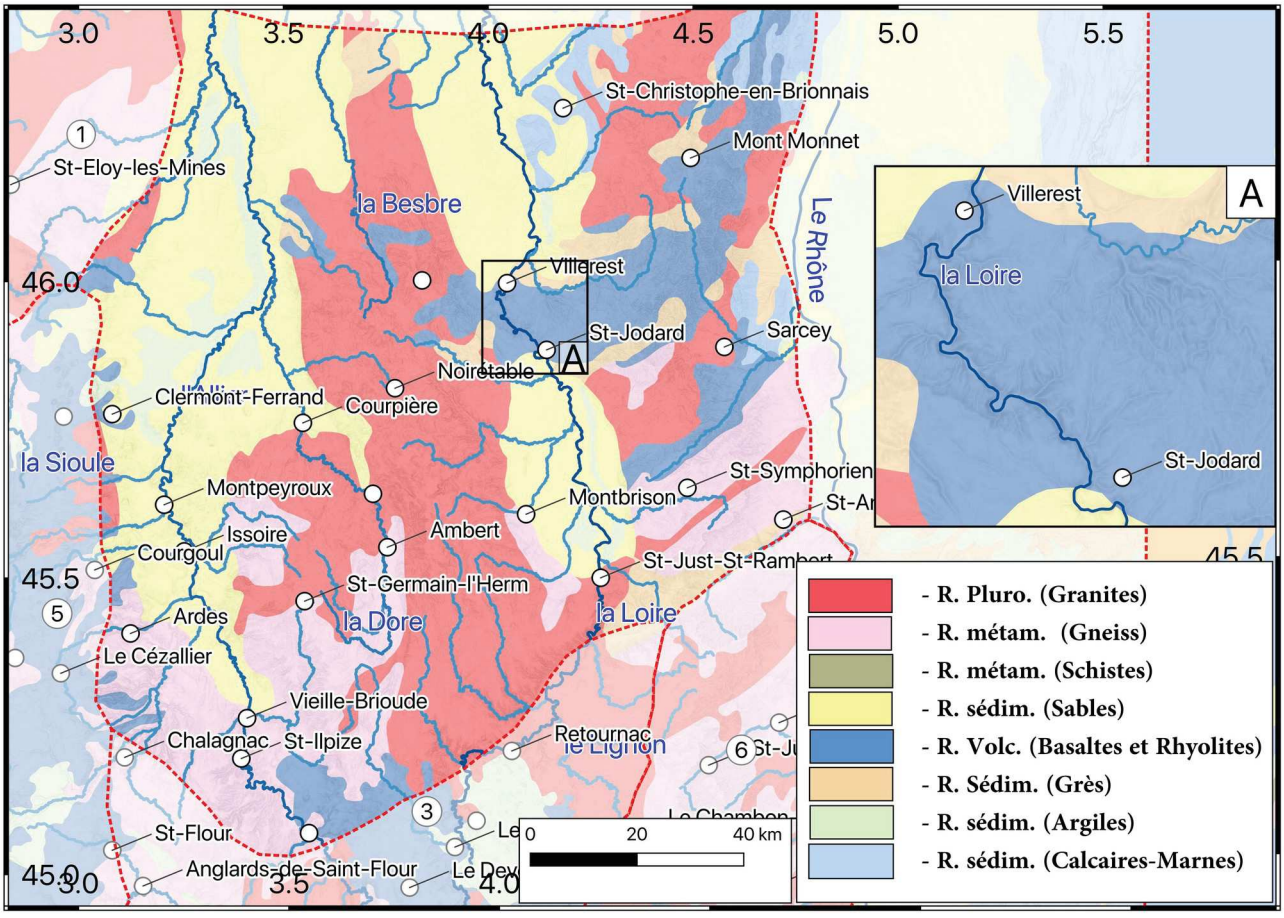



*Figure 4.50 : Carte géologique simplifiée de la ZLM à partir de la carte géologique au 1/1000000. Données BRGM. Les drains principaux sont représentés (et nommés) en bleu. Les points d'intérêts sont situés par un point blanc. Les zones voisines sont partiellement masqués.*

*IV. 2. 2. Etude succincte de la morphologie par zone*

La Limagne de l'Allier est plus fortement exprimée au nord d'un axe Clermont-Ferrand-Courpière (largeur de ~ 30 km) qu'au Sud, secteur de Vieille-Brioude (largeur de ~ 5 km). Cette différence est notable au sein de la géologie puisque les sédiments oligocène (globalement les figurés jaunes, Fig.4.50) tendent à disparaître en amont de cette ligne. Le rétrécissement de la vallée de l'Allier n'est pas clairement associé à une lithologie marquée mais, on note la présence de nombreuses coulées volcaniques en inversion de relief localement conséquentes dans le secteur d'Issoire (e.g. structure de Pradine, Montpeyroux), encart B, Fig. 4.48.

L'incision de l'Allier se localise fortement en amont de Vieille-Brioude (Parallélisation de l'isohypse 500 m) avec plusieurs coulées basaltiques présentent (e.g. St-Ilpize). Les drains affluents de la Loire présentent une incision faible à l'Est, au sein des Monts du Forez, vis à vis de l'Ouest (cf : différence entre le secteur de St-Germain-L'herm et celui de Chalagnac). Cette différence d'incision est possiblement expliquée par une différence dans l'aire drainée entre les deux versants et donc de capacité d'érosion.

L'IH de la ZLM est de 0.22 (Fig. 4.20) témoignant d'une érosion avancée du secteur. La courbe hypsométrique tend à une forme exponentielle (très peu d'incision localisée) dont les valeurs hautes sont contrôlées par la présence des reliefs bordiers des Limagnes (e.g. Mont du Forez). Trois ruptures de cette courbe sont identifiables autour de 400 m ( 35%), 700 m (75%) et 1100 m (95%). Les trois ruptures ont une plus forte concavité locale que le reste de la courbe hypsométrique.

Ces trois ruptures peuvent être interprétées comme le signal respectif des replats nord (e.g. secteur de St-Christophe-en-Brionnais), de la surface moyenne des horsts (e.g. Secteur de Noirétable ou de St-Symphorien-sur-Coise) et enfin des reliefs résiduels visibles au centre des horsts et en limite sud de la zone, à la transition avec le ZPC (e.g. secteurs de St-Germain l'Herm).

Ces deux indicateurs suggèrent une zone présentant un paysage en déséquilibre avec peu d'incision très localisée et la présence de quelques reliefs résiduels très localisés à l'échelle de la zone (< 5 % de la superficie du secteur présentent 1/3 des altitudes maximum). Les trois ruptures de la pente de la courbe hypsométrique montrent un retard érosif conséquent, et probablement cumulé pour les zones élevées faisant d'elles de véritables surfaces héritées et en « sursis » morphologique. Ces surfaces vestigiales pourraient être à corréler à la surface fondamentale de la ZPC.

*IV. 2. 2. Etude succincte de la morphologie par zone*

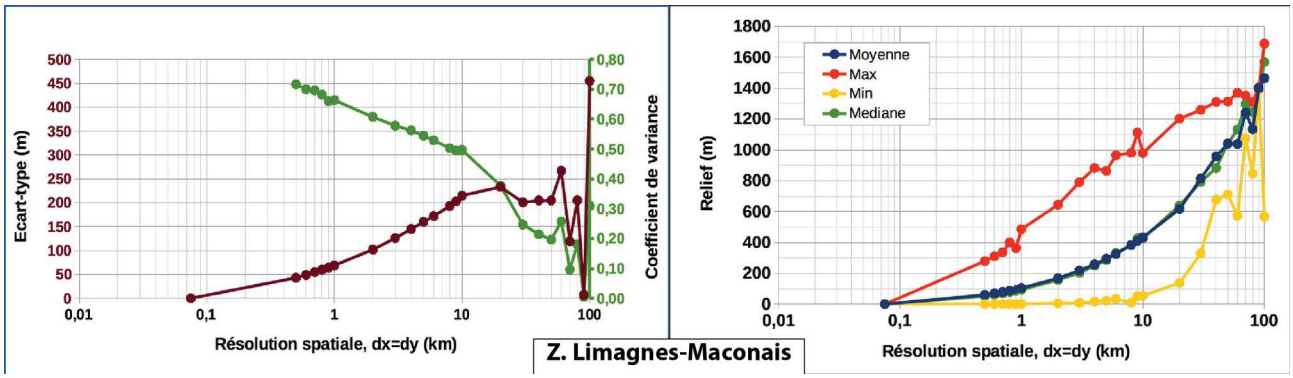



*Figure 4.51: courbe de l'évolution du relief fonction de la résolution spatiale de la ZLM. L'axe des abscisses est en échelle $log_{10}$ pour des raisons de visibilité des fortes résolutions (faible emprise spatiale).*

La courbe d'évolution du relief maximum (Fig. 4.51) est de forme très convexe. L'augmentation très forte entre $500^2$ et $5^2$ km (~ 300 à 900 m) aboutit à une valeur limite de ~ 1300 m à partir de $30^2$ km d'emprise. Les oscillations limites se manifestent nettement à partir de $80^2$ km. Les valeurs de relief moyen et médian présentent une convexité moins grande et après ~ $30^2$ km l'évolution tend à un comportement linéaire (augmentation du relief de 8 $m.km^{-1}$). Cette tendance est possiblement induite en partie par les oscillations limites dont le seuil est difficile à définir clairement. Au-delà de $90^2$ km cependant, les valeurs Min, Max sont identiques ce qui signe la fin de la plage d'application de la méthode.

Ces résultats montrent une forte hétérogénéité (étendue du relief très fort) à l'échelle de la zone entière, avec contrôle fort du relief régional. Ce relief est, au premier ordre, induit par la dualité entre les Limagnes et les Monts du Forez. Si la stagnation du relief maximum suggère un découplage entre la morphologie de la zone et l'évolution du M.C. au sens large, la tendance croissante du relief moyen au-delà de l'emprise du couple Limagnes-Mt du Forez suggère quant à elle un signal bien présent à l'échelle régionale, l'évolution de la ZLM n'est donc a priori pas entièrement découplée de la perturbation issue de la mise en relief du M.C.

La courbe de $\sigma_{RE}$ présente une évolution de forme très convexe pour des emprises spatiales de plus en plus grandes avec une valeur limite (de ~ 200 m) autour de $10^2$-$20^2$ d'emprise. Les oscillations limites se manifestent à partir de $50^2$-$60^2$ km. L'évolution de Cv est de forme exponentielle décroissante avec des valeurs assez fortes pour des emprises spatiales faibles (0.7 pour $500^2$ m) et des valeurs faibles pour des emprises spatiales plus grandes (Cv < 0.2 pour des emprises > $40^2$ km). Aucune limite nette n'est atteinte avant le début des oscillations de fin de courbes (visibles à $50^2$-$60^2$ km).

*IV. 2. 2. Etude succincte de la morphologie par zone*

Les marqueurs de dispersion indiquent une assez bonne homogénéité du paysage à petite échelle ainsi qu'une faiblesse des modelés morphologiques locaux relativement à la structure d'ensemble de la zone.

En conclusion partielle, la ZLM est, au premier ordre contraint par la structure tectonique, formant un paysage en horst et graben d'axe NS. Le réseau de drainage est en règle générale adapté à cette structure et les complexités locales sont souvent associées, également, à des contraintes structurales. Au second ordre, la ZLM n'est pas entièrement découplée de la dynamique du M.C. et certains marqueurs morphologiques sont a priori des reliques d'une structure régionale antérieure (e.g. replats au centre du Forez). Enfin, plus en détail, l'évolution morphologique est fortement complexifiée par la présence de nombreuses structures volcaniques en inversion de relief ayant joué le rôle de frein à la mise en place de l'incision du réseau de drainage.

## IV. 2. 3. Discussion et conclusion partielle sur l'état morphologique du M.C.

Cette description de le situation géomorphologique à l'échelle du M.C. n'est bien évidemment pas exhaustive mais un tel travail aurait allongé de manière démesurée une partie déjà fort longue et probablement perdu le lecteur dans de (trop) nombreux points de détails. Cependant, je tiens à préciser que les observations morphologiques détaillées sont de fait nécessaire en vue de comprendre individuellement chaque système ce qu'une approche basée sur l'étude du MNT (et des documents associés) ne permet pas de manière aussi claire. Une vérification de terrain est également utile pour de nombreux points. Ce travail plus détaillé a été largement mené par de nombreux auteurs préalablement à cette étude et le lecteur est dirigé vers la partie 3 pour plus de détails (sans pour autant atteindre l'exhaustivité !).

Précisons quelques limites des méthodes employées dans cette partie : premièrement, la « lecture » du MNT et des cartes associées est fortement subjective puisqu'il s'agit d'une description « à dire d'expert ». Si l'utilisation de l'inflexion des courbes de niveau présente un aspect objectif de l'incision locale d'un drain, il est aveugle par définition au comportement entre ces niveaux et, si les principaux drains ont été étudiés au-delà des grandes courbes de 500 et 1000 m (courbes à 100 m voir 10 m), l'ensemble des drains annexes n'a pas pu profiter de cet examen plus

poussé ce qui induit possiblement des erreurs locales. Ce serait typiquement le cas d'une vallée sèche en domaine karstique.

L'utilisation du seuil de 26° comme caractéristique des pentes en déséquilibre, avec une augmentation forte du taux d'érosion fait globalement consensus (e.g. Bierman and Montgomery, 2014), mais la relation n'est pas systématique et, cette valeur est avant tout un indicateur de la prépondérance entre les processus d'érosion considérés comme lent (~ 100 % de diffusion en dessous de 26°) et les processus considérés comme rapides (100 % de processus gravitaire au-dessus de 45°). La zone 26-45° présentant une évolution non linéaire il est difficile de préciser plus clairement une évolution « rapide » ou « lente » de l'érosion relativement à une valeur moyenne de la région. Cette approche est clairement limitée dans les domaines karstiques puisqu'une part majeure de l'érosion se déroule au sein même du massif.

Le lien entre relief et échelle spatiale est également fortement limité, notamment par la non automatisation du processus et du temps de calcul nécessaire à l'obtention de résultats à haute résolution ce qui empêche d'avoir une courbe plus précise et de pouvoir, peut-être tirer une information plus précise. Les algorithmes utilisés se servent d'un point de référence fixe et ajuste l'emprise du raster selon un nombre de cellules multiples de la résolution demandée. Ce fonctionnement tend à faire « sauter » les régions extérieures à la zone d'étude d'une cellule utilisée ou rejeter dans l'étude selon la résolution (c'est l'une des origines des oscillations à faible résolution). Un travail sur un maillage plus fortement contraint par les limites de la zone pourrait peut-être apporter une correction d'une partie de cette erreur méthodologique (une limite absolue à la méthode apparait cependant lorsque l'échelle d'étude devient similaire à la taille de la zone). Cette méthode, tout comme l'utilisation de la courbe hypsométrique ou de l'IH est également « aveugle » aux effets locaux puisqu'il s'agit de méthodes intégratives. J'ai principalement interprété les inflexions de la courbe hypsométrique de chaque zone comme des retards d'érosion de chaque zone (vis à vis d'une courbe théorique) mais il est possible d'avoir un effet d'hétérogénéité morphologique. L'IH est calculé par seulement des valeurs extrêmes et la moyenne . Or, cette valeur de moyenne altitudinale suppose une distribution de l'altitude, au premier ordre, normale. Si la distribution ne l'est pas alors cet indicateur sera faussé. L'utilisation de la médiane à titre de comparaison soutient une validité de premier ordre puisque l'écart moyenne-médiane n'est jamais fort pour chaque zone (malgré une étendue latitudinale souvent non symétrique). A titre d'exemple, le calcul de l'IH pour l'ensemble du M.C via l'utilisation de la médiane au lieu de la moyenne aboutit à une différence de 1.7 %. L'utilisation d'une intégrale plus propre serait probablement à

même de mieux caractériser l'état d'érosion d'un secteur. Malgré ces quelques limites, les outils utilisés en parallèles me semblent pertinents afin de dresser un tableau de premier ordre assez fiable, puisque les limites des unes (IH peu discriminant sur des effets locaux, absence de quantification via une étude directe du MNT) sont compensables par d'autres (respectivement étude directe du MNT et courbe hypsométrique).

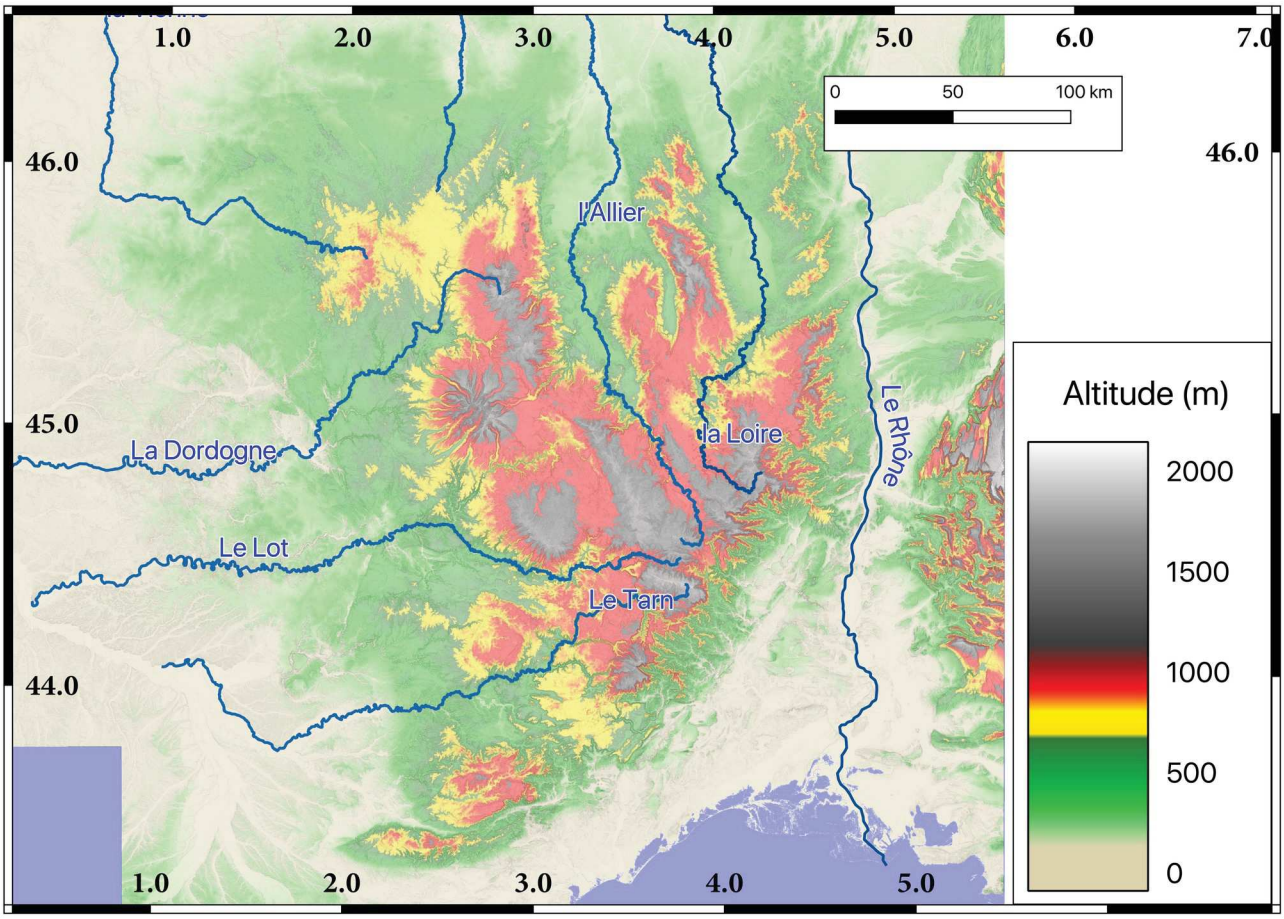



*Figure 4.52: carte topographique (IGN 75m) avec une mise en exergue du relief par un ombrage des pentes. La plage altitudinale en rouge (900 – 1100 m) sert à identifier la pSAR tandis que les zones infléchies sont identifiées par la plage inférieure en jaune (700-900 m). Les reliefs résiduels hérités ou volcaniques sont ceux associés aux zones en gris. Cette représentation ne saurait-être utilisé telle qu'elle pour délimiter proprement la pSAR et sert principalement d'illustration régionale.*

Aussi, une première conclusion partielle peut être présentée. Au vu des différents éléments présentés précédemment, il apparaît une très forte hétérogénéité du M.C., largement supérieure à une simple asymétrie entre les versants Atlantiques et Méditerranéens. Premièrement, les zones planes d'altitude du M.C. sont très probablement les témoins d'une surface d'aplanissement régionale (pSAR, pour paléo-Surface d'Aplanissement Régional) antérieure à la mise en altitude de

la zone. On retrouve des témoins de cette pSAR sur une majorité de zones : plateau de Millevaches (ZML), coeur des monts du Forez (ZLM), Plateau du Lévézou (ZQR), Monts de Lacaune (ZMN) et surtout la majorité du centre du M.C. (ZPC). Il est possible de proposer une altitude moyenne de la pSAR de l'ordre de 1000 ± 100 m (Fig. 4.52) mais cette caractérisation est surtout utile à titre d'illustration de premier ordre puisqu'il apparaît clairement, a minima un basculement de la pSAR vers l'Ouest, sinon une courbure de celle-ci. Un centre de surrection est proposable autour de la zone de la Margeride.

Au-dessus de la pSAR se dressent plusieurs reliefs. Certains sont assimilables à des reliefs résiduels de cette surface héritée ce qui pourrait typiquement être le cas pour le Mont-Lozère ou les points hauts de la Margeride tel que le truc de Fortunio. En effet, la faiblesse de l'incision entre ces reliefs et la pSAR est typiquement le type de reliefs décrit pour un paysage considéré comme sénile (Huggett, 2007).

La partie amont de la majorité des drains majeurs (e.g. Tarn, Loire, Allier, Lot) se localise au niveau de la pSAR. A cet endroit, l'incision est faible ce qui suggère soit une existence de ces drains antérieurement à la surrection du M.C. soit un déficit/en retard dans la capacité d'incision, en lien avec la diminution de l'aire drainée. La vitesse d'incision étant associée à l'aire drainée, son taux diminue vers l'amont, possiblement jusqu'à un seuil où elle devient virtuellement inefficace (Crosby and Whipple, 2006). Si cet effet est ici à l'oeuvre alors l'aire drainée au niveau des surface d'altitudes doit présenter des valeurs similaires. Cette dernière hypothèse ne semble pas être en accord avec les observations puisque, par exemple, l'aire du Tarn au niveau de la pSAR (amont du Pont-de-Montvert est de ~ 61 km² tandis que la Truyère draine ~ 690 km$^2$ (Amont de Julianges) et l'Aveyron 580 km² (amont de Rodez). Les grands drains régionaux présentaient donc probablement un axe d'écoulement semblable à l'actuel (mais dont le tracé exact est inconnu) au moment de la surrection de la région puisque les hauts des B.V. n'ont *a priori* pas fondamentalement changés (structure isolée sur la pSAR) et qu'il n'existe pas en aval d'évidence de grande avulsion des drains.

La présence de nombreux sites *a priori* en déséquilibre morphologique (canyons étroits très incisés, zones à forte pentes) témoigne de l'efficacité de l'incision fluviale puisque les versants n'ont pas eu la capacité de s'ajuster entièrement. Cet effet est particulièrement visible sur le sud de la ZCV. Cette vision de forte dynamique érosive, soutenue par plusieurs proxy morphologiques permet de proposer une surrection de la région rapide et récente. Cette proposition suppose néanmoins un état sensiblement stationnaire des processus de surface puisqu'il est possible d'expliquer conceptuellement le même type de morphologie régionale par une forte accélération des processus

de surface et une surrection relativement ancienne. Une amplification de l'incision au tournant du Quaternaire a notamment été proposée (cf : partie 3.2.10) et pourrait être invoquée pour soutenir cette hypothèse.

Cette problématique est approchable par la comparaison de l'édifice du Cantal est de celui du Sancy-Mont-Dore. Posons l'hypothèse de l'impossibilité d'avoir une surrection régionale significative antérieur à ~ 10-15 Ma, en accord avec toutes les études antérieures (cf : partie 3) et avec le premier pulse volcanique. L'édifice volcanique du Cantal s'est surtout formé durant l'intervalle 10-6.5 Ma (Nehlig et al., 2003) tandis que le massif du Sancy-Mont-Dore ne date que de 3.5 à 1 Ma (*Ibid*). Si l'érosion n'est active que depuis ~ 2 – 3 Ma, l'ampleur de l'érosion visible au niveau du Sancy devrait être sensiblement la même au niveau du Cantal, or, l'ampleur de l'incision et de l'érosion totale du massif Cantalien est sensiblement supérieure. Une estimation sommaire (à vue d'oeil) suggère une érosion totale au moins 4 à 5 fois supérieur au niveau du Cantal relativement au Sancy (e.g. une vallée majeure pour le Sancy, contre 7 à 8 de dimension semblables pour le Cantal ou encore une pente locale supérieure pour le Sancy (~ 10 %, contre ~ 5% pour le cantal). Un tel différentiel d'érosion ne semble pas explicable par un effet autre que le temps durant lequel l'érosion est appliquée (les lithologies en présences sont semblables ; Nehlig et al., 2003). Une quantification propre du volume minimum (différentiel entre la topographie actuelle et une enveloppe moyenne du massif) érodé serait à même de préciser cette relation mais la considération d'un potentiel érosif moyen (facteurs climatiques) relativement stable sur la région depuis ~ 10 Ma semble raisonnable. Aussi, l'hypothèse d'une préservation de la surface par une faiblesse de l'érosion ne semble pas tenir et il me semble logique de considérer que l'incision soit synchrone à la surrection sur des échelles de temps du Ma ou plus, qu'il n'y ait donc pas de décalage temporel notable entre les deux phénomènes.

Au-delà de la pSAR, deux points secondaires sont ressortis de cette approche géomorphologique : l'état particulier du versant Cévenol, et la dynamique morphologique propre à la ZAV.

Les édifices de la ZAV possèdent des dimensions telles qu'ils contrôlent l'évolution du secteur. L'érosion marquée du Cantal et du Sancy, par exemple ne semble pas être associée à l'incision des drains en lien avec la surrection mais bien seulement de la dynamique propre à l'édifice volcanique ce qui complique l'utilisation de certaines approches (e.g. mesure du basculement de surface) utilisées par ailleurs dans cette étude puisque l'obtention d'un signal clair, régional semble compromis et qu'il sera nécessaire de tenir compte de la particularité de la zone. Au-delà de l'aspect

purement morphologique, ces édifices majeurs présentent une charge conséquente. Le volume actuel du Cantal, au-dessus de 500 m d'altitude est d'environ 200 km³ ce qui *a* priori a induire un effet de flexure à l'échelle lithosphérique (Watts, 2001 ; Turcotte and Schubert, 2014 ; cf : partie 6) dont le rôle vis à vis de la formation du M.C. reste à comprendre. L'effet du massif du Sancy ne semble pas négligeable puisque, si la charge est nettement plus faible (mais néanmoins importante), son application est plus récente et probablement synchrone de la surrection régionale (cf : partie 5).

Les Cévennes présentent une morphologie particulière avec une forte érosion régressive de l'ensemble du secteur vers le centre du M.C. Si l'agressivité supérieur des B.V. méditerranéens est explicable par la courte distance avec le niveau de base global, l'origine de cette localisation en champ proche du trait de côte reste à éclairer d'autant que, seul le Coiron semble être un reliquat de la pSAR. En comparaison des autres bordures du M.C. qui présentent une pente régionale relativement douce, la ZCV présente une très forte localisation du relief. Cette localisation suivant un axe ~ N040°E est au premier ordre co-localisé avec la grande structure de la faille des Cévennes marquant nettement la topographie. Aussi, trois hypothèses me semblent raisonnables à exprimer en vue d'expliquer le gradient d'altitude notablement plus grand au niveau des Cévennes que partout ailleurs autour du M.C. (à l'exclusion de la ZAV qui possède un contrôle morphologique propre) :

1) la surrection du M.C. s'est faite de manière régionalement homogène, de forme sub-circulaire centré sur la Margeride. Il s'agirait possiblement un dôme lithosphérique et la morphologie cévenole actuelle est induite par une érodabilité plus forte de séries couvrant antérieurement la ZGL. Ce modèle ne semble pas satisfaisant au vu du bilan de masse nécessaire à expliquer la différence de topographie de part et d'autre de l'escarpement Cévenol.

2) la surrection régionale ne présente pas de forme homogène et, une asymétrie forte dans un bombement régional pré-structurerait la morphologie actuelle. Ce modèle suppose une surrection finie supérieure vers le sud en accord avec les altitudes observables du socle cristallin (et ce, même en excluant les reliefs résiduels en contre-haut de la pSAR). La quantité de matière exportée du système (l'érosion) reste conséquente mais nettement inférieure au modèle 1.

3) La surrection régionale présente une manifestation rhéologique différente entre le Nord et le Sud. Les régions nord auraient suivi la surrection par un effet de flexure, c'est à dire sans localiser préférentiellement un différentiel de surrection. Le versant Sud au contraire aurait réagi par une forte localisation de la surrection différentielle, possiblement au niveau de la faille des Cévennes.

Ce modèle réduit d'autant la quantité de matière nécessaire à exporter du système pour expliquer la morphologie actuelle en partant de la pSAR avant surrection mais nécessite d'importantes déformations locales.

Il est à noter que les modèles 2 et 3 ne sont pas entièrement exclusifs puisqu'un gradient de surrection différent entre les zones nord et sud permettrait un comportement rhéologique différent (forte localisation au niveau des zones d'intrados et d'extrados). Et que la question de la surrection n'est pas directement séparable de l'effet de l'érosion (rétroaction positive par effet de rebond isostatique, e.g. Champagnac et al., 2007 ; Vernant et al., 2013). L'érosion plus forte des Cévennes pouvant en effet engendrer une surrection relative de la bordure de la pSAR (plateau ardéchois, Lozère) respectivement aux zones plus au Nord et à l'Est (Malcles et al., 2020). Le signal vertical étant, en limite NO, possiblement compliqué par les effets de charges associés aux grandes provinces volcaniques.

La partie suivante vise à étudier un autre marqueur de l'état morphologique : les profils de rivière ainsi que la dynamique des B.V. afin d'obtenir plus d'information sur l'évolution du paysage (zones à l'équilibre, zones en transition, etc.).

# IV. 3. Etude des profils de rivières et bassins-versants

Pour compléter les informations morphologiques assez régionales de la partie précédente, une étude plus détaillée est présentée ci-dessous. Elle s'articule, via les méthodes précédentes, autour de la dynamique des bassins-versants mais également de l'étude au premier ordre des points d'inflexion ($P_{Inf}$) le long des cours d'eau. Ce dernier axe permet d'approcher la notion de processus local ainsi que, *a priori* l'évolution sur un temps plus court. Ce n'est en effet pas une méthode intégrative puisque l'information est localisée sur une zone restreinte le long d'une ligne, le cours d'eau. Tandis que la « durée de vie » d'un $P_{inf}$ est de l'ordre de $10^4$ à $10^6$ ans (Loget and Van den Driesche, 2009), généralement un à deux ordres de grandeur de moins que les durées nécessaires à l'érosion d'un relief.

## IV. 3. 1. Evolution des Bassins Versants (B.V.)

Ce paragraphe regroupe les informations obtenues pour 150 Bassins Versants (B.V.) sur l'ensemble du M.C. Les B.V. en question correspondent à ceux associés aux drains de longueur supérieure à 50 km (soit 98 drains selon la base de donnée hydrographique de l'IGN) ainsi que plusieurs sous-bassins et bassins secondaires. Chaque B.V. a été déterminé sur QGIS à partir d'une carte de direction d'écoulement et du script GRASS *r.water.outlet.* Ce script nécessite une entrée manuelle avec les coordonnées de l'exutoire de chaque B.V. La surface couverte par l'ensemble des B.V. recouvre la quasi-totalité du M.C. Quelques zones périphériques, notamment au niveau de la ZGL (Zone Garrigues Littoral, Fig. 4.18) ne sont cependant pas couvertes.

La figure 4.53 représente, sous forme de boites à moustaches classiques (*whiskers plot,* e.g. Wickham and Stryjewski, 2011), les distributions des pentes et des altitudes de la population des B.V étudiés (moyennes, écart-type et étendue) ainsi que de l'indice IH.

A titre de comparaison la valeur minimale, la médiane, le maximum et le premier et troisième quartiles des IH des 9 zones sont respectivement de 0.159, 0.405, 0.553, 0.301 et 0.451. Ces valeurs n'ont cependant pas de validité forte au vu de la très faible taille de la population : 9 zones.

On note premièrement que les distributions de pentes moyennes ne suivent pas clairement une distribution normale (elle est cependant bien unimodale) puisque 25 % de la population (37 B.V.) présentent des pentes moyennes entre ~ 10 et 20°, soit une étendue supérieure au restant de la population. Cet écart important à une distribution normale est également notable vis à vis de l'étendue des pentes ainsi que des altitudes moyennes et de la dispersion altitudinale. Les autres

paramètres présentés suivent, globalement une distribution normale. Les zones à pentes moyennes élevées présentent également une dispersion et une étendue des pentes supérieures aux zones à pentes moyennes faibles (Fig. 4.54) ce qui suggère un groupe de B.V. possédant une morphologie peu homogène et différente de la moyenne régionale.

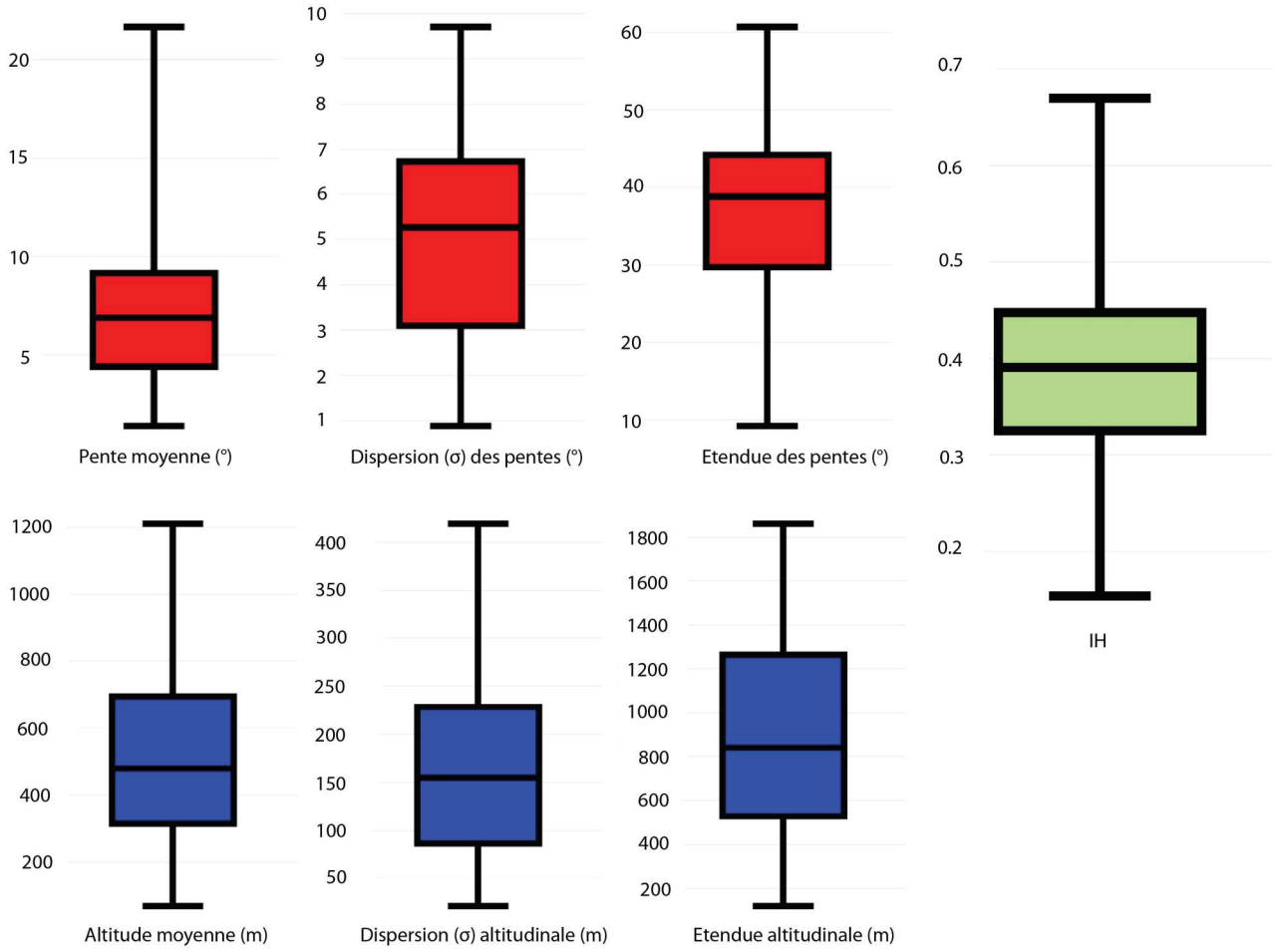



*Figure 4.53: boites à moustaches pour les 150 B.V. étudiés. Les valeurs associées aux barres externes à la boite centrale correspondent aux valeurs minimales et maximales de la population, les limites de la boites représentent le premier et troisième quartile tandis que la médiane est associée à la ligne centrale.*

L'étude des relations entre pentes et altitude pour chaque B.V., illustré fig. 4.55 montre une corrélation forte entre les valeurs d'altitude et de pente moyenne, maximale, d'étendue et d'écart-type (non représenté). La relation du coefficient de variance entre ces deux paramètres (pente et altitude) ne présente aucune tendance claire. Il existe également une faible corrélation négative entre l'aire du B.V. et la valeur de pente moyenne. Plus l'aire du B.V. diminue et plus la pente moyenne augmente.

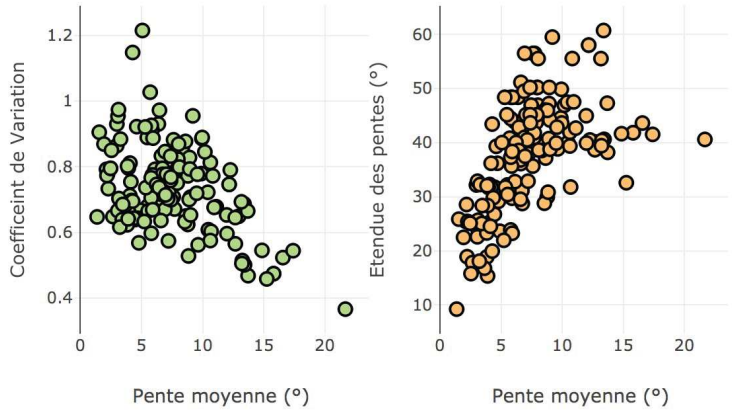



*Figure 4.54 : relation pente moyenne (°) et indices de la dispersion des pentes (Coefficient de variation à gauche et étendue des valeurs des pentes à droite) pour les 150 B.V.*

Il est donc possible de proposer une relation au premier ordre entre l'altitude et la vitesse des processus érosifs, c'est à dire la présence de pentes en moyenne plus fortes pour les zones avec des altitudes supérieures. Cette relation est souvent discutée (e.g. Huggett, 2007 ; Bierman and Montgomery, 2014). Ces B.V. avec une dynamique érosive supérieure sont également de plus petites tailles et associés aux têtes de drains majeurs. Là encore il s'agit d'une relation classiquement retrouvée. Ces relations sont en contradiction avec les conclusions de la partie 4.2. puisque les B.V. suggèrent une dynamique érosive supérieure des zones d'altitudes, en moyenne, tandis que l'étude zonale (partie 4.2) suggère une préservation de ces zones d'altitude du fait d'une magnitude faible à ces endroits, des processus érosifs.

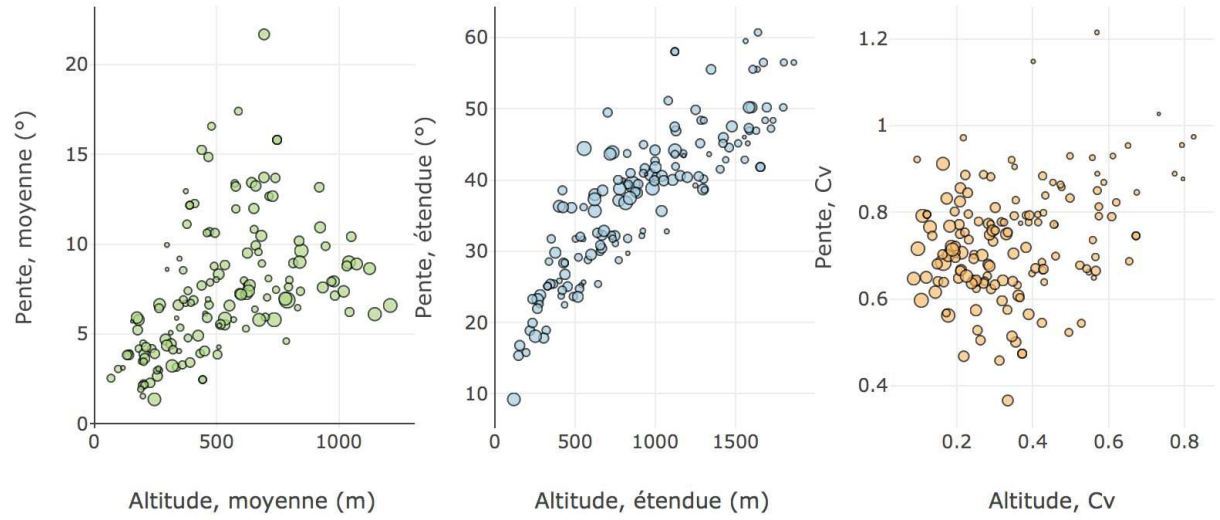



*Figure 4.55: relation entre altitude et pente. De gauche à droite : valeur moyenne, étendue et coefficient de variation par B.V. La taille de chaque B.V. est associée à la valeur de l'indice d'IH. Les cercles les plus petits représentent un IH de ~ 0.1 et les plus grand de ~ 0.6.*

Cette apparente contradiction est explicable par une remise en contexte géographique. Cela permet de rendre compte d'une nette structuration géographique (Fig. 4.56). Les pentes moyennes des B.V. augmentent clairement depuis le NO en direction du SE avec une bande de valeurs maximales située au niveau des Cévennes et dans une moindre mesure de la Montagne-Noire.

Les B.V. à fortes pentes, sont principalement associés au versant Méditérannéen (Fig. 4.57) mais il est possible d'exclure une explication mono-causale (e.g. distance au niveau de base général) en lien avec la Méditérrannée puisque la relation n'est clairement pas respectée au niveau, par exemple de l'amont du Tarn (Fig. 4.56). Cette zone à forte pente moyenne est également caractérisée par une forte valeur de dispersion des pentes, $\sigma_s$.

Un modèle explicatif basé principalement sur l'altitude ne semble également pas en mesure d'expliquer complètement cette structure régionale puisque d'autres zones à forte topographie (e.g. Cantal, amont de la Loire) ne présentent pas un signal aussi marqué (pour le premier), voir « inexistant » (pour le second).

L'augmentation relativement faible de la pente moyenne des B.V. au niveau du Cantal est en accord avec l'interprétation faite précédemment, c'est à dire que l'évolution du paysage cantalien est plus complexe que celle du M.C. avec une érosion antérieure à l'attaque érosive de la pSAR mise en avant dans cette section.

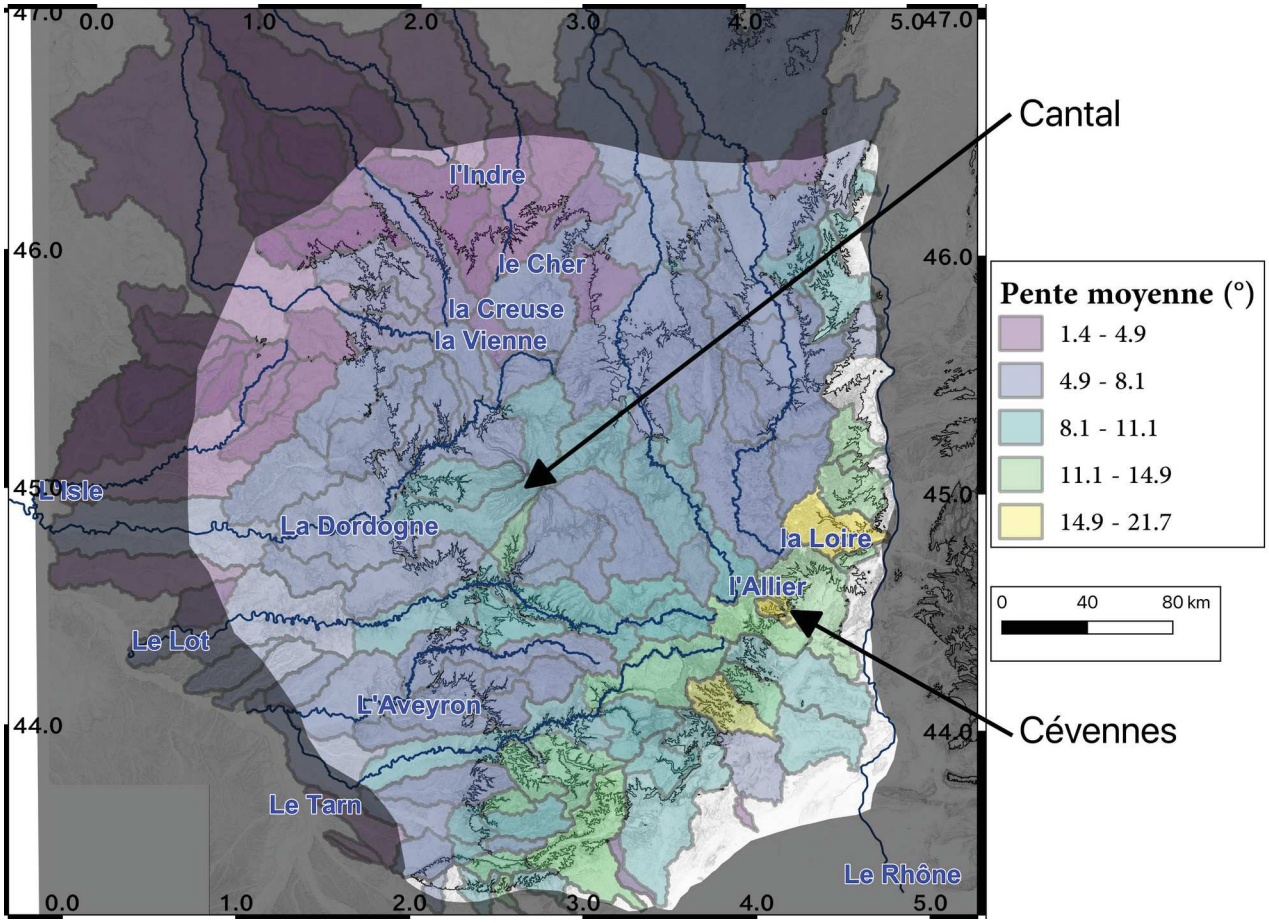



*Figure 4.56: Carte des pentes moyennes de chaque B.V. Les classes de pentes sont définies par rupture naturelle (Jenks).*

La spécificité des Cévennes (forte pente moyenne et dispersion $\sigma_s$) ne se retrouve pas clairement sur d'autres paramètres étudiés ici. Par exemple, la valeur d'étendue altimétrique des

B.V. de la zone cévenole est similaire à celle des B.V du Cantal ou la valeur du coefficient de variation des pentes est semblable entre les zones Cévenoles et Limousines.

La différence de pente moyenne entre les B.V de la zone cévenole et du restant du M.C. semble significative. En effet, les autres B.V. présentent une corrélation forte entre la valeur de la pente moyenne et la valeur de $\sigma_s$ tandis que les B.V. du secteur cévenol tendent à avoir une évolution de la pente moyenne indépendante de l'évolution de $\sigma_s$. Cet effet cependant est possiblement induit par une valeur seuil de $\sigma_s$ puisque les B.V. cévenols présentent les valeurs maximales de moyenne des pentes.

Il existe également, au sein des B.V cévenols une différence entre B.V. voisins ce qui suggère une hétérogénéité de la dynamique au sein même de la zone. L'étude systématique des compétitions à petite échelle spatiale telles que la capture progressive des amonts de la Vis par l'Arre ou de l'amont de la Cèze par le Chassezac est en dehors du cadre de cette étude. Une caractérisation plus précise des dynamiques locales nécessiterait notamment l'intégration d'un nombre de B.V. nettement plus conséquent, notamment de petites dimensions.

Enfin, d'autres B.V. ressortent de manière moins marquée que la zone des Cévennes, il s'agit principalement des B.V. associés aux drains principaux ayant une forte incision en amont tel que la vallée du Lot ou du Tarn : B.V. allongés d'axes EO situés au Sud du Cantal et séparés par des B.V. à faibles pentes (Fig. 4.56). Ces derniers sont de fait principalement des B.V. karstiques (secteur des Grands causses) ou dont l'amont est karstique (amont de l'Aveyron) ce qui suggère un contrôle lithologique vis à vis de l'expression de l'érosion. Cette « bande » de B.V. karstiques présentant une pente moyenne relativement faible n'est donc vraisemblablement pas l'expression d'une faiblesse des processus érosifs à cet endroit mais au contraire d'une dynamique karstique suffisante pour court-circuiter les processus de surface (capture des écoulements de surface dans l'endokarst) et permettre une préservation (partielle) des morphologies de surface (immunité karstique). Ce faisant, il est possible de proposer que l'ensemble de la zone sud du M.C., c'est à dire schématiquement au sud du Lot et de la ligne de partage des eaux entre Atlantique et Méditerranée présente une dynamique érosive plus rapide que le reste du M.C. : B.V. non karstique à pente forte et B.V. karstique à karstification efficace. Bien que non quantifiée à partir du seul MNT, il est possible de proposer que pour cette région, les vitesses d'incision et de dénudation soient d'amplitude similaires, tendant possiblement vers un état d'équilibre du paysage (et à l'exclusion des dynamiques propres aux B.V ; tels que les captures).

Les autres B.V. présentent des pentes moyennes relativement faibles (pentes moyennes entre 1.4 et 8°) malgré une incision localement forte ce qui laisse supposer une différence notable des magnitudes entre les processus d'incision et de dénudation sur la majeure partie du M.C. Il est

possible d'illustrer cette dynamique via le rapport de surface entre les zones ayant des pentes inférieures ou supérieures à 26°. Au vu de la structure proche de la cylindricité de la région cévenole, la localisation des B.V. est identifiable sur la fig. 4.57 selon une distance à un point de référence de coordonnée 6234787 m Nord, 848062 m Est (Lambert 93, EPSG : 2154). Il s'agit de la limite Sud Est de l'ensemble des B.V. et la distance calculée est une distance planimétrique associée au centroïde de chaque B.V.

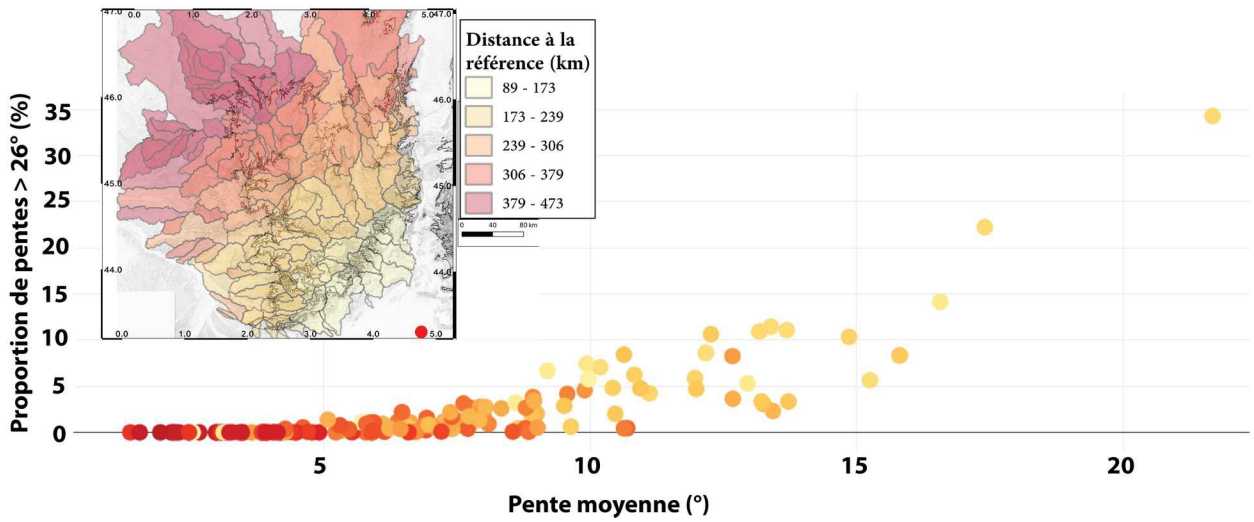



*Figure 4.57: relation entre la pente moyenne de chaque B.V. et la proportion d'aire des pentes > 26°. Le code couleur représente la distance au point de référence (Point rouge de l'encart supérieur droit), les zones les plus proches sont en jaunes et le plus éloignées en rouge.*

La zone cévenole ressort clairement dans cette relation puisque les B.V. les plus proches de la référence (au premier ordre, les B.V. cévenols sont localisés à des distances inférieures à 150 km) sont ceux possédant les pentes moyennes les plus fortes. Deux exceptions sont notables avec des pentes moyennes autour de 2° et sont associés à des B.V. présents uniquement au niveau de la ZGL, c'est à dire en grande partie dans la plaine littorale. L'information majeure de la figure 4.57 est la forte relation entre la proportion de zones en déséquilibre et leur localisation géographique, plus l'on se dirige vers le Nord-Ouest et plus le pourcentage de pentes > 26° diminue. Sur les 150 B.V. étudiés, 75 % des B.V. possèdent une proportion de pentes > 26° inférieure à 2.8 % associée à une pente moyenne inférieure à 9° et se situent hors de la zone des Cévennes-Montagnes noire. La zone du Cantal présente également une anomalie au sein de cette relation puisque les B.V. radiaux autour du volcan sont associés à une proportion de pentes > 26° supérieure aux zones voisines.

En vue de compléter les informations apportées par l'étude directe des pentes et de l'altitude, un indice d'IH (cf : partie 4.1) est calculé pour chaque B.V. Cet indice est complémentaire de l'étude des pentes puisqu'il tend, a priori à être représentatif de processus plus

long terme en lien avec l'état d'érosion de la zone. Le temps d'érosion étant de facto supérieur à celui lié à l'évolution des pentes.

La majorité des B.V. possède un indice d'IH relativement faible avec 75 % des IH < 0.44 et une moyenne et médiane de 0.39. L'IH maximum étant de 0.67.

On observe, (Fig. 4.58) une tendance nette entre la taille des B.V. et la valeur de l'IH. Plus le B.V. est grand et plus l'IH est faible. Les B.V. à faibles IH sont donc généralement en partie cis sur les régions bordières du M.C. (Fig. 4.58. en haut à gauche) ainsi que sur les régions centrales (Fig. 4.58, en haut à droite) ce qui est traduit par des bassins assez fortement érodés à l'échelle régionale (peu de zones à forte altitude induisant une diminution de l'altitude moyenne). Ce contrôle sur l'IH des proportions entre zones centrales et périphériques du M.C. est nettement visible pour les bassins ayant un IH fort, pouvant dépasser 0.6 (Fig. 4.58, en bas à gauche), puisqu'ils se localisent tous au niveau de zones identifiées au préalable comme appartenant à la pSAR. On note aussi qu'ils sont généralement associés à un exutoire localisé au niveau d'une inflexion de l'isohypse 500 m. Ces relations suggèrent que :

1) L'altitude maximale n'a que peu d'influence sur la valeur de l'indice d'IH (les bassins majeurs et les sous B.V. ayant les mêmes points hauts ont des indices IH différents).

2) Les indices IH forts sont principalement induits par une augmentation de l'altitude moyenne ainsi que d'une augmentation de la valeur d'altitude minimale (exutoire localisée au niveau d'une inflexion de l'isohypse).

3) Les indices IH faibles sont eux, majoritairement contraints par une diminution de l'altitude moyenne (empiètement sur des zones à plus faible élévation).

Il en découle que les B.V. proches du centre du M.C. sont bien représentatifs de zones à faible érosion, et sont donc probablement en état de déséquilibre (de « sursis ») vis à vis des processus érosifs régionaux, ce qui est en accord avec la délimitation proposée de la pSAR. Au vu des 150 B.V. étudiés il ne se dégage cependant pas d'autre tendance géographique marquée telle que visible via l'étude des pentes ce qui suggère une relativement bonne cohérence dans l'état d'évolution du paysage à l'échelle du M.C. : une zone centrale avec une morphologie faiblement évoluée et faiblement érodée et des zones périphériques plus érodées. Il est à noter également qu'à partir de cette analyse succincte, la région Cantalienne ne présente pas de particularité marquée ce qui semble en désaccord avec tous les résultats présentés précédemment, mais le faible nombre de B.V. en lien avec l'édifice, ainsi que leur empiètement significatif sur des régions voisines ne semble pas permettre d'émettre un avis robuste sur cette observation en terme de dynamique locale.

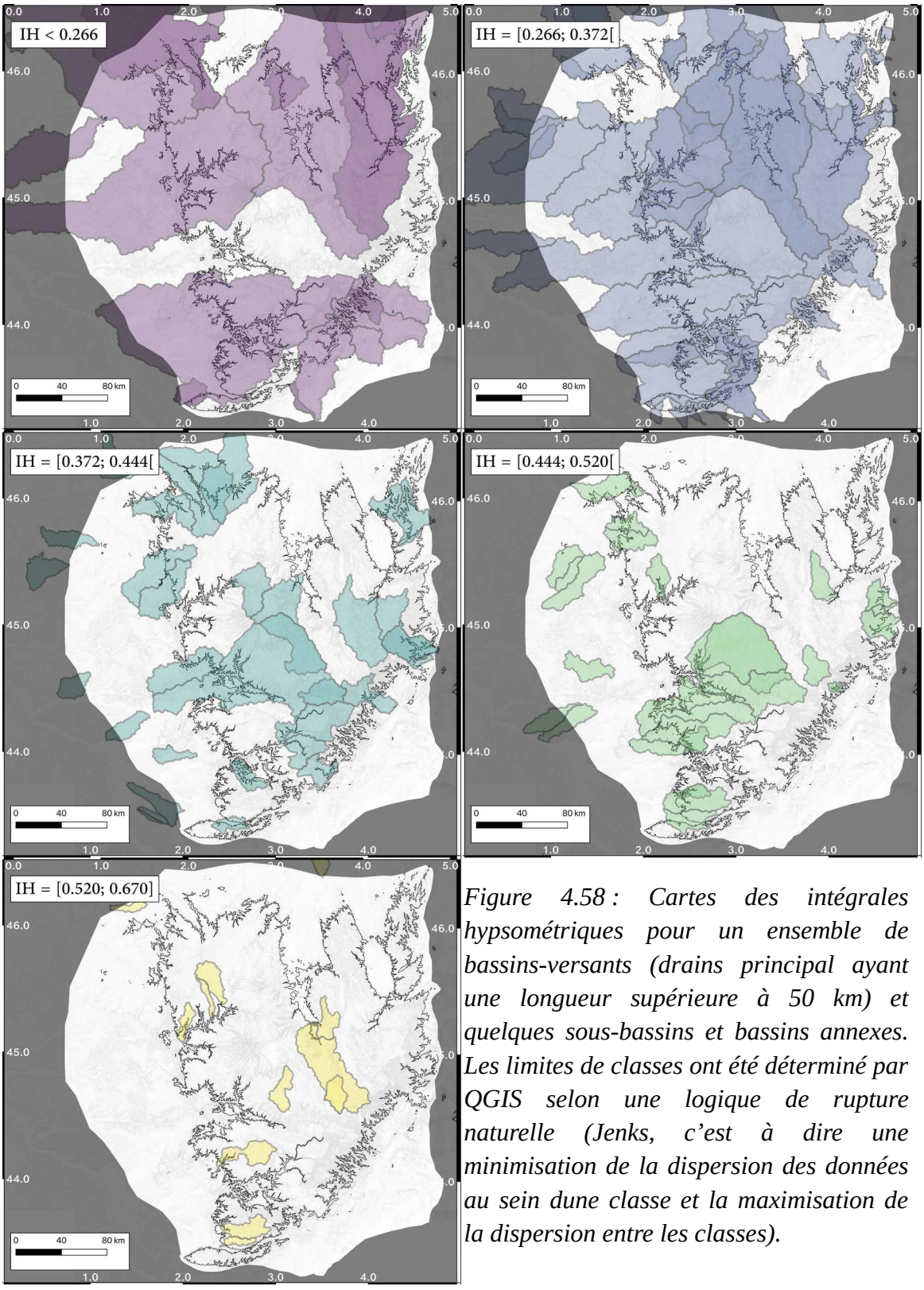



*Figure 4.58 : Cartes des intégrales hypsométriques pour un ensemble de bassins-versants (drains principal ayant une longueur supérieure à 50 km) et quelques sous-bassins et bassins annexes. Les limites de classes ont été déterminé par QGIS selon une logique de rupture naturelle (Jenks, c'est à dire une minimisation de la dispersion des données au sein dune classe et la maximisation de la dispersion entre les classes).*

Pour conclure sur les observations déduites de l'étude des B.V. il apparaît que le M.C. présente :

1- Une probable anomalie dans l'état d'évolution morphologique au niveau du Cantal. La région n'étant pas uniquement liée à l'évolution morphologique régionale mais possède vraisemblablement

un héritage morphologique fort. Cela reste à préciser et une étude plus détaillée de la zone serait probablement nécessaire en ce sens.

2- Une homogénéité relative des processus érosifs long-terme, interprétée à partir de l'IH (aucune quantification de la valeur de ce que représente ce « long-terme » n'est réalisable sur la seule base de l'IH). La majorité du M.C. présente un état d'érosion relativement avancé au niveau des zones périphériques et faiblement érodé au niveau des zones centrales, indépendamment de la région considérée. On retrouve donc, à l'échelle des B.V. les conclusions tirées à l'échelle des zones du M.C. Il semblerait que l'érosion des zones périphériques soit autant liée aux dynamiques fluviales que de versants, ceux-ci n'étant que faiblement contrôlés par des processus gravitaires (e.g. glissements de terrains). L'érosion de la pSAR quant à elle est majoritairement associée aux dynamiques d'incision.

3- Les zones karstiques présentent des caractéristiques en apparente contradiction vis à vis des zones voisines et du M.C. suggérant un retard de l'érosion. Il s'agit vraisemblablement d'une manifestation de « l'immunité karstique » tendant à réduire l'expression de l'érosion de surface (en faveur d'une érosion au sein du volume). Il n'y a cependant aucun argument logique pour considérer une réelle différence d'érosion (en termes de bilan de masse) entre ces régions et les zones voisines puisque les paramètres morpho-climatiques sont similaires (gradient hydraulique, climat, etc.).

4- La dynamique court terme, interprétée par le proxy des pentes est visiblement en déséquilibre à l'échelle du M.C. L'érosion est nettement supérieure au niveau de la zone Cévennes-Montagne-Noire à tout autre secteur du M.C. S'il y a manifestement une dynamique locale complexe (e.g. captures) et probablement une agressivité supérieure des drains Méditerranéens tel que l'Hérault vis à vis des drains Atlantiques tel que la Dourbie, ces relations sont secondaires à l'échelle régionale. L'érosion du M.C. se fait donc de manière conséquente par une dynamique d'érosion régressive depuis le Sud-Est vers le Nord-Ouest. Cette dernière est à associer avec l'altitude supérieure de cette zone et donc d'un plus grand potentiel hydraulique.

Il est donc possible de proposer au vu de ces résultats que la majorité du M.C. doit présenter des taux d'érosion et d'incision conséquents puisque à même de marquer significativement la morphologie. Cependant, l'érosion régionale n'a probablement attaqué le centre du M.C. qu'à travers les processus liés aux rivières, c'est à dire la première manifestation d'une attaque érosive, les versants se trouvant ensuite en déséquilibre. Deux cas de figures sont proposables à travers ces résultats, les deux en accord avec les valeurs d'IH :

1) Les taux d'érosion (moyen, sur un temps « long ») sont faibles vis à vis d'une surrection ancienne. On retrouve ici le modèle de « l'école Méditerranéenne » (cf : partie 3.9 et 3.11).

2) Les taux d'érosions ne sont pas nettement inférieurs au taux de surrection régional. La surrection serait donc récente, voir actuelle, et l'érosion, nécessairement postérieure à la surrection n'a pas eu le temps d'éroder l'ensemble du M.C.

L'utilisation de la pente moyenne semble corroborer préférentiellement le modèle 2 puisque témoignant d'une érosion active. Cette phase de forte érosion ne doit pas être représentative de l'évolution sur un temps « long » pour être en accord avec le modèle 1 sinon elle nécessiterait une surrection finie majeure et difficilement explicable au vu du contexte géodynamique (e.g. Zone des Cévennes).

Il est possible de tester plus avant ces deux modèles via l'étude du réseau hydrographique. En effet, si les processus sont lents et s'appliquent sur un temps long, il est alors probable d'avoir des drains proches de l'équilibre (à l'exception de complications locales tels que les zones karstiques) sur, au moins, une grande partie de leurs profils puisque les aires drainées seraient relativement stables et qu'il semble raisonnable de considérer une stabilité sur le temps long de leur capacité d'incision (pas de grande variation climatique durant les derniers 10 Ma, à l'exception des cycles glaciaires). Au contraire, si les drains présentent de nombreux points d'inflexion le long de leurs parcours, il me semble plus raisonnable de considérer un paysage en déséquilibre donc probablement une surrection récente (quelques Ma), voir actuelle. Il serait nécessaire de multiplier les hypothèses ad-hoc pour faire rentrer une telle observation au sein du modèle 1.

## IV. 3. 2. Profils de rivières et Points d'inflexion ($P_{inf}$)

L'ensemble des drains de longueurs supérieures à 25 km (données IGN) ainsi que quelques drains de dimension inférieure a été étudié en vue d'identifier la présence de points d'inflexion ($P_{inf}$) le long de leurs profils (Fig. 4.59). Chaque profil a été étudié individuellement sur QGIS à partir d'une carte de direction d'écoulement via l'utilisation des modules : *shortest path* (création du trajet le plus court entre deux points) et *profile tool* (création du profil topographique). Les $P_{inf}$ ont été pointés manuellement à partir des profils topographiques.

Ce procédé est de fait sujet à de possibles erreurs subjectives dans la reconnaissance des $P_{inf}$ mais permet d'étudier plus de paramètres locaux que ne font les algorithmes actuels de reconnaissance automatique. Par exemple, j'ai pu recouper individuellement chaque $P_{inf}$ avec la carte géologique et

la carte des pentes. Une comparaison avec les résultats d'Olivetti et al. (2016) montre que les reconnaissances automatiques de $P_{inf}$ peuvent également aboutir à des absences de détections qu'une analyse à l'oeil aurait détecté.

Les erreurs probables induites par la reconnaissance à l'oeil sont cependant *a priori* partiellement limitées par :

1) la quantité de $P_{inf}$ reconnus (1684 au total), ce qui permet théoriquement de diminuer l'impact de possibles erreurs aléatoires.

2) Une phase de répétition de détection faite sur une vingtaine de drains après quelques semaines de délais a donné sensiblement les mêmes résultats à l'exception de la localisation précise pouvant varier de l'ordre de 100 – 200 m (selon la « netteté » du $P_{inf}$). L'erreur associée sur le nombre de $P_{inf}$ détecté est estimée à quelques pourcents.

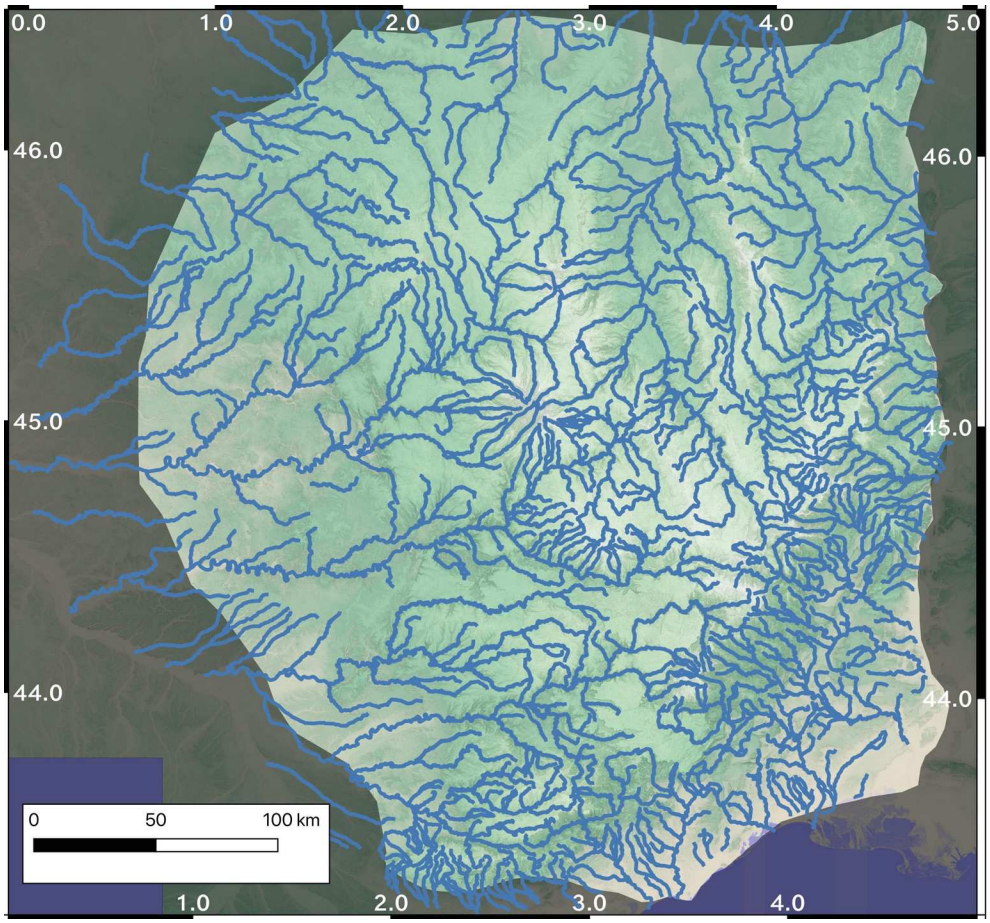



*Figure 4.59: carte des drains étudiés*

3) La localisation s'est faite sur le profil topographique seul avant un report sur carte. Ces identifications ont régulièrement été co-localisées aux barrages ainsi qu'à des limites aval de remplissages sédimentaires, deux éléments marquants d'une zone de rupture dans la dynamique fluviale. Ce qui conforte la validité de la détection effectuée.

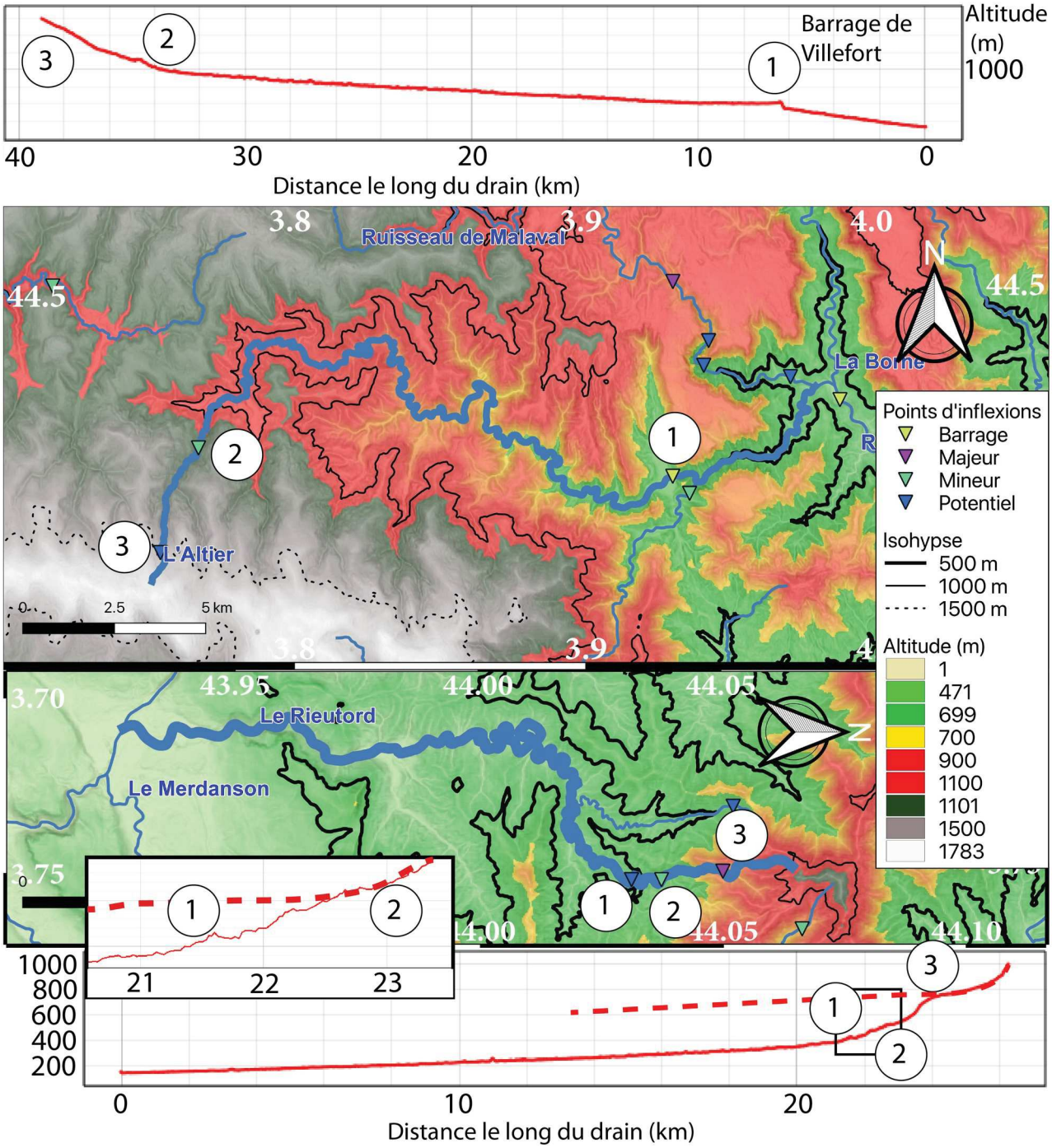



*Figure 4.60: exemples de profils de rivières et des points d'inflexions associés. En haut, cas de l'Altier (Lozère), affluent du Chassezac. En bas, cas du Rieutord (Gard - Hérault), affluent de l'Hérault. Dans le cas du Rieutord, une projection schématique du profil de rivière en aval d'un point d'inflexion majeur (n°2) est présentée (trait rouge pointillé). L'encart est un zoom sur le profil pour distinguer la différence d'impact entre un $P_{inf}$ majeur et mineur. On note la différence de « netteté » du point d'inflexion majeur et mineur.*

4) Une classification de l'ampleur des $P_{inf}$. Quatre catégories ont été définies : i) les barrages sont nettement visibles et identifiables (Fig. 4.60). Possiblement d'origine uniquement anthropique, il sont cependant souvent situés au niveau de $P_{inf}$ géomorphologique mais dont l'amplitude et la localisation précise sont, de fait, perdus; ii) les $P_{inf}$ majeurs (Fig. 4.60) sont nettement visibles sur le

profil, ils induisent une rupture nette de la pente de la courbe. La prolongation de la pente de l'amont vers l'aval induit une différence d'altitude très forte entre le profil réel et projeté ; iii) les $P_{inf}$ mineurs (Fig. 4.60) présentent une rupture claire dans le profil du drain mais le saut topographique est faible et la projection vers l'aval de la pente en amont du point d'inflexion n'est pas à l'origine d'une différence majeure du profil ; iv) les $P_{inf}$ potentiels (Fig. 4.60) présentent une rupture de la courbe, sont associés à une variation de la pente amont-aval ou à un saut d'altitude (typiquement supérieur à 10 m, mais la limite est aussi relative à la propreté du profil) mais ne sont pas net sur le profil. Ils ressortent du bruit topographique avec un lissage de la courbe.

Pour chaque cas, la classification en majeur, mineur ou potentiel est relatif à chaque drain, typiquement si le profil est ou non, clairement impacté par ce $P_{inf}$. C'est à dire qu'un saut brusque d'altitude de 20 m sur un drain possédant un dénivelé total de 100 m sera associé à un $P_{inf}$ majeur, mais sera un $P_{inf}$ mineur pour un drain ayant un dénivelé total de 1500 m. Ce choix est fait relativement à la capacité *a priori* du drain à supprimer ces anomalies topographiques.

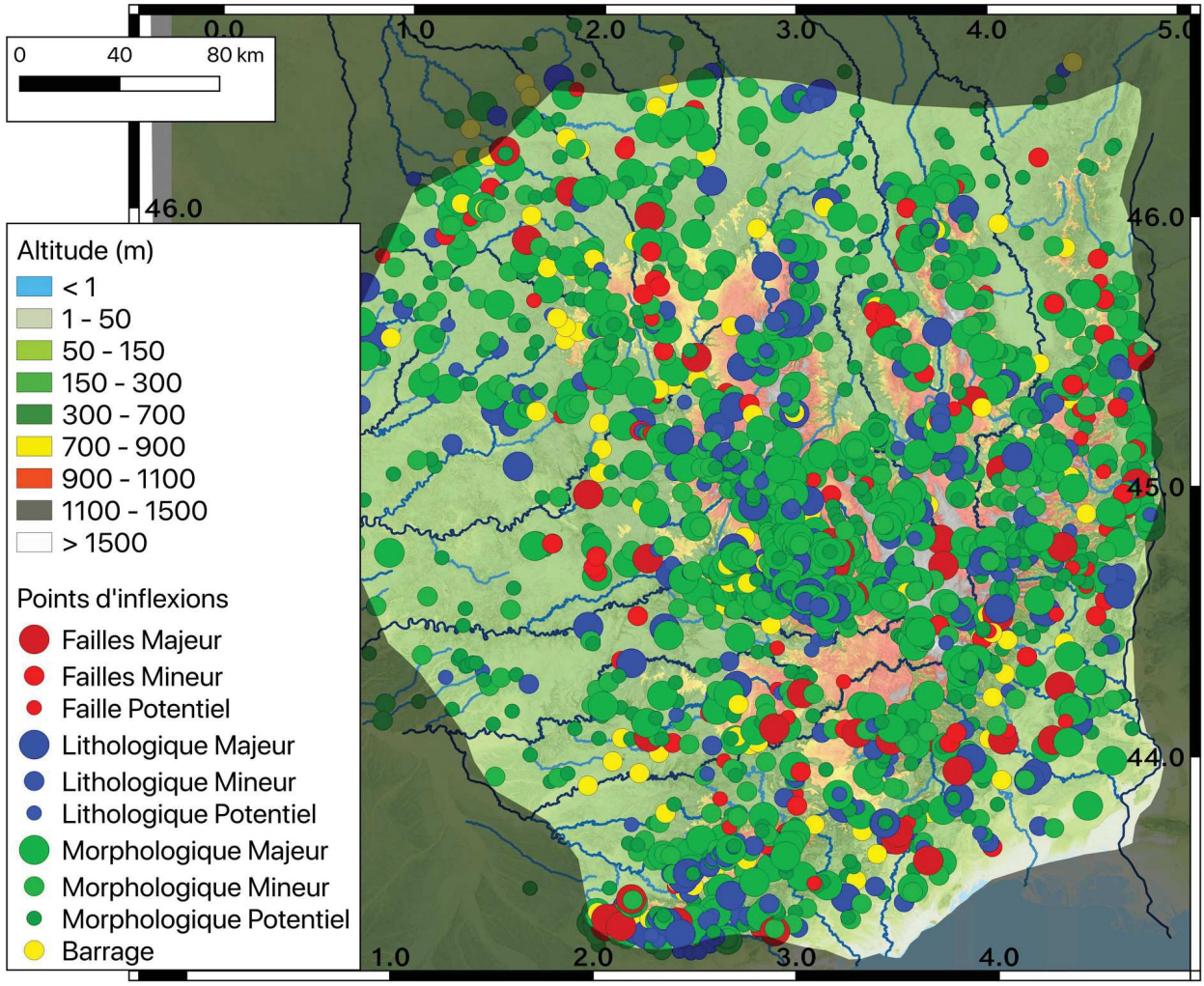



*Figure* 4.61 *: carte des points d'inflexion du M.C. Les isohypses 500 et 1000 m sont représentés en trait noir épais et fin respectivement. Le fond topographique est le MNT 75 m. Réseau de drainage issu de la base de donnée IGN.*

Il est important de préciser également que l'étude se base sur le MNT à 75 m ce qui limite la détection de $P_{inf}$ de faible amplitude, de l'ordre de quelques mètres de rejet vertical. Une succession de plusieurs $P_{inf}$ de faible amplitude n'est également pas détecté de manière individuelle et le terme $P_{inf}$ est donc entendu ici comme associé à une zone d'inflexion plutôt qu'à une rupture très localisée le long du drain.

A partir de ces critères, 108 $P_{inf}$ ont été déterminés comme associés à des barrages, 662 $P_{inf}$ potentiels, 598 $P_{inf}$ mineurs et 413 $P_{inf}$ majeurs. L'ensemble de ces $P_{inf}$ sont représentés Fig. 4.61.
Au premier ordre, il ressort que des $P_{inf}$ sont présents sur pratiquement la totalité du M.C. On note également une densité visiblement supérieure des $P_{inf}$ au niveau du centre relativement aux bordures du M.C. La densité de drainage étudiée n'est pas clairement supérieure au centre bien qu'un possible effet de densité de drainage ne soit pas à exclure (Fig. 4.59).

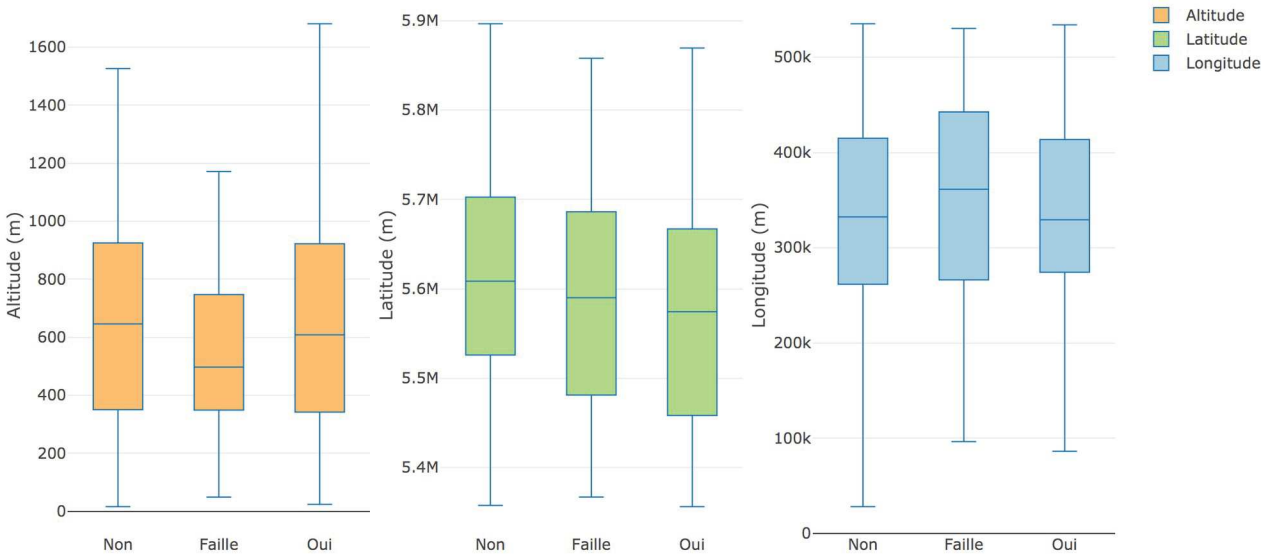



*Figure 4.62: boites à moustaches des paramètres géographique (Altitude, Latitude et Longitude) en fonction de la catégorie du point d'inflexion (Lithologique = OUI, Faille = Faille, Morphologique = Non)*

En plus de la classification relative à l'impact de chaque $P_{inf}$ vis à vis de son drain, une catégorisation relative à leur possible origine est également faite. Je précise qu'il s'agit d'une simple corrélation spatiale et qu'il ne s'agit pas d'une catégorisation causale mais trois type de $P_{inf}$ ont été renseignés : ceux localisés au niveau d'une limite lithologique nette du substratum (306 $P_{inf}$, soit 17.1%), les couvertures alluviales quaternaires n'ont pas été prises en compte ; ceux localisés au niveau d'une faille (169 $P_{inf}$, soit 9.4%) et enfin ceux ne tombant dans aucune des deux précédentes catégories et qui sont donc des points d'inflexions simplement morphologiques (1317 $P_{inf}$ soit 73.5 %). Pour les deux premières catégories (failles et lithologie), le $P_{inf}$ doit se trouver sur, ou en amont de la limite, à moins de ~ 200 m le long du drain.

La distribution relative des différentes classes ne présente pas de lien notable vis à vis de la position géographique (Longitude, Latitude, Altitude). Par exemple, une distribution associée à des plages altitudinales précises aurait pu être attendue en considérant une érosion régressive synchrone à l'échelle régionale. Cette proposition a été faite par Olivetti et al. (2016) sur une zone restreinte du M.C. En revanche, une légère tendance semble être présente vis à vis des catégories (Fig. 4.62) avec une augmentation de la part des $P_{inf}$ associés aux failles et surtout aux limites lithologiques en direction du Sud-Est.

En ne prenant en compte que les points d'inflexions majeurs et mineurs sur la zone, il ressort que la densité de ces objets est assez bien corrélée aux limites de la pSAR (paléo Surface Aplanissement Régionale) ce qui conforte l'interprétation de zone centrale préservée de l'érosion. L'incision du centre du M.C. est faible car non encore impactée par le recul des $P_{inf}$ (cf : annexe). Cependant, il apparaît surtout une différence marquée en fonction de l'agressivité attendue du B.V. auquel est attaché le $P_{inf}$. La densité des $P_{inf}$ est en effet généralement supérieure pour les B.V. atlantiques relativement aux B.V. méditerranéens (Fig. 4.63). Ce schéma est retrouvé, avec une intensité supérieure, en utilisant également les $P_{inf}$ associés aux barrages ou classés comme potentiels. Cette cohérence avec ou sans l'incorporation des $P_{inf}$ potentiels conforte leur validité ainsi que la robustesse du signal observé. Cette densité supérieure en $P_{inf}$ du versant atlantique suggère qu'il s'agit d'un paysage en phase de transition, les rivières n'ayant pas réussi à atteindre un état d'équilibre contrairement à ceux du versant Méditerranéen (globalement l'Est et le Sud du M.C.).

La présence même de $P_{inf}$ conséquents du côté du versant atlantique, globalement de manière indépendante de la situation géographique ou lithologique, permet de conforter le lien avec une surrection régionale dont la vitesse relative à la capacité d'incision est suffisamment forte pour déstabiliser les profils en long des cours d'eau. Dès lors, il est possible d'abonder dans le sens d'une surrection récente puisque, les vitesses de migration générale des $P_{inf}$ sont estimées à entre 0.01 et 1 km pour 1 ka (d'après une synthèse de Loget and Van Den Driessche, 2009). La longueur des drains du M.C. étant de l'ordre de la centaine de kilomètres, un $P_{inf}$ remontant depuis l'exutoire de chaque B.V. aurait une durée de vie de l'ordre de 100 ka à 10 Ma. La plus faible densité de $P_{inf}$ au niveau du versant Méditérranéen peut s'expliquer par une longueur généralement inférieure des drains, le recul des $P_{inf}$ serait achevé dans ce secteur.

On note localement quelques particularités permettant de préciser ce schéma régional, deux étant détaillées ci-après :

Premièrement, la densité de $P_{inf}$ est notablement plus faible au niveau des zones karstiques (ZGC, ZQR). Cette différence est vraisemblablement à attribuer à une dynamique propre au karst (capture endokarstique) tel que mis en avant, par exemple au niveau du Quercy (e.g. Bruxelles et Astruc, 2008). En effet, dès lors qu'un drain devient fossile, il ne peut plus enregistrer de la même manière que les drains voisins de possibles chutes du niveau de base, il n'y a donc plus d'accumulation possible de $P_{inf}$ le long de ce drain.

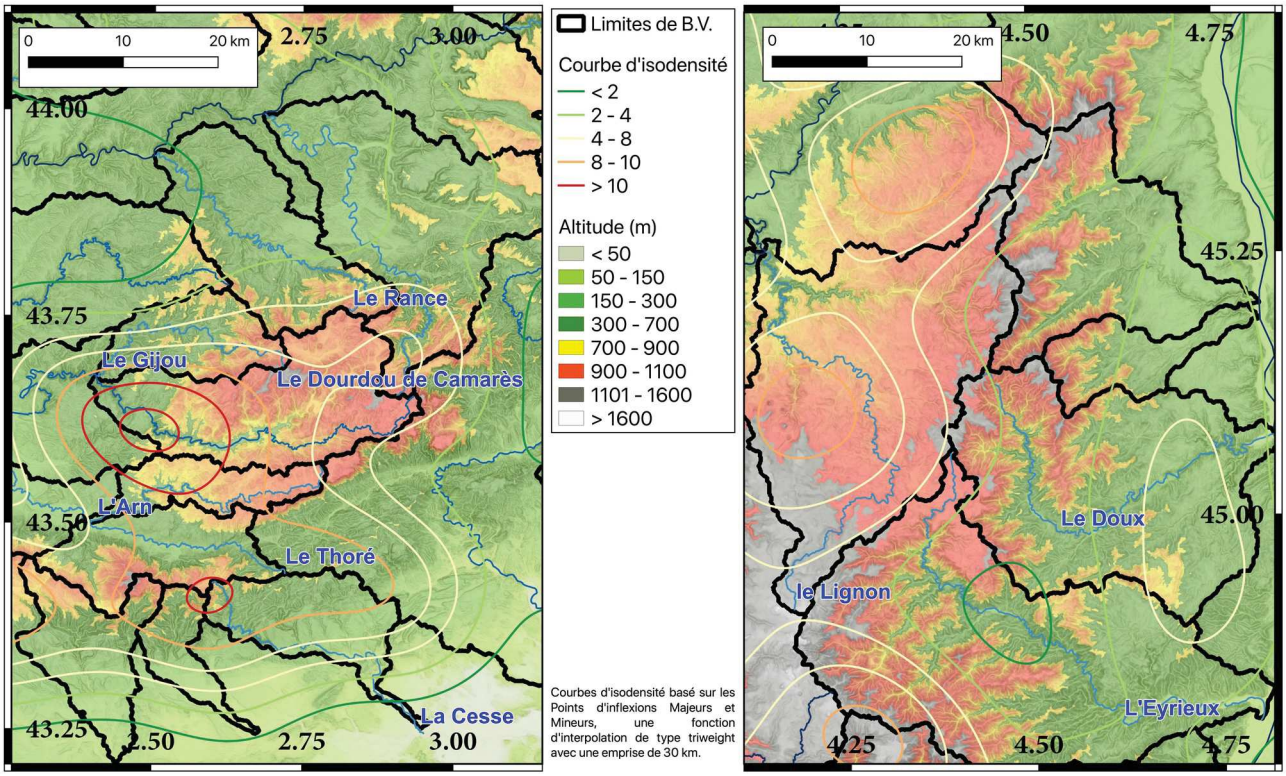



*Figure 4.63: cartes de densité des points d'inflexions majeurs et mineurs pour le secteur de la montagne noire (gauche) et du nord de l'Ardèche (droite). Les courbes d'iso-valeurs sont extraite d'une carte interpolée selon une fonction triweight avec 30 km d'emprise. Les bassins Atlantiques sont ceux en direction du Nord et l'Ouest.*

Un second effet expliquant cette diminution de la densité des $P_{inf}$ au niveau des zones karstiques est la plus faible longueur des drains au niveau de ces zones (là encore il est possible d'y voir un effet de la capture au sein du karst empêchant le développement classique du réseau de drainage). Cette plus faible longueur des drains induit une diminution de la densité de drainage des rivières étudiées dans cette partie (Fig. 4.58). Ce faisant, les possibles $P_{inf}$ marquant les drains secondaires disparaissent de l'analyse ce qui est une limite conséquente de l'approche utilisée ici. Néanmoins, les drains principaux étant étudiés sur la totalité du secteur, un tel effet ne devrait *a priori* pas impacter de manière notable un schéma d'évolution régional. Cet effet de perte d'information locale est visible d'une part car certains drains ayant des $P_{inf}$ identifiés (e.g. La Bourlande, le Robinet au niveau du Quercy ; Bruxelles et Astruc, 2008) n'ont pas été étudiés ici et que, deuxièmement,

l'étude d'une plus grande gamme de drain au niveau du canyon de l'Hérault montre clairement la présence de plusieurs points d'inflexions au niveau des drains secondaires (Malcles, 2017).

Deuxièmement, l'autre particularité qui conforte un soulèvement régional est que, bien que généralement plus proche de l'équilibre, les rivières du B.V. méditerranéen ne présentent pas toutes un profil dépourvu de $P_{inf}$ majeur. En est la preuve, par exemple, la comparaison entre l'Ardèche, le Chassezac et la Cèze (Fig. 4.64), ces deux derniers mettant également en exergue le rôle des captures dans l'évolution morphologique (capture de l'amont de la Cèze par le Chassezac).

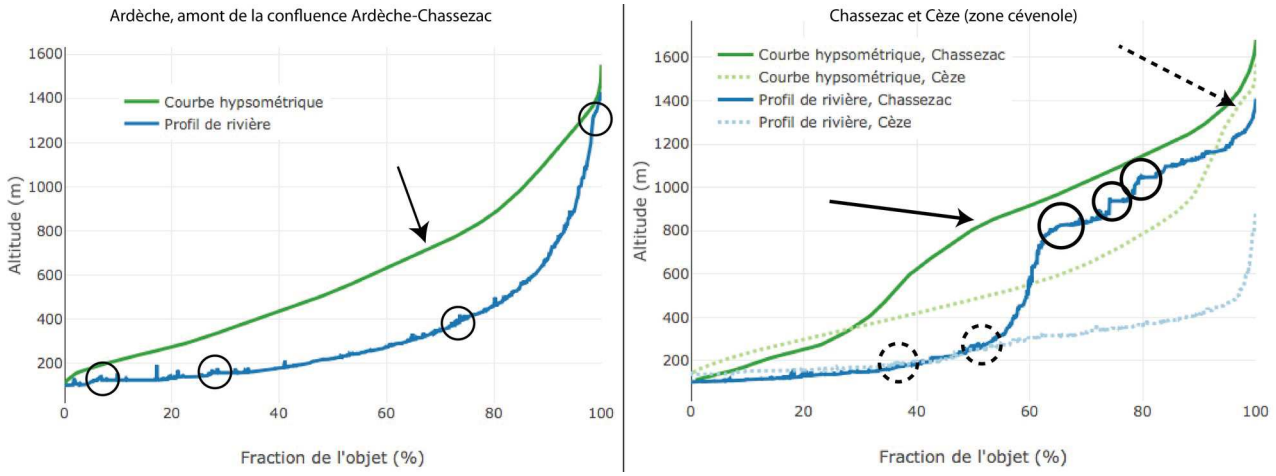



*Figure 4.64: Profils de rivières, en bleu, de l'Ardèche en amont de la confluence avec le Chassezac (Gauche), de la Cèze en amont des bassins oligocène (droite, en tireté) et du Chassezac (à droite, trait continu). Des $P_{inf}$ sont localisés par des cercles, tous les $P_{inf}$ ne sont pas identifiés pour des raisons de visibilités. Courbes hypsométriques (verts) des B.V. associés aux profils de rivières, les ruptures dans les tendances sont pointées par des flèches. On note la différence nette de l'amplitude des ruptures (courbes hypsométriques et profils de rivières) entre l'Ardèche et le duo Cèze-Chassezac. L'axe des abscisses correspond au pourcentage de l'objet : pourcentage de la longueur du drain ou de l'aire du B.V.*

L'Ardèche présente un profil proche de celui attendu pour une rivière à l'équilibre, cette tendance est également notable sur la courbe hypsométrique qui ne montre pas de rupture majeure (Fig. 4.64 ; gauche). Plus en détails, plusieurs points d'inflexions sont néanmoins identifiables, mais de faible amplitude et dont l'importance est négligeable lorsque comparée aux deux autres B.V. Il semble donc logique de considérer que le B.V. de l'Ardèche en amont de la confluence avec le Chassezac soit, au premier ordre, en équilibre morphologique et ne présente pas de zone majeure en déficit d'érosion. Notons également que l'altitude maximale du B.V. de l'Ardèche ainsi que du drain sont proches l'une de l'autre ce qui conforte l'interprétation relative à l'équilibre de la zone.

Le profil de la Cèze, pour la zone des Cévennes, présente une courbure nettement plus prononcée mais également un $P_{inf}$ notable autour de 50-60 % de la distance du drain. La courbe hypsométrique quant à elle est relativement régulière à l'instar de celle de l'Ardèche jusqu'à ~ 90 %

où une brusque rupture est visible (flèche pointillée, Fig. 4.64, droite). On note également la différence majeure de l'altitude maximale de la rivière et du B.V. (893 et 1585 m respectivement) ce qui suggère que l'amont du drain principal est manquant, la courbe hypsométrique n'est plus contrainte que par les B.V. affluents de la Cèze, ceux-ci drainant encore quelques surfaces d'altitudes.

Le Chassezac quant à lui présente un profil de rivière nettement en déséquilibre avec un $P_{inf}$ majeur particulièrement marqué à environ 60 % du profil (et une grande quantité de $P_{inf}$ secondaires, au moins 13). La même tendance est notable sur la courbe hypsométrique du Chassezac avec une rupture majeure de la courbe autour de 50 %. La différence d'altitude maximale entre le drain et le B.V. est visible mais nettement inférieure à celui de la Cèze (1410 et 1681 m respectivement) ce qui témoigne d'un meilleur accord entre le drain majeur et son B.V dans la partie amont. Cet effet est explicable par le fait qu'une part importante de cet amont est en réalité l'ancienne tête de bassin de la Cèze (globalement en équilibre au niveau de la pSAR). Les ruptures majeures du profil et de la courbe hypsométrique du Chassezac indiquent clairement un retard d'érosion conséquent de l'amont de son B.V. L'augmentation brusque de l'écart entre le profil de rivière et la courbe hypsométrique entre ~ 30 et 60 % s'explique raisonnablement par l'effet du recul du $P_{inf}$ le long du drain, possédant une cinétique largement supérieure à la capacité d'ajustement des versants : l'érosion finie s'exprime dans cette zone principalement à la faveur de l'incision (ce qui est notable par la présence de grandes surfaces planes autour de ~ 1000 m NGF. En amont du $P_{inf}$ principal, on retrouve une plus grande cohérence entre les deux courbes signant d'une incision plus faible. Cette zone amont est donc en déséquilibre avec les zones aval et s'explique aisément par le fait qu'elles aient évoluées initialement en lien avec un autre exutoire et sont aujourd'hui des surfaces d'altitude héritées.

Finalement, un autre argument en faveur de la capture de la Cèze par le Chassezac est la bonne cohérence des derniers ~ 10 % de la pente de la courbe hypsométrique de la Cèze avec la zone centrale du B.V. du Chassezac (entre ~ 50 et 90 % de la courbe hypsométrique). Cette relation suggère que les zones sommitales du B.V. de la Cèze sont morphologiquement plus en lien avec l'amont du Chassezac actuel qu'avec le reste du B.V. de la Cèze. Ces zones d'altitudes actuelles du B.V. de la Cèze représentent les résidus de la pSAR, la majeure partie de la zone drainée au sein de la pSAR ayant, depuis, été capturée par le Chassezac. La préservation de l'amont de la paléo Cèze conforte la vision d'un soulèvement régional récent (voir active) car ni l'ancien drain (la Cèze), ni le drain actuel (le Chassezac) n'ont eu le temps d'inciser cette surface.

Il est possible d'approcher de l'âge de cette surrection par, d'un côté la vitesse d'évolution d'un drain « à l'équilibre » (l'Ardèche) et d'autre part le temps théorique de migration d'un $P_{inf}$ (celui induit par la capture de la Cèze). Le cours de l'Ardèche a en effet été dévié par la mise en place des

Coirons (~ 7 Ma). Cette perturbation majeure n'est plus visible dans le profil du drain, la vitesse d'ajustement est donc inférieure à 7 Ma. Si la surrection était antérieure à cet âge, alors logiquement, le B.V. amont de la paléo Cèze devrait présenter une structure semblable à l'Ardèche, c'est à dire une incision relativement conséquente et l'absence de zone d'altitude « fossile », la surrection est donc à ramener à une période plus récente que ~ 7 Ma. Le cumul de $P_{inf}$ le long du Chassezac suggère des phases d'érosion régressives multiples. Ces $P_{inf}$ (mineurs et majeurs) sont espacés de quelques kilomètres (généralement autour de 5 à 10 km) ce qui, en considérant une vitesse de recul de l'ordre de 1 à 100 $km.Ma^{-1}$ (valeurs moyenne selon Loget and Van Den Driessche, 2009) induit un temps de retour de formation de ces $P_{inf}$ de l'ordre de 0.1 à 1 Ma, et donc une surrection relativement continue durant quelques Ma. En situant le point de capture de la Cèze par le Chassezac au droit du plateau de Montselgues (c'est à dire à 40 ± 2 km le long du profil), et en considérant une vitesse de recul du $P_{inf}$ de 55 ± 45 $km.Ma^{-1}$ (tranche moyenne-haute des vitesses de Loget and Van Den Driessche, 2009 au vu de la pente locale forte et de la dimension de l'aire drainée) il est possible de proposer un âge approximatif de capture. Le $P_{inf}$ est actuellement situé autour de 55 ± 1 km, soit un recul de 15 ± 2 km. L'âge de capture est alors probablement situé autour de 0.3 ± 0.2 Ma. Au-delà de la valeur obtenue (l'incertitude associée est une incertitude formelle en quadrature), il s'agit surtout d'obtenir un ordre de grandeur du phénomène.

Cette dynamique de capture n'est pas exclusive au couple Cèze-Chassezac au sein de la Zone Cévenole (et des zones sud en général) et de nombreux amonts de rivières me semblent être dans ce cas : amont de l'Allier capturé par la Borne (un affluent du Chassezac), capture de la Vis par l'Arre (Séranne et al., 2002), auto-capture du Tarnon (capture du ruisseau de Malzac), capture du Doux sur l'Ay et la Daronne, etc. Pour des raisons de temps, ces zones n'ont pas été étudiées plus en détails. D'autres captures sont également identifiables au sein du M.C. tel que l'Alanche sur l'Ander, (ZVC) ou encore le Dourdou de Conques sur le Riou Viou (ZQR). Cette présence conséquente des dynamiques de capture complique les relations entre les vitesses de morphogenèse et la magnitude des taux de surrection à l'origine du relief du M.C. et il n'est pas possible *a priroi* d'appliquer une relation simple incision = surrection (Sassolas-Serrayet et al., 2020).

Au-delà de la complexité induite par ces dynamiques locales, l'origine des $P_{inf}$ pose également problème. En effet, Il ne semble pas possible d'expliquer une telle répartition des points d'inflexion par un schéma d'érosion régressive associé à la chute du niveau marin puisque premièrement, les amplitudes des variations eustatiques sont nettement inférieures à l'amplitude cumulée de la majorités des $P_{inf}$ et que deuxièmement, la distance au trait de côte est *a priori* trop grande pour permettre un impact notable des variations eustatiques (200 km au maximum pour

Antoine et al., 2000, dans Harmand et al., 2017). Les variations altitudinales cumulées pour les drains du Rieutord et de l'Altier sont estimées à environ 300 m alors que les variations eustatiques sont de l'ordre de 120 m durant le Plio-Quaternaire.

Le rôle de la CSM (Crise de Salinité Messinienne) est également à réfuter du fait d'une densité semblable (sinon supérieure) du nombre de $P_{inf}$ sur le versant Atlantique, non impacté par la CSM, par rapport au versant Méditerranéen et ce malgré un nombre de drains étudiés légèrement supérieurs du côté Méditerranéen.

Certains $P_{inf}$ s'expliquent en revanche bien par les compétitions entre B.V., un $P_{inf}$ se créant lors d'une capture. C'est typiquement le cas de la zone à forte densité de $P_{inf}$ du Chassezac. Mais il ne semble pas possible d'expliquer la majorité des $P_{inf}$ par ce phénomène.

D'autres $P_{inf}$ peuvent s'expliquer par des contrastes lithologiques puisque ~ 18 % des $P_{inf}$ sont classés comme associés à des limites lithologiques. Cette valeur de 18 % est cependant une valeur minimale (e.g. ancien $P_{inf}$ lithologique aujourd'hui remonté en amont après destruction du verrou rocheux). De la même manière, une proportion des $P_{inf}$ peut être expliquée par des phénomènes karstiques. La présence de barrage est également à même d'expliquer la présence de certain $P_{inf}$ mais ils sont bien souvent associés à un $P_{inf}$ morphologique pré-existant. 6 % des $P_{inf}$ sont associés à des barrages. La somme de ces trois explications ne semble pas permettre d'expliquer plus du tiers des $P_{inf}$.

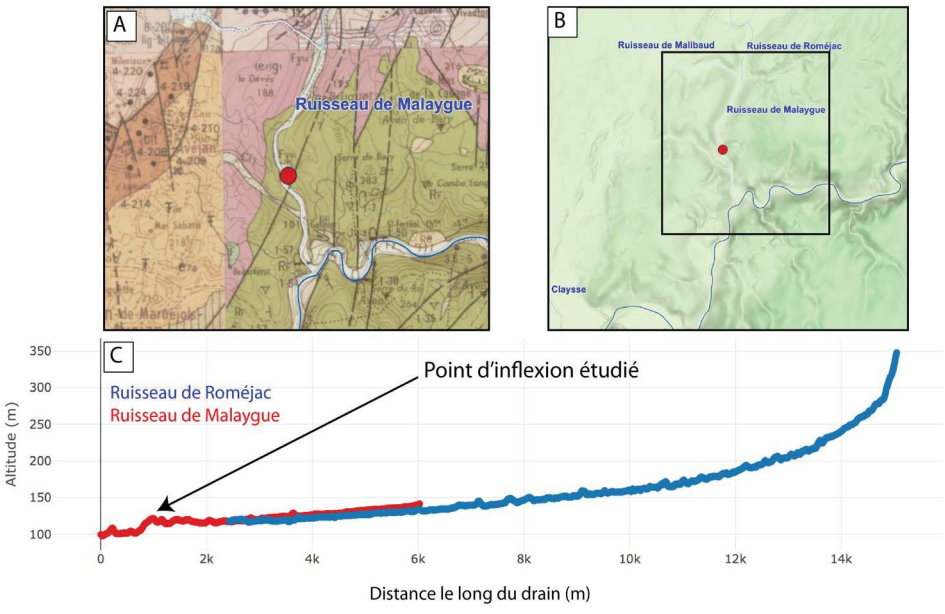



*Figure 4.65: Point d'inflexion sur le ruisseau de Malaygue (affluent de la Cèze) localisé 44.2694° N ; 4.3245° E. L'encart A est tirée de la carte géologique au 50 000 (n° 913 – Pont st-Esprit). L'encart B est un extrait du MNT à 5m de l'IGN (RGE Alti ®) avec la Cèze figuré en bleu. L'encart C représente les profils en long des deux drains : les ruisseau de Roméjac en bleu et de Malaygue en rouge. Profil extrait du MNT à 5m.*

Enfin, une observation intéressante repose sur les 8 % des $P_{inf}$ étant co-localisés à des failles ou zones de failles ce qui pourrait suggérer un rôle de celles-ci. Certaines de ces failles mettent en contact des terrains différents ce qui suggère plus raisonnablement un contrôle lithologique vis à vis de la mise en place de la rupture du profil. D'autres $P_{inf}$ localisés sur des failles ne sont cependant

pas associés à un changement de lithologie (du moins à l'échelle de la carte géologique au 50 000) et bien que, à mon avis peu probable au vu de l'activité sismique de la région, il n'est pas possible d'écarter entièrement une possible contribution de ces failles dans l'initiation de certains $P_{inf}$. Une reconnaissance a été faite sur l'un de ses points d'inflexion (Fig. 4.65) mais aucune conclusion fiable n'a pu être tirée sur l'origine du $P_{inf}$. Un possible effet de capture karstique pourrait cependant être invoqué comme origine du $P_{inf}$. La faille cartographiée n'a malheureusement pas été observée.
Une étude détaillée de terrain semble donc nécessaire afin de pouvoir mieux discuter de ce possible rôle des failles dans la formation de $P_{inf}$. Le cas échéant, la présence d'un escarpement net au sein d'une lithologie homogène et co-localisé à une faille suggèrerais en effet un escarpement récent, relativement à la capacité d'ajustement du drain (un tel escarpement pouvant être conservé plus longtemps au niveau d'un petit drain karstique que d'un gros drain au sein d'une lithologie facilement érodable).

## IV. 3. 3. Conclusion

En résumé, l'étude des points d'inflexion le long du réseau de drainage permet de confirmer l'aspect transitoire du paysage. Les drains, qui sont les premiers éléments à s'ajuster aux variations relatives du N.b. n'ont globalement pas atteint leur profil d'équilibre au vu de la présence ubiquiste de $P_{inf}$. Cette dynamique de « rajeunissement » du paysage a déjà été proposée à une échelle spatiale réduite (Olivetti et al., 2016). Une généralisation, de cette dynamique semble donc raisonnable à l'échelle de l'ensemble du M.C. au vu des nombreux $P_{inf}$ présents. Il ne ressort pas de dynamique nette dans l'organisation des $P_{inf}$ ce qui empêche d'extraire une origine simple à cette dynamique de rajeunissement des paysages.
En partie, les $P_{inf}$ sont explicables par des dynamiques de captures (en surface et endokarstiques), par la présence de facteurs anthropiques (barrages) ou par des contrastes rhéologiques. Cependant, ces derniers sont nécessairement induits par une chute du niveau de base, étant soit liés à une baisse absolue du N.b. ou à une surrection de la région, les deux pouvant, évidemment jouer de manière synchrone. L'hypothèse de chute absolue du niveau de base ne joue au maximum qu'un rôle secondaire au vu de l'amplitude des $P_{inf}$ et surtout de leurs distances au trait de côte. De plus, si la pente du plateau continental est similaire à celle de la rivière, une chute du niveau marin n'a pas de conséquence logique sur l'initiation d'un $P_{infb.}$ Il en résulte donc que l'hypothèse de surrection régionale est le facteur prépondérant dans la déstabilisation des profils de rivières. Une durée de vie raisonnable d'un $P_{inf}$ étant de l'ordre de $10^3$ à $10^6$ ans, il en résulte que la surrection, ou au moins une partie de celle-ci est récente, probablement Plio-Quaternaire.

Enfin, la colocalisation de certains $P_{inf}$ et de failles pose la question de la dynamique de celles-ci dans la localisation de la déformation en surface en lien avec la surrection.

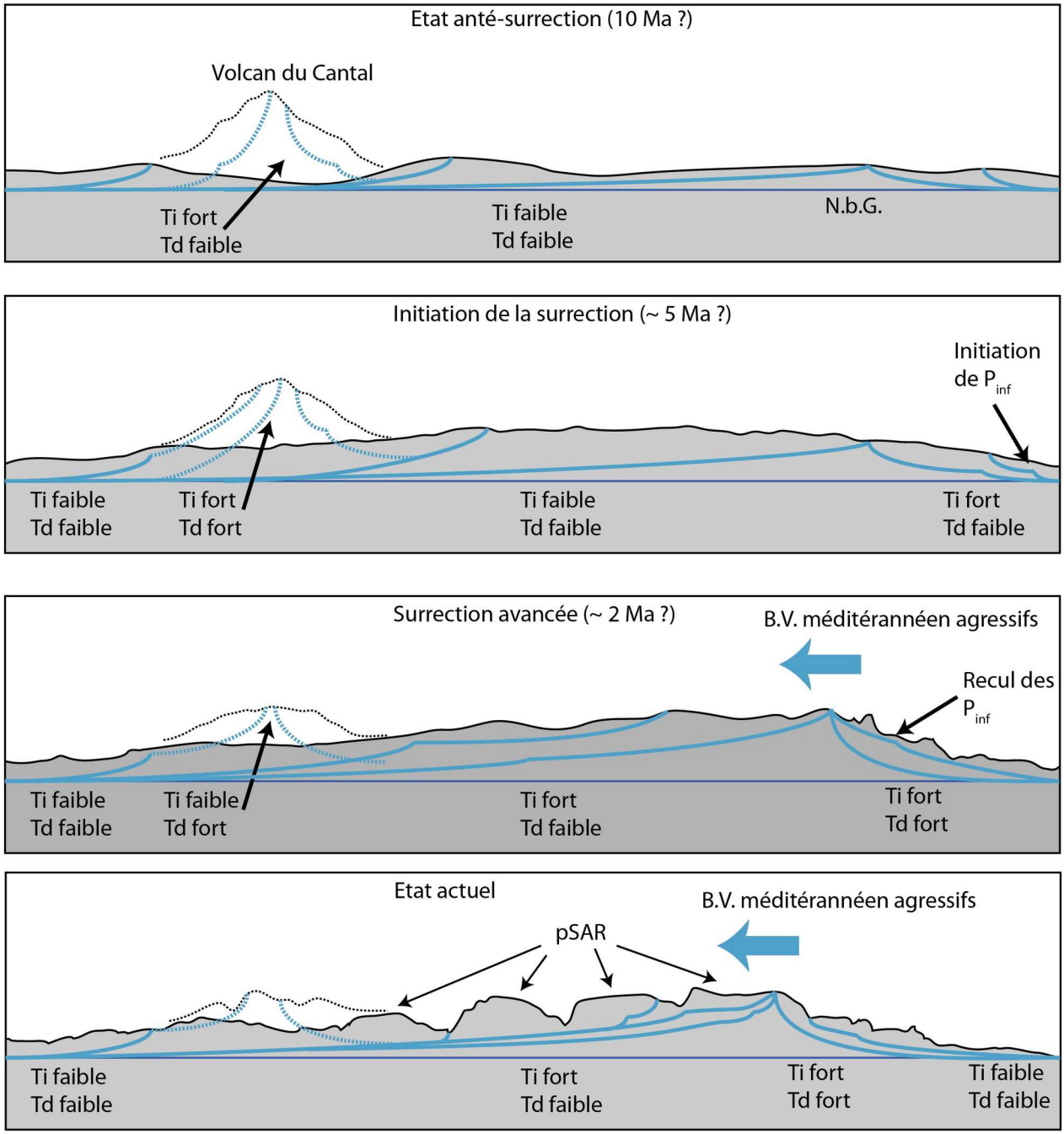



*Figure 4.66: Proposition schématique de l'évolution du M.C. durant les derniers ~ 10 Ma. Coupe topographique Nord-Sud (à gauche et à droite respectivement). Les âges et la topographie sont donnés à titre indicatif. Des profils de rivière type et les $P_{inf}$ associés sont représentés en trait bleu. La topographie et les profils de rivières en lien avec le volcan cantalien sont figurés en tiretés. Ti et Td signifient respectivement taux d'incision et taux de dénudation. N.b.G = Niveau de Base Général (géoïde), pSAR = paléo Surface d'Aplanissement Régional.*

Les informations apportées de manière conjointe par l'étude des profils de rivière et des B.V. permettent de dresser un état des lieux qualitatif de la dynamique morphogénétique à l'échelle du M.C. (Fig. 4.66). Premièrement, l'ensemble de la région a subi une surrection conséquente, dont

l'amplitude peut être estimée autour de 1000 -1500 m. Cette surrection a engendré un déséquilibre morphologique régional et les systèmes morphologiques tendent à s'adapter à ces nouvelles conditions. L'élément le plus rapidement apte à répondre à cette déstabilisation est le réseau de drainage. Certains drains présentent d'ailleurs une absence de rupture de leurs profils témoignant de leur capacité d'ajustement. Cette hypothèse de suppression de $P_{inf}$ existant antérieurement semble plus probable qu'une possible absence totale de tel rupture puisque ces $P_{inf}$ sont présents sur l'ensemble de la région de manière indépendante de la lithologie ou de la structure géologique. La présence généralisée de ces $P_{inf}$ sur la quasi-totalité du réseau de drainage suggère une déstabilisation (une surrection) relativement récente, de l'ordre de quelques Ma ou moins. Les versants des drains au centre du massif présentent une absence d'évolution tandis que des zones de forte érosion se développent en aval des $P_{inf}$ et tendent à remonter par érosion régressive vers le centre du M.C. détruisant progressivement la pSAR héritée d'avant la surrection (les complexités associées à l'évolution propre de la pSAR, tel que l'étagement de plusieurs niveaux d'altération, l'épaisseur érodée durant sa formation, etc. dépasse le cadre ce ce travail de thèse). Cette dynamique érosive est plus forte sur le versant Méditerranéen qu'Atlantique probablement du fait de la plus forte pente moyenne du versant Sud.

Le centre du M.C. est donc une zone à la morphologie héritée (la pSAR), dont les grandes lignes se sont structurées vraisemblablement avant la surrection régionale qu'il semble raisonnable de placer autour de 5-6 Ma : postérieurement à la mise en place du Cantal et de l'Aubrac (Nhelig et al., 2003). La surrection de la région semble être un processus soit saccadé soit continu (et probablement sub-actuel à actuel) mais il ne semble pas être possible d'expliquer la structuration des drains (e.g. succession de nombreux $P_{inf}$ sur le même drain) par une surrection unique non « actuelle ».

## Limites et perspectives

Plusieurs limites sont néanmoins à retenir vis à vis des conclusions partielles exposées précédemment. Premièrement, l'ensemble des drains n'a pas été étudié et se faisant, les interprétations basées sur la densité de $P_{inf}$ sont possiblement biaisées. Par exemple, l'étude de drains secondaires au niveau des gorges de l'Hérault (cf : partie 4.4) augmente le nombre de $P_{inf}$ identifiés dans le secteur. Si l'impact potentiel de cette erreur n'est pas quantifiée, l'exemple précédent est rassurant vis à vis de l'interprétation faite puisque si la densité de $P_{inf}$ du versant méditerranéen est « artificiellement » augmenté par l'intégration de drains de petites tailles, elle demeure cependant inférieure à celle situé sur les têtes de B.V. du versant atlantique. Il semble donc raisonnable de penser qu'une étude complète des drains ne changerait pas de manière conséquente la distribution relative de la densité de ces $P_{inf}$. La méthode de détection manuelle est également

sujette à erreurs, celles-ci ont été exposées précédemment ainsi que l'amplitude estimée des erreurs associées. La classification dans un groupe associé ou non à une faille ou une transition lithologique est également possiblement source d'erreurs puisque j'ai utilisé une distance maximale entre le site de localisation du $P_{inf}$ et de la faille/limite lithologique d'environs 200 m mais la localisation précise du $P_{inf}$ n'est elle même pas toujours d'une aussi grande précision, notamment dans le cas de « zone d'inflexion « diffuse » sur le profil. Cette classification, si elle permet de dresser un tableau de premier ordre ne prend pas en compte l'aspect dynamique inhérent à un $P_{inf}$. L'utilisation de modèles numériques de migration de $P_{inf}$ (e.g. Loget and Van Den Driessche, 2009) pourrait éventuellement permettre de mieux comprendre la distribution des $P_{inf}$ observés (une ou plusieurs vagues d'érosion régressive, ralentissement de vitesse de migration en lien avec la diminution de l'aire drainée, etc.). Cette limite de non intégration de l'ensemble des objets existant est également présente dans l'étude des B.V. puisque seuls quelques B.V. secondaires ont été étudiés. La production des paramètres utilisées, tel que l'IH sur l'ensemble des B.V. de la région serait possiblement à même de mieux discerner les dynamiques locales et les états d'évolution du paysage. A cette fin, l'utilisation de paramètres morphométriques complémentaires (e.g. $K_{sn}$) à ceux utilisés ici pourraient également apporter d'autres informations en vue de comprendre et surtout de quantifier l'état d'évolution de la morphologie (e.g. Olivetti et al., 2016 ; Sassolsat-serrayet et al., 2019 ; Sassolsat-serrayet et al., 2020).

Enfin, deux inconnues demeurent vis à vis de cette phase de rajeunissement et de surrection du M.C. La première est associée aux taux d'évolution du paysage, et donc de l'âge des morphologies observées : vitesse d'incision des vallées, âge de fossilisation et de surrection de la pSAR, etc. De manière concomitante, l'origine physique de cette surrection n'est pas accessible sur la simple estimation faite dans cette partie d'une morphogenèse « récente ». Ces deux questions sont étudiées dans les deux parties suivantes (5 et 6).

# IV. 4. Zoom sur la vallée de l'Hérault

Durant ce travail de thèse, une attention particulière a été portée sur le secteur situé au Nord de Montpellier, principalement au niveau du canyon de l'Hérault (Fig. 4.67). Ce secteur permet en effet d'apporter quelques éléments de discussion sur les modalités d'évolution du paysage sur une échelle de temps plus courte que celle présentée précédemment. Il s'agit d'autre part d'une région

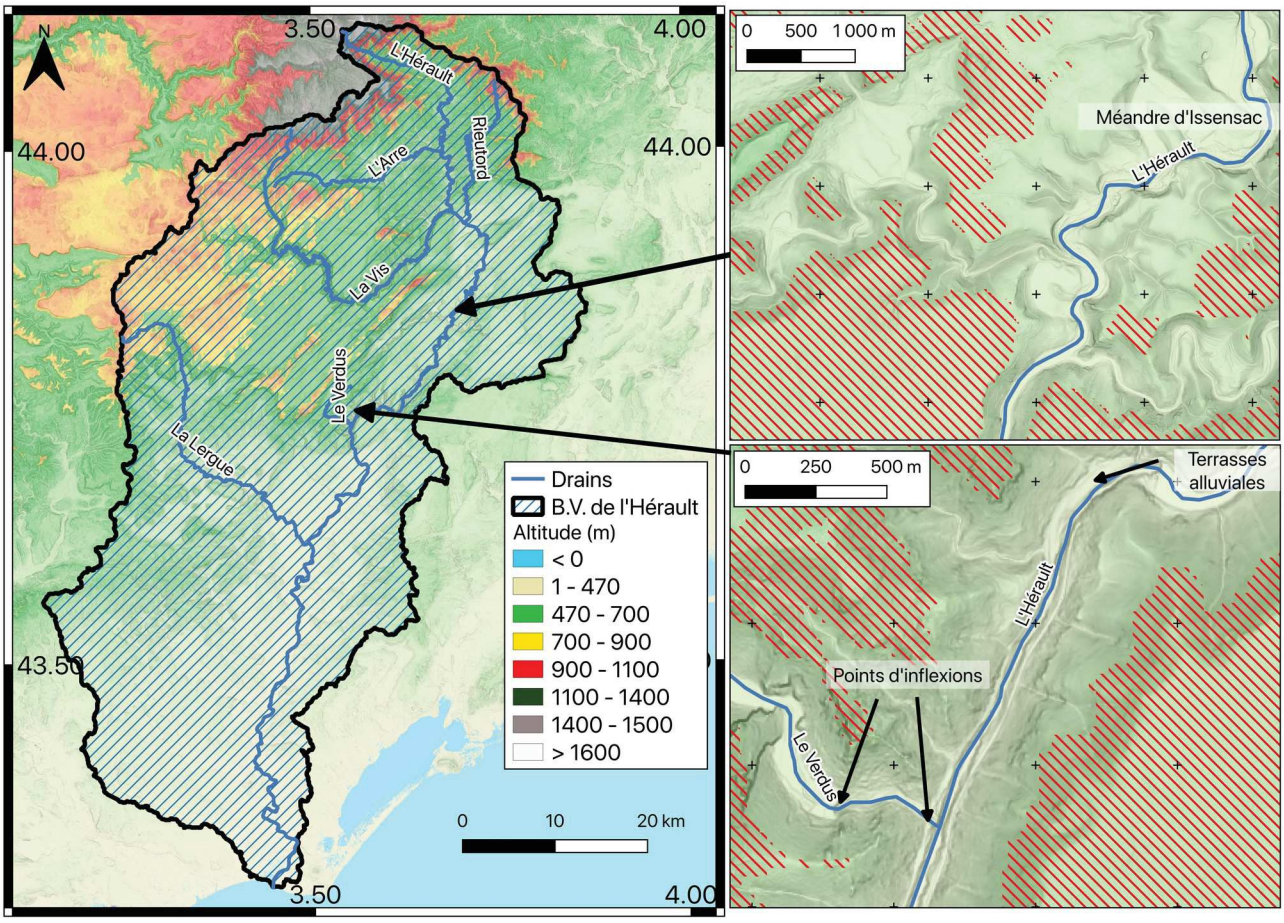



*Figure 4.67: Bassin de versant de l'Hérault et exemple de marqueurs géomorphologiques étudiés. La carte générale, à gauche est basée sur le MNT ALOS à 30 m, la délimitation du B.V. est associée aux écoulements de surface et ne prend pas en compte les variations du B.V. réel associé aux régions karstiques. Les deux zooms sont basés sur le MNT IGN à 5 m. Les zones en hachures rouges représentent la zone d'aplanissement locale (voir texte). Les deux flèches noires dans la figure de gauche indiquent les zones du canyon de l'Hérault étudiée plus en détails (encarts de droite).*

où nous avons pu effectuer des datations par isotopes cosmogéniques pour quantifier les vitesses d'incision (cf : partie 5). Le fleuve Hérault prend sa source au niveau de l'Aigoual et se jette dans la Méditerranée au niveau de Sète après 148 km et drainant un bassin versant (B.V.) de ~ 2600 km².

Parmi ses affluents, notons de l'amont vers l'aval : l'Arre (~ 155 km²), la Vis (~ 500 km²), le Rieutord (57 km²) et la Lergue (~ 430 km² ). L'amont du B.V. est constitué de séries cristallophylliennes (schistes et granites Hercynien). Le centre du B.V. est majoritairement associé à des séries carbonatées (calcaire et dolomies secondaires) tandis que l'aval du B.V. est constitué en grande partie de séries sédimentaires (grès, conglomérats du tertiaire et dépôts quaternaires).

La morphologie de l'Hérault présente plusieurs caractéristiques typiques des drains du secteur Cévenol à savoir : la mise en place de la rivière au sein d'une « surface fondamentale » (surface d'aplanissement) locale, la présence de plusieurs méandres abandonnés ainsi que d'une succession de terrasses alluviales étagées sur une dizaine de mètres au dessus du lit actuel de la rivière. Enfin, les drains secondaires présentent généralement une succession de points d'inflexions ($P_{inf}$) (Malcles, 2017) témoins de retard d'érosion, probablement par effet de capture endokarstique. Dans le cas de la partie centrale de l'Hérault (Fig. 4.67), la surface d'aplanissement locale est située autour de 300 m d'altitude, en pente légère vers le N-E. Le drain actuel de l'Hérault est incisé de l'ordre de 200 à 300 m au sein de cette surface. Cette surface d'aplanissement local n'est *a priori* pas monogénique puisque au moins deux sous-niveaux sont identifiés à 230 et 300 m NGF (Eme, 2007). Ces surfaces hautes sont considérées comme d'origine fluvio-karstique, c'est à dire une zone d'aplanissement karstique, sous-couverture alluviale, et sont en lien avec une dynamique de rivière. Outre les galets cévenols présents localement à la surface de ce replat initial, les deux dépressions du Frouzet et de la Combe de la Cardonille, notamment dans leur forme arquées, soutiennent cette hypothèse. Compte tenu de la géométrie de ces objets (replats en forme d'arc de cercle), il s'agit très probablement de paléo-méandres de l'Hérault, formés de manière synchrone avec l'aplanissement de la surface fluvio-karstique à 230 m NGF. Les versants de la vallée de l'Hérault, dans son secteur central, présentent des pentes régulières autour d'une vingtaine de degrés.

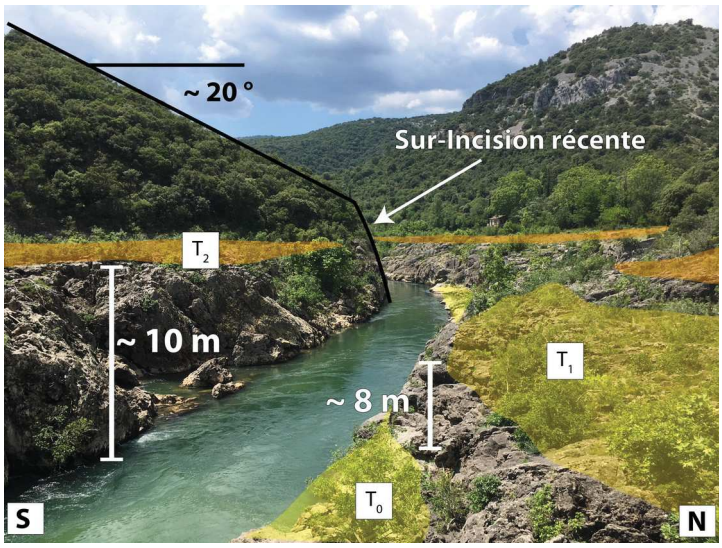



*Figure 4.68: Exemple de terrasses fluviatiles (ici d'abrasion) dans les gorges de l'Hérault. La prise de vue est localisée sur la figure 4.68 au niveau de la flèche pointant les terrasses fluviatiles, le sens de la prise de vue est le même que celui de la flèche. Photo J.-F. Ritz.*

Proches de l'altitude actuelle de la rivière, plusieurs terrasses alluviales sont présentes

(Fig. 4.68). Deux niveaux sont particulièrement marqués : le premier autour de + 10 m et le second autour de + 2 m ($T_2$ et $T_0$ de la Fig. 4.68). Le niveau $T_0$ est sensiblement présent dans le secteur mais sa dynamique semble fortement en lien avec les crues actuelles, aussi il peut être considéré comme actuel. Le niveau à + 10 m est le plus clairement exprimé et il constitue, entre autres le niveau moyen des méandres abandonnés. Plus régionalement, ce niveau à +10 m est largement visible (e.g. Gardon de St-Jean, la Ganière, la Cèze, le Luech, l'Escoutay ou encore l'Ardèche,). La terrasse $T_1$ (+ 8 m) ne semble pas présente à l'échelle régionale mais la faible différence d'altitude entre celle-ci est la $T_2$ (+10 m) suggérerait un seul groupe d'altitudes, le ressaut visible Fig. 4.68 étant plus raisonnablement expliqué par un effet local (localisation en extérieur de méandre, effet des crues, etc.) plutôt que par un effet régional.

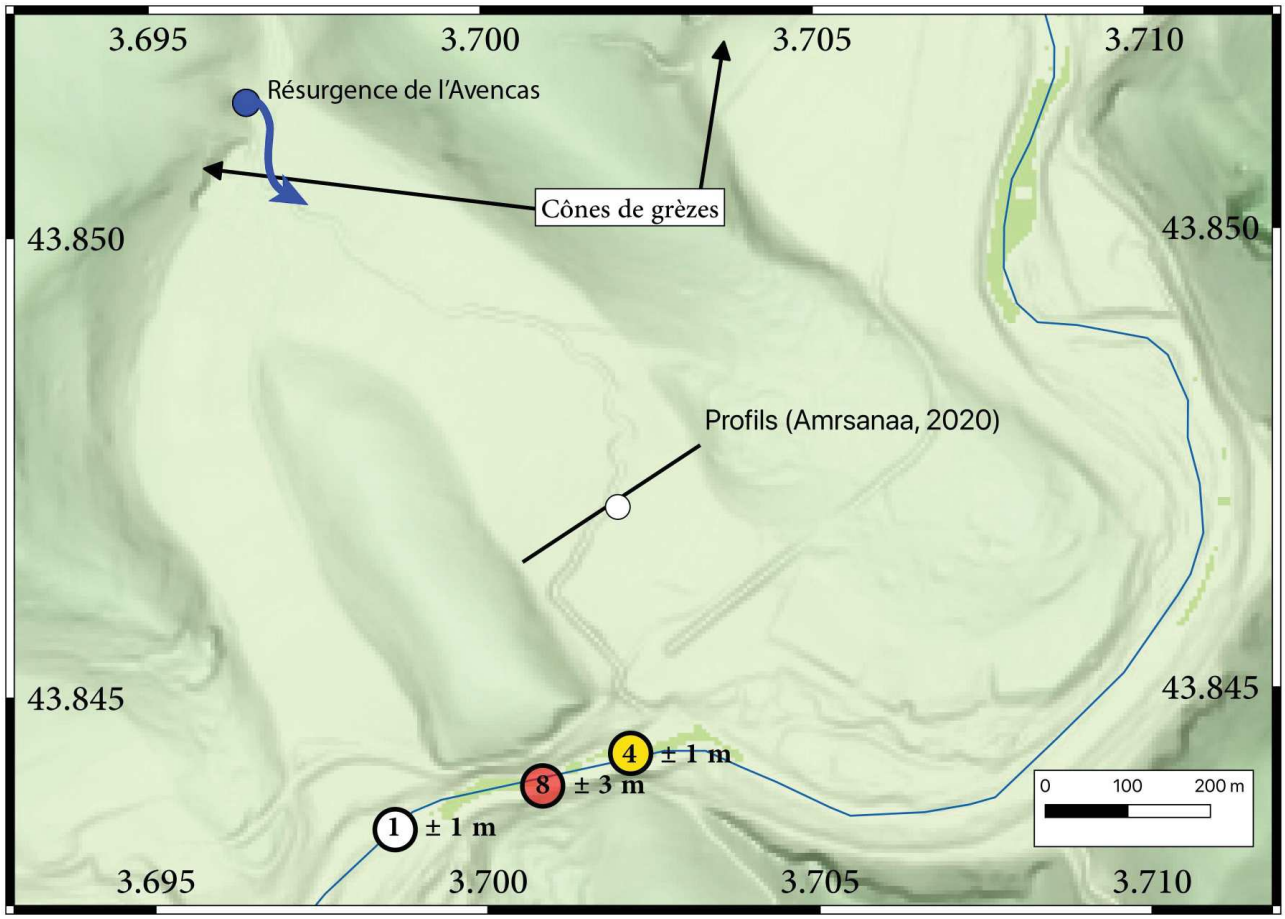



*Figure 4.69: Topographie du méandre d'Issensac et localisation des sites d'intérêts. Le rond blanc localise le site de prélèvement (cf partie 5 ci-après). Les chiffres associés aux cercles jaunes, rouges et blancs sont les profondeurs d'eau obtenues pour l'amont, la zone axiale et l'aval du paléo-méandre. Parmi les deux cônes de grèzes déposés par-dessus les alluvions du méandre d'Issensac (*) et du méandre situé immédiatement en amont, celui d'Issensac a fait l'objet d'une étude géochronologique (cf : partie 5). (*) sur la figure la flèche pointe en fait une carrière creusée dans les grèzes.*

Parmi les méandres abandonnés, celui d'Issensac a été plus particulièrement étudié durant cette thèse (Fig. 4.69), notamment en ce qui concerne l'âge de son abandon (cf : partie 5.5). La différence d'altitude exacte entre le substratum rocheux au niveau du méandre (i.e. niveau d'abrasion sous les alluvions) et au niveau de l'Hérault actuel n'est pas clairement connue, or une quantification rigoureuse du taux d'incision « long terme », nécessite de le connaître. Dans le cas contraire, l' d'incision finie mesuré (e.g. entre la surface actuelle du paléo-méandre et le fond de l'Hérault) ne permet d'estimer qu'un taux d'incision apparent (« court terme »), associé à la ré-incision d'un remplissage (épigénétisme).

Une estimation de la structure en sub-surface du méandre a donc été réalisée à travers plusieurs outils d'imageries géophysiques classiques (Lapenna et al., 2003 ; Dubois et Diament, 2005 ; Langlois, 2011 ; Amrsanaa, 2019). Amrsanaa (2019) combinant des profils de résistivité électrique (permettant d'imager les différences de résistance électrique de la sub-surface) et de sismique réfraction (permettant la reconstruction d'une possible stratification et des vitesses des ondes sismiques associées) estime une épaisseur de remplissage alluvial de l'ordre de 5 m, soit + 5 m R.n.b. (Relative au niveau de base). A partir de ~ 20 m de profondeur (-10 m R.n.b.), l'encaissant calcaire « non altéré » semble être retrouvé avec la présence de plusieurs cavités, possiblement remplies d'eau (très faible résistivité et cavités localisées sous le niveau d'eau moyen de l'Hérault). Le niveau intermédiaire, entre 5 à 20 m de profondeur n'est pas clairement interprété. Il pourrait vraisemblablement s'agir d'une zone de calcaires fortement karstifiés et altérés par la circulation fluviale lors du fonctionnement du méandre, les vides karstiques et les modelés fluviaux (e.g. marmites de géant) étant par la suite remplis de sédiments induisant une signature géophysique complexe.

La profondeur du substratum au niveau du drain actuel de l'Hérault n'a pas pu être clairement mesurée malgré une tentative de cartographie à l'echo-sondeur. Une estimation a été réalisée en apnée à l'aide d'un profondimètre analogique. Une profondeur de l'ordre de 1 ± 1 m et de 4 ± 1 m ont été respectivement trouvés en aval et en amont du paléo-méandre, cependant, à ces endroits, il n'a pas été possible d'observer le substratum rocheux (charge de fond conséquente). Une augmentation nette de la profondeur (~ 8 ± 3 m) est également obtenue dans l'axe du méandre, ce qui suggère la présence d'un point d'inflexion du substratum, possiblement en lien avec l'abandon du méandre. Un effet de barre sédimentaire n'est cependant pas à exclure non plus.

Une estimation de la vitesse de creusement du canyon de l'Hérault au niveau du méandre d'Issensac a été précédemment proposée par Séranne et al. (2002). En se basant sur un écart d'âge U/Th de 254

ka entre deux phases de concrétionnement dans la résurgence de l'Avencas (bordure nord du paléo-méandre), ils concluent logiquement à un âge d'abandon du méandre supérieur à 254 ka et à un taux d'incision de 0.04 $mm.an^{-1}$. Cependant, la fiabilité de la datation n'est pas certaine puisque, outre les problèmes possibles de contamination par des apports terrigènes, la cavité n'est actuellement pas une cavité fossile. Celle-ci se situe largement dans la zone épi-phréatique ce qui remet en cause la fiabilité d'une datation sur concrétion vis à vis d'une diminution du N.b.

En remontant vers l'amont, le B.V. de l'Hérault traverse le faisceau de la faille des Cévennes. La morphologie à grande échelle est fortement corrélée au passage de la faille. On observe, par exemple, un changement dans l'altitude de la surface d'aplanissement local de part et d'autre : au sud, la surface fluvio-karstique est située à 300 m NGF (Fig. 4.67), tandis qu'au nord, la surface fondamentale des causses est située autour de 700–800 m NGF (e.g. Bruxelles, 2001). A petite échelle cependant, il n'existe pas de différence nette entre les deux compartiments de la faille des Cévennes. On retrouve, par exemple, les terrasses à + 2 et + 10 m ainsi que la présence de paléo-méandre. Si ces simples corrélations ne permettent pas de soutenir clairement un rôle de la faille dans la structuration morphologique du secteur (explicable par des différences de lithologie par exemple), il n'est pas non plus possible d'exclure un différentiel de surrection long terme en lien avec la faille. Par ailleurs, dans l'hypothèse qu'il existe un différentiel, sa vitesse long terme faible, implique qu'il puisse être masqué au niveau des morphologies à petites échelles (au niveau de terrasses alluviales) par des processus cycliques de plus fortes magnitudes (cycles d'incisions-aggradation). Seul les zones faiblement impactées par les processus diffusifs majeurs (e.g. escarpement calcaire évoluant par recul) et l'accumulation dans le temps long ($> 2.5\text{-}5.10^5$ ans ?), lorsque les processus locaux cycliques tendent à s'annuler, permettraient de discerner ce signal.

Il est donc possible au vu de ces observations de proposer une variation des vitesses et des modalités d'évolution du paysage dans le temps (Fig. 4.70). Une période de stabilité du niveau de base relativement longue et possiblement proche du niveau marin, permet la formation de la surface d'aplanissement à 300 m NGF. Une surrection du secteur entraine le creusement des vallées. L'étroitesse des vallées et leurs incisions conséquentes induisent une vitesse de creusement relativement forte et semblant linéaire sur le temps long. A plus courte échelle de temps cependant, l'incision est probablement non linéaire et s'exprime par des alternances d'incision et de stabilité relative, permettant un élargissement des fonds de vallées. Une généralisation des caractéristiques visibles au niveau des gorges de l'Hérault impliquerait des phases de creusement de l'ordre de 10 à

20 m entrecoupées de période d'alluvionnement et/ou d'élargissement des fonds de vallées. Typiquement, la structure présentée sur la Fig. 4.69 serait associée à deux (ou une) unités du cycle d'évolution morphologique avec : 1) une période de stabilité au cours de laquelle se forme la terrasse $T_2$, 2) période de creusement, 3) seconde période de stabilité au cours de laquelle se forme la terrasse $T_1$, 4) période de creusement jusqu'au niveau actuel du fond de la rivière (dont l'âge de primo-formation est inconnue). Au niveau des drains annexes (e.g. le Verdus), la succession de plusieurs $P_{inf}$ de faible amplitude (en plus des $P_{inf}$ majeurs) suggère également cet effet de cyclicité et d'érosion régressive. Ces petits drains, souvent temporaires n'ont en effet pas la capacité de régulariser leurs profils aussi rapidement que les drains majeurs, ce qui permet leur préservation (débit plus faible et capture karstique entrainant une circulation rarement pérenne).

L'origine de ces cycles est difficilement accessible à partir de l'étude morphologique seule puisque, entre autre, la durée de ces cycles n'est pas connue. En posant l'hypothèse d'un contrôle climatique, il est alors raisonnable de proposer une durée de cycle de l'ordre de 100 ka (durée des cycles glaciaires) ce qui suggérerait une vitesse de creusement moyen de l'ordre de 50 à 100 $m.Ma^{-1}$ (si la morphologie Fig. 4.68 se rapproche respectivement d'un ou de deux cycles). Le processus à l'origine du creusement pourrait alors être expliqué par une diminution de la capacité de transport et donc à une diminution de la charge sédimentaire de fond (stockages sédimentaires en versant, système de versant en transport limité). En période tardi-glaciaire, le système se trouve dans une phase d'engorgement sédimentaire du fait du dégagement des produits péri-glaciaires rendu possible par l'augmentation des précipitations (système en transport limité). Cette phase d'aggradation temporaire permet un élargissement local du drain, figure 4.70, T3 et T5 (e.g. par effet de crypto-corrosion en domaine karstique, ou d'épigénie en domaine non carbonaté).

Si les modalités de creusement sont probablement contraintes par les variations climatiques, l'origine du creusement, c'est à dire la chute relative du N.b. ne semble explicable de manière raisonnable (cf : partie 4.3) que par une surrection du secteur. La différence d'incision finie des drains de part et d'autre du faisceau de la faille des Cévennes suggèrerait une différence de taux de surrection entre les deux compartiments de la faille en l'absence de variations notables des conditions climatiques ou hydrologiques de part et d'autre (e.g. zones karstiques, et même réseaux spéléologiques traversant la zone de failles). La vitesse de surrection du compartiment nord serait environ deux fois plus importante que celle du compartiment sud. Il serait alors probable que les taux d'incision de part et d'autre présentent la même différence.Cette proposition est évidement hautement spéculative en l'absence de datations (cf : partie 5) et serait conceptuellement possible

surtout pour les périodes impliquant des cycles glaciaires marqués (les derniers 3 Ma). De plus, il ne s'agit que d'estimation d'ordre de grandeur puisque le modèle conceptuel développé ici s'affranchit d'un certain nombre de facteurs (érodabilité différentielle, variations climatiques plus complexes, surrection non linéaire avec de possibles couplages associée à l'érosion, fluctuations eustatiques, etc.).

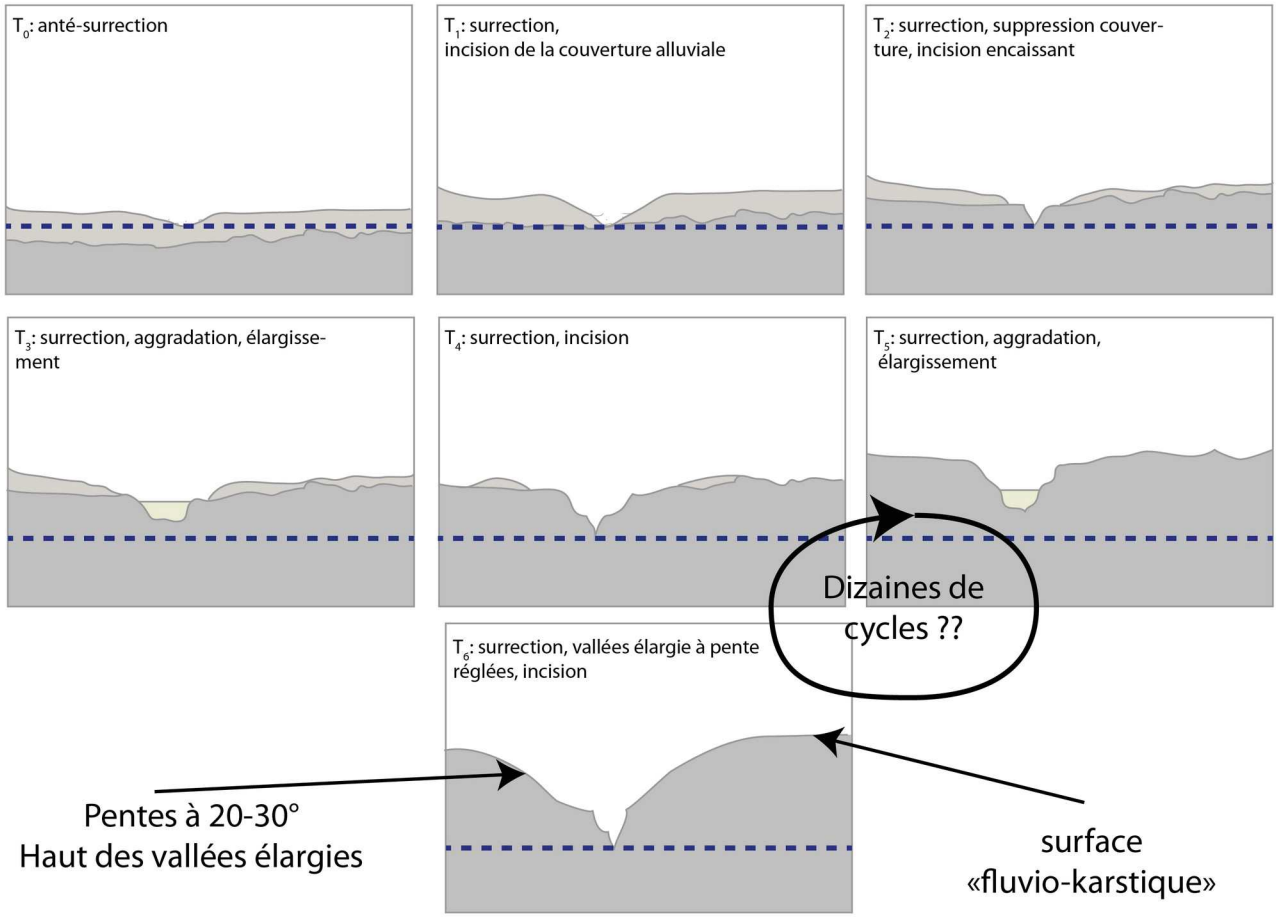



*Figure 4.70: Modèle conceptuel de la mise en place de la vallée de l'Hérault. Les cycles d'incision / aggradation-élargissement induisent une morphologie en « escalier » proche du niveau de base (N.b., figuré par un trait bleu) c'est à dire une zone à forte courbure, tandis que les processus gravitaires et diffusifs induisent une diminution des pentes amonts et la suppression des « marches » topographiques. L'évolution altitudinale de la surface de référence est associée à une compétition entre la surrection et la dénudation (ayant provoquée la suppression de la couverture alluviale). Ce modèle est applicable aux autres drains cévenols mais tend à simplifier fortement les morphologies attendues. Par exemple (non exhaustif), l'effet sur la pente proche du drain, de l'érosion différentielle en extérieur et en intérieur d'un méandre ou le retard d'érosion (saut de cycles ?) engendré par un niveau rocheux moins érodable ne sont pas représentés.*

# IV.5. Synthèse des résultats géomorphométriques

Au vu des résultats obtenus par différentes approches, et couvrant *a priori* différentes gammes temporelles : temps très court (~ $10^3$ à $10^5$ ans) par l'étude des profils de rivières et des marqueurs fluviaux, temps moyen (~ $10^4$ à $10^6$ ans) par l'étude des pentes à l'échelle régionale et temps long (~ $10^5$ à $10^7$ ans) par l'étude de l'hypsométrie à l'échelle régionale, il est possible de dresser un bilan conceptuel des modalités de mise en place des paysages du M.C.

Durant une période relativement longue, la région devait présenter une stabilité morphologique conséquente permettant la formation de paysage « sénile », a faible relief. Ces paysages sont portés en altitude par une surrection de la région de l'ordre de 1000 m, au minimum. Dès lors, un potentiel érosif existe et le paysage va être contraint de s'adapter à cette perturbation. Le potentiel érosif permis par la surrection sera exploité premièrement par les drains, ceux-ci s'incisent de manière non linéaire, possiblement en lien avec des variations climatiques engendrant des cycles d'incision et d'aggradation (ou de stabilité). Ces cycles sont à l'origine de la formation de points d'inflexion ($P_{inf}$) qui vont migrer vers l'amont. Suite au passage d'un $P_{inf}$, les versants vont pouvoir eux-mêmes s'adapter par recul et élargissement des vallées. Cet élargissement se faisant probablement, dans un premier temps, par un ensemble de processus diffusifs et gravitaires pour tendre à des versants réglés dont la forme n'évoluera que lentement, majoritairement par diffusion, jusqu'au passage d'un nouveau $P_{inf}$ au niveau de la rivière. Si cette dynamique est régionale, elle est rendue plus complexe au Nord par une importante activité volcanique qui va jouer un rôle de frein à l'incision pour une durée plus ou moins longue.  (e.g. Pastre, 2001). Une part des $P_{inf}$ de cette zone (typiquement le B.V. de l'Allier) peut être expliquée par ces mises en place de coulées basaltiques, aujourd'hui incisées. La zone cévenole, faiblement impactée par le volcanisme (à quelques exceptions près) et située plus près du trait de côte méditerranéen ou de la vallée du Rhône (pente hydrologique moyenne supérieure) évolue plus rapidement que les autres secteurs.

Cette érosion régressive radiale n'a cependant pas eu le temps d'entièrement déstructurer le M.C. puisque le centre présente encore un paysage relique, hérité d'avant la surrection ce qui pose la question de l'âge d'initiation de l'incision, et donc au premier ordre de la surrection. Une augmentation des taux d'incisions à l'échelle de l'Europe de l'Ouest est proposée par Gibbard and Lewin (2009) autour de 1 ± 0.2 Ma, c'est la transition du Pléistocène moyen (Haeuselmann et al., 2007 ; Gibbard and Lewin, 2009). Les drains majeurs (e.g. Rhin, Ebre, Tamise, Seine) se sont enfoncés de l'ordre de 100 ± 48 m durant cette période. Ces auteurs proposent une dynamique de

creusement complexe et non linéaire, sensiblement en accord avec le modèle proposé précédemment (cf : partie 4.4). L'utilisation de ce taux moyen de ~ 100 $m.Ma^{-1}$ impliquerait que 20 à 30 % de l'incision du M.C. se serait déroulé durant le dernier million d'années. Le taux proposé antérieurement à cette transition serait de l'ordre de 30 $m.Ma^{-1}$ (facteur trois pour Gibbard and Lewin, 2009), ce qui impliquerait une initiation du creusement autour de 6 à 7 Ma. A cette échelle de temps, il semble raisonnable de considérer une relation incision – surrection proche de l'égalité (Gibbard and Lewin, 2009) ce qui corrobore la proposition faite d'une surrection postérieure à la mise en place du Volcan Cantalien, voir des épanchements de l'Aubrac et du Coiron.

Si à grande échelle, ce modèle permet d'expliquer la structure globale du M.C., les modalités de morphogenèses locales sont cependant fortement variables puisque soumises à beaucoup plus de paramètres potentiellement impactant (capture, variation d'érodabilité du substratum, activité volcanique, mouvement tectonique, creusement asymétrique des rivières méandriforme, etc.). Ces variabilités locales tendant *a priori* à être de plus en plus secondaires (bruit de fond morphogénétique) dans un regard régional et long terme.

Ce modèle se rattache aux propositions antérieures de « l'école atlantique » (cf : Partie 3) avec une surrection récente et active avec des vitesses d'évolution morphologique significatives sur le Plio-Quaternaire. Il permet donc de prédire des taux d'incisions fortement variable dans le temps cours, et un taux long-terme de l'ordre de 50 à 150 $m.Ma^{-1}$ durant le Plio-Quaternaire. Ces taux sont ceux obtenus récemment pour une secteur restreint de la région Cévenole : 83 $^{+17}/_{-5}$ $m.Ma^{-1}$ durant les derniers 4 Ma (Malcles et al., 2020 ; voir annexe ).

## Travaux en cours et perspectives sur l'approche morphologique

L'étude du basculement de surfaces morphologiques repose sur l'idée d'obtention d'un signal régional au-delà du bruit de fond morphogénétique. Ce travail est en cours d'étude et des résultats préliminaires sont présentés ci-après. Une première phase d'essai a été réalisée au niveau du Languedoc dans le secteur de l'Hérault, et a révélé un basculement des marqueurs morphologiques en direction du Sud-Est (N136 ± 28°), c'est à dire de manière sub-normale au relief régional (Malcles et al., 2020, Fig. 4.71). Ces marqueurs étant des objets de relativement petite dimension, souvent en lien avec une dynamique récente (e.g. terrasses alluviales), leur basculement conforte l'idée d'une surrection active sur une gamme de temps courte.

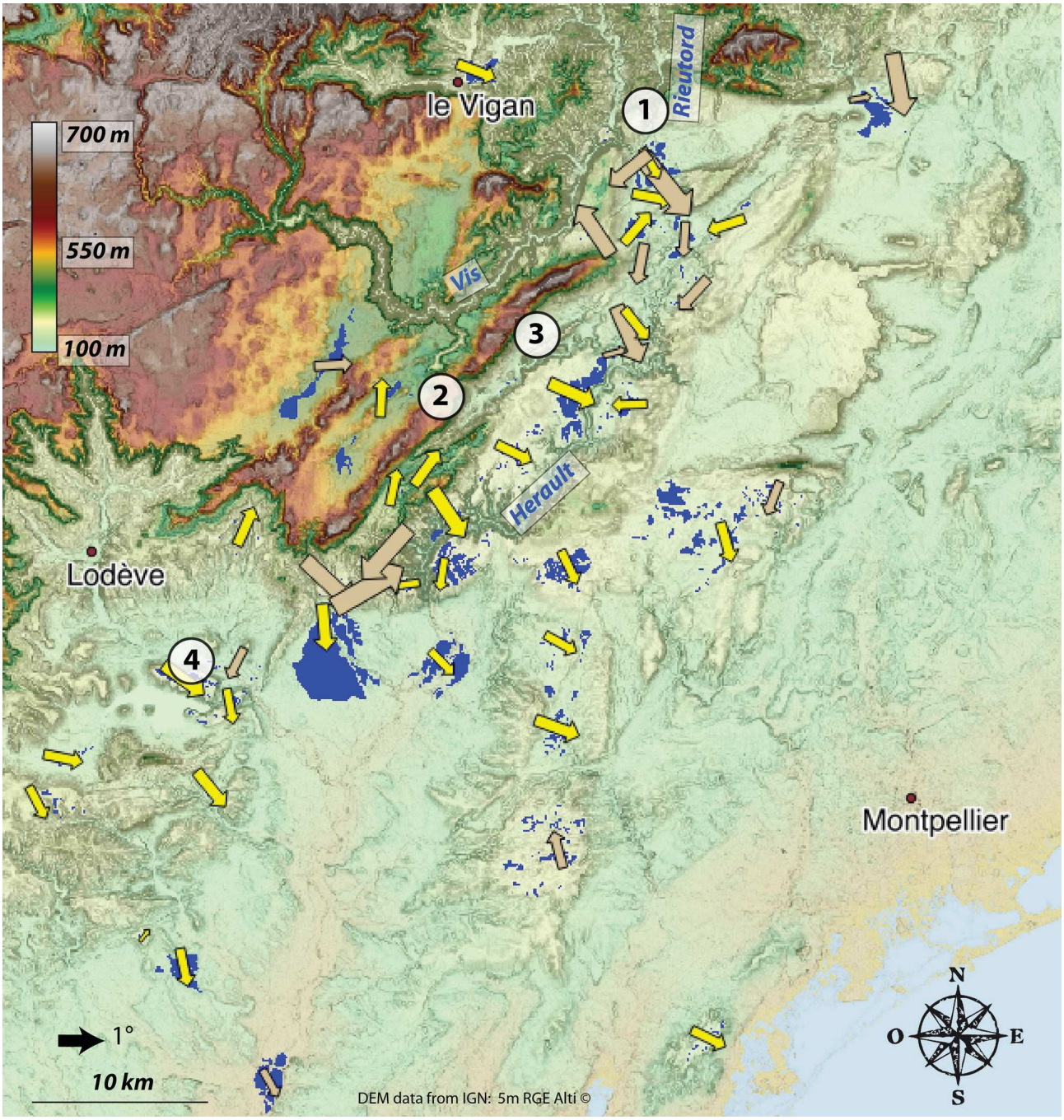



*Figure 4.71: Cartographie des basculements (vecteurs) associés aux surfaces repères (en bleu) du secteur de l'Hérault. Les flèches jaunes symbolisent des directions de basculement robustes, les flèches marrons symbolisent des directions de basculement moins fiables. Les nombres 1, 2, 3 et 4 localisent respectivement le canyon du Rieutord, l'aven de la Leicasse, la grotte du Garrel et les coulées basaltiques du Salagou. D'après Malcles et al., 2020.*

Le temps d'application de la méthode (analyse individuelle des marqueurs, confirmation générale par une étude de terrain, etc.) n'étant pas réalisable à l'échelle du M.C., nous avons supposé que le signal moyen ressortant de la dispersion des résultats de l'Hérault devrait également produire un

signal visible à l'échelle régionale. Ce signal suspecté est une orientation, au premier ordre centripète vis à vis du M.C. (c'est à dire, par exemple un basculement des surfaces de l'Est du M.C. vers l'Est, ou un basculement des surfaces du Nord du M.C. vers le Nord).

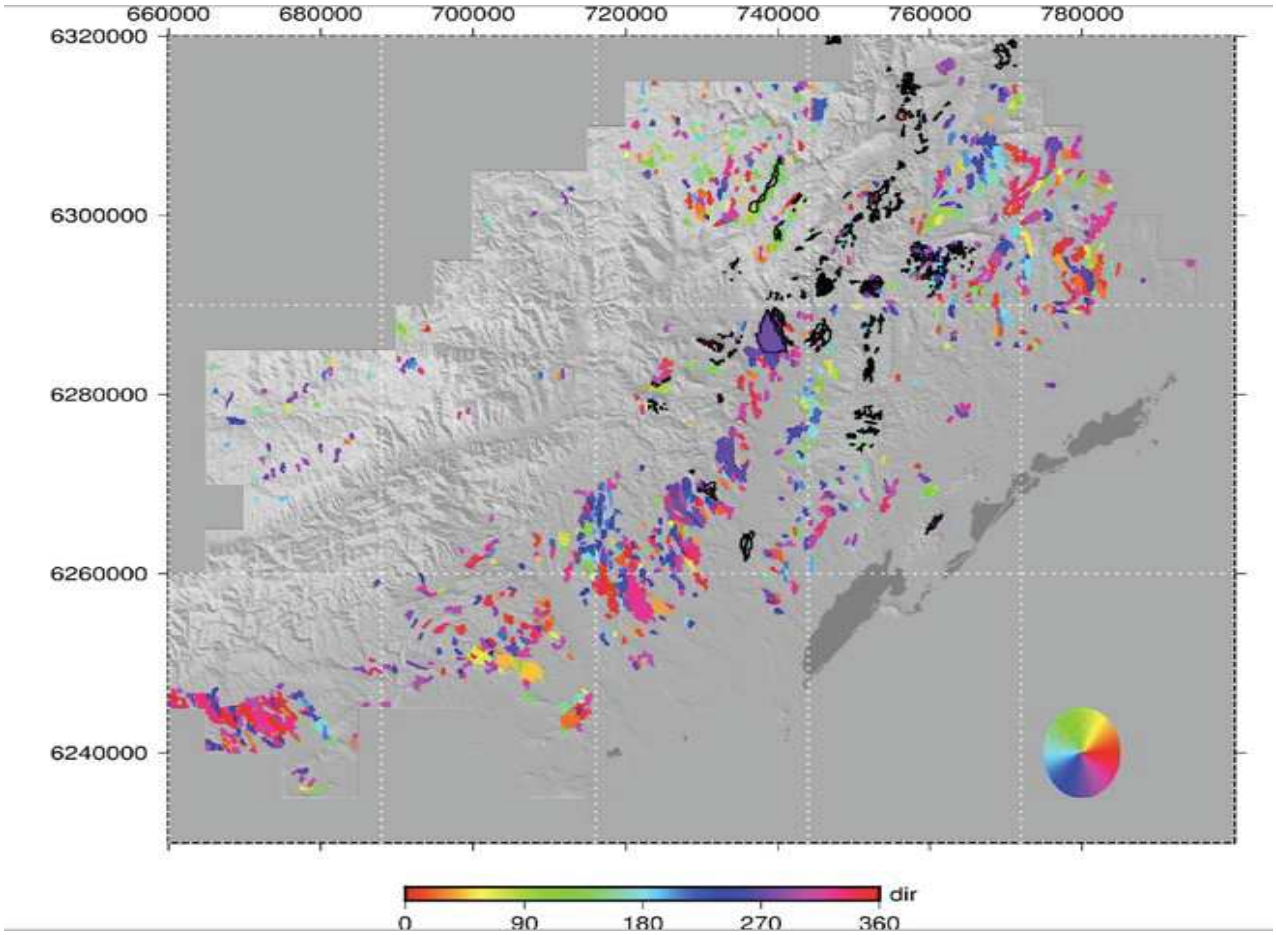



*Figure 4.72 : Détection des surfaces sur l'ensemble du département de l'Hérault (MNT IGN à 5m) et distribution de leurs pentes et de leurs orientations . La valeur de résidu est l'écart entre le plan associé à chaque surface et le MNT. La direction de la pente maximale (slope dir) est associée au cercle trigonométrique (le zéro est en direction de l'Est). L'amplitude de la pente (Slope amp) correspond à la pente maximale de chaque surface. Les surfaces utilisées dans Malcles et al., 2020 sont figurées en noir.*

Le code développé se base sur la délimitation automatique de surface par agrégation de pixels connexes présentant un certain nombre de caractéristiques communes : pente inférieure à 3°, différence de hauteur inférieure à 0.25 m, différence de pente < 1° et aspect (orientation de la pente) < 30°. Si la surface possède une aire inférieure à $10^5$ m² (0.1 km²) la surface n'est pas retenue. Ces paramètres sont variables, mais pour des raisons de temps, l'étude paramétrique n'a pas pu être finalisée.

Le code de détection automatique des surfaces retrouve bien le signal obtenu par l'étude manuelle (Fig. 4.72) mais présente une dépendance relativement forte à la résolution du MNT utilisé. A l'échelle régionale un signal semble émerger avec une pente moyenne plus faible au centre que sur les bords du M.C., avec par exemple l'ajustement du nuage de points avec une fonction quadratique (Fig. 4.73). Une étude par quadrant et l'utilisation d'autres types de fonction donne au premier ordre le même résultat. Au vu de la forte dispersion du nuage de points, ces résultats demeurent largement préliminaires et ne peuvent être utilisés raisonnablement pour une quantification géométrique.

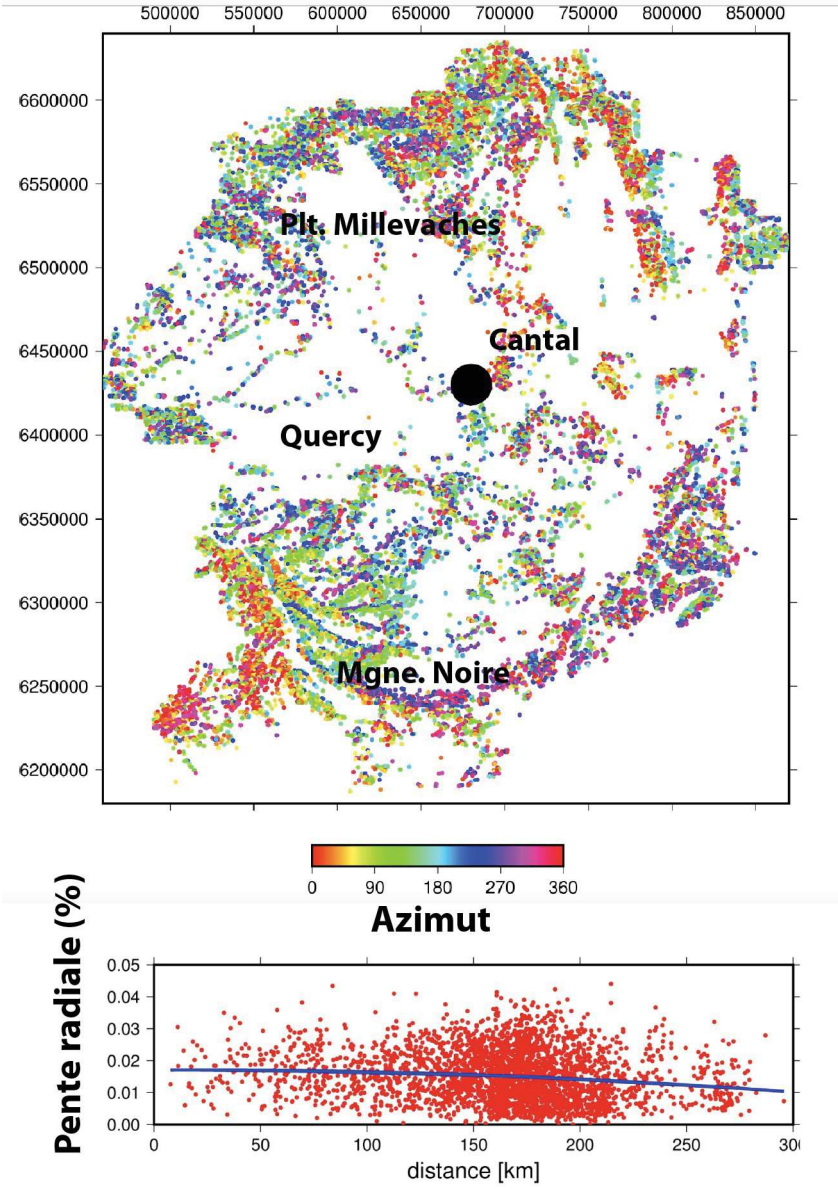



*Figure 4.73: en haut: orientation de l'ensemble des surfaces détectée sur le M.C. (direction trigonométrique, 0° = Est). En bas : projection de l'amplitude de la pente de chaque surface selon la distance au centre (figuré par le point noir, carte du dessus). La courbe bleue correspond à un essai d'ajustement du nuage de point par une fonction quadratique. On note le gradient de pente (plus faible au centre et plus fort en périphérie) ainsi obtenue. On observe également une très forte densité de surfaces à ~ 150 km du centre.*

Cette augmentation des pentes en fonction de l'éloignement au centre du M.C. est cependant en accord avec l'étude des pentes à plus grande échelle. Néanmoins, il ne s'agit pour l'instant que de la pente mesurée directement sur le MNT est non corrigée de la pente initiale. Il n'est donc pas possible de parler clairement de basculement. En effet, l'obtention d'un basculement nécessite la connaissance du plan actuel représentatif du marqueur mais surtout du plan représentatif du marqueur lors de son

abandon. En fonction du type d'objet, l'obtention du paléo-plan est relativement direct (e.g. terrasses alluviales) mais pour d'autres la question est plus complexe et loin d'être réglée pour une utilisation automatique. C'est par exemple le cas des poljés en zone karstique.
Les prochaines phases de développement consistent donc en une intégration de la correction automatique de la pente initiale en vue de quantifier un possible basculement (cf : partie 4.1). Cette étape pose la question importante de savoir comment raccorder théoriquement et de manière automatique une surface à un niveau de base. Une inversion des données de pentes obtenues est également envisageable pour obtenir un possible « centre » (ou probablement une zone centrale) de la distribution des pentes, ce qui serait théoriquement associé au centre de surrection du M.C. L'étude de la morphologie à grande échelle laisse suggérer une zone centrale localisée autour de la Margeride (cf : partie 4.2), l'étude du basculement de surface pourrait probablement tester cette hypothèse.

En complément de cette approche statistique en surface, l'étude de possibles basculements de paléo-niveaux horizontaux endokarstiques (niveau de gours, Granger et al., 2004 ; Cazes, 2014 ; Malcles, 2017) est à l'étude. La difficulté première étant de trouver un marqueur suffisamment grand, fossile, et en bon état de préservation. Ces mesures ponctuelles ne souffriraient de fait pas des limites majeures de l'approche précédente, à savoir la connaissance du paléo-plan.

D'autres axes de développement sont envisagés afin de préciser la morphogenèse de la région. Par exemple, l'utilisation plus poussée des courbes hypsométriques possédant des points d'inflexions pourrait permettre de quantifier la masse érodée du système : ce volume étant l'aire comprise entre la courbe réelle et la prolongation d'une courbe théorique vers l'aval. A contrario, la prolongation vers l'amont d'une courbe théorique pourrait permettre d'approcher une quantification de la surrection de chaque B.V. Un travail semblable à celui effectué sur les profils de rivière (recul de $P_{inf}$) pourrait également être intéressant en vue de mieux contraindre des vitesses d'ajustement de la topographie à l'échelle du B.V. La production d'autres paramètres morphométriques (Olivetti et al., 2016 ; Sassolas-Serrayet et al., 2020) apporterait également une meilleure quantification des évolutions différentielles entre bassins-versants.

# -V-

# Nouveaux apports sur l'évolution temporelle

Ce chapitre vise à apporter de nouveaux éléments de contraintes temporelles de l'évolution du M.C. et ainsi pouvoir replacer dans le temps les étapes de l'évolution morphologique identifiées par l'approche géomorphologique.

Une première section expose les principes de mesure et de quantification des processus à l'aide des isotopes cosmogéniques ainsi que les grandes lignes des autres méthodes ayant fourni des âges utilisés dans cette thèse.

Une seconde section présente les résultats nouveaux obtenus durant cette thèse tant en termes de vitesse d'incision des cours d'eau que de dénudation à l'échelle des B.V.

Une emphase particulière est mise sur la karstogenèse au vu des résultats obtenus dans une quatrième partie.

Enfin une dernière section permet de faire la synthèse des résultats et leurs intégration au sein des données de la littérature, de discuter les résultats et de conclure sur l'aspect temporel de l'évolution du M.C.

*Pluralitas non est ponenda sine necessitate*
(Les multiples ne doivent pas être utilisés sans nécessité)
**William of Ockham**

### Utilisation des valeurs obtenues selon la méthode présentée ci-dessous

Les valeurs de dénudation ($mm.ka^{-1}$) obtenues sont directement les valeurs d'intérêts, puisqu'elles permettent de quantifier spatialement l'érosion ($mm.ka^{-1}.m^{-2}$), donc l'export de masse du système. Cet export de masse entrainant *a priori* une réponse mécanique de la lithosphère par isostasie flexurale (Watts, 2001 ; Champagnac et al., 2007 ; Vernant et al., 2013 ; Malcles et al., 2020). Aussi les valeurs obtenues sont intégrées aux données de la littérature afin de produire une carte de taux d'érosion la plus complète possible à l'échelle du M.C. Les âges d'expositions ponctuels servent principalement de point de contrôle sur les modalités d'érosion au niveau des zones d'érosion *a priori* minimales afin de tester de la validité spatiale du taux obtenu à partir des sédiments de rivières.

Les âges d'expositions obtenus sur des profils verticaux en bordure de rivière sont utilisés en vue de contraindre la vitesse d'incision récente du drain, ce qui permet de tester les variations temporelles des taux d'incisions en les comparant avec ceux obtenus à partir des sédiments piégés dans les karsts. Enfin, les âges d'enfouissements obtenus dans les remplissages karstiques sont en effet utilisés pour quantifier le taux d'incision dans le temps long. La comparaison entre taux d'incision et de dénudation (B.V.) permet de tester l'hypothèse d'équilibre dynamique des paysages.

Dans les deux derniers cas, les nouvelles contraintes apportées sur les vitesses d'incision des drains sont intégrées à une synthèse bibliographique pour produire une carte des vitesses d'incision à l'échelle du M.C.

# V. 1. Principe des quantifications par Isotopes Cosmogéniques In-Situ

La surface terrestre est soumise de manière constante à un bombardement de particules énergétiques (improprement appelées rayons cosmiques). Ces particules ionisées (électriquement chargées) vont engendrer une cascade de réactions nucléaires, tant dans l'atmosphère que lors de leurs interactions avec la surface Terrestre, engendrant la formation de nouveaux isotopes : les isotopes cosmogéniques. En mesurant la concentration de ces éléments au sein d'un échantillon, il est possible de quantifier différents processus géomorphologiques tel que l'âge d'exposition d'une surface, le temps d'enfouissement d'un objet ou secondairement, les vitesses d'incision et de dénudation. L'obtention de ces valeurs repose sur la modélisation de l'histoire géologique et

physique de l'échantillon et donc permet de prendre en compte l'ensemble des paramètres impactant la concentration mesurée *in fine* dans un échantillon.

L'isotope cosmogénique le plus connu et utilisé et le $^{14}C_{atmo}$ (e.g. Russ, 1979, Stone et al., 1996 ; Kubik et al., 1998 ; Dunai, 2010 ; Synal, 2013 ; Nomade et al., 2016). L'indice $_{atmo}$ est ici utilisé pour signaler qu'il s'agit d'un isotope produit dans l'atmosphère. Il est cependant possible d'utiliser un vaste ensemble d'isotopes stables ou radioactifs, tel que par exemple (pour les plus utilisés en sciences de la Terre ; Darvill, 2013) le $^{10}$Be, l' $^{26}$Al, le $^{36}$Cl, le $^{21}$Ne, l'$^{3}$He, sur différents minéraux cibles.

Dans le cas de la mesure de la concentration isotopique produite directement au sein d'une roche, par l'interaction entre les atomes constitutifs de celle-ci et les particules cosmiques, on parle d'isotopes cosmogéniques *in situ* (sur place) ou Terrestres. Le terme anglais *Terrestrial Cosmogenic Nuclide* (TCN) est également fréquemment employé. C'est cette approche que j'ai utilisé durant cette thèse via les isotopes $^{10}$Be et le $^{26}$Al dans le quartz ($SiO_2$) et le $^{36}$Cl dans les carbonates (majoritairement calcite : $CaCO_3$ et dolomite : $CaMg(CO_3)_2$.

## V.1.1. Principes physiques de la mesure d'isotopes cosmogéniques *in situ*

### Particules cosmiques et champ géomagnétique

L'environnement cosmique tant intra qu'extra-galactique (Dunai, 2010 ; Bourlès et al., 2020) (e. g. explosion de supernovas) induit un flux constant de particules électriquement chargées de haute énergie en direction de la Terre. Le flux incident est principalement composé de protons (c'est à dire des atomes $H^+$) à ~ 87 %, de particule α (c'est à dire des noyaux d'Hélium ionisés $^4_2He^{2+}$) à hauteur de ~ 12 % ainsi que quelques éléments plus lourds à hauteur de 1 % (Dunai, 2010 ; Darvill, 2013 ; Bourlès et al., 2020).

L'ensemble de ces particules possède un spectre énergétique large, allant de quelques Méga-électron-volt (MeV) (Dunai, 2010) à plus de $10^8$ MeV tandis que leur abondance est inversement proportionnelle à leur énergie, diminuant d'un facteur 10 environ pour chaque ordre de grandeur énergétique. Cette diminution n'est cependant pas réellement linéaire, elle est plus forte aux hautes qu'aux basses énergies. Plus l'énergie de la particule est grande, plus elle aura la possibilité d'induire des réactions nucléaires (par exemple, il est nécessaire pour engendrer une réaction de spallation de dépasser l'énergie de liaison atomique au sein du noyau qui est en général de l'ordre

de 5-10 MeV ; Dunai, 2010 ; Le Sech et Ngô, 2014, voir plus bas pour une explication de la réaction de spallation). A titre d'exemple, un hadron (proton, neutron) allant à une vitesse de l'ordre de 99.6 % de celle de la lumière possède une énergie de ~ 10 GeV.

Mais, si ce flux particulaire incident (à ~ 60 000 km d'altitude, soit la « hauteur moyenne » de la Magnétopause) est considéré comme constant au premier ordre durant au moins les derniers 10 Ma (Dunai, 2010), cela n'est plus vrai dès lors que l'on s'intéresse au flux arrivant en haute atmosphère (~ 12 km : tropopause). En effet, ces particules étant ionisées, elles vont être déviées par le champ magnétique terrestre par la Force de Lorentz (eq. 5.1). :

$$F_l = q(E + v \wedge B) \tag{5.1}$$

où q est la charge de la particule, **v** son vecteur vitesse, **B** le champ magnétique et **E** le champ électrique (nul dans le cas de l'interaction avec la magnétosphère).

Pour la même raison, le soleil possède un effet sur le spectre énergétique des particules incidentes, empêchant les particules de faibles énergies (autre que d'origine solaire, et inférieure à ~ 1 MeV) d'atteindre la magnétosphère, c'est ce qui est appelé la modulation solaire.

L'intensité de cet effet de courbure de la trajectoire étant propre à chaque type de particule (en premier lieu relativement à leur charge), elle est exploitée lors de la mesure à l'AMS (Accelerator Mass Spectrometry pour Spectrométrie de Masse couplée à un accélérateur de Particule).

Pour une particule arrivant avec un angle d'incidence θ (avec le champ magnétique), la vitesse de propagation colinéaire avec le champ magnétique est donnée par la relation $v_{par} = \mathbf{v} \cos(\theta)$. La composante orthogonale va elle tendre à un mouvement circulaire dont le rayon de courbure $R_c$ est calculable selon (Eq. 5.2), avec m la masse de la particule :

$$R_c = \frac{m \times v}{B \times q} \times sin(\theta) \tag{5.2}$$

Or, l'énergie des particules incidentes est majoritairement de l'énergie cinétique.

Il apparaît premièrement que, plus l'énergie de la particule est grande, plus le rayon de courbure sera grand et donc, plus la trajectoire sera proche d'une ligne droite (Une droite possède un $R_c = +\infty$). Deuxièmement, l'angle d'incidence a un impact majeur sur la capacité d'une particule à atteindre la surface terrestre. Par exemple, en considérant un dipôle comme source du champ magnétique terrestre (Yang et al., 2000 ; Dunai, 2010), les lignes du champ géomagnétique sont presque parallèles au sol au niveau de l'équateur (elles le sont au niveau de l'équateur magnétique) et sub-perpendiculaires au niveau des pôles. Cette approximation à un dipôle est considérée comme raisonnable pour des durées de l'ordre de 10 ka (Kubik et al., 1998), avec une erreur estimée sur le taux de production de l'ordre de 10 %.

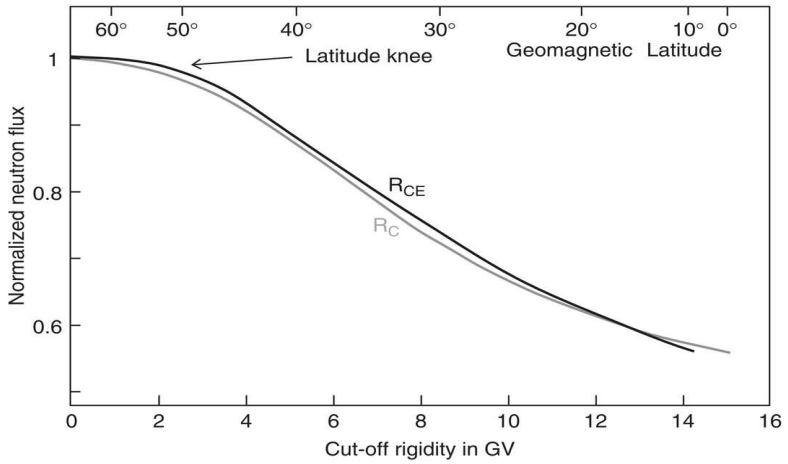



*Figure 5.1 : Flux de neutron au niveau de la mer normalisé au flux polaire en fonction de la rigidité de coupure (cut-off rigidity) et une approximation de la latitude. Les deux courbes Rc et Rce sont associés à des méthodes différentes d'estimation de la valeur de coupure. D'après Dunai, 2010.*

Il apparaît donc que virtuellement toutes les particules sont capables d'atteindre le sol au niveau du pôle tandis qu'au niveau de l'équateur (magnétique) seules les particules à « forte énergie » peuvent impacter la surface (Dunai, 2010, Fig. 5.1.). Cette capacité plus ou moins grande de pénétration dans l'atmosphère est caractérisée par la rigidité de coupure (*cut-off rigidity)*. Celle-ci correspond à la valeur minimale d'énergie d'une particule incidente nécessaire à sa pénétration efficace dans l'atmosphère. Les énergies inférieures à cette valeur sont trop fortement déviées par la force de Lorentz induite par le champ géomagnétique pour arriver en haute atmosphère ou au niveau du sol. Ce phénomène est majeur dans l'utilisation des isotopes cosmogéniques puisqu'il induit une forte variation du taux de production : l'effet de latitude. Il est pris en compte à travers la mise à l'échelle du taux de production (*scaling factor* des anglophones). Signalons tout de suite que cet effet n'est fondamental que pour la contribution neutronique du taux de production. La contribution muonique n'est impactée que de l'ordre de 10 % (Dunai, 2000) du fait de la plus grande vitesse des particules à l'origine de celle-ci et de la moins grande interaction des muons avec les particules atmosphériques.

Une prise en compte précise de l'effet du champ magnétique se base sur l'utilisation du champ magnétique réel (non approximé à un dipôle) ainsi que sa variation dans le temps. Une importante variation de l'intensité du champ géomagnétique est en effet connue, notamment pour le dernier Ma (e.g. Bourlès et al., 2020). L'utilisation de la rigidité de coupure serait donc à considérer pour une modélisation théoriquement plus précise.

Je n'ai pas développé cet aspect durant ma thèse et la mise à l'échelle des taux de productions n'intègre pas ce paramètre. Cependant l'impact de cet effet est *a priori* secondaire (quelques pourcents à ~ 10 pourcents) au vu des autres paramètres à prendre en compte. A titre d'exemple, la paléo-élévation des sources sédimentaires d'un échantillon aujourd'hui enfoui sous terre n'est pas

connue. Cet effet peut théoriquement faire varier les taux de productions *in situ* du simple au double pour une variation d'altitude de l'ordre de 1000 – 1500 m (~ 1 % pour 10 m).

## Le voyage atmosphérique

Une fois arrivées dans l'atmosphère, les particules incidentes vont interagir avec les particules présentes dans le milieu, engendrant une cascade de réactions nucléaires. La réaction majoritaire est celle de spallation (Dunai, 2010 ; Bourlès et al., 2020) au cours de laquelle un noyau est impacté par une particule possédant une énergie suffisante pour rompre l'énergie de liaison nucléaire, induisant la formation d'un nouvel élément ainsi qu'un ensemble de particules secondaires (pions, He, neutrons, etc. Fig 5.2.). Les particules émises par cette réaction conservent (à ± 1° , Dunai, 2010) l'axe de propagation de la particule incidente aboutissant à la formation d'une « gerbe de particules secondaires», Fig. 5.2.). La composante nucléonique (Fig. 5.2) est fondamentale dans la production des isotopes cosmogéniques en surface puisqu'il s'agit de ce type de particules qui possède une énergie suffisante pour engendrer des réactions de spallation (Honda and Honda, 1961 ; Stone et al., 1994 ; Dunai, 2010).

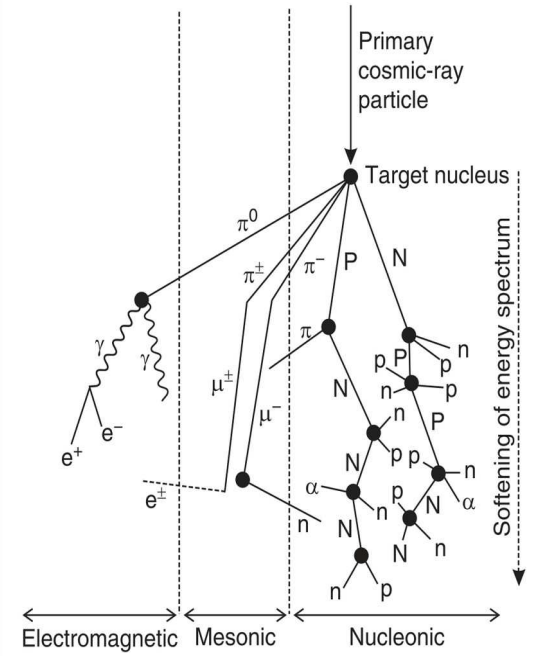



*Figure 5.2 : Cascade de réactions nucléaires induite par l'interaction d'une particule incidente de haute énergie (particule cosmique) avec l'atmosphère. Les particules secondaires produites sont des neutrons (n, N), des protons (p, P), des particules α (α), des électrons et positrons ($e^-$ et $e^+$), des rayons gamma (γ), des pions ($\pi^-$, $\pi^+$) ou des muons ($\mu^+$, $\mu^-$). D'après Dunai, 2010.*

La spallation (Fig. 5.3; Bourlès et al., 2020) est une réaction de transmutation nucléaire. De nombreuses réactions de spallation sont possibles (Dunai, 2010) mais prenons l'exemple de la production de $^{10}$Be à partir d'Oxygène $^{16}$O : l'impact d'un neutron avec un noyau d'oxygène 16 induit la formation d'un noyau de Berrylium 10 et l'éjection de 4 protons et de 3 neutrons.

$$^{16}_{8}O + ^{1}_{0}n \rightarrow ^{10}_{4}Be + 4\times ^{1}_{1}p + 3\times ^{1}_{0}n$$

Ce type de réaction est résumée selon : $^{16}$O(n,4p3n)$^{10}$Be, c'est à dire qu'un atome d'oxygène

16 est impacté par un neutron ce qui aboutit à l'expulsion de 4 protons, 3 neutrons et à la formation d'un atome de beryllium 10.

En haute atmosphère, le flux de particules est majoritairement associé aux protons et induit une forte production de neutrons secondaires. Cette prépondérance des protons diminue avec l'épaisseur atmosphérique traversée puisque, étant chargés, ils interagissent plus facilement que les neutrons secondaires (les protons ne représentent plus que ~ 2 % du flux nucléonique au niveau de la mer, Dunai, 2010). De la même manière, le flux neutronique est maximal en haute atmosphère et diminue de manière exponentielle avec l'épaisseur atmosphérique traversée. Globalement, une augmentation de 1500 m de l'altitude induit un doublement du flux neutronique (Dunai, 2010).

Outre cette modification de la densité du flux neutronique, la traversée atmosphérique va induire un changement dans le spectre énergétique du flux de particules, celui-ci tend à diminuer et seules des particules d'énergie résiduelle inférieure à 100 MeV sont présentes au niveau de la mer (Dunai, 2010). Ces modifications sont particulièrement notables pour la partie nucléonique de la chaîne de réaction atmosphérique (Fig. 5.2.). Cette forte propension à interagir avec les particules présentes dans le milieu induit une faible capacité de pénétration des neutrons, protons secondaire (et de protons résiduels) au sein de la surface terrestre, typiquement de l'ordre de 2 à 3 m (Stone et al., 1994 ; Dunai, 2010). Il est à noter cependant que des neutrons de faible énergie sont néanmoins aptes à initier d'autres types de réactions nucléaires (e.g. capture neutronique) qui ne sont pas négligeables *a priori* pour, par exemple les taux de productions en $^{36}Cl$ (Stone et al., 1994 ; Dunai, 2010).

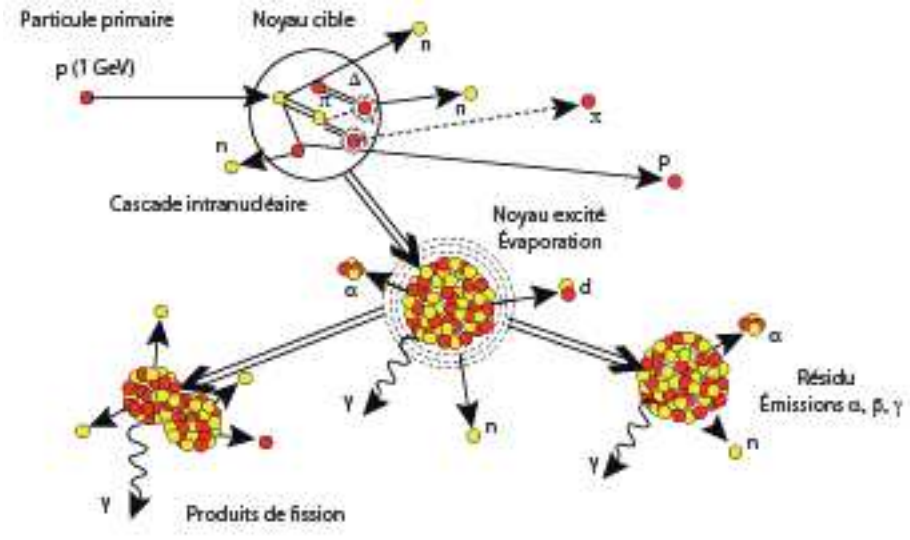



*Figure 5.3 : Schéma générique d'une réaction de spallation. Le résidu correspond à l'isotope d'intérêt tel que le $^{10}Be$ ou de l'$^{26}Al$. La réaction présentée est donnée à titre d'exemple. D'après Bourlès et al., 2020)*

La composante mésonique (muons, Fig. 5.2) est également importante dans la production in-situ des isotopes cosmogéniques (Honda and Honda, 1961 ; Stone et al., 1994 ; Dunai, 2010).

Issue de la cascade de désintégration au sein de l'atmosphère, la partie muonique (μ) est la seule

à nous intéresser particulièrement. Les μ interagissent faiblement avec la matière (section efficace faible), principalement par ionisation et possèdent une énergie souvent supérieure à celle des corps nucléoniques, pouvant atteindre les GeV. Le flux muonique ne décroit donc que faiblement avec l'épaisseur atmosphérique traversée. Au niveau de la mer, le flux muonique est d'ailleurs supérieur au flux nucléonique (Dunai, 2010). Cela induit donc une plus grande profondeur de pénétration dans la roche (~ 20-30 m, Stone et al., 1994 ; Dunai, 2010).

De manière plus précise, la valeur d'atténuation du flux de particules en fonction de l'épaisseur atmosphérique traversée n'est pas constante et dépend notamment de la latitude et de l'altitude (Dunai, 2010). Cela s'explique entre autres par l'effet de sélection énergétique induit par le champ magnétique lui-même fonction de la latitude magnétique. En pratique, cet effet est faible, voire négligeable, et une valeur constante de distance d'atténuation est considérée.

## Production in situ

On retrouve au niveau du sol le même principe que durant la traversée de l'atmosphère. La différence étant la moindre énergie des particules incidentes ainsi que surtout, la densité notablement supérieur de la roche comparativement à l'air ce qui induit une pénétration nettement inférieure. Plus d'une dizaine d'isotopes cosmogéniques sont utilisables en mesure in-situ, dont 6 sont utilisés en routine (Dunai, 2010 ; Bourlès et al., 2020). Parmi ceux-là j'ai utilisé le $^{10}$Be et $^{26}$Al dans le Quartz et le $^{36}$Cl dans la roche totale (c'est à dire sur l'ensemble des minéraux présents sans sélection particulière), dans les carbonates.

En surface, et jusqu'à ~ 3 m de profondeur, la production in-situ majoritaire est associée aux réactions de spallation (Fig. 5.4). Au-delà, la part muonique devient prépondérante et pratiquement exclusive pour des profondeurs supérieures à 5 m (Fig. 5.4).

La capacité de pénétration d'une particule est exprimée par la longueur d'atténuation (Λ), exprimée en g.cm$^{-2}$. Cette valeur est assimilable à la quantité de matière nécessaire pour réduire le flux particulaire à une valeur égale à 1/e de celle de surface (réduction de ~ 63%). La valeur de $\Lambda_n$ (composante nucléonique) est de ~ 150 g.cm$^{-2}$ au niveau du pôle et de 180 g.cm$^{-2}$ à l'équateur (Lal, 1991 ; Dunai, 2010). Ce paramètre est souvent exprimé sous la forme de la distance de pénétration car plus parlante (exprimé en cm). Cette distance correspond à la longueur d'atténuation divisée par la densité du matériau. Il s'ensuit que le flux nucléonique (assimilable à un flux de neutrons secondaires) diminue au premier ordre de manière exponentielle avec la profondeur selon l'Eq 5.3.

Le taux de production des isotopes cosmogéniques à partir de la composante nucléonique est assimilable à ce flux neutronique (Eq. 5.3).

$$P(z) = \frac{P_{z=0} \times e^{-z \times \rho}}{\Lambda_n} \quad (5.3)$$

où P est le taux de production (en atm.g$^{-1}$.an$^{-1}$), z la profondeur (en cm), $\Lambda_n$ est la longueur d'atténuation neutronique (en g.cm$^{-2}$) et ρ la masse volumique du milieu traversé (en g.cm$^{-3}$). On note que le taux de production est assez dépendant à la densité du milieu (Fig. 5.4) ainsi que du taux de production de surface (voir après les facteurs d'échelles). Cette approximation à une exponentielle décroissante est valide pour les neutrons à forte énergie (E), capable d'engendrer des réactions de spallation (E > 5-9 MeV, Dunai, 2010).

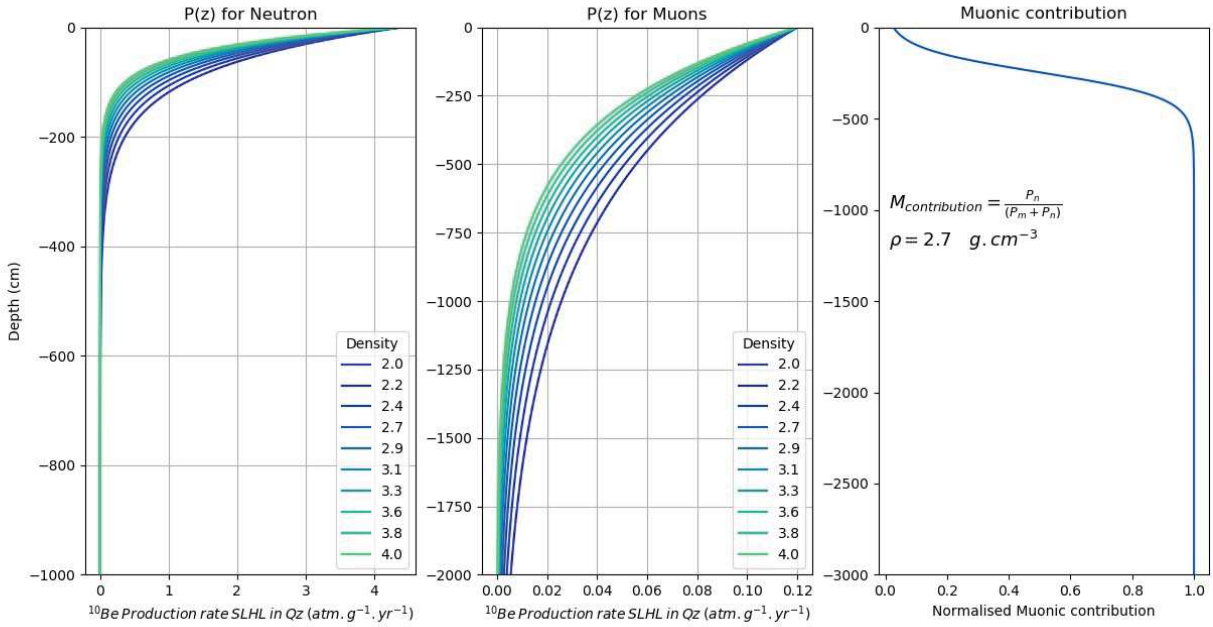



*Figure 5.4 : Evolution du taux de production en $^{10}$Be en fonction de la profondeur selon l'Eq. 5.3. A gauche : production associée aux neutrons (spallation), au centre, production en lien avec la capture muonique (réaction de production induite par l'interaction entre muons de faible énergie et la matière) et à droite rapport normalisé des deux contributions.*

Les réactions de spallation associées aux isotopes cosmogéniques utilisés dans cette thèse sont : $^{16}$O(n,$^{3}$He α)$^{10}$Be ; $^{16}$O(n,4p3n)$^{10}$Be ; $^{28}$Si(n,x)$^{10}$Be ; $^{28}$Si(n,2np)$^{26}$Al ; $^{39}$K(n,α)$^{36}$Cl et $^{40}$Ca(n, αn)$^{36}$Cl (Lal, 1991 ; Dunai, 2010) avec x étant un large ensemble de particules secondaires. Un proton peut être à l'origine de ces réactions à la place du neutron, ce qui modifie les produits de la réaction. Cette contribution protonique ne dépasse pas ~ 2 % de la production totale au niveau de la mer (Dunai, 2010).

Les neutrons à très faible énergie (appelés neutrons thermiques, E ~ 1 < eV, Dunai, 2010) peuvent également engendrer la production d'isotopes cosmogéniques *in situ*. Ne possédant pas une énergie cinétique suffisante pour rompre l'énergie de liaison des nucléons, la réaction est dans ce cas associée à une capture du neutron par le noyau, capture pouvant le déstabiliser énergétiquement. L'état d'équilibre est alors retrouvé par l'éjection d'un élément (e.g. photon γ, particule α) et la formation d'un nouvel isotope, par exemple : $^{9}Be(n,\gamma)^{10}Be$ , $^{35}Cl(n,\gamma)^{36}Cl$ et $^{39}K(n, \alpha)^{36}Cl$ (Dunai, 2010).

La faible énergie des neutrons thermiques les rend très sensibles à l'interaction avec le milieu environnant (notamment la teneur en eau) induisant des trajectoires chaotiques (Dunai, 2010). Ce faisant, la partie très superficielle (~ 20 cm, pour une densité de roche de 2.65) tend à être « transparente » aux neutrons thermiques (pertes dans l'atmosphère) et le taux de production associé à cette capture des neutrons thermiques augmente sur les premiers ~ 20 cm puis décroit avec la profondeur (Dunai, 2010). Cette contribution est plus compliquée à prendre en compte et est au premier ordre négligeable à l'exception de la contribution de la réaction $^{39}K(n, \alpha)^{36}Cl$.

Enfin, il est à noter que si la très grande majorité des captures neutroniques est associée aux neutrons thermiques secondaire (ceux associés à la chaine de réaction cosmogénique atmosphérique), une source locale de neutron thermique est possible en raison des chaines de désintégrations d'éléments tels que l'U, le Th ou le Sm (Dunai ; 2010) ce qui nécessite la prise en compte de ce paramètres dans le cas notamment du $^{36}Cl$.

La seconde composante corpusculaire de la chaine de réaction atmosphérique est la composante muonique. Les muons interagissent faiblement avec la matière, principalement par ionisation. Ce processus est majoritaire (~ 99 %) pour les muons « lents » ($\mu^-$), c'est à dire de faible énergie (de l'ordre de quelques GeV). A ces énergies, les muons peuvent être « capturés » par le cortège électronique avant d'être piégés dans le noyau et « neutraliser » un proton, expulsant un neutrino (ν) : réaction $p(\mu^-, \nu)n$ (Dunai, 2010). Cette réaction entraine une augmentation de l'énergie nucléaire pouvant induire une nouvelle réaction par « évaporation nucléaire » : expulsion en général de α, $^{2}H$, $^{3}H$, $^{3}He$. Les réactions à considérer dans cette thèse en lien avec la capture muonique sont (Lal, 1991 ; Dunai, 2010) : $^{16}O(\mu^-,\alpha pn)^{10}Be$ ; $^{28}Si(\mu^-,x)^{10}Be$ ; $^{28}Si(\mu^-,2n)^{26}Al$ ; $^{39}K(\mu^-,^{3}H)^{36}Cl$ et $^{40}Ca(\mu^-,\alpha)^{36}Cl$. Avec x étant un large ensemble de particules secondaires.

Les muons de forte énergie ($\mu^+$, typiquement E > 100 GeV) peuvent engendrer localement la production de neutrons secondaires d'énergie suffisante pour générer des réactions de spallation (effet Bremstrahlung, Dunai ; 2010). Ce type de réaction devient important uniquement au-delà de ~

10-20 m et leur impact est donc à prendre en compte pour des taux d'érosion rapides ou pour des échantillons insuffisamment enfouis.

Les longueurs d'atténuations typiquement utilisées pour modéliser les contributions des $\mu^-$ et des $\mu^+$ sont respectivement 1510 g.cm$^{-2}$ (~ 5 m, ρ=2.7) et 4320 g.cm$^{-2}$ (~ 16 m, ρ=2.7), Dunai (2010). Cette contribution est faible au niveau marin ~ 2 % pour le $^{10}$Be, $^{26}$Al ou $^{36}$Cl mais elle augmente rapidement en fonction de la profondeur pour devenir prépondérante autour de 3 m et pratiquement la seule source de production au-delà de 5 m (Fig. 5.4). Typiquement, il est considéré qu'au-delà de ~ 30 m, il n'y a plus de production *in situ*. Tout du moins, la faible production induit une concentration non mesurable, surtout pour les éléments radioactifs, l'équilibre séculaire (taux de production compensé par le taux de désintégration) étant atteint pour de faibles concentrations.

En résumé, pour les trois isotopes utilisés dans cette thèse, les principales réactions sont :
$^{10}$Be : $^{16}$O(n, x)$^{10}$Be ; $^{28}$Si(n, x)$^{10}$Be ; $^{16}$O($\mu^-$, x)$^{10}$Be ; $^{28}$Si($\mu^-$, x)$^{10}$Be ;
$^{26}$Al : $^{28}$Si(n, x)$^{26}$Al et $^{28}$O($\mu^-$, x)$^{26}$Al ;
$^{36}$Cl : $^{39}$K(n, x)$^{36}$Cl ; $^{40}$Ca(n, x)$^{36}$Cl ; $^{35}$Cl($n_{th}$ , x)$^{36}$Cl ; $^{39}$K($n_{th}$, x)$^{36}$Cl ; $^{39}$K(μ-, x)$^{36}$Cl ; $^{40}$Ca(μ-, x)$^{36}$Cl ;
avec « x » pouvant être divers ensembles de particules

## Taux de production

Pour toute utilisation des isotopes cosmogéniques (e.g. âge d'enfouissement, d'exposition), il est indispensable de connaître le taux de production de l'isotope en fonction du minéral (ou de la roche) étudié. Si des approches à bases physiques « théoriques » existent (basées sur la section efficace, c'est à dire pour simplifier, la probabilité d'interaction pour chaque couple cible-particule incidente, Le Sech et Ngô ; 2014), la très grande majorité des études visant à produire un taux de production se base sur une calibration géologique. Le principe est simple : d'une part la mesure de la concentration de l'élément étudié et d'autre part l'obtention de l'âge de l'objet de manière indépendante (datation U/Th, OSL, $^{14}C_{atmo}$, etc.). En corrigeant la désintégration radioactive pour les isotopes instables, le taux de production moyen est simplement la division de la concentration par l'âge de l'objet (Lal, 1991 ; Stone et al., 1996 ; Kubik et al., 1998 ; Dunai, 2010).
Cette méthode permet l'obtention d'un taux de production local, c'est à dire pour la latitude et l'altitude de l'objet. Pour pouvoir utiliser ce taux calibré ponctuellement sur une échelle globale, il est nécessaire de le convertir par l'application d'un facteur d'échelle afin de prendre en compte les modifications de ce taux liées à, par exemple, les variations de latitude. Aussi, les taux de

production sont donc généralement indiqués sous la forme de taux de production SLHL (*Sea Level, High Latitude,* Niveau Marin, Haute Latitude ; soit au-dessus de ~ 60 °N, au-delà de l'inflexion de latitude ; Fig. 5.1) afin de pouvoir être aisément mis à l'échelle pour n'importe quel site.

Pour le $^{10}$Be, le taux de production *SLHL* dans le quartz est estimé à 5.22 ± 0.22 atms.g$^{-1}$.a$^{-1}$ pour les réactions de spallation, de 0.12 atms.g$^{-1}$.a$^{-1}$ pour la contribution des $\mu^-$ et de 0.027 atms.g$^{-1}$.a$^{-1}$ pour la contribution des $\mu^+$ (Schaller et al., 2001). D'autres valeurs de taux de production SLHL sont également proposées avec, par exemple, une valeur de 4.5 atms.g$^{-1}$.a$^{-1}$, toute production confondue dont ~ 3.6 % en lien avec la contribution des $\mu^-$ (Dunai, 2010).
D'un point de vue pratique, il n'existe que la contribution cosmogénique dans une mesure de $^{10}$Be, celle-ci est particulièrement forte pour la composante atmosphérique, de l'ordre de $10^2$ à $10^4$ fois plus que la production *in-situ* (Mc Hargue and Damon, 1991 ; Dunai, 2010). Cette particularité rend les étapes de purification chimique indispensables afin de ne conserver que la partie incluse dans le réseau cristallin, la concentration *in-situ*.

Pour le $^{26}$Al, le taux de production *SLHL* est estimé à 53.2 ± 10.6 atms.g$^{-1}$.a$^{-1}$ pour l'ensemble des composantes (Granger et al., 1997). Mais une valeur de 30 atms.g$^{-1}$.a$^{-1}$ est plus récemment utilisée (Dunai, 2010) dont ~ 4.5 % (en surface) en lien avec la production muonique ($\mu^-$ et $\mu^+$).
Un élément important dans ces taux de production au sein du quartz est que, si leur valeur absolue n'est pas forcément connue de manière précise, leur rapport en revanche est théoriquement constant et peut donc être mieux contraint (Lal, 1991). En effet, les mêmes processus physiques sont à l'oeuvre et une modification d'un paramètre quelconque (intensité du champ magnétique, couverture neigeuse, etc.) impactera dans les mêmes proportions les deux taux de production. Aussi, le rapport du taux de production $^{26}$Al/$^{10}$Be est indépendant des effets de latitudes, altitudes, etc. Là encore plusieurs valeurs sont utilisées allant de 6.0 à 6.75, pour le taux de production en surface. En profondeur, ce rapport tend à augmenter lorsque la contribution muonique devient prépondérante.
Ce rapport de taux de production en revanche n'est pas à confondre avec le rapport des concentrations au sein d'un échantillon celui-ci étant notamment dépendant du taux d'érosion. Ce rapport de concentration est compris entre le rapport des taux de production, de ~ 6.75 à la valeur du rapport d'équilibre séculaire de ~ 2.8 pour une exposition infinie, c'est à dire une érosion nulle. Dès lors que le taux d'érosion est inférieur à ~ 10 m.Ma$^{-1,}$ le rapport des concentrations est significativement inférieur au rapport des taux des de production (voir ci-dessous).

Pour le $^{36}Cl$, le taux de production total dépend du chimisme de la roche. Aussi l'utilisation de cet isotope est moins directe que pour le $^{10}Be$ ou l'$^{26}Al$ dans le quartz (Stone et al., 1996 ; Fifield, 1999). Au premier ordre, le taux de production *SLHL* est de l'ordre de 171 atms.g$^{-1}$(K).an$^{-1}$ avec une contribution de l'ordre de 6 % des phénomènes de captures des $\mu^-$ ; de 54 atms.g$^{-1}$(Ca).an$^{-1}$ avec 11 % de contribution $\mu^-$ ; et de 2 atms.g$^{-1}$(Fe).an$^{-1}$ avec une contribution muonique négligeable (Dunai, 2010). Il est souvent plus pratique d'exprimer le taux de production en pourcentage massique de l'élément. D'autres valeurs sont également à considérer (Stone et al., 1996) avec des taux de production SLHL de 48.8 ± 3.4 atm.g$^{-1}$(Ca).an$^{-1}$ pour les réactions de spallation dans la calcite, de 4.8 ± 1.2 atm.g$^{-1}$(Ca).an$^{-1}$ (capture muonique) et de 190 atm.g$^{-1}$(K).an$^{-1}$ (pour les deux composantes). La production totale de $^{36}Cl$ est donc la somme de chaque voie de production. L'impact des neutrons thermiques étant le plus complexe à modéliser (Stone et al., 1996).

Dans le cas de la calcite $^{40}Ca^{12}C^{16}O_3$, sa masse moléculaire est de ~ 100 uma (40+12+3x16). La Contribution massique du Ca est donc de 40/100 soit 40 %. Le taux de production ainsi exprimé est dans ce cas de 0.73 ± 0.09 atms.g$^{-1}$.an$^{-1}$.%Ca$^{-1}$ pour les réactions de spallation et de 0.043 ± 0.013 atms.g$^{-1}$.an$^{-1}$.%Ca$^{-1}$ pour les réactions de captures muoniques (Stone et al., 1994).

Il en découle qu'au sein de calcite pure, le rôle du K (potassium) est négligeable et la réaction de spallation du Ca est majoritaire, 80-90 % (Stone et al ., 1994 ; Stone et al., 1996). De la même manière, les contributions associées aux captures de neutrons thermiques ou de neutrons secondaires deviennent significatives si les concentrations en Cl ou Th, Mg et U deviennent conséquentes. C'est typiquement le cas dans les dolomies $CaMg(CO_3)_2$ (Stone et al., 1994 ; Dunai, 2010).

## Facteur d'échelle

Il apparaît donc des effets précédemment exposés (latitude magnétique et atténuation du flux particulaire lors de la traversée atmosphérique) que le taux de production en isotope cosmogénique en un endroit donné à la surface de la Terre est hautement variable. Les taux de production n'étant pas connu directement pour chaque site, une adaptation du taux de production SLHL aux paramètres du site est nécessaire. Il s'agit souvent de prendre en compte l'effet d'altitude (sous la forme de pression atmosphérique, Dunai, 2010) et de latitude (Fig. 5.5) mais certains modèles prennent également en compte les variations temporelles de paramètres tel que l'intensité magnétique ou la pression atmosphérique (Stone, 2000 ; Dunai, 2010). La prise en compte de la

pression atmosphérique au lieu de l'altitude induit en moyenne un écart de l'ordre de 3 à 4 % pour les latitudes moyennes (Stone, 2000). A titre indicatif, une variation de 1.2 hPa (équivalent à ~ 10 m de variations altitudinal) correspond à une variation de ~ 1 % des taux de productions (Stone, 2000). Le taux de production local ( $P_{loc}$ ) est obtenu selon :

$$P_{loc} = P_{SLHL} \times S_f \tag{5.4}$$

où $P_{SLHL}$ est le taux de production standardisé de l'isotope utilisé et $S_f$ le facteur de mise à l'échelle. Plusieurs méthodes existent pour produire un facteur d'échelle (Lal, 1991 ; Dunai, 2010). Les différences principales reposent sur la gestion des variations du champ magnétique, de la pression atmosphérique et de la modulation solaire. Dans ces trois cas, plus le temps d'investigation est long, moins les courbes d'évolution de ces paramètres sont fiables (Dunai, 2010). Les différentes approches visant à produire un facteur d'échelle induisent en générale des variations inférieure à ~ 5-10 % sur les valeurs d'âge ou de taux déduit des concentrations (Belton et al., 2004 ; Glasser et al., 2012).

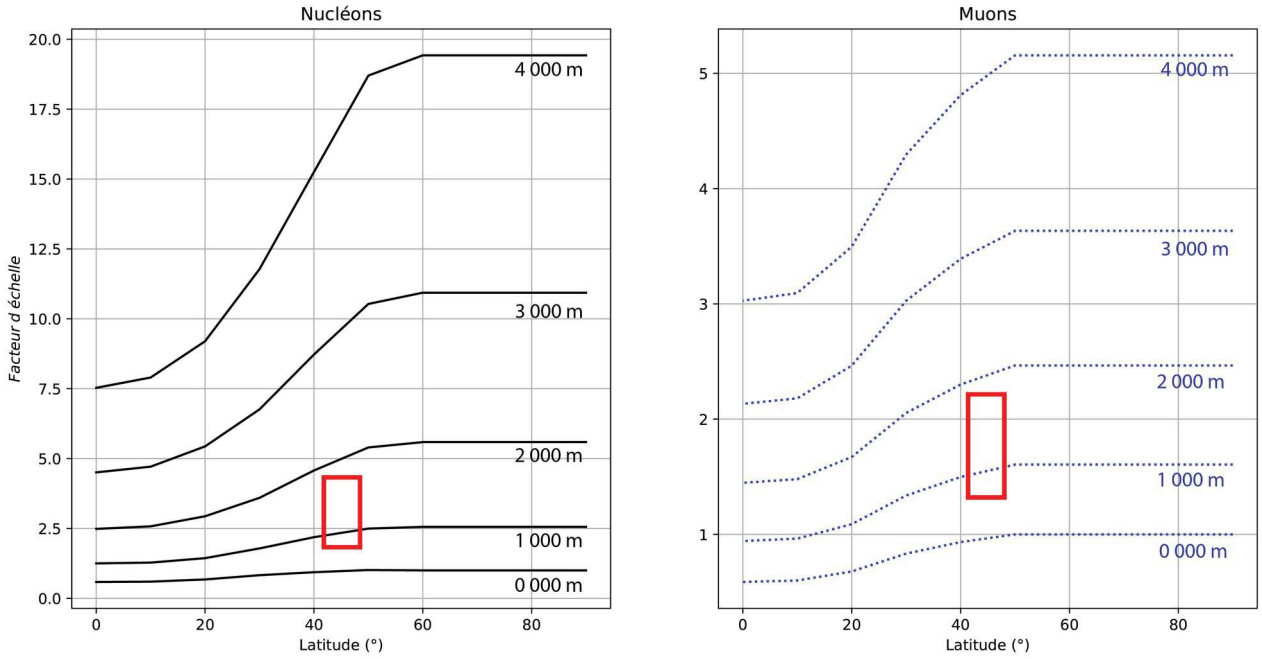



*Figure 5.5. évolution du facteur d'échelle selon le schéma de stone (2000) pour différentes altitudes et latitudes. A gauche est représentée le facteur d'échelle pour la composante nucléonique et à droite pour la composante muonique. Le cadre rouge situe la zone type pour le M.C. On note la grande importance de cette mise à l'échelle pour la composante nucléonique, et une importance secondaire pour la composante muonique. En effet, le taux de production neutronique entre les zones basses et hautes du M.C. présentent un facteur 2 impactant notablement les calculs postérieurs (voir texte pour plus de détails).*

Cette erreur peut néanmoins être nettement supérieure dans certains cas. Notamment vis à vis des variations de l'intensité du champ magnétique. Des variations de l'intensité du champ dipolaire axial (VADM, *Virtual Axial Dipole Moment*) d'un facteur allant jusqu'à 2 sur les 0.8 Ma sont connues (Guyodo and Valet, 1999) et peuvent induire des variations de l'ordre de 25 % dans les taux de production à ~ 45° de latitude (Lal, 1991). Ces minimums du VADM étant généralement en lien avec des excursions magnétiques (Guyodo and Valet, 1999), il serait nécessaire de prendre également en compte la modification de la latitude magnétique durant ce type d'évènement ou durant les renversement (modification de la rigidité minimale de pénétration). La durée de ce type d'évènements étant de l'ordre de quelques ka (Coe et al., 1995 ; Gubbins, 1999), la perturbation induite ne semble problématique que pour de possibles expositions courtes sur des plages temporelles précises. Ce type de précision semble en général largement inaccessible.

Les effets de modulation solaire (activité du soleil) sont également à prendre en compte mais surtout problématiques pour les hautes latitudes (ou des études sur le temps très court), avec des différences pouvant atteindre 25 % (Dunai, 2010).

J'ai développé un code python afin de traiter les concentrations en isotopes cosmogéniques des différents échantillons de ce travail de thèse. Dans ce code, deux facteurs d'échelles ont été implémentés : le facteur d'échelle de Lal (1991) qui se base sur un champ magnétique stable et dipolaire et sur une atmosphère théorique stable ainsi que le schéma de Stone (2000), qui gardent l'approximation de dipôle stable et d'atmosphère stable, mais prend en compte la valeur de pression atmosphérique dans la création du facteur d'échelle au lieu de l'altitude.

## Effet de masque

Le taux de production présenté précédemment prend en compte les considérations géographiques générales mais est valable pour un flux vertical arrivant sur une surface plane. Dans la réalité, le flux particulaire provient de tous les angles d'incidence possible de la demi-sphère supérieure, c'est à dire de l'ensemble des azimuts situés au-dessus de l'horizon (la demi-sphère inférieure étant totalement écrantée par la Terre). Pour chaque angle d'incidence, l'épaisseur atmosphérique traversée est différente (minimale pour l'axe verticale et maximale pour les arrivées proches de l'horizontale (Kubik et al., 1998 ; Dunai, 2010 ; (Fig. 5.6). L'intensité du flux particulaire, selon l'angle d'incidence est exprimable selon :

$$I(\theta) = I_0 sin^m(\theta) \tag{5.5}$$

Où $I_0$ est l'intensité verticale, θ l'angle d'incidence depuis l'horizontal et *m* un exposant d'ajustement de l'intensité. La valeur de *m* est généralement fixée à 2.0 ou 2.3 ± 0,5 respectivement pour les composantes muoniques et nucléoniques, une valeur de 3.5 ± 1.2 est également utilisée (Nishiizumi et al., 1989 ; Kubik et al., 1998 ; Dunai, 2010). Dans le détail, la valeur de m n'est pas constante mais dépendante de l'énergie et de l'épaisseur atmosphérique traversée. Elle dépend donc théoriquement de la latitude et de l'altitude.

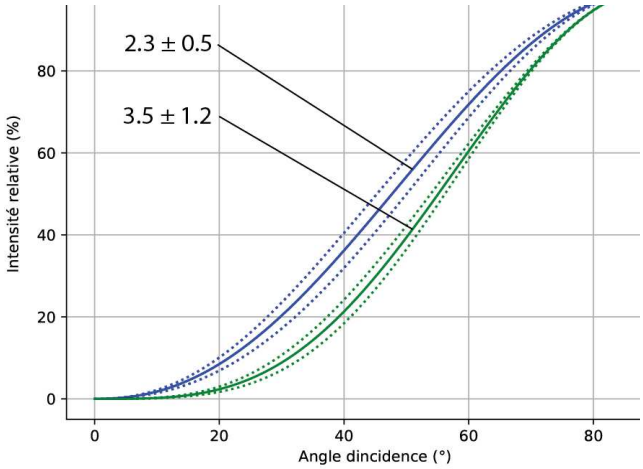



*Figure 5.6 : Dépendance de l'intensité du flux nucléonique en fonction de l'angle d'incidence pour les deux valeurs de m utilisées dans l'Eq. 5.5.*

Le flux en surface est donc l'intégrale de l'ensemble des angles d'incidence. Elle est exprimable par :

$$I_{tot} = I_0 \int_{\phi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi/2} sin^m(\theta) cos(\phi) d\phi \, d\theta \quad (5.66)$$

Où, en plus des variables de l'équation (5.5) $I_{tot}$ est l'intensité totale, du flux au point de mesure et ϕ l'angle sur le plan horizontal. Cette correction est impérativement à utiliser dans le cas d'âges d'exposition et peut être appliqué aux taux de dénudation à l'échelle des B.V. (Kubik et al., 1998 ; Dunai, 2010). Dans le cas des âges d'enfouissements, il serait théoriquement nécessaire d'ajuster les taux de production de la même manière mais il est de fait rarement possible, sinon jamais, de connaître la géométrie des sources sédimentaires à l'époque de leur érosion.

Le facteur correctif associé aux masques topographiques est intégré au facteur d'échelle géographique :

$$\dot{P}_R = \dot{P}_{loc} \times S_{ma} = \dot{P}_{SLHL} \times S_f \times S_{ma} \quad (5.7)$$

Enfin, un masque potentiellement problématique est la présence d'une couverture neigeuse (voir végétale) conséquente (Nishiizumi et al., 1989, Kubik et al., 1998 ; Fifield, 1999 ; Darvill, 2013). Là encore, l'application d'une correction est problématique puisqu'elle se base généralement sur la propagation sur plusieurs ka à Ma de données nivologiques de quelques décennies seulement.

## Taux de disparition : la période radioactive des éléments

Un paramètre majeur dans l'obtention robuste d'un âge par l'utilisation des isotopes cosmogéniques (radioactifs) est l'utilisation d'une valeur fiable de période radioactive, ou de demi-vie, c'est à dire le temps nécessaire pour que la moitié du nombre initial de l'élément se soit désintégré : $T_{1/2}$ (souvent exprimé en Ma). Il est aussi utilisé le terme de constante de désintégration λ, c'est à dire la probabilité de désintégration d'un élément par unité de temps (e.g. $an^{-1}$). Demi-vie et constante de désintégration sont lié par la relation :

$$\lambda = \frac{ln(2)}{T_{1/2}} \tag{5.8}$$

Ce paramètre est fondamental dans le cas de la recherche d'un âge d'enfouissement ou dans le cas d'un taux de dénudation faible puisque les valeurs obtenues deviennent fortement sensibles à ce paramètre. Pour des âges d'enfouissement récents, ou des taux de dénudation rapides, l'erreur induite par l'utilisation d'une mauvaise valeur de $T_{1/2}$ devient faible voir négligeable. On note une assez grande variabilité des valeurs proposées dans la littérature, et ce, même pour des publications récentes.

Par exemple, pour le $^{10}Be$, la valeur de $T_{1/2}$ utilisée est de ~ 1.37 Ma (Tassy, 2008 ; Arnold et al., 2010 ; Dunai, 2010 ; Granger and Schaller, 2014). L'incertitude associée est estimée à 0.07 Ma (Dunai, 2010). D'autres valeurs également utilisée sont autour de 2.1 ± 0.024 Ma dans (Granger et al., 1997 ; Granger et al., 2001 ; Granger et al., 2015).

Il en va de même pour la valeur de $T_{1/2}$ de l'$^{26}Al$ avec une valeur de ~ 0.705 Ma (Tassy ,2008) ; Granger and Schaller, 2014) ou de ~ 1.02 ± 0.03 Ma (Granger et al., 1997, Granger et al., 2001 ; Granger et al., 2015). C'est à dire des variations de l'ordre de 40 % pour le $^{10}Be$ et de l'ordre de 45 % pour l'$^{26}Al$.

Les propositions de $T_{1/2}$ du $^{36}Cl$ sont également variables avec des propositions de 0.230 $10^6$ an (Stone et al., 1994) ou de 0.301 ± 0.002 $10^6$ an (Dunai, 2010).

Dans cette thèse, j'utilise les valeurs de $T_{1/2}$ de Dunai (2010), ayant fait une synthèse des valeurs les plus communément admises :

1- 1.36 ± 0.07 $10^6$ an ($^{10}Be$). Soit une constante de désintégration de 5.1 $10^{-7}$ ± 0.99 $10^{-7}$ $an^{-1}$

2- 0.708 ± 0.017 $10^6$ an ($^{26}Al$). Soit une constante de désintégration de 9.8 $10^{-7}$ ± 0.4 $10^{-7}$ $an^{-1}$

3- 0.301 ± 0.002 $10^6$ an ($^{36}Cl$). Soit une constante de désintégration de 2.303 $10^{-6}$ ± 0.035 $10^{-6}$ $an^{-1}$

# V. 1. 2. Processus d'obtention d'une concentration en isotope cosmogénique

## Choix du Quartz pour l'application des approches $^{10}$Be et $^{26}$Al

L'avantage du quartz est sa formule simple se prêtant bien aux réactions de spallation. Il s'agit surtout d'un système fermé empêchant (ou limitant de manière efficace) toute perte ou contamination par des isotopes d'origine atmosphérique (Tassy, 2008). A l'issue d'une purification chimique efficace, on ne mesure donc *a priori* que la fraction *in situ* de la concentration en isotopes cosmogéniques. Le quartz ($SiO_2$) est également en règle générale associé à une faible concentration en Al ce qui permet une mesure efficace à l'AMS (Accelerator Mass Spectrometry). Un autre intérêt du quartz vis à vis d'autres minéraux est sa tendance à l'ubiquité (il représente environ 12.6 % de la masse de la croûte terrestre ; Götze et al., 2001) permettant l'application de la méthode de manière globale ainsi que de faciliter la modélisation de l'histoire géologique de l'échantillon en s'affranchissant des complexités inhérentes à la composition chimique du minéral cible (e.g. source des sédiments porteurs de quartz pour l'obtention d'un taux de dénudation à l'échelle des B.V.). Il est à noter que d'autres minéraux peuvent aboutir à une mesure en $^{10}$Be ou $^{26}$Al, mais les taux de productions associés ne sont pas aussi bien contraints que pour le quartz (Blard et al., 2008 ; Dunai, 2010).

## Minéraux utilisés pour l'approche $^{36}$Cl

La méthode de mesure du $^{36}$Cl au sein des carbonates, utilisée dans ce travail de thèse, ne dépend pas d'un choix particulier de minéraux puisque la concentration est mesuré à partir de la roche totale. Aussi aucun tri particulier n'est réalisé. Cette approche nécessite cependant une prise en compte de certaines composantes de production en fonction de la concentration de certains éléments au sein de la roche (Stone et al., 1994) et donc une mesure indépendante de ces concentrations (mesures ICP-MS ; *Induced Coupled Plasma-Mass Spectrometry*, ici réalisées à Géosciences Montpellier).

## Obtention d'une concentration

Cette section détaille les étapes de préparation après l'échantillonnage, jusqu'à l'obtention de la concentration de l'isotope étudié. Les raisons de chaque site d'échantillonnage sont détaillées ultérieurement (parties 5.2 et 5.3) tandis que les grandes lignes associées à chaque méthode sont présentées en fin de ce chapitre (5.1.3) en lien avec la modélisation numérique utilisée. En effet, les limites de la méthode sont généralement associées à la capacité de modéliser convenablement les processus géomorphologiques plutôt qu'à la préparation physico-chimique des échantillons et à leur mesure.

## Préparation physico-chimique pour les mesures $^{10}$Be et $^{26}$Al dans le quartz

Une fois l'échantillon prélevé, le but premier est d'obtenir une suppression de tout élément autre que le quartz. Cette étape permet de n'avoir que le taux de production en $^{10}$Be ou $^{26}$Al au sein du quartz sans complication liée à la composition chimique et minéralogique, ce taux de production est mieux connu que pour la grande majorité des autres couples isotope-minéral (Dunai, 2010). Cette étape permet également de supprimer de possibles erreurs induites par la présence de minéraux accessoires, par exemple un grain de béryl ($Be_3Al_2Si_6O_{18}$) pouvant apporter une forte concentration, inconnue en $^{9}$Be, faussant la valeur du rapport $^{9}$Be/$^{10}$Be mesurée par l'AMS. Cette purification chimique se déroule en plusieurs étapes présentées ci-dessous dans les grandes lignes :

Premièrement, l'échantillon est soit passé au tamis afin de retenir la fraction voulue (généralement 250 – 500 µm) dans le cas de sables de rivière, soit broyé (broyeur à mâchoire) puis passé au tamis, dans le cas d'amalgames d'éléments de taille > 500 µm ou d'un élément unique (e.g. galet, morceau du substratum). Durant cette phase de préparation physique, les fractions fines (de taille << à 100 µm) sont éliminées par nettoyage à l'eau. Typiquement cette phase de préparation physique : broyage + tamisage + suppression des fines nécessite environs 1 à 2 h de travail effectif réparti sur 2 à 3 jours pour un échantillon moyen (~ 500 g).

Deuxièmement, l'échantillon subit une série d'attaques acides en vue de supprimer l'ensemble des minéraux autres que le quartz (e.g. Khol and Nishiizumi, 1992 ; Child et al., 2000 ; Mifsud et al., 2013). Une première attaque peut être réalisée à l'HCl (acide chlorhydrique) afin de supprimer la majorité des carbonates. Une seconde attaque à l'eau régale, mélangeant HCl et $HNO_3$ (acide

nitrique) dans des proportions type 3:1 permet une dissolution de la matière organique, des carbonates résiduels ainsi que de nombreux hydroxydes et sulphides (Mifsud et al., 2013). Cette seconde attaque peut être effectuée plusieurs fois. Après chaque attaque acide, une phase d'attaque à la soude (NaOH) permet de supprimer un possible résidu acide ainsi que de supprimer certains éléments (e.g. matières organique).

Après ces attaques acides, il est possible d'éliminer les minéraux magnétiques résiduels par séparation magnétique (Frantz). Cette étape est cependant fortement chronophage et la capacité de réduction des minéraux indésirables est faible.

Dans le cas d'échantillons possédant une forte concentration en minéraux autre que le quartz après les attaques HCl et $HNO_3$, il est possible d'effectuer une attaque à l'acide orthophosphorique ($H_3PO_4$) à chaud (HPA pour *Hot Phosphoric Acid*, Mifsud et al., 2013). Cette étape permet la suppression d'une très forte quantité de minéraux silicatés mais n'attaque pas le quartz. Il s'agit de faire évaporer l'eau de la solution entrainant la transformation de l'acide orthophosphorique en pyrophosphorique (autour de 220°C) capable de dissoudre micas, feldspaths, etc. (Mifsud et al., 2013). L'échantillon est ensuite traité à la soude au point d'ébullition pour supprimer les résidus acides et faire précipiter les éléments silicatés dissous. Ces étapes sont répétées successivement jusqu'à ce qu'il n'y ait plus de dissolution notable (c'est à dire lorsque la différence de masse avant-après traitement devient faible, de l'ordre de quelques pourcents). Un traitement entier (HPA et NaOH) prend de l'ordre d'une journée et en fonction des échantillons (pour ~ 100 g), il est parfois nécessaire d'effectuer plus de 4 à 5 nettoyages HPA (c'est à dire une semaine entière de traitement par échantillon).

Une fois l'échantillon sous forme de quartz pur, une étape d'attaque à l'acide fluorhydrique, HF (et en utilisant de l'eau ultra-pure) et à l'$HNO_3$ est nécessaire afin de supprimer le $^{10}Be_{atmo}$ potentiellement adsorbé par les grains de quartz ainsi que le résidu de minéraux accessoires (Khol and Nishiizumi, 1992, Child et al., 2000 ; Mifsud et al., 2013). Cette étape est fondamentale pour les mesures d'âge d'exposition ou de dénudation de B.V. (voir après pour la définition de ces valeurs) puisque les concentrations en $^{10}Be_{atmo}$ sont sensiblement supérieures à celle du $^{10}Be_{in\text{-}situ}$, la différence de concentration pouvant dépasser un facteur 1000 (Khol and Nishiizumi, 1992 ; Blard et al., 2008 ; Dunai, 2010). Pour un échantillon propre, l'étape d'attaque à l'HF + $HNO_3$ seule peut être suffisante (Khol and Nishiizumi, 1992) mais il est souvent nécessaire de procéder à plusieurs attaques successives (Khol and Nishiizumi, 1992 ; Mifsud et al., 2013). Enfin, si les impuretés

(typiquement l'Al) sont localisées sous forme d'inclusion dans le quartz, il n'est pas possible de purifier entièrement l'échantillon tout en conservant une masse finale suffisante.

L'étape de purification du quartz, et de suppression du $^{10}Be_{atmo}$ est indispensable et nécessite l'utilisation d'HF, tout comme l'étape de dissolution totale du quartz (voir ci-dessous). Si toute manipulation d'acide (ou de réactif concentré en règle générale) implique un risque conséquent, il me semble important de préciser la dangerosité particulière du HF. Cet acide possède les mêmes caractéristiques apparentes que l'eau (Bajraktarova-Valjakova et al., 2018) mais son point d'ébullition autour de 20°C (à pression atmosphérique) induit un passage en phase gazeuse. Cette tendance à l'évaporation permet une détection à l'odeur (e.g. gène olfactive) bien en dessous des limites admissibles (Kelly, 1998 ; Bajraktarova-Valjakova et al., 2018). Outre l'acidité intrinsèque du HF (induit par l'ion $H^+$) induisant brûlure, nécroses, etc. le risque majeur du HF est l'impact de l'ion $F^-$ dès lors que celui-ci pénètre dans l'organisme (Kelly, 1998 ; Bajraktarova-Valjakova et al., 2018). Une intoxication systémique induit une lyse cellulaire généralisée (os, tendon, muscles, nerfs, etc.) ainsi qu'une rupture de l'équilibre ionique de l'organisme (e.g. hypocalcémie, hyperkaliémie) pouvant engendrer divers troubles cardiaques, dont l'arrêt, ainsi que des atteintes nerveuses (paralysie, atteinte cérébrale, etc., Bajraktarova-Valjakova et al., 2018). Au-delà d'une exposition à du HF concentré, une exposition non traitée même à de faibles concentrations peut induire des effets retardés de l'ordre de 24-48h pouvant aboutir au décès. Aussi, il est indispensable de respecter les règles de protections individuelles et de connaître le protocole à suivre en cas d'exposition.

Une fois que l'échantillon est débarrassé du $^{10}Be_{atmo}$, et que sa concentration en Al est faible (< 200 ppm, Child et al., 2000 ; Dunai, 2010) il est possible de passer à l'étape de séparation chimique aboutissant à l'obtention du Be d'un côté et de l'Al de l'autre (sous la forme d'oxydes, BeO et $Al_2O_3$). Lors de la mesure à l'AMS, il est nécessaire d'avoir un rapport $^{27}Al/^{26}Al$ supérieur à $10^{-14}$ (Khol and Nishiizumi, 1992 ; Fifield, 1999) afin d'obtenir une durée de mesure raisonnable et d'atteindre une bonne précision. Une trop grande concentration en Al amène aussi un risque de contamination du BeO en fin de chimie ce qui dégrade l'efficacité de l'ionisation de la cible BeO/Nb ainsi que la transmission lors de la mesure AMS. Une mesure de concentration de l'Al (assimilable à de l'$^{27}Al$) est possible (à l'ICP) et reste la méthode la plus fiable mais est plus couteuse et plus longue. Une estimation qualitative de la concentration en Al est réalisable au vu de la réaction de l'échantillon à l'attaque au HF dilué (si la laitance (aspect blanchâtre) de la solution

est forte, l'échantillon présente encore de nombreuses impuretés, possiblement au sein du réseau cristallin) ainsi que par la dissolution et l'évaporation d'un gramme de l'échantillon (Mifsud et al., 2013). Une dissolution de l'ordre de 35 % du quartz semble suffisant pour réduire les concentrations en Fe, Al, Ti, Ca, Mg à des valeurs acceptable soit inférieure à ~ 200 ppm ce qui n'entraine pas ultérieurement la saturation des résines échangeuses d'ions (Child et al., 2000).

Plusieurs méthodes de séparation chimique existent et sont propres à chaque laboratoire. Dans cette thèse, 101 échantillons ont été préparés selon le protocole de l'ANSTO (Australian Nuclear Science and Technologie Organisation, Lucas-Height, Australie) (Child et al., 2000) ainsi que 20 échantillons selon celui du LN2C (Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques, Aix-en-Provence, France).

Dans les deux cas, la première étape est une phase de dissolution totale du quartz dans du $HF_{concentré}$ (Child et al., 2000). Un entraineur (solution) possédant une concentration en $^{9}Be$ connue est également introduite dans le mélange. Cet entraineur permet de fixer le rapport $^{9}Be/^{10}Be$ durant les étapes ultérieures ce qui supprime l'effet de possibles pertes en Be durant les étapes de chimie (Dunai, 2010). En effet, il n'y a pas de fractionnement isotopique durant la chimie effectuée. Il est possible d'utiliser également un entraineur pour l'Al, aucun échantillon présenté ici n'a cependant eu cet ajout pouvant induire une faible contamination de la mesure en Be.

La méthode présentée brièvement ci-dessous (Fig. 5.7) est celle que j'ai utilisé à l'ANSTO. Celle-ci a été notamment développée en vue de supprimer des erreurs possibles induites par de fortes concentrations en Ti (Child et al., 2000).

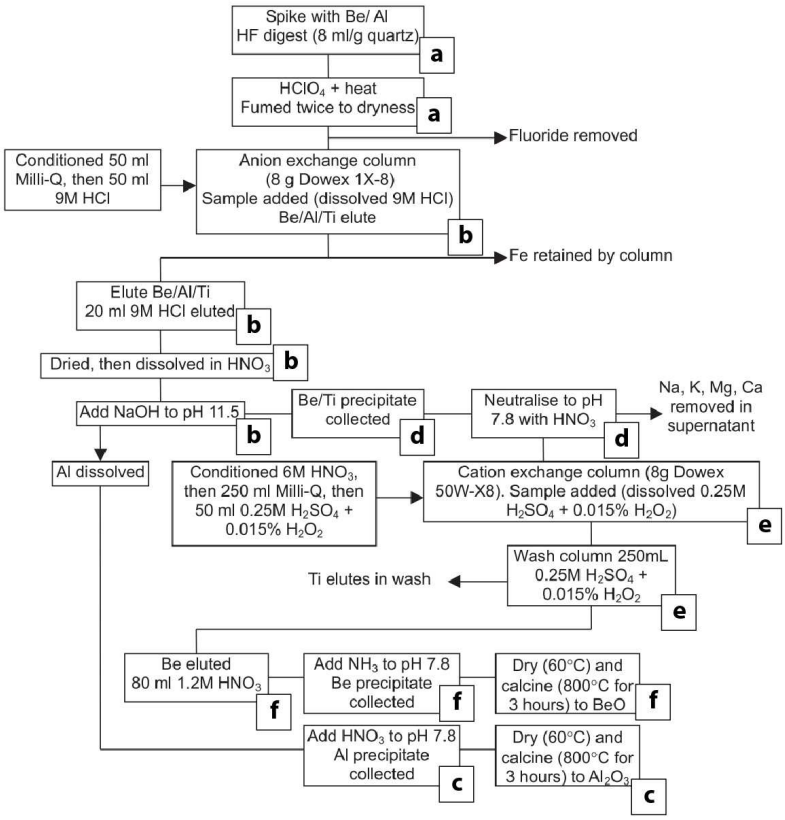



*Figure 5.7 : Protocole de séparation de l'Al et du Be utilisé à l'ANSTO. Les lettres a à f sont associées aux étapes décrites dans le texte. Modifié d'après Child et al., 2001.*

Pour des raisons de taille du chapitre, le protocole que j'ai utilisé au CEREGE n'est pas présenté ici mais repose, sur les mêmes principes généraux (Sartégou, 2017). D'autres préparations sont en effet possibles (Khol and Nishiizumi, 1992 ; Child et al., 2000, Dunai, 2010) mais les grands principes sont identiques : précipitations sélectives à l'aide du pH, séparation des éléments à l'aide de résines échangeuses d'ions, calcination terminale.

a) Une fois le quartz complètement dissous, la solution est évaporée ce qui permet la suppression du Si sous forme de complexe avec l'HF : $SiO_2 + 4HF = SiF_4 + 2H_2O$ (Child et al., 2000). L'adjonction d'acide perchlorique ($HClO_4$) permet une suppression du B possiblement présent sous forme de $BF_3$ (Khol and Nishiizumi, 1992). Le $^{10}B$ étant un isobare du $^{10}Be$ (~ même masse atomique, Le Sech et Ngô, 2014) il pose problème lors de la mesure à l'AMS (Child et al., 2000).

b) Après remise en solution (1M $HNO_3$), l'échantillon est passé dans une première colonne échangeuse d'ions (Dowex 1X-8) en vue de supprimer le Fe qui sera retenu par la résine (Child et al., 2000). La solution recueillie est ajustée à un pH de 11.5 permettant la précipitation du Be (et du Ti, Ca, Mg, etc.) tandis que l'Al demeure dissoute. A l'issue de cette séparation les deux éléments sont traités séparément.

c) Dans le cas de l'Al, il ne reste qu'à le faire précipiter à pH 7.8 avant la calcination à 900°C en vue de produire l'$Al_2O_3$ introduit dans la cathode pour la mesure (Khol and Nishiizumi, 1992 ; Child et al., 2000 ; Dunai, 2010 ; Bourlès et al., 2020).

d) Le précipité contenant le Be est remis en solution à pH 7.8 en vue de supprimer les éléments Ca, Mg, K et Na, ces derniers étant solubles à pH 7.8.

e) Après remise en solution, l'échantillon contenant le Be est passé à travers une seconde colonne échangeuse d'ion (Dowe 50W-X8) afin de séparer le Ti du Be (le Ti se complexant avec un mélange d'acide sulfurique $H_2SO_4$ et de peroxyde d'hydrogène ($H_2O_2$) et peut donc être éludé avant le Be (Child et al., 2000).

f) Le Be est ensuite récupéré et précipité à pH 7.8 avant calcination pour le réduire sous forme de BeO (Khol and Nishiizumi, 1992 ; Child et al., 2000 ; Dunai, 2010 ; Bourlès et al., 2020). Cet élément est hautement carcinogène.

Les oxydes obtenus sont pressés dans des cathodes en Cu et mélangé avec un métal. Il s'agit du Nb dans le cas du $^{10}Be$ (Arnold et al., 2010 ; Wilcken et al., 2019) ou de l'Ag dans le cas de l'$^{26}Al$

(Arnold et al., 2010 ; Wilcken et al., 2019). L'ensemble de la chaine de traitement prend environs 2 à 3 semaines pour un échantillon. Une dizaine d'échantillons sont traitables de manière synchrone.

## Préparation physico-chimique pour les mesures $^{36}Cl$ au sein de carbonates

Pour une mesure de $^{36}Cl$, la cible étant la roche totale, les étapes de purifications chimiques nécessaires à l'obtention d'un minéral unique ne sont pas nécessaires. Après la phase de broyage-tamisage, l'échantillon est nettoyé plusieurs fois à l'eau pour supprimer les particules fines. Du fait du caractère hydrophile du Cl, cette première phase de nettoyage permet également de supprimer le $^{36}Cl_{atmo}$ présent en quantité initialement non négligeable (Stone et al., 1996 ; Fifield, 1999 ; Dunai, 2010). Une attaque partielle à l'$HNO_3$ (dissolution partielle) visant à supprimer ~10 % de l'échantillon est ensuite réalisée (Stone et al., 1994 ; Stone et al., 1996). Cette étape supprime entre autres les impuretés présentes en surface des grains et les résidus potentiels de $^{36}Cl_{atmo}$.

Suite à ce nettoyage, l'échantillon est ensuite dissout entièrement dans du $HNO_3$ auquel de l'$AgNO_3$ est ajouté ce qui entraine la précipitation du Cl sous forme AgCl (Stone et al., 1996). On introduit également un entraineur avec un rapport $^{37}Cl/^{35}Cl$ connu (et différent des rapports naturels). A ce stade, la solution est laissée dans le noir durant au moins 24h pour atteindre la précipitation totale. Le précipité est ensuite séparé de la solution puis re-dissous dans du $HNO_3$. Une solution de $Ba(NO_3)$ est ensuite ajoutée permettant la suppression du S (et donc de l'isobare $^{36}S$)(Stone et al., 1996 ; Braucher et al., 2018). Cette étape est fondamentale car la séparation du $^{36}S$ et du $^{36}Cl$ au niveau des détecteurs durant la mesure à l'AMS est compliquée (Dunai, 2010; Braucher et al., 2018). La solution est à nouveau précipitée puis rincée et séchée à 80° avant la mise en cathode pour la mesure à l'AMS sous forme d'AgCl (Stone et al., 1994 ; Braucher et al., 2018 ; Bourlès et al., 2020). L'ensemble des 75 échantillons de carbonates préparés durant cette thèse l'ont été selon le protocole du LN2C au CEREGE (Aix-en-Porvence). En parallèle, une mesure de la concentration en Cl, entre autres, est effectuée (ICP-MS) afin de quantifier la contribution potentielle des autres sources de $^{36}Cl$ que la réaction de spallation (Stone et al., 1996).

## Mesures AMS (Accelerator Mass Spectrometry ; Spectrométrie de Masse couplée à un accélérateur de particule).

Le principe de la mesure à l'AMS est de compter le nombre d'atomes d'un élément d'intérêt qui a pu être séparé des autres éléments par accélération et sélection magnétique. La mesure AMS ne permet pas une mesure directe de la concentration d'un isotope mais repose sur l'obtention d'un rapport entre le nombre d'atome d'un isotope stable (e.g. $^{9}$Be, $^{27}$Al) et l'isotope cible (dans cet exemple le $^{10}$Be et le $^{26}$Al). Il s'agit schématiquement d'un accélérateur de particule de « faible » à moyenne énergie (voltage terminale de l'ordre de 1 à 10 MV) couplé à un spectromètre de masse et permettant une mesure d'un rapport isotopique de l'ordre de $10^{-16}$ (Jull and Burr, 2006 ; Dunai, 2010 ; Arnold et al., 2010 ; Synal, 2013). L'ensemble de la ligne est maintenu sous vide ($P < 10^{-5}$ mbar ; Kieser et al., 2015, Wilcken et al., 207). Une fois sous forme de cible (mélange de l'oxyde et de métal), l'échantillon est introduit dans l'AMS (via une roue porte-cible). Les grandes étapes de la mesure sur AMS sont présentées ci-dessous :

1- Au niveau de la source, un faible potentiel électrique permet la projection focalisée de Césium ($Cs^{+}$) sur la cible et la formation d'anions ($BeO^{-}$ ; $Al^{-}$ ; $Cl^{-}$ ; Fifield, 1999, Jull and Burr, 2006 ; Arnold et al., 2010 ; Synal, 2013 ; Braucher et al., 2018 ; Wilcken et al., 2019 ; Bourlès et al., 2020). Un différentiel de potentiel existant entre le porte cible (négatif) et l'extracteur (positif), les anions formés sont expulsés de la source en direction de l'accélérateur. Le courant associé à l'isotope stable sélectionné est typiquement de l'ordre de quelques µA ($^{9}BeO^{-}$) à quelques dizaines de µA ($^{27}Al^{-}$), voir du dixième de µA ($^{35}Cl^{-}$) (Fifield, 1999 ; Arnold et al., 2010 ; Kieser et al., 2015 ; Wilcken et al., 2017 ; Braucher et al., 2018 ; Wilcken et al., 2019). Cette phase de mise sous forme anionique permet une première suppression de certains isobares ne produisant pas d'anions (e.g. $^{26}$Mg dans le cas du $^{26}$Al ; Fifield, 1999). Dans le cas de la mesure du $^{26}$Al, un problème effectif est la difficulté de mise sous forme d'anion $Al^{-}$ avec une efficacité d'ionisation de 0.2 ± 0.1 % (Wilcken et al., 2017, Wilcken et al., 2019), soit ~ 1/3 de celle du BeO (1 ± 0.5 %; Wilcken et al., 2019). Entre l'extracteur et l'entrée dans l'accélérateur, le faisceau est accéléré au sein d'un faible différentiel de potentiel électrique (de l'ordre de quelques kV, Synal, 2013 ; Bourlès et al., 2020) et passe par un premier aimant permettant une sélection des éléments par leur masse : suppression des éléments non utiles, et sélection alternative de l'isotope stable et cosmogénique cible (pour obtenir le rapport des deux éléments) (Synal, 2013 ; Bourlès et al., 2020).

2- En entrée de l'accélérateur, un premier différentiel de voltage aboutit à l'accélération des anions depuis la zone source jusqu'au centre. Un voltage terminal de l'ordre de 5 à 10 MV est suffisant pour l'ensemble des isotopes cosmogéniques actuellement utilisés. Un haut voltage terminal permet une mesure plus aisée par exemple pour le $^{36}$Cl, permettant une discrimination plus nette du $^{36}$S au niveau des détecteurs (Fifield, 1999). Cependant, plus le voltage terminal est élevé et plus la stabilité est complexe. Le différentiel de potentiel maximal est de 5 MV dans le cas des mesures à ASTER (CEREGE, Fig. 5.8 ; Arnold et al., 2010 ; Braucher et al., 2018 ; Bourlès et al., 2020) et de 6 MV dans le cas des mesures sur SIRIUS (ANSTO, Fig. 5.9 ; Wilcken et al., 2017 : Wilcken et al., 2019).




*Figure 5.8: Photographie panoramique de l'AMS ASTER (Cerege). D'après Bourlès et al., 2020.*

3- Au centre de l'accélérateur, le faisceau passe à travers un gaz à faible pression, typiquement de l'argon (possiblement couplé à une membrane en sortie de la cellule) en vue de supprimer une partie du cortège électronique transformant les anions en cations et faisant éclater (répulsion de Coulomb) les molécules présentes sous forme atomique (Fifield, 1999 ; Dunai, 2010 ; Synal, 2013 ; Wilcken et al., 2017 ; Bourlès et al., 2020). Cette étape permet, notamment de supprimer les molécules de même masse que l'élément d'intérêt. Dans le cas du Be, l'utilisation couplée d'une cellule à gaz et d'une membrane permet d'optimiser cette étape (diminution de l'effet de répulsion coulombienne lors de la séparation de la molécule $BeO^-$ et sélection des charges élevées ; Fifield, 1999). Typiquement, les charges 3+ et supérieure sont conservées (Synal, 2013).

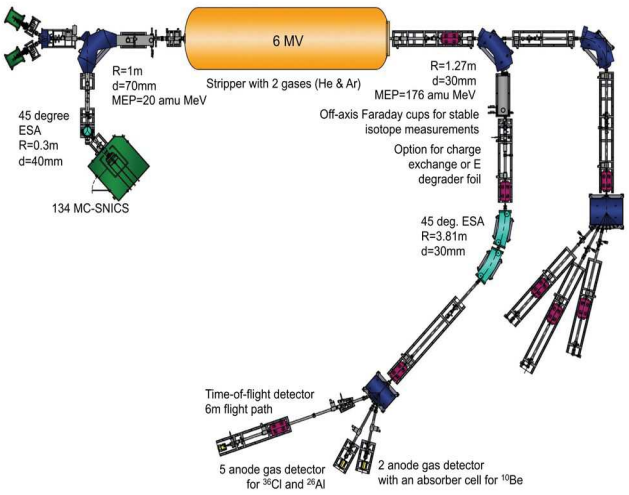



*Figure 5.9: Représentation de l'AMS SIRIUS à l'ANSTO. D'après Wilcken et al., 2017.*

4- La seconde partie de l'accélérateur présente un différentiel de potentiel électrique inverse ce qui permet d'accélérer une seconde fois les cations atomiques (il n'existe à cette étape pratiquement plus de molécules, Dunai, 2010). Ce type d'accélération est typique des accélérateurs de type tandem (Fifield, 1999 ; Kiser et al., 2015 ; Bourlès et al., 2020). Les deux appareils employés dans cette thèse sont de ce type : ASTER au CEREGE (Bourlès et al., 2020) et SIRIUS à l'ANSTO (Wilcken et al., 2017 ; Wilcken et al., 2019).

5- Un second champ magnétique en sortie de l'accélérateur permet une sélection selon l'état de charge, donc relativement à l'énergie des particules (Force de Lorentz). A cette étape, le faisceau de l'isotope stable principal présente une courbure différente de celui de l'AMS induisant une sortie vers une cavité de Faraday, permettant une mesure du courant associé (Fifield, 1999 ; Synal, 2013 ; Bourlès et al., 2020). La comparaison avec le courant en début d'appareil permet d'obtenir l'efficacité de la transmission, c'est à dire le pourcentage d'atomes conservés le long du faisceau.

Des filtres supplémentaires peuvent également être présents pour, par exemple supprimer de rares molécules ayant la même énergie que l'isotope cible (Fifield, 1999). La déflexion du faisceau par application de champ magnétique connu permet la suppression des éléments non utiles. Seuls les isobares ne peuvent être supprimés de cette manière (même rayon de courbure) et sont supprimés au niveau du détecteur si leur concentration n'est pas trop importante. Cela implique un rôle conséquent à la préparation chimique, celle-ci devant aboutir à une suppression maximale des isobares problématiques.

6- Au niveau du détecteur, le faisceau passe à travers un ensemble de freinage (gaz, succession de plusieurs membranes fines de l'ordre du µm voir du nm ; Wilcken et al., 2017 ; Bourlès et al., 2020) au sein d'un champ magnétique ce qui permet de séparer les isobares des isotopes d'intérêts (relation de taux de perte énergétique-énergie finale ΔE-E, ceux-ci possédant la même énergie incidente (même masse) mais des distances de freinage différentes du fait de leur différence de charges) (Fifield, 1999 ; Jull and Burr, 2006 ; Synal, 2013). S'ensuit une détection de chaque élément à des distances différentes sur le détecteur (typiquement lorsque le $^{10}B$ est stoppé dans la cellule d'arrêt, le $^{10}Be$ possède encore ~ 40 % de son énergie incidente ; Fifield, 1999).

La mesure se présente donc sous forme de coups totaux durant la durée de la mesure (celle-ci pouvant être rapide (quelques minutes), typiquement si l'échantillon est fortement concentré dans l'isotope choisit). Deux valeurs sont enregistrées : le nombre de coups associés à l'isotope en question (e.g. $^{10}Be^{3+}$) et le courant associé à l'isotope stable (dans ce cas $^{9}Be^{3+}$) dont la

concentration dans l'échantillon est connue. C'est une des raisons de l'ajout de l'entraineur durant la préparation chimique.

Pour le $^{10}$Be, le passage de la mesure sur l'AMS à une valeur de concentration de l'isotope ciblé est effectué en deux étapes. Premièrement il s'agit d'obtenir le rapport de concentration isotopique normalisé au standard ($R_{10/9}$).

$$R_{10/9} = \left(\frac{N_{10}}{N_9}\right) \times f_{Norm} \tag{5.9}$$

Avec $N_{10}$ et $N_9$ le nombre d'atomes de chaque isotope, $f_{norm}$ le facteur de normalisation au standard (permettant de corriger des effets de sélection de charge non stable, Synal, 2013). $N_{10}$ et $N_9$ étant obtenus selon :

$$N_{10} = \frac{N_{10\,cou}}{R_{trm\,HE-Cpt}} \tag{5.10}$$

$$N_9 = \frac{C_{mes\,\mathrm{HE}} \times t}{Charge_{9\,Be^{3+}}} / R_{trm\,\mathrm{HE-LE}} \tag{5.11}$$

Avec $N_{10\ cou}$ le nombre de coups obtenus ; $R_{trm\ HE\text{-}Cpt}$ le rapport de transmission (efficacité) entre la sortie du second aimant (HE pour High Energie) et le capteur (typiquement autour de 0.95) ; $C_{mes\ HE}$ le courant mesuré dans la cavité de Faraday induit par le passage de l'isotope stable sous forme chargé ($Al^{3+}$, $Be^{3+}$ ou $Cl^{+5}$ ; Wilcken et al., 2017 ; Braucher et al., 2018) en sortie du second aimant (en A) ; t le temps de mesure (en s), $Charge_{9\ Be\ 3+}$ la charge électrique associé à l'ion (en C = A s) et $R_{trm\ HE\text{-}LE}$ le rapport de transmission entre les sorties de deux aimants (Haute, HE, et Basse, LE, énergie). L'efficacité de transmission est typiquement autour de 30 – 40 % dans les mesures Al (Arnold et al., 2010 ; Wilcken et al., 2017, Wilcken et al., 2019), voir jusqu'à 60 % dans les mesures Be (Arnold et al., 2010) et légèrement inférieure (20-30%) dans le cas du Cl (Arnold et al., 2010 ; Wilcken et al., 2017). Une mesure peut durer de quelques minutes à plusieurs heures avant obtention d'une erreur de mesure suffisamment faible (< 3%) ou l'épuisement de la cible selon la concentration en isotope (Braucher et al., 2018 ; Wilcken et al., 2019).

Deuxièmement, à partir du rapport entre l'isotope stable et l'isotope cosmogénique (toujours à partir de l'exemple du Be) :

$$[10\,Be] = R_{10/9} \times \left[\frac{Ms_{9\,Be} \times N_A}{A_{9\,Be}}\right] / M_{Qz} \tag{5.12}$$

avec $R_{10/9}$ le rapport isotopique obtenu précédemment en sortie de l'AMS, $N_A$ la constante d'Avogadro (nombre d'atomes dans une mole de matière = 6.02214076 $10^{23}$ $mol^{-1}$), $Ms_{9Be}$ la masse de $^{9}Be$ ajouté avec l'entraineur (soit la concentration en $^{9}Be$ de l'entraineur multiplié par la masse d'entraineur utilisé), $A_{9Be}$ la masse atomique du $^{9}Be$ (9.012 Da) et $M_{qz}$ la masse totale de quartz dissoute. C'est à partir de cette concentration finale qu'il est possible ensuite d'obtenir des âges ou des taux d'évolution des paysages par modélisation.

Dans le cas du $^{26}Al$, si aucun entraineur de concentration connue n'est ajouté, la concentration est obtenue selon :

$$[26Al] = \frac{R_{26/10} \times C_{Al} \times N_A}{A_{9Be}} \quad (5.13)$$

où $C_{al}$ est la concentration en Al dans l'échantillon, mesuré indépendamment par ICP-OES.

Comme pour l'$^{26}Al$, pour le $^{36}Cl$, une mesure indépendante (à l'ICP-MS/OES) de la concentration en Cl (assimilable à celle du $^{35}Cl$) est nécessaire (Stone et al., 1994).

## 5. 1. 3. Modélisation des concentrations, obtention des valeurs utiles (e.g. âge d'enfouissement)

### Age d'exposition

Cette méthode peut être utilisée par exemple pour contraindre des phases d'extension glaciaire (e.g. Fifield, 1999 ; Dunai, 2010 ; Glasser et al., 2012) pour déduire des âges de formation de terrasses d'abrasion marine ou fluviale, des taux de dénudation ponctuel (Lal, 1991 ; Stone, 1994 ; Dunai, 2010), ou encore pour étudier la paléo-sismicité sur des miroirs de failles (Dunai, 2010). Voir par exemple Darvill, 2013 pour une liste de publications sur la thématique. Le principe de l'obtention d'un âge d'exposition (ou d'un taux de dénudation) repose sur l'accumulation des isotopes au sein de la roche en fonction de la durée d'exposition aux flux de particules cosmogéniques. Plus la roche est exposée longtemps, plus la concentration augmente jusqu'à atteindre une valeur de saturation où la production se compense avec la désintégration, c'est l'équilibre séculaire (Dans le cas d'isotopes stables, cette valeur d'équilibre séculaire n'est jamais atteint) (Fig. 5.10).

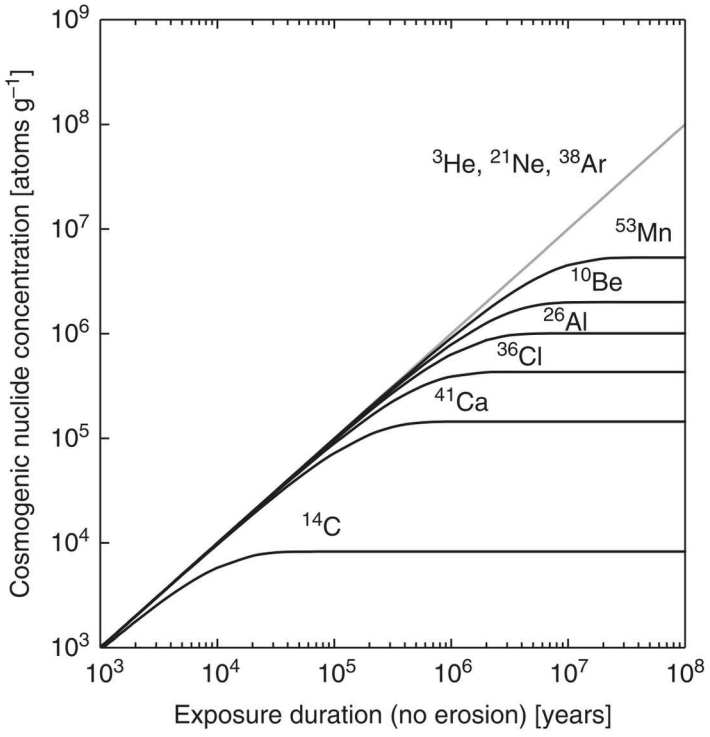



*Figure 5.10 : Evolution des concentrations en divers isotopes cosmogéniques en fonction du temps (à partir du taux de production SLHL). Tant que la courbe n'est pas horizontale, la méthode permet théoriquement l'obtention d'un âge d'exposition. D'après Dunai, 2010.*

La méthode est régulièrement utilisée pour contraindre un âge d'exposition (Dunai, 2010 ; Darvill, 2013) c'est à dire le temps durant lequel l'objet est resté dans une situation stable vis à vis de la production en isotope cosmogénique. Dans un tel contexte, la concentration ($C_{tot}$) augmente en fonction du temps (t) selon l'Eq. 5.14 où $\Lambda$ est la distance moyenne d'atténuation (g.cm$^{-2}$), $\lambda$ la constante de désintégration (an$^{-1}$), P la production, l'indice associé à chaque chemin de production isotopique, z la profondeur (cm) et $C_{inh}$ est la concentration héritée au moment de l'exposition. La première partie de l'Eq. 5.14 correspond donc à l'évolution de l'héritage en isotope qui, dans le cas d'une première exposition est nulle.

$$C_{tot}(t,z) = C_{inh} \times exp(-t \times \lambda) + \sum_i \left( \frac{P_i(z)}{\lambda} \times (1 - exp(-t \times \lambda)) \right) \qquad (5.14)$$

Cette approche considère de fait que l'érosion de la surface étudiée est nulle. Cette hypothèse semble raisonnable sur un temps court (e.g. strie glaciaires préservée depuis le dernier LGM témoignant d'une dénudation faible à nulle) mais dès lors que l'on considère un temps long (T > $10^5$-$10^6$ ans), les roches sont vraisemblablement soumises soit à des processus d'enfouissement soit à des processus d'érosion, soit alternativement aux deux. Dans le cas des zones en érosion, la durée d'exposition apparente est inversement proportionnel à la vitesse d'érosion mais la production *in situ* n'est pas constante en fonction du temps durant le trajet vers la surface de la roche, en effet, celle-ci augmente de manière exponentielle avec la diminution de la profondeur (cf : Eq. 5.3).

Si le processus d'érosion est assimilable à une remontée progressive stable et constante (*steady-state erosion*), il est possible de modéliser la concentration en surface selon 5.15 :

$$C_{tot}(z)=\sum_i \left(\frac{P_i(z)}{\lambda+\rho\times\left(\frac{\epsilon}{\Lambda_i}\right)}\right) \tag{5.15}$$

Dans ce cas-là, la concentration est, mathématiquement, explicitement indépendante du temps puisque uniquement en lien avec le taux d'érosion (elle est donc cependant physiquement implicitement dépendante du temps). La concentration mesurée augmente donc avec une augmentation du temps passé dans les zones d'accumulations en isotopes (0-30 m), c'est à dire avec une diminution du taux d'érosion. Il est considéré que pour des taux d'érosion inférieur à ~ 10 $m.Ma^{-1}$ (pour le $^{10}Be$, Dunai, 2010), la production muonique accumulée durant la remontée de ~ 30 à 3 m de profondeur est nulle puisque les isotopes ainsi produits se seraient entièrement désintégrés avant d'atteindre la surface. Il est donc généralement considéré que la production muonique en général est nulle (Granger and Muzikar, 2001 ; Dunai, 2010). Il me semble plus raisonnable de dire au contraire que la contribution muonique est maximale (en termes de production absolue) puisque l'échantillon enregistre également cette production sur les premiers cm de profondeurs (possibilité d'atteindre l'équilibre production – désintégration), mais étant largement inférieure à la production liée à la spallation, la contribution muonique devient négligeable devant celle-ci. On arrive en fait au rapport de production entre les différentes contributions (2 à 4 % de la production totale étant liée aux muons).

Dans tous les cas, le modèle considère une érosion théorique continue et régulière. En pratique, une érosion réellement constante ne semble pas possible, ne serait-ce qu'en raison de la dimension des sédiments érodés qui représentent l'incrément minimal d'érosion. Néanmoins, tant que cet incrément d'érosion réel demeure nettement inférieure à la profondeur d'atténuation des neutron ($\Lambda_n$), c'est à dire pour des incréments d'érosion de l'ordre de la dizaine de cm, 50 cm au maximum (Lal, 1991), l'approximation à une érosion continue est démontrée comme valide (Dunai, 2010). Dès lors que cette condition n'est pas respectée, l'Eq. 5.15 n'est plus valide.

Si un seul isotope est nécessaire pour contraindre un taux de dénudation/un âge d'exposition, l'utilisation de plusieurs isotopes permet de vérifier, *a minima*, l'hypothèse de dénudation régulière (Lal, 1991). En effet, si les différents isotopes ne présentent pas le même taux de dénudation il y a probablement rupture de cette condition. Selon les isotopes utilisés, cette différence peut être ou non significative sur des temps longs et il est alors préférable d'utiliser l'information apportée par l'isotope à demi-vie longue pour l'estimation de processus longs termes. Une étude plus détaillée de

l'objet d'étude et de son cadre géomorphologique est bien évidemment nécessaire dès lors que la différence devient forte (e.g. enfouissement partiel, rotation de blocs).

## Implémentation numérique

L'obtention du taux de dénudation local est résolue numériquement en force brute par minimisation d'une fonction coût de type norme $L^2$ en vue d'obtenir la meilleure estimation du taux de dénudation. Après application du facteur d'échelle (géographique et d'écrantage) au taux de production SLHL, une concentration théorique est calculée sur une gamme définie de taux de dénudation à partir de l'Eq. 5.15. Pour chaque valeur d'érosion modélisée, une erreur entre la concentration modélisée et mesurée est calculée (norme $L^2 = (C_{mes} - C_{mod})^2$ ). La meilleure solution étant celle dont l'écart est le plus faible (Fig. 5.11).
Cette approche permet de s'affranchir de possibles minimums locaux et permet d'obtenir la meilleure estimation du taux de dénudation sur l'espace des paramètres admissibles. Il permet également de voir la sensibilité aux paramètres et d'obtenir une meilleure estimation de la robustesse du minimum obtenu.

Deuxièmement, les concentrations modélisées s'écartant de plus d'une distance définie à la concentration mesurée (typiquement 1 à 2 écart-types (noté ci-après δ, selon la nomenclature de Taylor, 1998) de la valeur de concentration) sont supprimées car considérées comme non acceptables vis à vis des données. En effet, ces taux ne permettent pas d'expliquer la concentration réelle dans le cadre du modèle d'évolution morphologique considéré. L'obtention du minimum de la $L^2$ est ensuite obtenue sur l'espace restreint aux valeurs acceptables.
L'incertitude numérique est ensuite calculée comme étant la distance maximale entre la meilleure estimation et la limite de l'espace des valeurs acceptables. Cela permet notamment de s'affranchir d'une propagation d'incertitudes formelles complexe que je n'ai pas eu le temps d'implémenter durant cette thèse (L'Eq. 5.15 possédant trois termes avec les mêmes paramètres, une approche quadratique simple n'est pas valide puisque les erreurs de chaque paramètre ne sont pas indépendants ; Taylor, 1998).
A partir de ce résultat, le temps de transit $T_t$ (ou temps d'intégration) de l'échantillon sur les derniers ~ 60 cm (temps d'intégration) est calculé selon (5.16) :

$$T_t = \frac{\epsilon \times \rho}{n \times \Lambda} \tag{5.16}$$

Avec n la distance de transit considérée. Physiquement, $T_t$ correspond approximativement au temps nécessaire pour éroder n longueur d'atténuation (~ 50 à 60 cm pour n = 1). L'incertitude associée à $T_t$ est estimée par une propagation quadratique.

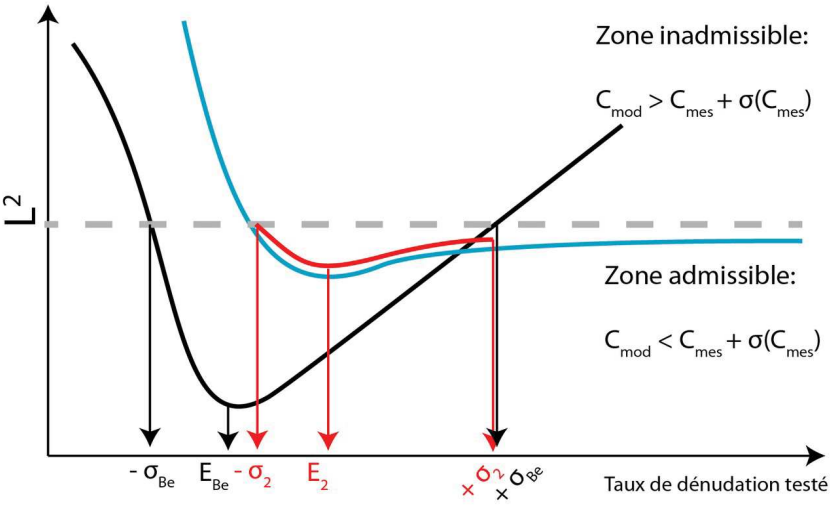



*Figure 5.11: exemple de fonction coût conceptuelle pour l'obtention d'un taux de dénudation (une inconnue).Les courbes noire, bleu et rouges représentent les fonctions coûts relativement aux mesures en Be, Al et l'approche combinée. Toutes les prédictions situées au-dessus de la ligne grise pointillée sont supprimées car non en accord avec les mesures. La fonction résultante (rouge) est restreinte aux zones valides sur les deux isotopes.*

Ce procédé est itéré pour chaque isotope (deux, dans ce cas le $^{10}$Be et l'$^{26}$Al). En parallèle, les deux fonctions coûts précédentes (celle issue de l'Al et celle du Be) sont sommées dans une $L^2$ globale et une troncature de la $L^2$ résultante est faite de la même manière que pour un isotope seul, par la suppression de l'ensemble de la gamme de concentration modélisée n'étant pas en accord avec les deux concentrations mesurées (à la valeur de tolérance près). La meilleure estimation du taux de dénudation est associée à la minimisation de la $L^2$ globale bornée à l'espace des modèles acceptables. L'erreur dans ce cas est estimée comme étant l'écart entre cette valeur minimale et la valeur maximale admissible. La figure 5.11 est un exemple théorique de l'obtention de la meilleure estimation et des incertitudes numériques associées.

## Obtention du taux de dénudation actuel des Bassins-Versants (B.V.)

L'approche précédente ne permet d'obtenir qu'une valeur ponctuelle de taux d'érosion. Or, un paramètre souvent plus intéressant vis à vis de l'évolution morphologique, ainsi que du lien possible avec la dynamique lithosphérique repose sur la connaissance d'un taux d'érosion à plus large échelle. Ce paramètre est estimable par l'utilisation d'un échantillonnage naturel : le réseau de drainage. En effet, la charge sédimentaire d'une rivière provient de l'ensemble de son B.V. soumis à

une érosion active. La contribution de chaque zone du B.V. n'est cependant pas nécessairement homogène (cf : ci-dessous). Cette approche de mesure de concentration en isotopes cosmogéniques dans les sédiments alluviaux est fréquemment utilisé (Granger et al., 1996 ; Dunai, 2010), le plus souvent par l'utilisation unique du $^{10}$Be. La méthodologie est explicitée ici dans le cas de l'utilisation du $^{10}$Be et de l'$^{26}$Al dans le quartz (Qz).

La méthode d'échantillonnage est simple, puisqu'il suffit de prélever une quantité suffisante de sédiment dans le cours d'eau. Cependant, une attention particulière doit être apportée au choix du site de prélèvement qui doit être associable à des sédiments actuels transportés par la rivière. C'est à dire, par exemple, qu'il est nécessaire de faire attention à une possible source en lien avec une terrasse alluviale, ou à des apports anthropiques. Dunai (2010), résume les conditions nécessaires à une application fiable de la méthode :

1- Le taux d'érosion du B.V. doit être constant sur le temps d'intégration de la méthode. En fait, il s'agit plus d'une hypothèse de travail qui peut être testée par 1) une approche morphologique (e.g. indices d'érosion récentes, données historiques, etc.) ou 2) par l'utilisation de plusieurs isotopes. Si la différence dans le taux obtenu est significative, alors il y a probablement eu une variation significative des taux d'érosions dans le temps. Un cas particulier se pose vis à vis de possibles effets anthropiques (e.g. érosion des sols agricoles). Ces effets sont courts (quelques années à siècles) devant les durées d'intégrations moyenne de la méthode (plusieurs milliers d'années à centaines de milliers d'années). Aussi, tant que l'amplitude de l'érosion est faible, typiquement de l'ordre de quelques dizaines de centimètres, cette amplification des taux d'érosion sur des temps courts n'impacte pas significativement le résultat (Dunai, 2010). Plus la durée d'intégration de la méthode est faible, c'est à dire plus le taux d'érosion est grand et plus l'on devient sensible à ce type de phénomènes.

2- La lithologie doit être homogène sur le B.V. Au-delà de la lithologie au sens strict, il est surtout important d'avoir une contribution en Qz *a priori* similaire sur l'ensemble du B.V. (Granger et al., 1996 ; Dunai, 2010 ; Granger and Schaller ; 2014). Par exemple, un granite et un grès induré, tous deux possédant ~ 50 % de Qz sont des lithologies similaires pour la méthode. Si la proportion de quartz est fortement variable au sein du B.V. il est possible de corriger de cette erreur en pondérant chaque zone de sa proportion en Qz (Dunai, 2010). Cette correction implique implicitement une érodabilité similaire de tous les types de roches à l'échelle du temps d'intégration de la méthode.

3- Le type de contribution granulométrique doit être similaire pour chaque source de Qz. Il est possible de corriger d'un possible effet par une connaissance approfondie de la lithologie de chaque source. Ce rôle de la granulométrie est également important à garder en tête lors du prélèvement, en ne sélectionnant qu'une gamme granulométrique donnée (ou ultérieurement lors du tri minéralogique) puisqu'il est indispensable d'avoir une contribution massique *a priori* similaire et ne pas biaiser le résultat par une contribution majeure d'un seul claste. Par exemple, un galet de 40 g au sein d'un échantillon total de 100 g aboutirais à un résultat peu fiable vis à vis d'une valeur moyenne de l'ensemble du B.V.

Cependant, le pendant de cette sélection par classe granulométrique est le risque de privilégier les sources distales pour les granulométries fines et les sources proximales pour les granulométries grossières.

4- Le processus érosif doit être associé à une dénudation, c'est à dire l'export de grains de petite taille de manière régulière. L'altération chimique doit être négligeable et les processus de pédogenèse ne doivent pas amener à des enrichissements trop fort en Qz, au risque de biaiser significativement les résultats obtenus (Schaller et al., 2001 ; Dunai, 2010). La présence de glissements de terrain récents est également potentiellement source d'erreur majeur puisqu'une importante quantité de sédiments faiblement exposés et donc à concentration faible (voir nulle), est amenée dans le système fluvial ce qui induit un taux d'érosion faussement élevé à l'échelle du B.V. (Aguilar et al., 2014). Dans ce cas, l'Eq. 5.17 ne permet pas de modéliser correctement la concentration initiale, d'autres modèles sont nécessaires (Granger et al., 1996 ; Dunai, 2010 ; Granger and Schaller, 2014).

5- Le temps de transport entre l'érosion des grains et le prélèvement doit être « nul ». C'est à dire largement inférieur à la durée d'intégration de la méthode sinon la mesure prend en compte une part de production associée à la période de transport. Si la durée de transport n'est pas négligeable, alors la concentration mesurée est également en lien avec l'accumulation durant le transport. Surtout, une durée de transit longue est le plus souvent associée à une période de dépôts dans une terrasse alluviale, et donc à un enfouissement partiel, ce qui tend à faire diminuer la concentration et induit un taux d'érosion artificiellement fort. Cet effet d'enfouissement partiel est testable en utilisant plusieurs isotopes (dont au moins un radioactif). Un possible effet d'enfouissement temporaire n'est cependant problématique que pour des durées proches de la durée d'intégration (Granger et al., 1996).

6- Le temps d'intégration de la méthode doit être faible devant la demie-vie de l'élément considéré. Sinon, la concentration peut atteindre l'équilibre séculaire (production contrebalancée par la désintégration) et seul un taux d'érosion maximal est estimable.

Si l'ensemble de ces critères n'est pas pleinement satisfait, cela ne signifie pas la non applicabilité de la méthode mais une diminution de sa précision. De fait, il est rare de pouvoir garantir la validité de l'ensemble de ces critères et il est plus raisonnable de considérer un ordre de grandeur du taux d'érosion plutôt qu'une valeur absolue au vu des nombreuses incertitudes non estimables. En effet, l'incertitude proposée est associée aux seuls paramètres quantifiables (e.g. incertitude sur la durée de $^1/_2$ vie, incertitude sur la mesure AMS) mais certains processus ne sont pas directement quantifiables (ancien glissement de terrain, variation du couvert végétal sur les derniers milliers d'années, etc. ). A ce titre, une incertitude « finale » générique de l'ordre de 20 à 30 % est proposée par Dunai (2010).

## Implémentation numérique

Comme dans le cas du calcul d'un âge d'exposition/taux de dénudation ponctuel, l'obtention du taux d'érosion à l'échelle d'un B.V. est résolu numérique en force brute par minimisation d'une fonction coût de type norme $L^2$ en vue d'obtenir la meilleure estimation du taux d'érosion moyen. L'équation (5.17) permet de produire une concentration théorique (Dunai, 2010) à partir d'une gamme définie de taux d'érosion :

$$\bar{C}_x = \sum_{i=1}^{3} \frac{\bar{P}_x^i}{\lambda_x + \frac{\bar{\rho} \times \dot{\bar{\epsilon}}}{\Lambda_i}} \tag{5.17}$$

où $\bar{C}_x$ est la concentration modélisée en isotope X (en atm.g$^{-1}$) au site de prélèvement en lien avec sa demie-vie $\lambda_x$ (en an) et son taux de production de surface moyen $P_x$ (en atm.g$^{-1}$.an$^{-1}$) après application du facteur d'échelle. L'indice i correspond aux trois composantes de production : nucléonique, ainsi que muonique lent et rapide. $\Lambda_i$ correspond au coefficient d'atténuation (en g.cm$^{-2}$), $\rho$ la densité moyenne de la roche érodée (en g.cm$^{-3}$) et $\varepsilon$ le taux d'érosion moyen du B.V. (en cm.an$^{-1}$). Le code développé durant la thèse utilise la valeur d'altitude et de latitude moyenne du B.V. ce qui est suffisant pour obtenir une mesure valide (Schaller et al., 2001 ; Dunai, 2010). L'utilisation de la pente moyenne est également utilisée pour corriger d'un écrantage partiel. La mise à l'échelle géographique correspond au schéma de Stone (2000).

Pour chaque concentration modélisée, un écart à la concentration mesurée est calculé (norme $L^2$). Deuxièmement, les concentrations modélisées s'écartant de plus d'une distance définie à la concentration mesurée (typiquement 1 à 2 écart-types) sont supprimées car considérées comme non acceptables vis à vis des données. L'obtention du minimum de la norme $L^2$ est ensuite obtenue sur l'espace restreint aux valeurs acceptables (Fig 5.11). L'incertitude est ensuite calculée comme étant la distance maximale entre la meilleure estimation et la moins bonne estimation, au sein de l'espace des valeurs acceptables. A partir de la meilleure estimation du taux d'érosion ε, le temps d'intégration de l'érosion du B.V. est calculé selon (5.18) :

$$T_i = \frac{\Lambda}{\dot{\epsilon} \times \rho} \tag{5.18}$$

Ce temps d'intégration $T_i$ correspond à la « durée de validité » du taux d'érosion calculé (Granger et al., 1996 ; Dunai, 2010). Physiquement, $T_i$ correspond approximativement au temps nécessaire pour éroder 50 à 60 cm (une longueur d'atténuation). Pour des périodes plus longues ou plus courte, il est nécessaire d'émettre une hypothèse de stabilité de ce taux dans le temps. Dans le cas du $^{10}$Be, la méthode permet d'estimer un taux d'érosion sur une gamme de temps de l'ordre de $10^3$ à $10^5$ ans (Granger and Schaller, 2014).

Ce procédé est itéré pour chaque isotope (deux, dans ce cas le $^{10}$Be et l'$^{26}$Al). En parallèle, les deux fonctions coûts précédentes sont sommées et une troncature de la $L^2$ résultante est faite de la même manière que pour un isotope seul, par la suppression de l'ensemble de la gamme de concentrations modélisées n'étant pas en accord avec les deux concentrations mesurées (à la valeur de tolérance près). Dans ce manuscrit, seules les valeurs de concentrations prédites étant comprises dans la gamme de $C_{mes}$ ± un écart-type (δ) sont retenues). La meilleure estimation du taux de dénudation est associée à la minimisation de la fonction coût globale bornée à l'espace des modèles acceptables. L'erreur dans ce cas est estimée comme étant l'écart entre cette valeur minimale et la valeur maximale admissible.

Ce procédé permet notamment de discerner lorsqu'il n'est pas possible d'obtenir une estimation du taux de dénudation apte à rendre compte des deux concentrations obtenues. Dans un tel cas, les conditions d'application de la méthode sont clairement en erreurs (e.g. enfouissement partiel). Lorsqu'il existe une différence significative entre les résultats obtenus à partir de deux isotopes, il est préférable de considérer celui possédant la plus longue demi-vie pour contraindre l'évolution dans un temps long. En effet, plus la demi-vie est grande et plus les phénomènes récents auront

tendances à être lissés dans le signal (Lal, 1991). Il ne s'agit là que d'une recommandation théorique, notamment pratique si la différence est faible. Dans tous les cas une ré-étude plus détaillée du contexte géomorphologique est nécessaire.

## Ages d'enfouissement (principes)

Si les sédiments charriés par les rivières (en général), se retrouvent enfouis sous une épaisseur suffisante de matière, il est en général possible de trouver la durée durant laquelle ces sédiments sont situés en profondeur (voir par exemple, Granger et al., 2001). Bien que non exclusivement réservés à cette fin (e.g. Granger et al., 2015), j'ai utilisé les âges d'enfouissement en vue de quantifier les vitesses de creusement des rivières du M.C.

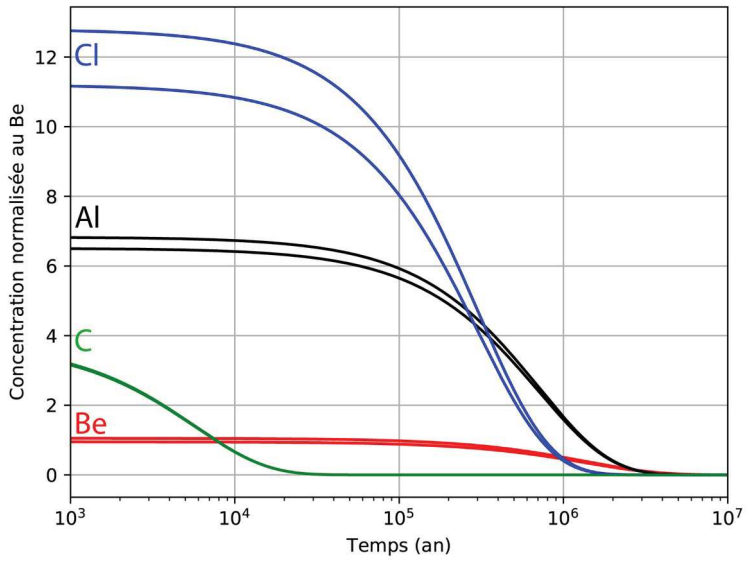



*Figure 5.12 : Enveloppe (1 δ) d'évolution de la concentration des 4 isotopes cosmogéniques les plus utilisés en fonction du temps d'enfouissement. Les concentrations initiales sont normalisées à celle du Be.*

L'obtention d'un âge d'enfouissement repose sur l'impact d'un taux de désintégration différentielle entre au moins deux isotopes (Dunai, 2010) (Fig. 5.12). Il est donc nécessaire de mesurer au moins un isotope radioactif, le second pouvant soit être stable (e.g. $^{21}$Ne) soit radioactif (e.g. $^{26}$Al, $^{14}$C). Le couple le plus utilisé est l'association du $^{26}$Al et du $^{10}$Be. Durant cette thèse, j'ai utilisé ce duo (au sein de sédiments quartzeux) mais une tentative d'utilisation combiné $^{26}$Al, $^{10}$Be et $^{36}$Cl a également été tenté au sein d'un dépôt alluvial. L'équation fondamentale de l'évolution de la concentration d'un isotope radioactif isolé du flux particulaire (enfoui suffisamment) est l'équation classique de désintégration nucléaire :

$$N_t = N_0 \times e^{-t/\tau} \tag{5.19}$$

En combinant deux isotopes radioactifs, il est possible d'exprimer l'évolution du rapport des concentrations en fonction de la durée d'enfouissement

$$R_{i/j} = \left(\frac{N_i}{N_j}\right)_{t_b} = \left(\frac{N_i}{N_j}\right)_0 \times e^{-t_b \times (1/\tau_i - 1/\tau_j)} \quad (5.20)$$

Les Eq. 5.19 et 5.20 sont valides uniquement si l'échantillon est enfoui suffisamment profond pour que toute production postérieure à l'enfouissement soit nulle. Cette profondeur critique, pour une densité de roche de 2.6, est de l'ordre de 30 m (Dunai, 2010). A cette profondeur les productions via les interactions avec les $\mu^+$ les $\mu^-$ et les n sont réduites respectivement à ~ 3-10 % (2 à 3 distances atténuations, $\Lambda_{u^+}$), 0.01 % (~ 6 $\Lambda_{u^-}$) et $8.10^{-23}$ % (~ 50 $\Lambda_n$) de leurs valeurs de surface.

Les âges d'enfouissement par l'utilisation du couple $^{26}$Al et $^{10}$Be ont une fenêtre d'application théorique de l'ordre de quelques centaines de ka à 5 Ma (Granger et al., 1997 ; Ganger and Muzikar, 2001 ; Dunai, 2010). La limite inférieure est associée à une augmentation majeure de l'incertitude sur le rapport initial des concentrations (en lien avec les incertitudes sur les taux de production, facteur d'échelle, etc.) et de sa faible évolution sur ces gammes de temps (le rapport reste constant aux incertitudes près, Fig. 5.12). La limite haute est induite de fait par la disparition de l'Al (aux capacités de l'AMS, puisque il n'y a théoriquement « jamais » disparition totale de l'élément) et peut donc être nettement inférieure en fonction de la concentration initiale du sédiment.

## Ages d'enfouissement (amalgame, échantillon isolé)

La première méthode d'obtention d'un âge d'enfouissement consiste en un prélèvement de sédiment en profondeur et l'amalgamation de l'ensemble de la masse du sédiment avant obtention du Qz pur (Fig 5.13). De fait, cette méthode induit la production d'un âge moyen du mélange sédimentaire ce qui induit une limite fondamentale sur l'impossibilité via cette approche d'obtenir une information fiable si la dynamique sédimentaire est complexe (e.g. remaniement endokarstique).

## Implémentation numérique



*Figure 5.13: exemple de site de prélèvement pour l'obtention d'un âge d'enfouissement par amalgame. Les galets de Qz sont visibles en blanc l'échantillonnage est dans ce cas réalisé sur le niveau inférieur. Aven du Bois de Merle 2, Hérault.*

A l'instar des calculs d'âges d'exposition ou de taux d'érosion des B.V., le code développé utilise un schéma en force brute avec une minimisation d'une norme $L^2$. L'Eq. 5.21 (Granger and Muzikar, 2001) est résolue pour un ensemble de couple âge d'enfouissement-paléo-taux de dénudation produisant un ensemble de valeurs de $C_{mod}$ qui est comparée à la valeur mesurée $C_{mes}$. Avec $\Lambda$ la distance d'atténuation (en cm).

$$C_{mod} = \sum_{i=1}^{3} \left( \frac{P_i}{\left( \frac{1}{\tau_i} + \frac{\epsilon}{\Lambda} \right)} \right) \times e^{\frac{-t}{\tau_i}} \qquad (5.21)$$

Cette approche, appliquée aux âges d'enfouissement permet de s'affranchir de l'indétermination fondamentale induite par l'utilisation du rapport des concentrations puisque aucune hypothèse n'est écartée (dans la limite d'une érosion continue). En effet, si le rapport initial des concentrations est raisonnablement estimable comme égal au rapport du taux de production pour des zones avec des taux d'érosion > 10 $m.Ma^{-1}$, (soit ~ 6.0 à 6.75), il devient fortement dépendant du taux d'érosion pour des gammes plus faible (1-10 $m.Ma^{-1}$) et décroit jusqu'à ~ 2.8 pour un taux d'érosion nul (Nishiizumi et al., 1989 ; Fifield, 1999). Si les taux d'érosion sont trop fort (> 1000 $m.Ma^{-1}$) le rapport initial peut également être augmenté au-delà de 6.75 pour atteindre le rapport de production muonique (~ 7.2).

Autrement dit, sur la seule base du rapport de concentration (sans considérer la valeur absolue des concentrations), il n'est pas possible d'estimer si l'échantillon est issu d'une zone à faible érosion et a été enfoui récemment ou s'il provient d'une zone à érosion « forte » mais à été enfoui depuis longtemps.

## Cas des échantillons compliqués

Dans le cas d'un échantillon prélevé à faible profondeur, la production secondaire peut poser problème puisqu'elle contribue de manière plus ou moins significative à la concentration mesurée, et l'approche développée dessus ne s'applique pas. Il est nécessaire de corriger de cette production secondaire ou d'utiliser une autre approche. Un premier test est effectué en vue d'estimer s'il est possible ou non d'obtenir une information à partir de l'échantillon. En effet, la concentration arrivant à saturation à une valeur $C_{sat}(z) = T^{1/2} * P_{tot}(z)$ (Granger and Muzikar, 2001) où $T^{1/2}$ est la demie-vie de l'isotope (en an) et $P_{tot}$ le taux de production (en $atm.g^{-1}.an^{-1}$). En connaissant la production à la profondeur de prélèvement (Eq. 5.14) il est possible de tester si l'échantillon est ou non à saturation. Si la $C_{mes} = C_{sat}$ alors il n'est pas possible d'obtenir une information fiable sur la mise en place de l'échantillon, celui-ci gardant cette concentration indéfiniment.

Si la saturation n'est pas atteinte, il est donc possible de corriger de la production secondaire pour estimer l'âge d'enfouissement, en acceptant une augmentation notable de l'incertitude de l'âge.

La production secondaire en profondeur est corrigée de manière itérative selon :

1- Une première estimation de l'âge d'enfouissement est réalisée.

2- Cet estimation initiale d'âge est utilisée pour calculer la concentration secondaire associée.

3- La concentration secondaire est déduite de la concentration initiale.

4- Le processus est repris en 1- avec l'utilisation de la concentration corrigée comme concentration initiale jusqu'à convergence de la correction sous l'incertitude de mesure.

## Isochrone




*Figure 5.14: exemple de galet utilisé pour l'obtention d'un isochrone. Echantillon du plateau de France, Millau, France.*

Une autre approche pour obtenir un âge d'enfouissement est celle de l'isochrone (Balco and Rovey II, 2008 ; Dunai, 2010). Cette méthode a l'avantage de pouvoir a priori exclure le rôle de l'héritage liée à l'exposition initiale dans un échantillon. Elle suppose secondairement une histoire d'enfouissement commune Dans ce cas, plusieurs échantillons uniques, prélevés dans le même niveau sédimentaire sont analysés individuellement. Aussi, cette méthode est limitée aux sites où des galets de Qz de ~ 100-200 g sont présent (Fig. 5.14). La masse minimale peut-être réduite dans le cas d'un âge d'enfouissement probablement faible tandis qu'un galet de taille trop important pose des problèmes de production différentielles de part-et d'autres de l'échantillon. A titre d'exemple, la production de part et d'autre d'un galet de 10 cm de distance est ~ 15 % inférieur au niveau de la partie basse. Il est donc avantageux de ne pas prélever des galets de taille trop importante afin de limiter ce possible effet.

L'approche par isochrone repose sur l'hypothèse que des galets situés au sein du même dépôt sédimentaire possèdent une même histoire d'enfouissement. Il est donc possible de faire ressortir cette histoire commune et de s'affranchir de l'histoire individuelle anté-enfouissement (Balco and Rovey II, 2008). Au sein d'un espace $^{10}$Be-$^{26}$Al, des échantillons ayant la même histoire s'alignent sur une droite dont la pente permet d'obtenir l'âge d'enfouissement (Dunai, 2010).

La méthode permet théoriquement une utilisation à partir de galets prélevés à différentes hauteurs (Balco and Rovey II, 2008) mais ne pas prélever strictement sur un même niveau sédimentaire pose de fait le problème d'une possible production secondaire différentielle à corriger ainsi qu'une incertitude sur le contexte morpho-sédimentaire de synchronicité d'enfouissement. Il est donc préférable de ne s'astreindre à un prélèvement sur un même niveau sédimentaire et altitudinal (si dépôts en pentes).

L'obtention de l'âge reposant sur une régression linéaire au sein du nuage de points des échantillons (Concentration en $^{26}$Al en fonction de celle en $^{10}$Be), il est préférable d'avoir une large gamme de

concentrations afin d'avoir un meilleur ajustement de la droite de régression (Balco and Rovey II, 2008 ; Dunai, 2010). Bien entendu, cette condition n'est visible qu'après la mesure. Un prélèvement initial de plusieurs galets supplémentaires (et garder en réserve si le temps de traitement ou le coût de la mesure ne permet pas de les traiter directement) permet le cas échéant de densifier la mesure si la régression est mauvaise sans avoir besoin de re-échantillonner (Selon la facilité d'accès au site de prélèvement, cette précaution peut être intéressante). L'équation de la droite est donc de la forme y = ax+b avec x la concentration en $^{10}$Be et y celle en $^{26}$Al :

$$C_A(t) = R_{A/B}(0) \times \exp^{(-t_b \times (\lambda_A - \lambda_B))} \times C_B(t) + [C_A^{pb} \times \exp^{(-t/\lambda_A)} - R_{A/B}(0) \times C_0^{pb} \times \exp^{-t/\lambda_A}] \quad (5.22)$$

La seconde partie de l'équation est associée à la production secondaire (Dunai, 2010). Pour un échantillon suffisamment écranté (z > 30 m) elle est de fait égale à 0 (Granger et al., 2015). La pente de la courbe est donc associée à :

$$R_0(t) \times \exp(-t \times (\lambda_A - \lambda_B)) \quad (5.23)$$

Le problème inhérent de cette approche repose néanmoins sur l'estimation du rapport initial. Pour Dunai (2010), il est possible d'utiliser le rapport actuel du B.V. comme proxy du $R_0$. Cette approximation n'est raisonnable que dans le cas de datations d'objets « récents » et proche de la rivière comme une terrasses alluviale. La propagation sur un temps long (> Ma) d'un rapport actuel contraint sur ~ $10^3$-$10^4$ ans étant sujet à de fortes incertitudes. Globalement, il est nécessaire de supposer une source sédimentaire ayant un taux d'érosion > ~ 10 m.Ma$^{-1}$ afin d'utiliser un rapport initial d'équilibre de 6.75. Dans ce cadre, l'âge d'enfouissement est donc calculable selon :

$$t_b = \frac{-\ln(\frac{R_m}{R_0})}{\lambda_{26} - \lambda_{10}} \quad (5.24)$$

avec λ la constante de désintégration de l'élément (Dunai, 2010).

## Implémentation numérique

Le code de résolution obtient la meilleure droite d'ajustements aux mesures. La pente obtenue est utilisée comme Rm dans l'Eq. 5.23 en vue d'obtenir l'âge d'enfouissement optimum. L'incertitude est ensuite estimée par une propagation quadratique. Actuellement, le rapport initial est inséré manuellement. Le développement actuel vise à utiliser le rapport initial déduit d'une estimation individuelle de chaque échantillon pour l'intégration dans la résolution de l'équation de l'isochrone.

### Profils verticaux (enfouissement)

Enfin, la dernière possibilité d'obtention d'âge d'enfouissement est la production de profils verticaux au sein de remplissage sédimentaire, typiquement des terrasses alluviales. Le profil théorique de concentration est de forme exponentielle décroissante avec l'augmentation de la profondeur. Arrivée à une profondeur suffisante (dépendant de l'âge de dépôt) la concentration devient constante avec la profondeur. Cette concentration est associée à la concentration héritée de l'érosion initiale. Cette méthode est *a priori* plus robuste qu'un âge unique mais nécessite également la préparation et la mesure de au moins 5-6 échantillons le long du profil pour obtenir une contrainte fiable de l'âge.

Cette approche étant en cours d'implémentation dans le code python au moment de la rédaction de ce manuscrit, la méthode n'est pas plus développée ici. Voir par exemple Balco and Rowey II (2008) pour plus de détails.

## 5. 1. 4. Autres méthodes de datations

Les grandes lignes des autres méthodes de datations dont les âges sont utilisés dans le cadre de cette thèse ou pour lesquelles je n'ai pas effectué de préparation d'échantillons sont présentés ci-dessous de manière succincte. Ces âges sont ceux trouvés dans la littérature, notamment pour ce qui est des datations des édifices volcaniques.

### Datation par mesure du déséquilibre U/Th

Cette approche est fréquemment utilisée pour dater la formation de concrétions (travertins, spéléothèmes ; Bini et al., 1989 ; Rhis et al., 1999 ; Jaillet et al., 2004 ; Granger and Stock, 2004 ; Cliff et al., 2010 : Lascu et al., 2016). La plage d'application de la méthode est de l'ordre de 0-500 (éventuellement 700 ka) (Granger and Stock, 2004 ; Lascu et al., 2016).
L'échantillon est préparé de manière sensiblement identique aux mesures des isotopes cosmogéniques : sélection des minéraux d'intérêt (typiquement de la calcite), attaque acide et dissolution, utilisation d'un entraineur et séparation des éléments à travers des résines échangeuses d'ions (Rhis et al., 1999 ; Granger and Stock, 2004). Les mesures proprement dites sont effectuées

en deux temps. D'un côté pour l'obtention de la concentration en $^{238}U$ et en $^{232}Th$ (Mesure faite, par exemple à la TIMS, *Thermal Ionizising Mass Spectrometer*) et d'un autre côté pour l'obtention de l'activité du $^{230}Th$ et du rapport $^{234}U/^{238}U$ (Rhis et al., 1999) par spectrométrie α ou pour l'obtention du rapport U/Th à l'ICP-MS (Granger and Stock, 2004 ; Lascu et al., 2016).
Une limite majeure de cette approche est la forte dépendance du résultat vis à vis de la propreté de l'échantillon, c'est à dire de la fermeture du système à de possibles contamination par apport détritique augmentant artificiellement la concentration en $^{232}Th$ (Jaillet et al., 2004).

## Datations U/Pb

Cette méthode est souvent utilisée pour la datation d'objets anciens (e.g. première datation robuste de l'âge de la terre à 4.56 Ga) mais elle est également utilisable, entre autres, pour dater la formation de concrétions, à l'instar de l'approche U-Th (Polyak et al., 2008). Le principe fondamentale repose sur la désintégration de l'U en Pb, à la suite de deux chaines de désintégrations différentes ($^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb$ et $^{235}U \rightarrow {}^{207}Pb$).
La préparation repose sur le tri des minéraux utiles par les méthodes classiques : Frantz (séparation magnétique), liqueur dense, etc. puis, dans le cas de datation de concrétions, une attaque acide (décapage à l'HCL pour supprimer une possible contamination de surface) puis une dissolution totale à l'HCl avec ajout d'un entraineur dont les concentrations en $^{233}U$-$^{236}U$-$^{202}Pb$ sont connues (Cliff et al., 2010). Le Pb et l'U sont ensuite séparés via des résines échangeuses d'ions (Brichau et al., 2008 ; Cliff et al., 2010) et mesurés par spectrométrie de masse. Deux mesures sont réalisées : une pour la composition isotopique en U et une pour le rapport U/Pb Cliff et al. (2010). Plusieurs problèmes se posent dans le cas de l'application aux spéléothèmes, comme par exemple en cas d'excès d'$^{234}U$ ou de déficit en $^{230}Th$ ou en $^{231}Pb$ (Polyak et al., 2008 ; Cliff et al., 2010). Si des corrections sont utilisables, la méthode tend néanmoins à ne pas aboutir à un résultat fiable en cas d'excès de Pb (Polyak et al., 2008).

## Datation K/Ar

La méthode se base sur la désintégration du K en Ar (Dunai, 2010). Après sélection des minéraux d'intérêts par séparation physique (e.g. séparation magnétique, liqueurs denses), on chauffe l'échantillon par étape successive ce qui permet d'obtenir la concentration en Ar (dégazage). La mesure peut être réalisée sur un Spectromètre de masse classique, de faible énergie

(un courant terminal de l'orde du kV est suffisant). Cette méthode est cependant sensible à l'altération des minéraux utilisés ou à la présence d'inclusions fluides (non corrigeable par des préparation physico-chimiques). Ce type de contamination, aboutissant à un vieillissement de l'âge obtenu est montré par Sasco et al. (2017) dans le cas de laves du bas Vivarais avec un vieillissement (relatif aux âges Ar/Ar) d'un facteur 1 à 8.5.

## Datation Ar/Ar

La méthode est sensiblement la même que pour l'approche par K/Ar. Cependant, une phase d'irradiation préalable de l'échantillon est nécessaire avant dégazage par chauffage progressif. Après sélection des minéraux utiles, ceux-ci sont donc irradiés avant soit un chauffage par pallier soit une ablation laser et mesure sur un spectromètre de masse (Brichau et al., 2008).
L'étape d'irradiation peut, théoriquement, induire une perte d'Ar et donc un rajeunissement artificiel de l'âge de l'échantillon (Sasco et al., 2017). Cet effet semble cependant faible voire négligeable dans le cas des laves récentes du M.C. (bon accord avec les âges $^{14}C$ dans le Vivarais ; Sasco et al., 2017). Une altération des minéraux est également une source possible d'erreur potentiel tout comme l'incorporation d'Ar atmosphérique (engendrant un vieillissement artificiel) (Brichau et al., 2008).

## Datation par thermoluminescence d'inclusions fluides

Cette méthode est une méthode de dosimétrie. Après plusieurs étapes de préparation physico-chimiques (Raynal et al., 1985), on chauffe l'échantillon pour pouvoir calculer la dose de radiation naturelle que l'échantillon a subi depuis sa dernière phase de chauffe (à hauteur de 300-400°C, Raynal et al., 1985). On peut ainsi dater la fermeture d'un système à une certaine température, ce procédé est donc utile pour la datation d'édifices volcaniques (Raynal et al., 1985 ; Sasco et al., 2017).
La méthode permet en pratique de dater des objets sur une plage de temps de $10^3$ à $2.10^5$ ans. Il est également indispensable de mesurer *in-situ* la radioactivité, puisque le taux d'exposition est dépendant de cette valeur. Cela induit que la méthode est fortement dépendante de l'évolution locale au niveau de l'encaissant (circulation lente de fluides ayant lessivé des minéraux enrichis en Th ou U par exemple induisant des erreurs sur le taux de radioactivité utilisé). Il est également possible que le blanchissement (remise à zéro de la dose de radiation enregistrée) n'ait pas été

totalement efficace préalablement à la dernière fermeture du système (induisant donc un héritage, Sasco et al., 2017). Ou encore et surtout, que la dosimétrie in situ ne soit pas correcte (complexité à avoir une valeur fiable). Ces effets peuvent a priori surtout vieillir l'âge obtenu (Sasco et al., 2017, pour le cas des laves du Vivarais), mais théoriquement, une mauvaise estimation de la dose annuelle peut aussi rajeunir artificiellement l'âge proposé.

## Datation OSL

La mesure par OSL (*Optically Stimulated Luminescence*, ou luminescence stimulée optiquement) est également une mesure de dosimétrie. Généralement, l'échantillon est purifié en vue de ne garder que le quartz par séparation physico-chimique : attaques acides, séparations magnétiques, etc. (Vernet et al., 2008). Une fois purifié, l'échantillon est soumis à des cycles de chauffes et l'on mesure la luminescence (induite) de celui-ci. L'intensité étant proportionnelle à la dose de radiation reçue par l'échantillon, donc à son âge. Il est de fait également indispensable de pouvoir connaître la radioactivité sur place afin de connaître le taux d'irradiation de l'échantillon (vitesse d'accumulation) et de retrouver son âge (Vernet et al., 2008). Cette dernière obligation est source d'erreur potentiellement majeure si le taux de radiation est fortement variable dans le temps et difficilement contraignable.La méthode permet de remonter à ~ 150 ka (Balco and Rovey II, 2008).

## Carbone 14

Le $^{14}C$ fait également partie de la gamme des isotopes cosmogéniques radioactifs (demi-vie de 5730 ± 30 ans ; Dunai, 2010). S'il existe une production *in situ* quelques fois exploitée, la majorité des utilisations du $^{14}C$ se base majoritairement sur la production atmosphérique et son incorporation dans la matière organique. La mesure est aujourd'hui également faite par AMS avec un voltage terminal généralement inférieur à celui nécessaire aux mesures $^{10}Be$, $^{26}Al$ ou $^{36}Cl$ (Fifield, 1999 ; Jull and Burr, 2006 ; Synal, 2013) en raison entre autres de la meilleure ionisation de la cible (courant de 50 – 200 µA), sous forme de graphite. La méthode de datation ne permet cependant pas de remonter de manière fiable au-delà de ~50 ka en raison notamment de la très grande sensibilité d'échantillons vieux à de la contamination par du $^{14}C$ actuel (Fifield, 1999 ; Jull and Burr, 2006 ; Balco and Rovey II, 2008). Il est également nécessaire de calibrer l'âge obtenu car la production du $^{14}C$ et surtout le rapport $^{14}C/^{12}C$ n'est pas constant dans le temps (Fifield, 1999).

Durant ce travail de thèse, un échantillon (de sédiment) a été prélevé sur un cône de grèze scellant le paléo-méandre de St-Etienne-d'Issensac (cf : partie 5.5) et un âge $^{14}C$ a été mesuré. L'ensemble des étapes de préparations ont été faites par la plateforme nationale LMC14 (Paris-Saclay) selon leur protocole interne. La préparation de l'échantillon repose sur un traitement à l'acide (Jull and Burr, 2006) pour supprimer les sources de carbones interférentes et la suppression des carbonates. Le C de l'échantillon est ensuite mis sous forme de graphite pour la mesure à l'AMS.

# V. 2. Nouvelle quantification des taux de dénudation

## Analyse des mesures de concentrations en $^{10}Be$ et $^{26}Al$

Le premier axe de quantification des vitesses d'évolutions du paysage repose sur l'obtention des taux de dénudation des B.V. à l'aide des sédiments de rivières. Certains B.V. ont déjà été étudiés par la même approche (Schaller et al., 2001 ; Molliex et al., 2016 ; Olivetti et al., 2016 ; cf : partie 3.11) et les études visaient principalement les secteurs Sud et Est du M.C. Aussi, les échantillonnages effectués durant cette thèse ont eu pour objectif de compléter spatialement cette quantification notamment en étudiant des B.V. drainant vers l'Ouest (Fig. 5. 15).

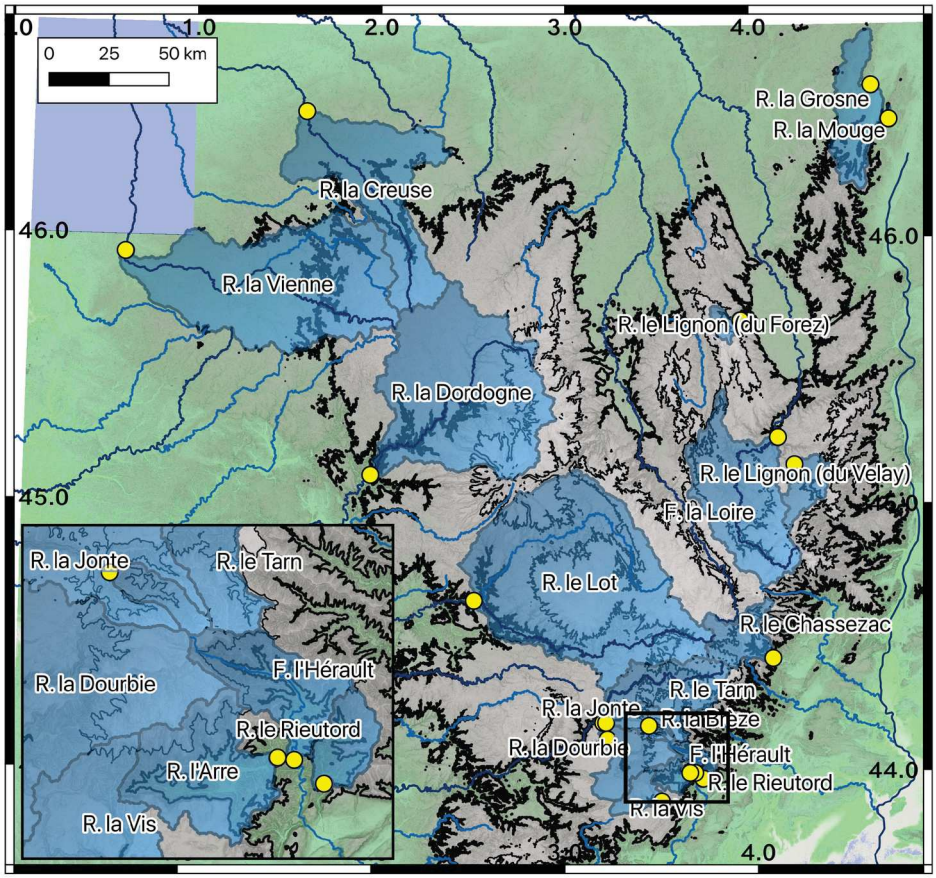



*Figure 5.15: Carte des sites d'échantillonnage de sédiments alluviaux actuels effectués durant cette thèse (points jaunes) et B.V. associés (polygones bleus). Fond topo: ALOS 30m mis en relief par la carte des pentes.*

Lorsque possible, deux tailles de sédiments ont été prélevées et étudiées séparément : des sables (taille maximale de l'ordre de quelques millimètres) et des graviers-galets (dimension pluri-centimétrique).

Cette stratégie a pour but de tester la représentativité des taux de dénudation déduit de processus érosifs *a priori* différents : dénudation régulière de type diffusion à l'origine des sables et processus à composante gravitaire marquée (e.g. chute de bloc) pour les galets. Cependant, il est important de nuancer dès à présent que, outre l'origine du sédiment, la distance parcourue est de fait un élément

majeur puisque plus la distance de transport augmente et plus les sédiments diminuent en taille (effet d'attrition). Les sables prélevés peuvent donc également être, en partie, le produit de débris relativement grossier issus de sources distales.

| **Nom** | **$Lon_p$ (°)** | **$Lat_p$ (°)** | **$Lat_b$ (°)** | **S (km²)** | $-Alt \pm \delta_{alt}(m)$ | $-P \pm \delta_p(°)$ | **P>26° (%)** | **IH** | **Ech.** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Hérault | 3.6769 | 43.9990 | 44.071 | 110 | 670 ± 275 | 23.1 ± 8.8 | 41.59 | 0.359 | S+G |
| Arre | 3.6546 | 44.0010 | 43.985 | 154 | 673 ± 289 | 17.8 ± 6.6 | 18.64 | 0.432 | S |
| Rieutord | 3.717 | 43.9769 | 44.017 | 49 | 532 ± 190 | 20.2 ± 7.0 | 20.63 | 0.367 | S+G |
| Vis | 3.5026 | 43.8930 | 43.92 | 227 | 753 ± 107 | 9.4 ± 8.0 | 5.20 | 0.393 | G |
| Grosne | 4.6627 | 46.7502 | 46.472 | 881 | 372 ± 118 | 7 ± 4.3 | 0.01 | 0.221 | S |
| Mouge | 4.7564 | 46.4401 | 46.449 | 16 | 409 ± 70 | 10.1 ± 4.4 | 0.00 | 0.464 | S |
| Lignon F. | 3.9357 | 45.6957 | 45.681 | 118 | 1118 ± 201 | 10.9 ± 5.9 | 1.77 | 0.527 | S |
| Ligon V. | 4.218 | 45.1514 | 45.071 | 345 | 1042 ± 124 | 5.6 ± 3.4 | 0.02 | 0.266 | S |
| Loire | 4.1313 | 45.2536 | 45.026 | 1987 | 970 ± 203 | 7.9 ± 5.9 | 1.35 | 0.394 | S |
| Tarn | 3.2079 | 44.1935 | 44.314 | 947 | 963 ± 210 | 13.8 ± 9.1 | 11.49 | 0.444 | S+G |
| Dourbie | 3.2221 | 44.123 | 44.059 | 562 | 861 ± 197 | 10.3 ± 8.4 | 6.40 | 0.424 | S+G |
| Jonte | 3.2054 | 44.1901 | 44.196 | 280 | 961 ± 120 | 12.2 ± 9.2 | 9.80 | 0.487 | S+G |
| Brèze | 3.4388 | 44.1777 | 44.155 | 34 | 1073 ± 188 | 18.9 ± 6.6 | 13.46 | 0.432 | S+G |
| Chassezac | 4.0900 | 44.4267 | 44.506 | 494 | 980 ± 288 | 16.3 ± 8.7 | 15.14 | 0.538 | S+G |
| Vienne | 0.6436 | 45.9366 | 45.819 | 4331 | 432 ± 155 | 5.1 ± 3.5 | 0.02 | 0.362 | S+G |
| Creuse | 1.6014 | 46.4730 | 46.179 | 2459 | 457 ± 142 | 4.5 ± 3.3 | 0.02 | 0.386 | S |
| Dordogne | 1.9694 | 45.1141 | 45.424 | 4144 | 794 ± 230 | 7.6 ± 6.7 | 3.12 | 0.362 | S+G |
| Lot | 2.5214 | 44.6464 | 44.72 | 5464 | 956 ± 233 | 9.1 ± 7.1 | 3.59 | 0.461 | S+G |

*Tableau 5.1: Caractéristiques principales des B.V. étudiés. Les coordonnées des sites de prélèvements sont données par $Lon_p$ (Longitude) et $Lat_p$ (Latitude). La latitude moyenne du B.V. (centroïde du B.V.) est donné par $Lat_b$. Les coordonnées sont reportées selon l'ESPG 4236 (WGS84). Les trois paramètres suivants : S, Alt et P sont respectivement la surface du B.V., l'altitude moyenne et la pente moyenne. Les écart-types (δ) associés à Alt et P sont également présentés. Sont également reportés le pourcentage de pente > 26° au sein du B.V. et son indice d'Intégral Hypsométrique (IH). La dernière colonne stipule le type de sédiment ayant été analysé : S pour sable et G pour galets.*

Pour chaque site, le prélèvement a été effectué en s'affranchissant au maximum de problèmes tels qu'une remobilisation de terrasses alluviales (par exemple) ou d'effet anthropique. Un impact de processus en amont n'est cependant pas à exclure de manière certaine, notamment du fait de la présence de nombreux barrages, ouvrages d'art ou bâtits divers. Ces modifications du réseau hydrographique vont de la retenue hydro-électrique moderne aux aménagements agricoles antérieurs au XX$^{ième}$ siècle visant à réduire l'impact des crues. Ces derniers, particulièrement

présents au niveau de la zone Cévenole-Vivarais, peuvent malgré leur taille réduite, avoir un rôle non négligeable de retenue sédimentaire (Martin et al., 2008).

Malgré ces possibles problèmes, les critères de qualité d'application de la méthode (cf : partie 5.1, voir aussi Dunai, 2010) semblent *a priori* respectés puisque l'étude de photographie aérienne et du MNT ne montrent pas de mouvements gravitaires ou de terrasses alluviales d'ampleur significative en amont. La quasi-totalité des zones en amont du point de prélèvement présente une composante quartzeuse (dont les proportions réelles ne sont cependant pas connues) ce qui suggère une contribution au premier ordre, de l'ensemble du B.V. et donc une représentativité correcte du taux de dénudation obtenu. Ce dernier point est cependant à nuancer pour les quelques B.V. situés au niveau des Grands-Causses (proportion de zone karstique non négligeable).
Les caractéristiques principales des 18 B.V. étudiés sont présentées dans Tab. 5.1 tandis que les valeurs associées aux mesures de concentrations en isotopes cosmogéniques sont donnés dans Tab. 5.2. Ces mesures ont été faites à l'ANSTO. Les taux de dénudations sont basés sur l'Eq. 5.17 avec une mise à l'échelle selon le schéma de Stone et une prise en compte des masques topographiques à partir de la pente moyenne du B.V. Ce dernier effet est faible et inférieur à 10 % (de l'ordre de 1 % par exemple pour la Creuse). Cette valeur est inférieure à l'incertitude sur le facteur d'échelle utilisé.

Les concentrations mesurées en Be s'échelonnent de ~ $1.10^4$ à $1.10^5$ atm.g$^{-1}$ avec une erreur relative moyenne de 2.8 ± 0.6 % sur l'ensemble des échantillons. L'échantillon du Lignon du Velay présente une erreur particulièrement élevée de 5.12%).
Les concentrations en Al s'étalent de $1.10^5$ à $2.10^6$ atm.g$^{-1}$. L'erreur analytique liée aux mesures en Al est nettement supérieure à celle associée au Be puisque l'erreur relative moyenne est de 7.9 ± 4.5 %.

En accord avec un modèle d'érosion simple, constante et régulière (*steady*-state) le rapport de concentration $^{Al}/_{Be}$ est supposé être situé autour de 6.75 ± 0.43 (cas d'une érosion supérieure à ~ 10 m.Ma$^{-1}$, et inférieure à plusieurs centaines de mm.ka$^{-1}$). La gamme de taux de dénudation obtenue étant comprise dans la gamme ~ 10 – 200 mm.ka$^{-1}$, la valeur maximale du rapport de 6.75 est retenue, ce rapport peut néanmoins tendre vers une valeur plus faible jusqu'à ~ 3 pour des taux d'érosion très faibles ou un enfouissement temporaire partiel au sein du karst ou d'une terrasse (cf : partie 5.1). Seulement 17 échantillons sur 28 (sables et clastes confondus) sont directement en accord avec cette gamme de rapport théorique (Tab. 5.2). Un test d'hypothèse nulle (écart entre le rapport théorique et mesuré inférieur à l'écart-type (propagation quadratique)) montre que 5

échantillons sont possiblement explicables par une hypothèse nulle donc statistiquement non différentiable du rapport théorique. Il reste donc 6 échantillons dont les rapports mesurés présentent un écart significatif au rapport théorique. Les sables du Lot et de la Brèzes échappent même à la gamme théorique en considérant une marge de deux écarts-types vis à vis de l'hypothèse nulle.

| Nom | [$^{10}$Be ± $\delta_{Be}$] x $10^3$ atms/g | [$^{26}$Al ± $\delta_{Al}$] x $10^4$ atms/g | Ra ± $\delta_{Ra}$ | Nom | [$^{10}$Be ± $\delta_{Be}$] x $10^3$ atms/g | [$^{26}$Al ± $\delta_{Al}$] x $10^4$ atms/g | Ra ± $\delta_{Ra}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Arre (S)** | 55 ± 2 | 36 ± 4 | 6,5 ± 0,8 | **Rieutord (C)** | 36,3 ± 1,2 | 27,8 ± 1,2 | 7,7 ± 0,4 |
| **Tarn (C)** | 71 ± 2 | 56 ± 4 | 7,8 ± 0,7 | **Rieutord (S)** | 52,6 ± 1,4 | 39 ± 3 | 7,4 ± 0,6 |
| **Tarn (S)** | 86 ± 2 | 62 ± 4 | 7,2 ± 0,5 | **Vienne (C)** | 394 ± 9 | 247 ± 10 | 6,3 ± 0,3 |
| **Jonte (C)** | 47,4 ± 1,4 | 36 ± 3 | 7,6 ± 0,6 | **Vienne (S)** | 138 ± 4 | 87 ± 7 | 6,3 ± 0,5 |
| **Jonte (S)** | 85 ± 2 | 56 ± 4 | 6,6 ± 0,5 | **Creuse (S)** | 184 ± 4 | 135 ± 12 | 7,4 ± 0,7 |
| **Hérault (C)** | 28,8 ± 0,9 | 20,9 ± 1,7 | 7,3 ± 0,6 | **Dordogne (C)** | 34,9 ± 1,2 | 31 ± 5 | 8,8 ± 1,4 |
| **Hérault (S)** | 34,8 ± 0,9 | 24 ± 2 | 7 ± 0,6 | **Dordogne (S)** | 59 ± 2 | 36 ± 3 | 6 ± 0,6 |
| **Brèze (C)** | 88 ± 2 | 57 ± 3 | 6,5 ± 0,4 | **Chassezac (C)** | 170 ± 4 | 114 ± 6 | 6,7 ± 0,4 |
| **Brèze (S)** | 100 ± 3 | 86 ± 8 | 8,6 ± 0,8 | **Chassezac (S)** | 92 ± 2 | 72 ± 6 | 7,8 ± 0,7 |
| **Dourbie (C)** | 51 ± 2 | 43 ± 11 | 8 ± 2 | **Lot (C)** | 329 ± 8 | 201 ± 9 | 6,1 ± 0,3 |
| **Dourbie (S)** | 103 ± 2 | 70 ± 4 | 6,8 ± 0,4 | **Lot (S)** | 86 ± 2 | 76 ± 7 | 8,8 ± 0,8 |
| **Lignon Velay (S)** | 49,6 ± 1,2 | 37 ± 3 | 7,5 ± 0,7 | **Grosne (S)** | 209 ± 5 | 132 ± 7 | 6,3 ± 0,4 |
| **Loire (S)** | 94 ± 2 | 64 ± 4 | 6,8 ± 0,5 | **Mouge (S)** | 192 ± 5 | 116 ± 5 | 6 ± 0,3 |
| **Lignon Forez (S)** | 165 ± 4 | 114 ± 9 | 6,9 ± 0,6 | **Vis (C)** | 39,4 ± 1,1 | 11,9 ± 0,8 | 3 ± 0,2 |

*Tableau 5.2: concentrations en 10Be et 26Al et rapport (Ra) $^{26}Al/^{10}Be$. Les incertitudes associées sont des incertitudes quadratiques, basées sur l'écart-type (à un écart-type, δ). S et C dénotent respectivement les sables et les clastes.*

Cet écart au rapport théorique des 6 échantillons restants est explicable par une erreur durant la chaine de préparation (Dunai, 2010). Mais, s'il est impossible d'écarter de manière certaine cette possible source d'erreur ou un *impact partiel* en lien avec la préparation physico-chimique ou la mesure à l'AMS, elle ne me semble pas être l'explication la plus probable et n'est pas satisfaisante pour l'ensemble des échantillons.

Premièrement, aucun problème particulier n'a été identifié pour ces échantillons durant les étapes de préparation chimique ou durant la mesure à l'AMS. Deuxièmement, une erreur systématique non visible est peu probable puisque seulement une partie des échantillons sont dans ce cas. Le même argument me semble acceptable pour dégager un possible risque de contamination croisée d'autant que l'ensemble des échantillons ont été traités chimiquement sur cinq lots différents. Cette hypothèse aurait été une explication probable si juste 2 ou 3 échantillons du même lot avaient été

dans ce cas. Je retiendrais donc que cet écart au rapport théorique est significatif, et l'explication est à chercher ailleurs qu'en lien avec le protocole de préparation.

Il est possible que l'hypothèse initiale d'érosion stable semble donc partiellement prise en défaut, mais un schéma clair pouvant expliquer les rapports $^{26}/_{10}$ dépassant 8 reste à développer. Plusieurs propositions sont faites ultérieurement dans cette section.

Enfin, un échantillon présente un résultat clairement inférieur à la valeur théorique de 6-6.75 avec un rapport mesuré de 3.01 ± 0.21, il s'agit d'un amalgame de galets prélevés dans la Vis, en aval d'un sytème hydro-karstique où les écoulements de surface sont absents sur la majeure partie de l'année. Ce rapport est possiblement explicable par un taux d'érosion extrêmement faible (tendant à être nul) mais au vu du contexte géomorphologique et de la taille des éléments analysés (centimétriques) cette hypothèse semble peu probable. En effet, des sédiments de tailles centimétriques sont probablement en lien avec des processus de versant/extrêmes et donc peu compatibles avec un taux d'érosion faible (Aguilar et al., 2015). Il me semble plus raisonnable de considérer que cet échantillon est porteur d'un signal d'enfouissement significatif plutôt qu'en lien avec un taux d'érosion très faible. Cet échantillon avait été initialement prélevé en lien avec les prélèvements endokarstiques au niveau de la Vis et du Larzac (cf : partie 5.3 et 5.4) afin de déterminer le rapport de concentration initial.

| Nom | $\lvert N_{sable} - N_{clastes} \rvert$ (Be) | $\delta(Null_{Be})$ | $Null_{Be}$ si > 1 | $\lvert N_{sable} - N_{clastes} \rvert$ (Al) | $\delta(Null_{Al})$ | $Null_{Al}$ si > 1 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Brèze | 12100 | 3380 | 0.28 | 306200 | 84301 | 0.28 |
| Chassezac | 78100 | 4742 | 0.06 | 434500 | 80758 | 0.19 |
| Dordogne | 24300 | 1916 | 0.08 | 46500 | 57301 | **<u>1.23</u>** |
| Dourbie | 52400 | 3039 | 0.06 | 268600 | 119125 | 0.44 |
| Hérault | 6000 | 1245 | 0.21 | 34200 | 27815 | **0.81** |
| Jonte | 37200 | 2614 | 0.07 | 227600 | 27196 | 0.12 |
| Lot | 242900 | 7967 | 0.03 | 1249300 | 113623 | 0.09 |
| Rieutord | 16300 | 1828 | 0.11 | 115600 | 31662 | 0.27 |
| Tarn | 15100 | 2927 | 0.19 | 61900 | 60843 | **0.98** |
| Vienne | 256000 | 9807 | 0.04 | 1578500 | 120487 | 0.08 |

*Tableau 5.3 : tableau de concentration comparative entre sables et clastes (galets ou graviers) et résultats des tests de l'hypothèse nulle (Null). Les valeurs en gras correspondent aux éléments explicables par l'hypothèse nulle à 2 δ. La valeur soulignée échappe à l'hypothèse nulle à 1 δ.*

Une autre observation notable vis à vis des concentrations repose sur l'écart significatif entre les concentrations obtenues à partir des sables et des clastes (galets ou graviers), puisque des écarts de concentrations, $(N_{sable})/(N_{clastes})$, vont de -105 à + 74 % pour le Be et de -69 à + 64 % pour l'Al. Cet écart est significatif au sens qu'il ne peut être expliqué par les incertitudes de mesure de chaque

type de sédiments. En faisant une hypothèse d'écart nul, $N_{sable} - N_{clastes} = 0$, le résidu doit tomber dans la gamme d'incertitude acceptable. En utilisant une propagation quadratique, cette marge acceptable est donnée par : $[(\delta N_{sable})^2 + (\delta N_{clastes})^2]^{0.5}$. A l'exception des concentrations en Al pour les échantillons de la Dordogne (possiblement du Tarn), aucun autre échantillon ne peut être expliqué par une hypothèse nulle (en considérant une erreur acceptable à un écart-type, Tab.5.3).

Au vu de ces résultats, les différences de concentrations entre les deux granulométries sont bien significatives et probablement associées à un processus réel lors de la formation ou de l'histoire de chaque classe granulométrique. En considérant les résultats de Aguilar et al. (2015) il est donc préférable de privilégier les résultats obtenus à partir des sables plutôt que vis à vis des clastes afin de déterminer l'évolution moyenne de l'érosion du B.V. L'information apporté par les clastes serait plutôt en lien avec des processus de versants et/ou catastrophiques tel qu'une coulée de débris.

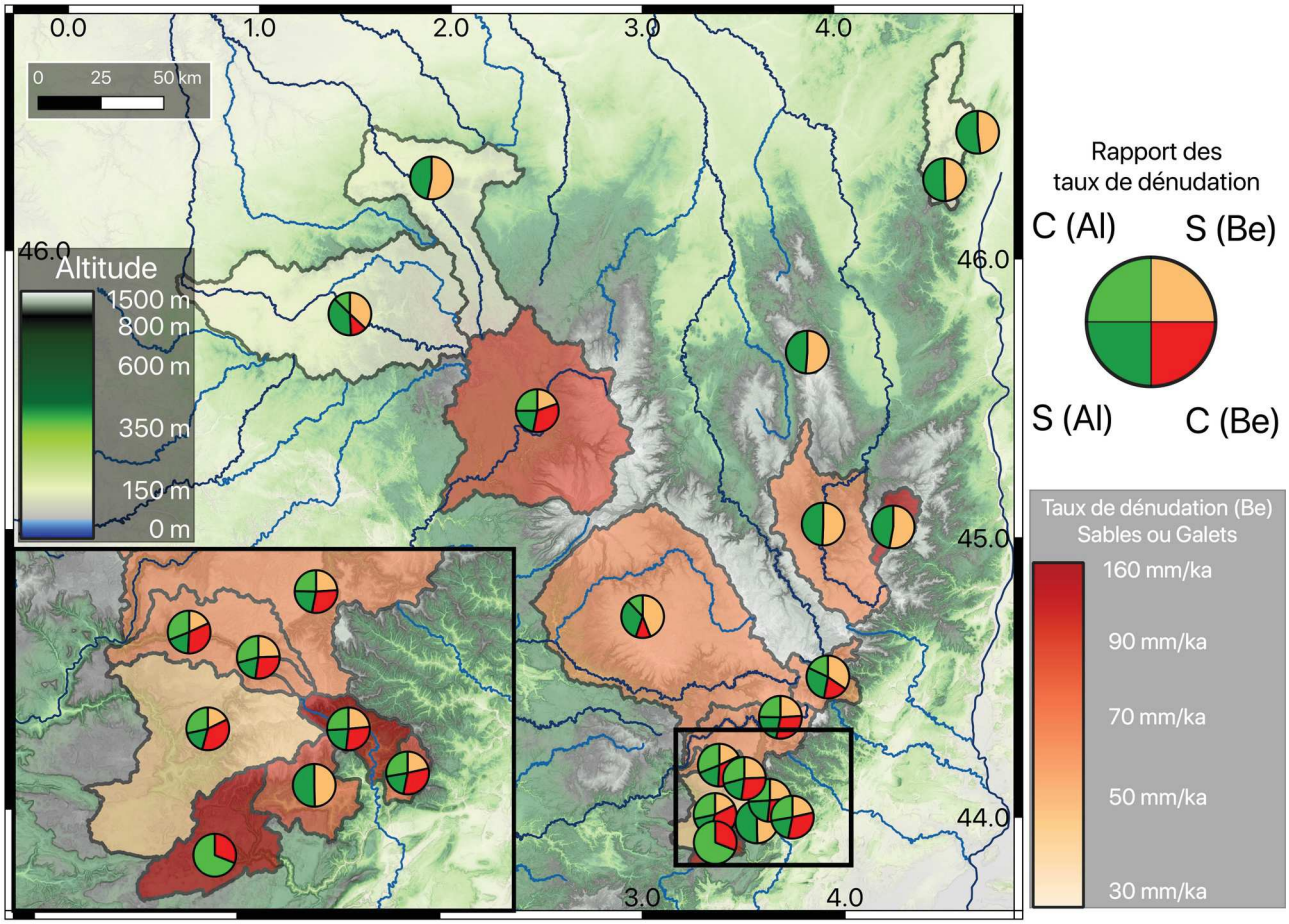



*Figure 5.16: taux de dénudation obtenus à partir des concentrations en 10Be et 26Al dans les sables et/ou les clastes (galets et graviers). Le code couleur dans les teintes de rouges représente le taux de dénudation obtenu à partir de la concentration en $^{10}$Be au sein des sables (à l'exception du B.V. de la vis (le plus au sud) où seul des clastes ont étés prélevés. Le diagramme circulaire représente la magnitude relative des taux déduits de chaque couple isotope-sédiments. Une correspondance parfaite des taux induit un diagramme séparé en quatre (ou deux) parties égales. Une différence des taux obtenus entre les différents couples isotopes-sédiments induit une distorsion avec des surfaces supérieures pour les taux les plus forts.*

## Taux de dénudations

Les taux de dénudation obtenus à partir des différents sédiments et isotopes sont représentés Fig. 5.16 et Tab. 5.4. On note sur la figure 5.16 une dépendance des taux de dénudation obtenus vis à vis de la localisation spatiale. Les taux de dénudation sont supérieurs au niveau de la zone cévenole (~ 100 – 150 mm.ka$^{-1}$) qu'au niveau de la zone centrale (~ 60 mm.ka$^{-1}$) ou des zones périphériques (~ 30 mm.k$^{-1}$). La zone cantalienne ressort également fortement puisqu'elle présente des taux comparables à la zone cévenole. Au premier ordre, il ressort cependant un taux de dénudation significatif à l'échelle régionale autour de ~ 80 mm.ka$^{-1}$.

On note également de manière assez surprenante, au vu des incertitudes présentées précédemment vis à vis des concentrations, une bonne correspondance entre les taux de dénudations déduits de la mesure du $^{10}$Be et du $^{26}$Al (Fig. 5.16 et 5.17), à l'exception des sédiments de la Vis. En effet, les relations sont proches de Al = Be avec un très bon ajustement de cette régression linéaire vis à vis des données ($R^2 > 0.9$). Aussi, au vu des incertitudes supérieures en lien avec les mesures en $^{26}$Al, les résultats sont présentés (dans le texte) sous l'angle du $^{10}$Be. Ce choix ne change pas de manière significative les conclusions et permet également une discussion plus brève, les interprétations faites à la lumière de mesures en $^{10}$Be étant *pro parte* identiques, les différences possibles associées aux résultats étant possiblement à chercher à l'aune de l'incertitude liée au calcul de la concentration en $^{26}$Al (cf : ci-dessous).

| Nom | $\epsilon_{Be} \pm \delta_{Be}$ $(mm.ka^{-1})$ | $T^i_{Be} \pm \delta T^i_{Be}$ $(ka)$ | $\epsilon_{Al} \pm \delta_{Al}$ $(mm.ka^{-1})$ | $T^i_{Al} \pm \delta T^i_{Al}$ $(ka)$ | $\epsilon_2 \pm \delta_2$ $(mm.ka^{-1})$ | $T^i_2 \pm \delta T^i_2$ $(ka)$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Arre (S) | 101 ± 12 | 5,9 ± 0,9 | 102 ± 29 | 5,8 ± 1,8 | 102 ± 7 | 5,8 ± 0,7 |
| Brèze (C) | 86 ± 10 | 6,9 ± 1 | 90 ± 19 | 6,6 ± 1,5 | 90 ± 8 | 6,6 ± 0,9 |
| Brèze (S) | 75 ± 9 | 7,9 ± 1,2 | 57 ± 3 | 10 ± 2 | | |
| Chassezac (C) | 41 ± 5 | 14,5 ± 2,2 | 40 ± 9 | 15 ± 4 | 40 ± 3 | 14,9 ± 1,9 |
| Chassezac (S) | 68 ± 9 | 7,7 ± 1,2 | 65 ± 15 | 9 ± 2 | 73 ± 5 | 8,1 ± 1 |
| Creuse (S) | 25 ± 3 | 23 ± 4 | 22 ± 7 | 27 ± 9 | 24 ± 2 | 25 ± 3 |
| Dordogne (C) | 178 ± 21 | 3,3 ± 0,5 | 133 ± 38 | 4,4 ± 1,3 | 167 ± 24 | 3,6 ± 0,6 |
| Dordogne (S) | 105 ± 12 | 5,7 ± 0,9 | 116 ± 29 | 5,1 ± 1,4 | 110 ± 11 | 5,4 ± 0,7 |
| Dourbie (C) | 127 ± 15 | 4,7 ± 0,7 | 99 ± 34 | 6 ± 2 | 119 ± 18 | 5 ± 0,9 |
| Dourbie (S) | 62 ± 7 | 9,6 ± 1,4 | 60 ± 14 | 10 ± 3 | 60 ± 5 | 9,8 ± 1,2 |
| Grosne (S) | 21 ± 2 | 29 ± 4 | 21 ± 7 | 28 ± 10 | 21,2 ± 1,3 | 28 ± 3 |
| Herault (C) | 194 ± 23 | 3,1 ± 0,5 | 177 ± 49 | 3,4 ± 1 | 183 ± 23 | 3,2 ± 0,5 |

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Herault (S) | 160 ± 19 | 3,7 ± 0,6 | 152 ± 42 | 3,9 ± 1,2 | 152 ± 17 | 3,9 ± 0,6 |
| Jonte (C) | 147 ± 17 | 4 ± 0,6 | 138 ± 32 | 4,3 ± 1,1 | 139 ± 16 | 4,3 ± 0,7 |
| Jonte (S) | 82 ± 9 | 7,3 ± 1,1 | 82 ± 17 | 7,2 ± 1,7 | 81,8 ± 1,2 | 7,2 ± 0,7 |
| Lignon, Forez (S) | 48 ± 5 | 12,5 ± 1,9 | 45 ± 9 | 13 ± 3 | 45 ± 5 | 13,1 ± 1,9 |
| Lignon, Velay (S) | 150 ± 19 | 3,9 ± 0,6 | 134 ± 30 | 4,4 ± 1,1 | 136 ± 27 | 4,3 ± 1 |
| Loire (S) | 75 ± 9 | 7,9 ± 1,2 | 73 ± 16 | 8 ± 2 | 73 ± 6 | 8 ± 1 |
| Lot (C) | 20 ± 2 | 29 ± 4 | 22 ± 5 | 27 ± 7 | 21,4 ± 1,4 | 28 ± 3 |
| Lot (S) | 81 ± 9 | 7,4 ± 1,1 | 60 ± 14 | 10 ± 3 | | |
| Mouge (S) | 23 ± 3 | 25 ± 4 | 25 ± 8 | 24 ± 8 | 24,6 ± 1,5 | 24 ± 3 |
| Rieutord (C) | 138 ± 17 | 4,3 ± 0,7 | 120 ± 35 | 4,9 ± 1,5 | 129 ± 3 | 4,6 ± 0,5 |
| Rieutord (S) | 94 ± 11 | 6,3 ± 1 | 83 ± 25 | 7 ± 2 | 89 ± 9 | 6,7 ± 0,9 |
| Tarn (C) | 98 ± 11 | 6,1 ± 0,9 | 83 ± 19 | 7,2 ± 1,8 | 93 ± 6 | 6,4 ± 0,7 |
| Tarn (S) | 80 ± 9 | 7,4 ± 1,1 | 74 ± 17 | 8 ± 2 | 76 ± 8 | 7,8 ± 1,1 |
| Vienne (C) | 11 ± 1,3 | 53 ± 8 | 11 ± 4 | 52 ± 17 | 11,4 ± 0,8 | 52 ± 6 |
| Vienne (S) | 33 ± 4 | 18 ± 3 | 34 ± 11 | 17 ± 6 | 34 ± 3 | 17 ± 2 |
| Vis (C) | **150 ± 18** | 3,9 ± 0,6 | **335 ± 86** | 1,8 ± 0,5 | | |
| $-x\ et\ \delta_{-x}$ | **110 ± 122** | **11 ± 11** | **88 ± 65** | **12 ± 11** | **84 ± 49** | **12 ± 11** |
| Médiane X | **84** | **7** | **78** | **8** | **82** | **7** |
| $-\delta_x\ et\ \delta_{-\sigma}$ | **10 ± 6** | **1,7 ± 1,7** | **22 ± 18** | **3 ± 4** | **8 ± 8** | **1,5 ± 1,3** |

*Tableau 5.4 : résultats en termes de taux de dénudation (ε), de temps d'intégration ($T_i$) pour l'ensemble des analyses de sédiments de rivières avec les incertitudes associées (δ). Les résultats sont donnés pour l'Al, le Be et l'approche combinée (indice : $_2$).*

Ce choix est également basé sur les résultats cohérents du code de modélisation par l'utilisation conjoint de l'Al et du Be pour 25 sur 28 échantillons. Les trois échantillons ne présentant pas un taux unique acceptable sont sans grande surprise ceux dont les « erreurs » du rapport de concentrations $^{Al}/_{Be}$ sont les plus marqués : galets de la Vis, sables de la Brèze et du Lot. La figure 5.18 montre en exemple de fonction coût les résultats non cohérents (Be – Al) pour les sédiments de la Vis (ainsi que deux résultats cohérents du Tarn et de la Jonte).

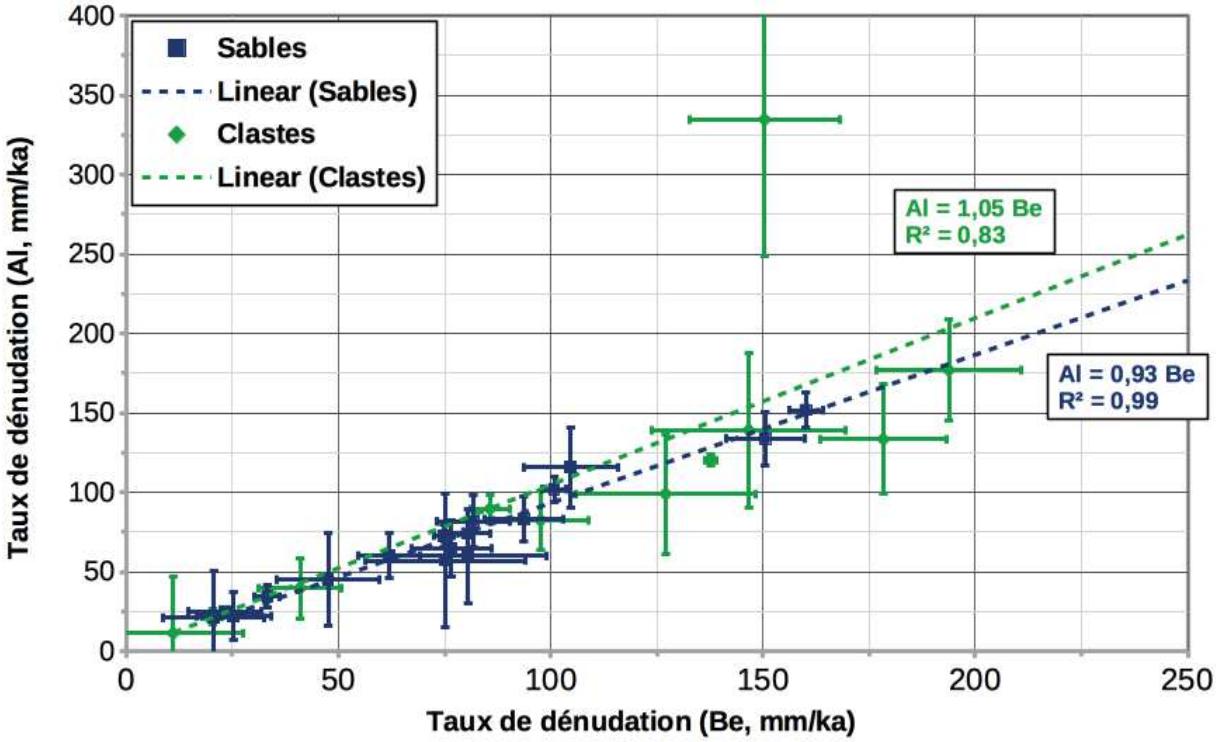



*Figure 5.17: comparaison des taux de dénudation déduits des mesures en $^{26}Al$ et en $^{10}Be$ pour chaque échantillon. Les échantillons de sables de rivières sont en bleu et les échantillons grossiers en vert. La relation entre chaque isotope est globalement proche de 1 témoignant d'un bon accord sur les deux estimations. L'équation donnée correspond à la relation linéaire entre les concentrations en Al et en Be (relation « parfaite » serait de Al = Be) avec le coefficient de détermination $R^2$ associé. L'échantillon à l'écart de la tendance est celui de la Vis.*

La comparaison entre les sables et les clastes montre clairement une dépendance du taux de dénudation calculé vis à vis de la taille des sédiments analysés (Fig. 5.17). Cependant, parmi les dix échantillons dont les deux granulométries sont comparées, sept possèdent un taux de dénudation supérieur à partir des mesures de clastes relativement aux sables. Les trois autres présentent un taux de dénudation supérieur pour les sables que pour les clastes ce qui limite la possibilité d'un modèle simple valide régionalement et induit vraisemblablement un rôle prépondérant des caractéristiques propre à chaque B.V. On remarque sur la figure 5.19 qu'après la suppression des deux échantillons extrêmes (respectivement l'Hérault et la Vienne pour les valeurs maximale et minimale), le reste des échantillons semble présenter une indépendance entre les deux taux de dénudation.

Cette dépendance du taux de dénudation vis à vis de la granulométrie des sédiments utilisés suggère un rôle non négligeable des processus de versant au niveau du M.C. ce qui rentre en contradiction avec la proposition de Schaller et al. (2001) considérant comme hypothèse de travail que ces processus sont négligeables pour les B.V. européens (non alpins). Une dépendance conséquente des taux de dénudation vis à vis de la taille des sédiments a notamment été proposée pour des zones Andines dont les caractéristiques morpho-climatiques sont proches de ceux du M.C., à savoir par

exemple un signal climatique saisonnier marqué, la présence de paléo-moraine datée du dernier maximum glaciaire (*LGM*) et une localisation à latitude moyenne (Aguilar et al., 2015).

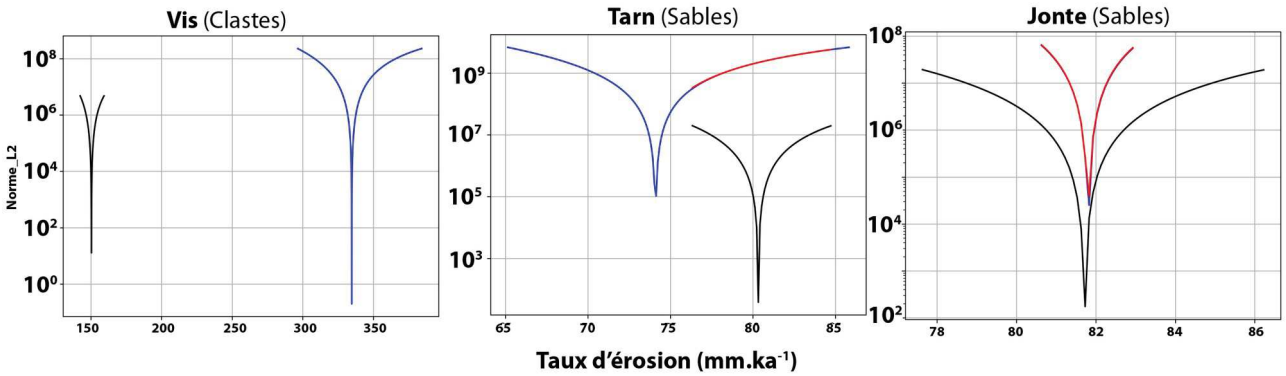



*Figure 5.18 : exemple de fonctions coût en sortie du code de modélisation des taux de dénudation. L'erreur (Norme $L^2$) associée au Be est indiquée en noir, celle associée à l'Al en bleu et la résultante respectant les deux isotopes en rouge. Les trois exemples montrent de gauche à droite : un cas où il n'existe pas de solution unique acceptable pour les deux isotopes (La Vis), un cas où une gamme acceptable existe mais il y a absence de minimum global (courbe rouge sans zone concave, Le Tarn) et enfin un cas où une gamme valide pour les deux isotopes est présente et l'inversion obtient un minimum global (La Jonte).*

Sur l'ensemble des échantillons, la valeur moyenne de dénudation obtenue à partir des sables de rivières est de 85 ± 33 mm.ka$^{-1}$ (et de 82 ± 27 mm.ka$^{-1}$ après suppression des échantillons de la Vienne et de l'Hérault). Celui obtenu à partir des clastes est de 104 ± 45 mm.ka$^{-1}$ (et de 104 ± 39 mm.ka$^{-1}$ après suppression de deux extrêmes). L'erreur relative de ces moyennes est supérieure dans le cas des clastes (~ 40%) que dans le cas des sables (~ 35%).

On ne note pas de relation visible entre le taux de dénudation issu des sables et l'altitude moyenne du B.V. La dispersion altitudinale présente une relation faible (plus la dispersion est grande et plus le taux de dénudation est important), cette relation est très probablement à associer au fait qu'une zone à forte dispersion d'altitude est, de fait une zone à fort relief, donc à forte pente (pour une même aire de référence). Les processus d'érosion étant proportionnels à la pente (Tucker and Slingerland, 1994), cette relation n'est pas surprenante. On retrouve de fait la même tendance en regardant la relation entre la pente moyenne d'un B.V. et le taux de dénudation associé (Fig. 5.20B). Cette relation est peu, sinon pas respectée pour les taux de dénudation issus des clastes (Fig. 5.20.B) ce qui suggèrerait une source de sédiment plus localisée et moins représentative du comportement moyen du B.V. Cependant, le faible nombre d'échantillon rend la généralisation peu fiable.

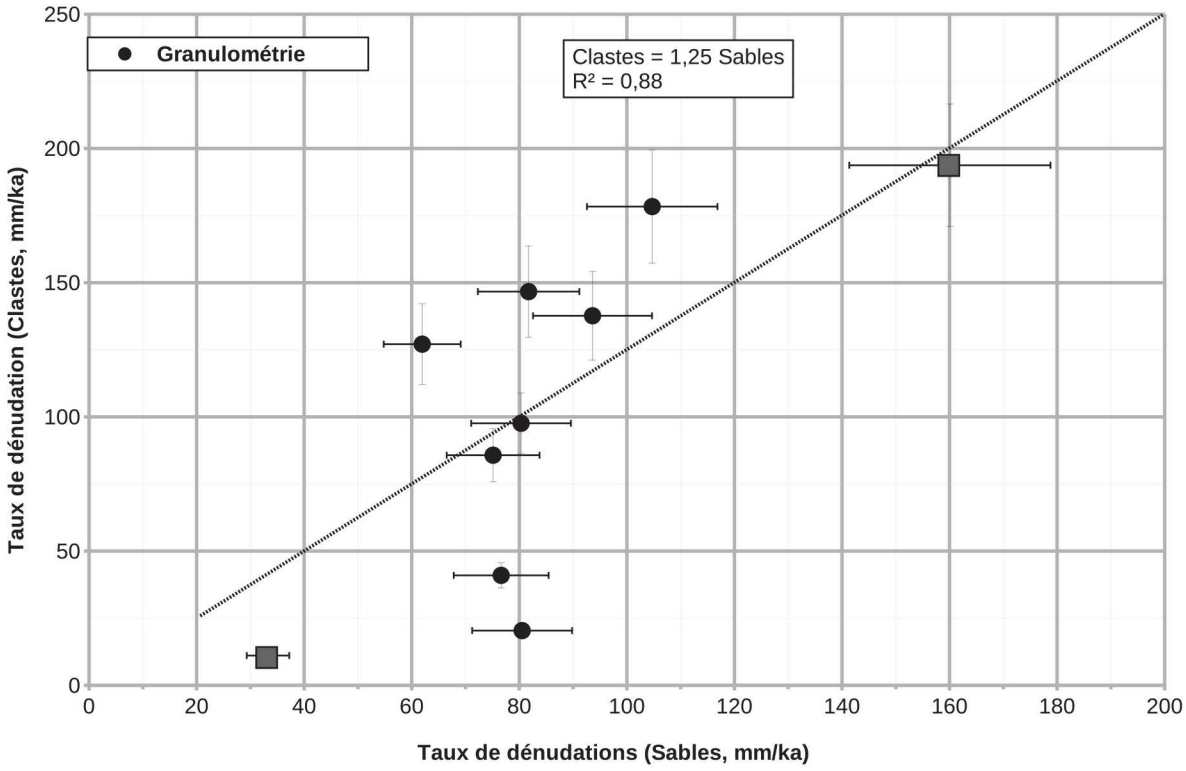



*Figure 5.19 : Diagramme de dispersion des taux de dénudation déduit des sables et des clastes pour les concentrations en $^{10}$Be. La droite représente la meilleure régression. Les échantillons de l'Hérault et de la Vienne sont représentés par les carrés gris.*

Le lien avec la proportion de zone situé dans la pSAR semble présenter trois comportements types : Premièrement, les B.V. découplés entièrement de la pSAR possèdent les taux de dénudation les plus faibles (Fig. 5.20A, autour de 20-30 mm.ka$^{-1}$ ). Il s'agit des B.V. de la région du Maconnais ainsi que la Vienne et la Creuse, c'est à dire les zones en bordure du M.C.

Lorsque la proportion de surface identifiée comme pSAR augmente (entre ~ 0 et 20%), les taux de dénudation augmentent fortement. Cette gamme de proportion de pSAR est celle possédant les plus fort taux de dénudation, mais également la plus grande variation puisqu'elle s'étend de ~ 50 à 200 mm.ka$^{-1}$ (Fig.5.20A).

Si la proportion de surface pSAR augmente encore et dépasse les ~ 25 % le taux de dénudation tend à être insensible à une augmentation de ce pourcentage et les taux de dénudations des B.V. dans cette catégorie semblent converger vers une valeur de l'ordre de 80 ± 20 mm.ka$^{-1}$. Seul le B.V. du Lignon du Velay échappe à cette classification de premier ordre puisqu'il possède un fort taux de dénudation (150 ± 19 mm.ka$^{-1}$) mais également une forte proportion de pSAR (57 %).

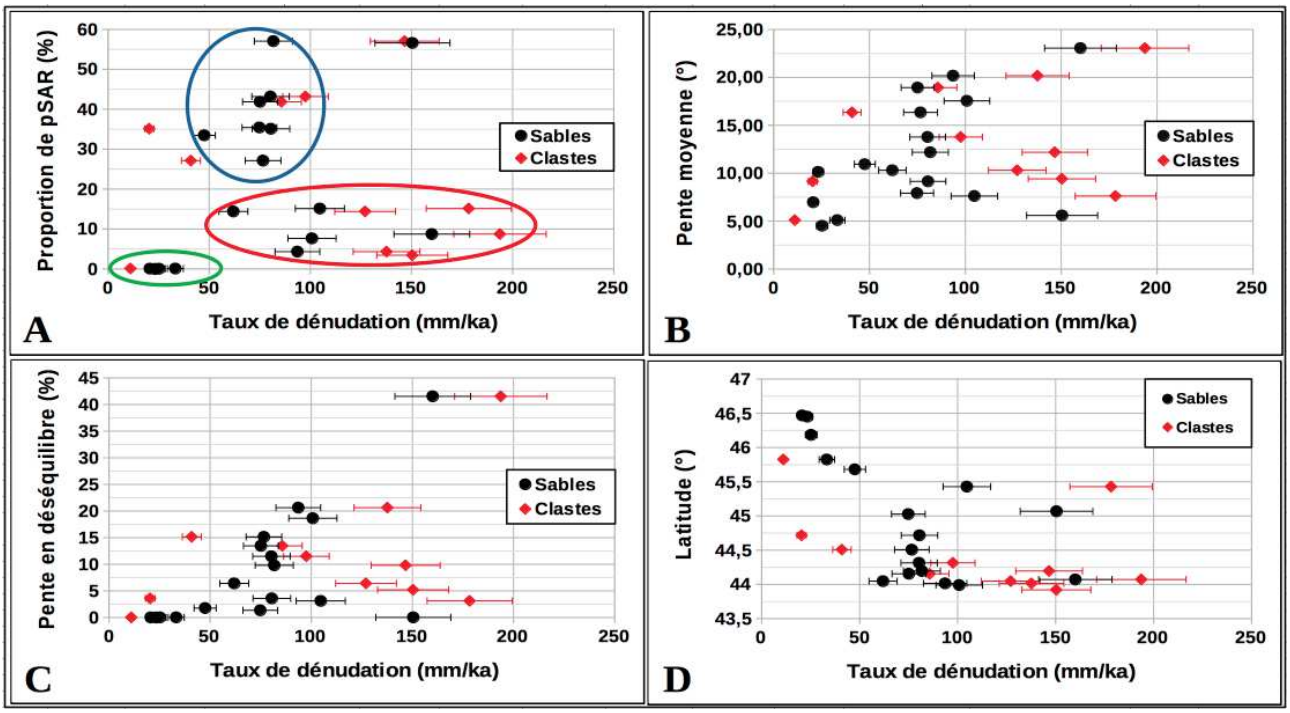



*Figure 5.20 : principale relation significative entre taux de dénudation et caractéristiques des B.V. Dans l'encart A, les trois « groupes » morphologiques sont schématiquement identifiés par les ellipses de couleur. L'ellipse verte correspond aux zone aval, périphériques, du M.C. ; l'ellipse bleu aux zones amonts, « centrale » et l'ellipse rouge les B.V. localisés dans la zone de transition entre les deux précédents groupes. Voir texte pour discussion.*

Tout en rappelant que cette interprétation se base sur un nombre restreint de B.V., il semble possible de dégager un schéma dans les modalités de morphogenèse du M.C. puisque ces résultats vont dans le sens de l'explication présentée sur l'approche morphologique : au « centre » du M.C. une zone à morphologie héritée évolue selon des modalités elles aussi héritées, c'est à dire non encore en lien avec l'érosion régressive depuis les bords du M.C (ellipse bleue Fig. 5.20). Il s'agit de l'évolution (partiellement) « propre » à la pSAR dans le temps long. En périphérie de celle-ci, une vague d'érosion tend à détruire cette paléo-morphologie avec des vitesses d'érosion fortes. Il s'agit de la zone en déséquilibre, possédant une morphologie en transition identifiée dans la partie 4. Cette vision est en accord avec la relation entre pourcentage de pente en déséquilibre ($P_{des}$ = P > 26 °) et taux de dénudation (Fig.5.20.C). Si des zones possédant un faible pourcentage de $P_{des}$ possèdent un fort taux de dénudation, l'inverse n'est pas présent pusqu'il n'y a pas de B.V. possédant à la fois une forte valeur de $P_{des}$ et un fort taux de dénudation. Les B.V. ayant une faible valeur de $P_{des}$ et un taux de dénudation élevé sont notamment associés aux B.V. karstiques dont la structure en plateau diminue « artificiellement » la part de $P_{des}$.

Géographiquement, on observe une tendance forte entre latitude et taux de dénudation (Fig. 5.16 et 5.20.D). Plus les B.V. sont situés vers le Sud, c'est à dire au niveau de la zone cévenole, et plus le

taux de dénudation est fort dépassant 80 à 100 mm.ka$^{-1}$ alors que les B.V. les plus au nord ne présentent des taux que de l'ordre de 30 mm.ka$^{-1}$. Cette tendance se retrouve autant pour les sables que pour les clastes (Fig. 5.20.D). Cela confirme la plus forte agressivité moyenne des B.V. cévenols et de la Montagne-Noire relativement aux B.V. plus au nord, signant une tendance à un recul de la ligne de partage des eaux en direction du Nord ou du Nord-Ouest.
Les taux de dénudation ne présentent pas de relation particulière avec l'indice d'intégrale hypsométrique (IH), l'aire du B.V ou encore le nombre de Points d'inflexions présents sur le B.V.

Temporellement, ces quantifications des taux de dénudation sont *a priori* valides sur la durée d'intégration de la méthode (cf : partie 5.1). Sans détailler plus avant les différentes valeurs obtenues (Tab. 5.4) largement variables spatialement et de fait inversement proportionnelles au taux de dénudation (Eq. 5.18), il est possible de considérer un ordre de grandeur de validité de ces taux de ~ 10 à 15 ka. Ces taux moyens sont donc ceux effectifs depuis le LGM, voir être assimilable à un taux moyen entre la fin du glaciaire et la période interglaciaire actuelle. Il me semble donc raisonnable de considérer cet ordre de grandeur comme valide *a minima* également durant d'autres périodes interglaciaires du Plio-Quaternaire puisque le climat est sensiblement le même sur ces périodes. La durée des périodes interglaciaires (interstades inclus) étant au maximum de l'ordre de 20 à 50 % de la durée totale du Quaternaire (2.58 Ma), ces taux sont donc probablement valides sur un temps d'application ($T_{app}$) de ~ 0.96 ± 0.4 Ma**.** La dénudation finie ($\varepsilon_f$) pour les périodes interglaciaires quaternaires seules est exprimable selon $\epsilon_f = T_{app} \times \epsilon$ avec ε le taux de dénudation, est donc de l'ordre de 77 ± 37 m. Cette valeur est donc une valeur **minimale** de la dénudation du secteur sur les derniers ~ 2 à 3 Ma puisqu'elle néglige la dénudation effective durant les périodes glaciaires (plus de 50 % de la période). L'utilisation de ce taux pour couvrir les périodes glaciaires est sujet à d'importantes limites puisque les conditions climatiques y sont de fait, largement différentes de celles des périodes interglaciaires. Néanmoins, certains B.V. présentant des durée d'intégration dépassant largement les 10 ka (voir par exemple les sédiments grossiers du Lot), l'ordre de grandeur du taux de dénudation semble être une bonne approximation également vis à vis des périodes glaciaires.

## Taux de dénudation ponctuels

Les taux de dénudations obtenus précédemment sont des valeurs moyennes valables à l'échelle du B.V. Cependant, elles n'indiquent pas directement l'évolution du paysage au sein du

B.V., c'est à dire du relief puisqu'il s'agit d'une valeur intégrative. A cette fin, outre la caractérisation des taux d'incision (cf : partie 5.3.), trois sites ont été étudiés en vue de produire un taux d'érosion ponctuel : deux échantillons prélevés au niveau de sommet, afin de quantifier l'évolution des crêtes ; et un échantillon au niveau du fond rocheux d'un drain, l'Hérault. Ce dernier est co-localisé aux prélèvements de sable et galets. S'il y a conservation du relief et des formes du paysages, c'est à dire si l'on s'approche d'un état d'équilibre du paysage, alors les taux déduits des sites ponctuels doivent être similaires à ceux déduits pour l'ensemble du B.V. Les caractéristiques principales des trois sites et les résultats obtenus sont présentés Tab. 5. 6 :

| Nom | Lat (dd.dd) | Lon (dd.dd) | Alt (m) | $S_f$ (spal) | [Be] ± $\delta_{Be}$ ($10^3$ atm/g) | [Al] ± $\sigma_{Al}$ ($10^3$ atm/g) | $R_{26/10}$ ± $\delta_R$ | $E_{Be}$ ± $\delta_E$ (mm.ka$^{-1}$) | $Ti_{Be}$ ± $\delta_{Ti}$ (ka) | $E_{Al}$ ± $\delta_E$ (**m**.ka$^{-1}$) | $Ti_{Al}$ ± $\delta_{Ti}$ (**a**) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| AIG | 44.12 | 3.58 | 1567 | 3.59 | 48 ± 2 | 418 ± 48 | **88 ± 11** | 227 ± n/a | 2.6 ± n/a | Na ± na | N/a ± n/a |
| FOR | 44.64 | 3.68 | 1550 | 3.57 | 899 ± 22 | 596 ± 22 | 6,6 ± 0,3 | $11^{+28}/_{-5}$ | $55^{+98}/_{-16}$ | $3^{+7}/_{-1.2}$ | $190^{+130}/_{-110}$ |
| HER | 44.00 | 3.68 | 190 | 1.16 | 5,2 ± 0,5 | 49 ± 10 | **9,5 ± 2,2** | 527 ± n/a | 1 ± 11 | N/a ± n/a | N/a ± n/a |

*Tableau 5.6: caractéristiques des sites de prélèvements du substratum rocheux (colonnes 1 à 4) ; facteur d'échelle des réactions de spallation (colonne 5); concentrations en $^{10}$Be et $^{26}$Al, rapport $^{26}$Al/$^{10}$Be et incertitudes associées (colonne 6 à 8) et résultats obtenus (colonne 9 à 12). E et $T_i$ sont respectivement le taux de dénudation et le temps d'intégration (temps de validité) de ce taux. Les valeurs en gras mettent en exergue les rapports anormalement hauts. Les unités de E et $T_i$ ne sont pas les mêmes entre l'utilisation du $^{10}$Be (colonne 9 et 10) et du $^{26}$Al (colonne 11 et 12).*

Deux des trois sites présentent des résultats qui ne semblent pas être plausibles. Dans le cas du sommet de l'Aigoual (AIG), le rapport $^{26}/_{10}$ est de 88 ± 11 indiquant très probablement une erreur dans la chaine de traitement il n'est de fait pas utilisé ultérieurement.

L'échantillon de l'Hérault (HER) présente également un rapport $^{26}/_{10}$ anormalement haut de 9.5 ± 2.2. Ce dernier étant issue de veines de quartz (Qz), une partie de l'encaissant métamorphique a été de fait échantillonné avec ce qui peut potentiellement expliquer la valeur aberrante obtenue si des grains de Qz issus de l'encaissant possèdent une concentration en $^{26}$Al nettement différente de celle du Qz de la veine (Fig. 5.21). On note également une non homogénéité du quartz étudié (présence de géode, zone d'altération, etc., fig 5.21). L'écart du rapport mesuré au rapport théorique est possiblement explicable par l'effet de concentration différentiel en Al au sein des différentes sources de Qz (voir ci-dessous), ou par un effet d'érosion rapide portant à la surface une roche présentant un rapport de concentration contrôlé par le rapport des taux de production muoniques, ce dernier étant autour de 7.3 – 7.4, mais selon cette hypothèse la valeur de concentration devrait être nettement inférieur à celle mesurée. Pour ces raisons, ces deux échantillons ne sont pas interprétés puisqu'il ne semble pas possible d'avoir un modèle géomorphologique probant.




*Figure 5.21 : échantillon du fond rocheux de l'Hérault à Pont d'Hérault (43.998743°N , 3.677166°E) avec site de prélèvement détaillé et vue globale du site.*

L'échantillon du Truc de Fortunio est un échantillon de granite prélevé au niveau d'un bloc résiduel d'un chaos granitique (Fig. 5.22) ce choix de site ayant été fait afin de s'affranchir au maximum d'effet de périodes de recouvrement pédologique et/ou d'une couverture neigeuse conséquente, ainsi que de s'affranchir des masques topographiques. Le rapport $^{26}/_{10}$ mesuré est en accord avec le rapport théorique mais le code de modélisation obtient un taux fortement suspect concernant l'utilisation de l'Al (Fig. 5.22) avec une meilleure estimation du taux d'érosion très forte et mal contrainte (faible convexité de la $L^2$). En effet, le taux de dénudation estimé sur la base de la concentration en $^{10}$Be est de 11 $^{+28}/_{-5}$ mm.ka$^{-1}$ tandis que le taux estimé sur la base de la concentration en Al est de 3231 $^{+\ 6902}/_{-1217}$ mm.ka$^{-1}$ ce qui équivaudrait à plusieurs kilomètres de dénudation par million d'années. Le temps d'intégration basé sur l'Al serait théoriquement de 190 $^{+130}/_{-110}$ ans. Cette valeur est en désaccord avec le temps d'intégrations basé sur le Be. Ce dernier est en effet de 55 $^{+98}/_{-16}$ ka. La mauvaise qualité des résultats obtenus ne permet pas d'apporter une contrainte robuste sur le taux de dénudation des sommets et nécessiterait une vérification, voir une ré-analyse des échantillons et des données. Tout au plus, il me semble possible de considérer le résultat obtenu à partir du $^{10}$Be au niveau du truc de Fortunio comme apportant un ordre de grandeur de la dénudation à cet endroit. Aussi, une dénudation active, de l'ordre de quelques mm à

dizaines de mm par 1000 ans me semble à retenir comme ordre de grandeur valide ce qui témoignerait bien d'une zone centrale relativement préservée. Cet ordre de grandeur de ~ 10 $mm.ka^{-1}$ est en accord avec une estimation de 10 $m.Ma^{-1}$ faite au niveau d'une autre zone de faible relief local, le Larzac central, par l'inversion d'un relief basaltique (e.g. Ambert, 1982b ; Demangeot, 1987, cité dans Bruxelles, 2001).

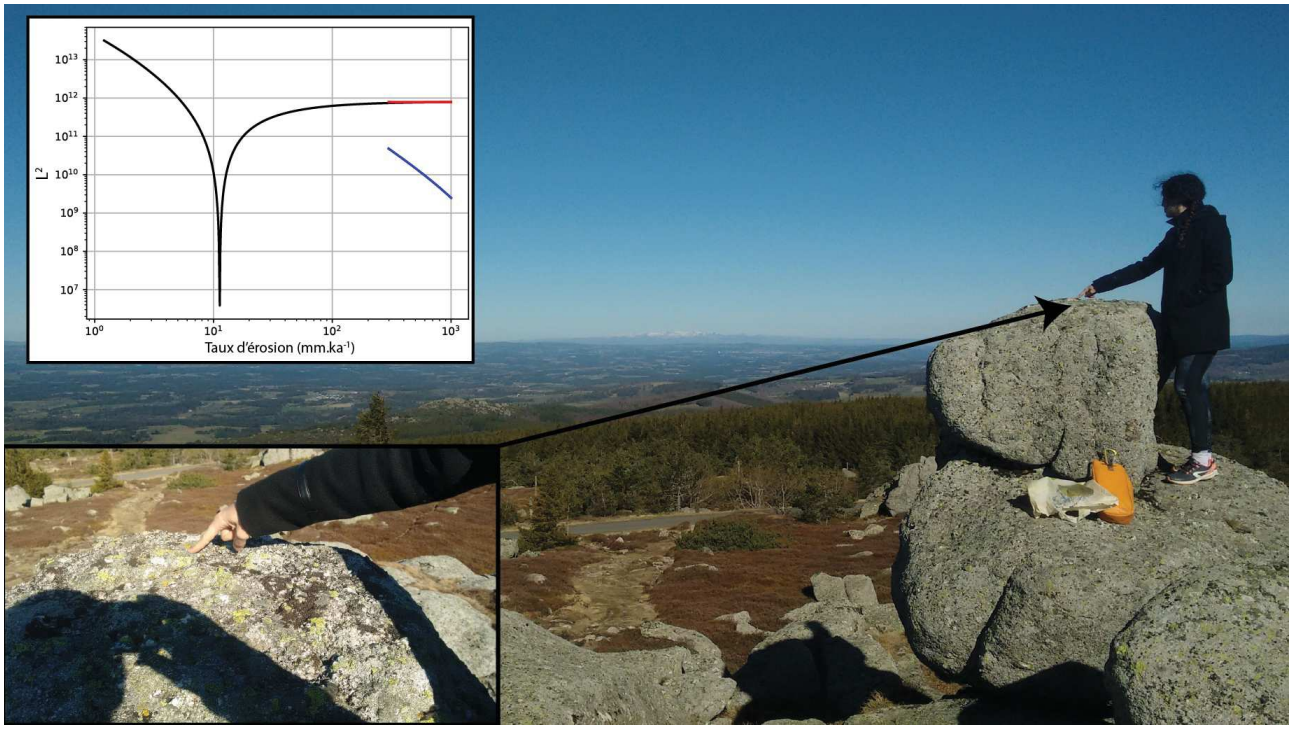



*Figure 5.22: Site de prélèvement du Truc de Fortunio (44.64248°N , 3.532573°E). Il s'agit d'une boule de roche résiduelle au sein d'un chaos granitique. L'encart en haut à gauche est la fonction coût obtenue pour l'estimation du taux d'érosion du site respectivement basés sur la concentration en $^{10}Be$ (noir), en $^{26}Al$ (bleu) et pour les deux isotopes (rouge). L'axe des abscisses est tronqué et ne montre pas la meilleure estimation basée sur l'Al pour des raison de visibilité du taux basé sur le Be.*

## Discussion sur le problème du rapport $^{26}Al/^{10}Be$ mesuré

Plusieurs explications sont possibles afin d'expliquer les valeurs de rapport de concentration $^{26}/_{10}$ significativement supérieures au rapport des taux de production de ~ 6.75.

Une explication induite par une histoire géomorphologique complexe ne semble pas apte à produire un rapport supérieur à celui des taux de productions. Ce dernier étant constant entre les deux éléments il est *a priori* impossible de produire plus de ~ 6.75 (~ 7.2 dans le cas de zones à très forte dénudation) fois plus d'$^{26}Al$ que de $^{10}Be$ et la structure fermée du quartz empêche d'invoquer une perte significative de Be. En effet, les modèles géomorphologiques simples étant de fait associés à

des rapports de concentrations égaux ou inférieurs au rapport des taux de productions (enfouissement, baisse du taux d'érosion, etc.) en raison de la $T_{1/2}$ du $^{26}Al$ inférieure à celle du $^{10}Be$.

Une autre explication peut être avancée sur la source des sédiments qui sont amalgamés dans l'échantillon. Le biais étant induit par les méthodes différentes du calcul de la concentration en isotopes entre le $^{10}Be$ et l'$^{26}Al$.

Comme expliqué partie 5.1, les mesures à l'AMS sont présentées sous la forme d'un rapport isotopique ($^{27}Al/^{26}Al$ et $^{9}Be/^{10}Be$). La concentration en isotopes cosmogéniques nécessite donc une quantification fiable de celle de l'isotope stable.

Dans le cas du Be, cette concentration est connue grâce à l'ajout de l'entraineur. La concentration en $^{9}Be$ au sein de l'échantillon étant négligeable devant la quantité apportée par l'ajout de l'entraineur, la valeur de $^{9}Be$ est donc indépendante de la source du sédiment, ou d'un possible mélange de différentes sources.

Cela n'est pas le cas pour la valeur de concentration en $^{27}Al$ puisqu'il n'y a pas d'ajout d'entraineur (pour les échantillons mesurés dans le cadre de cette thèse). La valeur de $^{27}Al$ est assimilée à la valeur mesurée par ICP-OES.

Premièrement, s'il reste des minéraux autre que le Qz à l'issue de la chaine de purification, il y a risque de contamination, puisque, notamment, l'Al est un élément majeur de certains minéraux (e.g. feldspath potassique $KAlSi_3O_8$) alors qu'il s'agit d'un élément mineur voir en trace dans le Qz (concentration de l'ordre de la centaine de ppm).

Deuxièmement, en considérant la suppression de la totalité des minéraux susceptibles de biaiser la mesure, autrement dit s'il ne reste effectivement que du Qz à la fin des étapes de purification, un effet de mélange de sources semble sujet à une altération de la concentration en Al « représentative » de l'échantillon et du B.V. L'Al se substituant au Si au sein du réseau cristallin, il n'est pas possible de supprimer cet Al natif (Götze et al., 2001).

Or, la concentration en Al au sein du Qz est notamment fonction de la température de fermeture ($T_{fer}$) du système (Dennen et al., 1970 ; Götze et al., 2001), avec une augmentation de la concentration fonction de l'augmentation de la température (1 ppm(Al) pour 3.6° C). L'effet de la pression semble négligeable (Denne et al., 1970).

Les $T_{fer}$ des différentes sources de Qz envisageables sont fortement variables avec, par exemple, des $T_{fer}$ de l'ordre de 400 à 600 °C pour des roches métamorphiques type gneiss et de seulement 100 – 200 °C pour des veines de Qz (Dennen et al., 1970). Ces différences de $T_{fer}$ induisent une différence de concentration probable en Al de l'ordre de 100 à 200 ppm entre les veines et les roches encaissantes (50 – 100 ppm pour le Qz de veine et de ~ 200 – 250 ppm pour les gneiss).

Considérons un échantillon théorique provenant, exclusivement d'un granite, de concentration $^{10}$Be de 85 ± 2 x $10^3$ atm.g$^{-1}$.Qz$^{-1}$ (mesure obtenue sur les sables de la Jonte) et possédant une concentration en « $Al_{icp}$» de 223 ppm, la concentration en $^{26}$Al est dans ce cas de 560 ± 40 atm.g$^{-1}$.Qz$^{-1}$ (mesure des sables de la Jonte) et le rapport $^{26}/_{10}$ est de 6.61 ± 0.08.

Ajoutons maintenant 10 % de Qz provenant d'un gneiss (possédant les mêmes paramètres géographiques) de concentration « $Al_{icp}$» de 493 ppm. La concentration en Al mesurée *in fine*, et utilisée pour le calcul de celle en $^{26}$Al sera de ~ 250 ppm, induisant un rapport $^{26}/_{10}$ de 7.40 ± 0.07, statistiquement différent de la valeur théorique de 6.75 ± 0.43. La concentration en Be restant de faite identique dans ce second cas puisque la production et l'entraineur utilisés sont identiques.

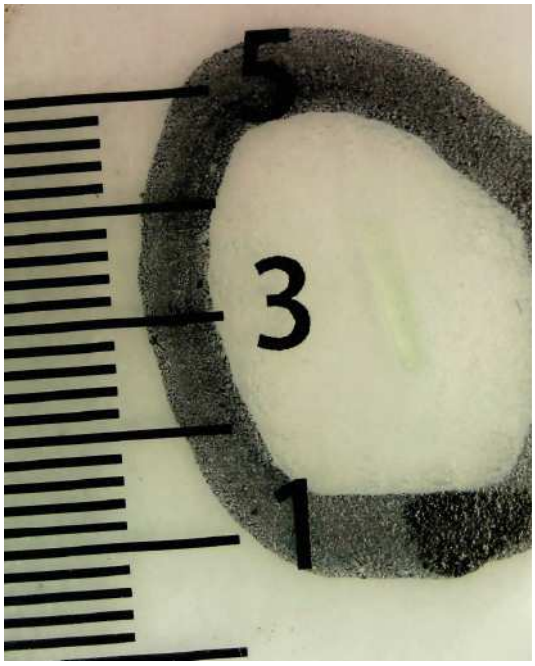



*Figure 5.23: fragment de verre, supposément de bouteille, identifié au sein des sables de l'Arre. L'échelle est en mm.*

L'explication présentée ci-dessus reste préliminaire et devrait être plus clairement étudiée. La méthode la plus simple étant de prélever deux échantillons différents sur des sites proches de quelques mètres et présentant les mêmes caractéristiques de masques topographique, pédogenèse, etc. afin d'éliminer au maximum toute source d'erreur différentielle entre les deux échantillons à l'exception de ce possible effet de concentration initiale en Al. L'échantillon du fond rocheux de l'Hérault est possiblement un exemple de cet effet.

Un autre effet possiblement problématique consiste en la présence de fragments de verre (anthropique) au sein des échantillons. *A priori*, les granulométries grossières doivent s'affranchir de cet effet puisqu'il est possible de sélectionner individuellement chaque claste et de rejeter les éléments suspects. Cette sélection individuelle n'est pas possible pour les sables.

Cette question s'est posée après que j'ai identifié au sein d'un échantillon la présence d'un élément de verre vert après les phases de purification chimiques (Fig. 5. 23). Le verre présentant au premier ordre la même résistance chimique que le quartz (puisqu'il s'agit de silice amorphe), il n'est pas possible de s'affranchir d'une possible contamination par des traitements chimiques et cette possible source de contamination n'est apparue dans aucune discussions au sein des publications étudiés durant cette thèse.

Cette problématique se pose pour le M.C. car la quasi-totalité des rivières majeures présente au moins ponctuellement des débris de verre (bouteille, bris de vitre, etc.). Il semble donc logique de considérer qu'au sein des fractions fines ( < 500 µm), il y a présence d'une part de verre.
La question soulevée est de savoir l'impact de ces contaminants, s'ils peuvent biaiser de manière significative les mesures et en conséquence les résultats et interprétations. A l'issue de cette thèse, la question est loin d'être réglée mais quelques éléments de réflexions sont présentés ci-après. L'idéal serait bien sûr de tester directement la concentration en $^{10}$Be d'une diversité représentative de verres communs. Mesurer également différentes verreries de laboratoire pourrait être envisagé pour tester un possible effet de « bris de verre » durant le processus de traitement).

L'impact de cette possible contamination au verre repose sur trois inconnues : 1) Quelle est la concentration en $^{10}$Be (et en Al) au sein des éléments constitutifs du verre ? 2) Les processus de fabrication du verre permettent-ils de supprimer une possible concentration élevée en $^{10}$Be ? 3) quelle est la proportion de débris de verre à considérer dans un échantillon type de sable de rivière ?
1) La fabrication de verre appelle à un mélange de plusieurs éléments, ceux-ci sont dépendant du type de verre considéré, le plus classique étant le verre calcosodique. L'élément principal est la silice. Celui-ci peut provenir soit de source sédimentaire de surface (e.g. sable de rivière) soit de carrière (voir par exemple Bruchard, 1905a, 1905b ; Stose, 1905 pour des sources anciennes). Dans le second cas, la concentration en $^{10}$Be étant uniquement in-situ, elle ne doit pas poser de problème. Dans le premier cas, la contribution en $^{10}Be_{atmo}$ est incluse dans le mélange. En plus du sable, le mélange est constitué de plusieurs additifs tel que des carbonates, de la soude ou des éléments particuliers pour des verres spéciaux.
2) La préparation du verre commun n'est initialement pas sujet à d'important traitement de purification (Bruchard, 1905a, 1905b ; Stose, 1905), je n'ai pas pu développer plus avant vis à vis des méthodes modernes. Cependant, les exigences techniques pour un verre de bouteille (par exemple) n'ayant pas fondamentalement changées, il est peu probable que les traitements actuels soient plus poussés que ceux de l'époque, à savoir un nettoyage à l'eau et une séparation magnétique. Autrement dit, dans le cas de sources de silice de surface (prélèvement de sable dans les rivières, dépôts alluviaux récents, il me semble raisonnable de considérer que le $^{10}Be_{atmo}$ est incorporé au mélange, et intégré dans la masse lors de la fonte du mélange. La température de fonte du verre étant de l'ordre de 1600°C, celle-ci est trop faible pour permettre une « évaporation » du Be puisque son point d'ébullition à $P_{atmo}$ est de l'ordre de 2500 °C. La concentration en $^{10}Be_{atmo}$ dans le verre est difficile à estimer sans mesure directe. Mais une gamme de concentration de $10^7$ à $10^8$ atms.g$^{-1}$ (de sédiment) semble raisonnable (Schiller et al., 2009) pour des concentrations en

Antarctique, (Wang et al., 2015) pour des mesures à latitude moyenne mais haute altitude (désert d'Atacama). Ces valeurs sont à comparer aux concentrations en $^{10}$Be mesurées dans les clastes du M.C., autour de $10^4$ à $10^5$ atm.g$^{-1}$, c'est à dire entre 2 et 4 ordres de grandeurs d'écarts. La part relative théorique du $^{10}$Be issu du verre est présenté fig. 5.24 et calculé selon :

$$F_{ve}^{Be} = \frac{F_{ve}^{m} \times C_{ve}}{F_{ve}^{m} \times (C_{ve} + C_{se}) + C_{se}} \qquad \text{(Eq. 5. 24)}$$

où $F^m$ représente la fraction massique entre le sédiment (se) et le verre (ve), $F^{be}$ est la fraction de Be associée à la contribution du verre dans la mesure et C la concentration en $^{10}$Be (atm.g$^{-1}$).

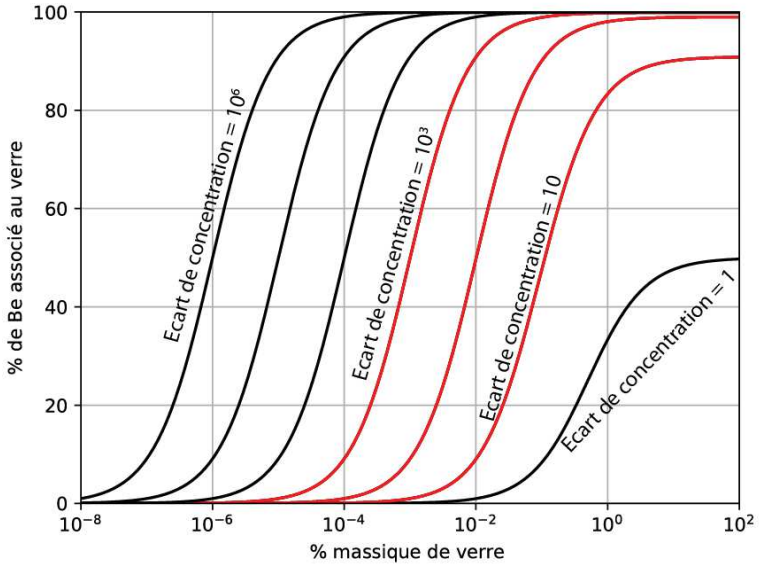



*Figure 5.24 : Contribution à la concentration mesurée en $^{10}$Be en fonction de la fraction massique de verre au sein d'un échantillon pour une gamme de rapport de concentration donné entre la concentration du verre ($^{10}Be_{atmo}$) et du quartz ($^{10}Be_{in\text{-}situ}$).*

Il ressort pour des gammes d'écart de concentration de 10 à 1000, qu'une contamination de 1‰ de la masse induit une contribution de l'ordre de 50 à 98 % sur la concentration en $^{10}$Be. Une contribution massique de l'ordre du ppm induit des contributions respectives de l'ordre de 0.12 à 9 % pour des écart de concentration en $^{10}$Be de 10 et $10^3$ atms.g$^{-1}$. Autrement dit, la contamination potentielle peut être très significative.

3) Le pourcentage de masse de verre dans un échantillon est difficile à estimer, notamment en raison de la difficulté d'identifier un fragment de verre translucide au sein de fragments de quartz. Une estimation, à minima est réalisable sur la base du fragment de verre (vert) identifié dans l'échantillon des sables de l'Arre (taux de dénudation calculé de 101 ± 12 mm.ka$^{-1}$).

Le poids de ce fragment est de 4.10$^{-4}$ g (l'échantillon étant mesuré sur une balance précise à 10$^{-5}$ g, l'incertitude peut être estimée autour de ± 1.10$^{-4}$ g). D'autre part, la masse de l'échantillon utilisée lors de la dissolution totale est de l'ordre de 30 ± 5 g. Il s'ensuit que le rapport de masse, 3.10$^{-4}$ / 30 est de 13 ± 4 ppm$_{masse}$ pour ce seul fragment.

La contribution théorique possible en $^{10}$Be associée à ce seul fragment s'échelonne donc d'un négligeable ~ 1 % (pour un écart de concentration d'un facteur 10) à un très significatif ~ 50 % pour un écart de concentration d'un facteur 1000.
Le cas échéant, une telle contamination induit une augmentation de la concentration mesurée en $^{10}$Be, et successivement une diminution du taux de dénudation calculé. Il s'agit donc possiblement d'un problème majeur à étudier plus avant, notamment concernant les B.V. situés au niveau de zones fortement anthropisées tel que le M.C.

Pour se parer de ce possible problème, il est possible d'utiliser comparativement l'$^{26}$Al et le $^{10}$Be. Cependant, la mesure en $^{26}$Al possède elle-même une incertitude quant à la validité de la concentration mesurée (voir ci-dessus). La problématique est identique pour une possible source d'Al par le verre (possiblement concentré dans les fondants) mais la fraction massique de verre dans l'échantillon suggère qu'un tel effet doit être négligeable. De plus, si le sédiment possède une histoire complexe tel qu'une phase d'enfouissement significative, alors le rapport $^{26}/_{10}$ tend à diminuer, ce qui produit le même signal que l'effet attendu par une contamination au verre.

Seule l'utilisation de fraction grossière permet de s'affranchir de cette problématique mais la représentativité des fractions grossières vis à vis du comportement général du B.V. n'est elle-même pas certaine puisque *a priori* plus en lien avec des dynamiques locales (e.g. coulées de débris ; voir ci-dessus ou, par exemple Aguilar et al. 2015).

En conclusion, si de nombreuses incertitudes potentiellement significatives ont été présentées, il est cependant possible d'avoir une assez bonne confiance dans le résultat, au premier ordre, des taux de dénudation présentés précédemment. En effet, l'utilisation comparative des deux isotopes et de plusieurs granulométries indique un même ordre de grandeur des taux de dénudations du M.C. avec une évolution spatiale depuis ~ 20 – 30 mm.ka$^{-1}$ pour les zones périphériques vers 80 – 100 mm.ka$^{-1}$ pour les zones intermédiaires, voir centrales, dans le cas des secteurs à forte topographie volcaniques (Cantal). C'est cet ordre de grandeur qui est retenu en vue de tester la réponse flexurale de la lithosphère à la décharge érosive (cf : partie 6.2).

# V. 3. Nouvelles contraintes de taux d'incision

Les taux d'érosion obtenus à l'échelle des bassins versants (B.V) ont l'intérêt de couvrir une surface non négligeable de la zone d'étude et de compléter les données de la littérature (cf : 5.6). Cependant, la période de validité de ces taux n'est que de l'ordre du millier à la dizaine de milliers d'années, et leur utilisation sur des temps notablement plus longs (e.g quelques millions d'années) repose sur une hypothèse forte de stabilité de la région. Cette stabilité semble valide en ce qui concerne le climat, si on accepte une tendance moyenne autour des oscillations induites par les cycles glaciaires. Par contre pour ce qui est de la stabilité du second paramètre qui joue un rôle majeur dans le potentiel d'évolution du paysage, à savoir le relief, rien n'est moins certain, puisque un débat toujours d'actualité subsiste entre les défenseurs d'un paysage stable à évolution « lente » et ceux d'un paysage jeune à évolution « rapide », voir actuelle (cf : Partie 3).

La conclusion de l'étude géomorphologique tend à conforter la vision d'un paysage jeune, en phase de transition. Cependant, cette proposition demeure qualitative. Aussi, plusieurs prélèvements ont été réalisés au sein de cavités karstiques en vue de contraindre : 1) les taux d'incision de la région et 2) obtenir des informations sur le taux de dénudation antérieur au moment du dépôt de ces sédiments au sein du karst (cf : partie 5.1).

Deux campagnes de mesures ont été réalisées, l'une visant à apporter une information robuste au niveau du Larzac sud en procédant à à de nombreuses datations, l'autre visant à tester la validité des taux d'incision à l'échelle régionale, notamment en testant deux zones limites du M.C. que sont le secteur de la Montagne-Noire sur sa bordure sud-ouest, et la région du Mâconnais sur sa bordure nord-est (Fig. 5.25).

Une part non négligeable de sites de la campagne « haute résolution », associée à la partie sud du Larzac a abouti à des résultats inattendus en terme de spéléogenèse. Ces résultats sont pas présentés ici, et font l'objet d'une section à part entière (5.4).

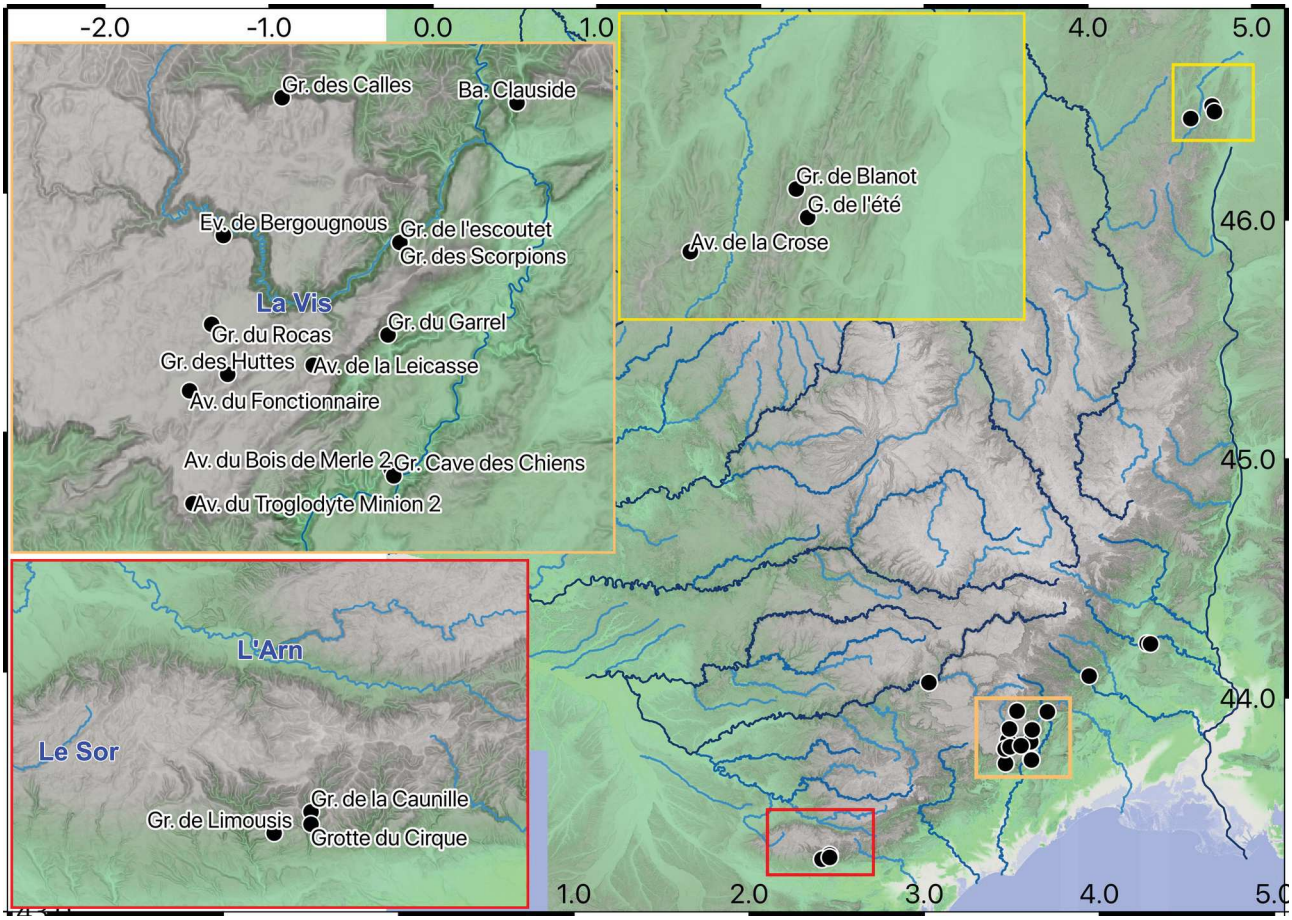



*Figure 5.25: Localisation des sites de prélèvements de sédiments endokarstiques, points noirs, et zoom sur les zones de la Montagne-Noire (cadre rouge) et du Mâconnais (cadre jaune). Les sites du cadre orange sont associés à l'échantillonnage " haute-résolution" du secteur du Larzac Sud. Cet encart contient également trois zones étudiées séparément : la vallée de l'Hérault, de l'Arre (grotte des Calles) et du Rieutord (Baume Clauside). Fond topographique MNT 75 m IGN et « ombrage » des pentes.*

## V. 3. 1. Cas de la Montagne noire

Les sédiments de trois cavités ont été analysés afin de contraindre *a minima* les vitesses d'incision du secteur. Ces trois cavités sont celles de la Caunille, de Limousis et du Cirque.

La Grotte de la Caunille s'ouvre directement sur la vallée du Clamoux à 94 ± 10 m r.n.b. Le remplissage s'est mis en place au sein d'une galerie horizontale et présente un cortège pétrographique clairement allochtone (Figure. 5.26). Le niveau de remplissage est induré, et localement recoupé par une sur-incision ce qui suggère une bonne stabilité du remplissage et

l'absence de remobilisation depuis son dépôt puisqu'il a résisté à une phase postérieure phase d'évidement.



*Figure 5.26 : Sédiments prélevés dans la grotte de la Caunille.*

Cependant, l'épaisseur de roche à l'aplomb du site de prélèvement est en limite d'épaisseur d'écrantage optimale. Elle est estimée à 25 ± 5 m, mais une mesure précise sera nécessaire afin de mieux contraindre le possible effet de production secondaire. Ce contrôle est d'autant plus important que l'âge estimé du dépôt est relativement ancien, c'est à dire sur des gammes de temps où une production secondaire même faible commence à avoir un impact significatif.

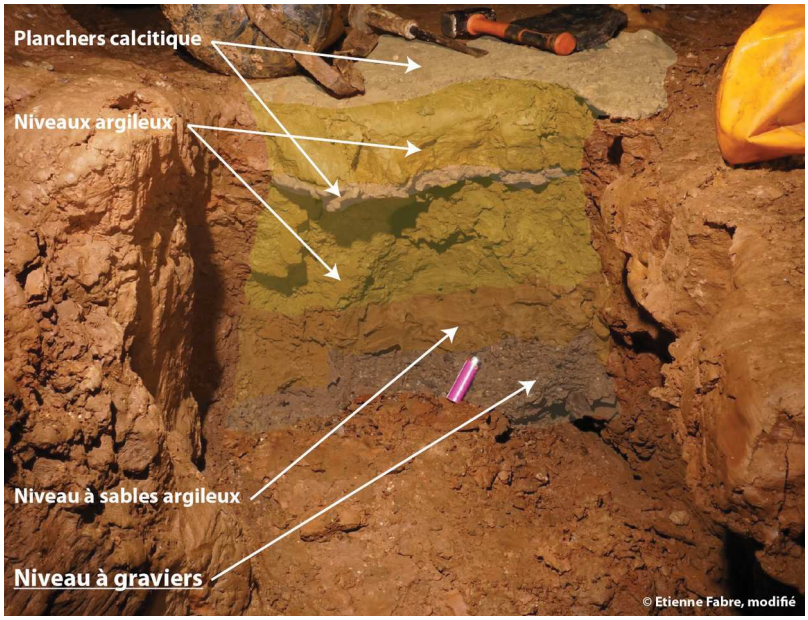



*Figure 5.27: Remplissages de la grotte du cirque. Les échantillons ont été prélevés dans la couche inférieur (niveau à gravier). Le log stratigraphique présenté est schématique.*

La Grotte du cirque s'ouvre également sur la vallée du Clamoux à une hauteur relative de 80 ± 20 m. La profondeur d'échantillonnage est nettement supérieure à 30 m. Les sédiments prélevés sont visiblement associés à des dépôts de crues, puisque le remplissage présente un grano-classement normal, avec à la base des graviers (taille centimétrique) de composition semblable à celui de la grotte de la Caunille. La granulométrie moyenne est cependant inférieure à celle de la grotte Caunille puisqu' aucun galet ou bloc n'a été identifié au niveau de la coupe du remplissage. Au-dessus de ces graviers, se présentent des dépôts sableux, puis une série argileuse (Fig. 5.27).

L'ensemble du remplissage est scellé par un plancher de calcite. Localement, des intercalations de calcite sont également visibles au sein du remplissage. Les relations d'antécédences entre les intercalations calcitiques et les niveaux argileux n'ont pas pu être précisées. Au vu de la structure, cela n'a *a priori* pas d'impact sur la question de l'âge d'enfouissement des graviers. Deux échantillons ont étés prélevés dans la couche de base mais un seul a été mesuré.

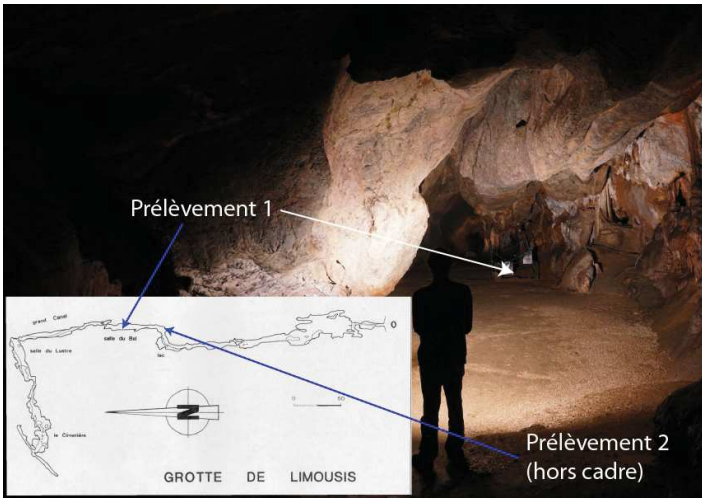



*Figure 5.28 : Sites de prélèvements dans la grotte de Limousis. Photo : E. Fabre. Topographie : Tuller J.-P. (Spéléo Club de l'Aude, 1965).*

Enfin, la grotte de Limousis s'ouvre au niveau d'un plateau situé en rive droite de la vallée de la Clamoux à 230 ± 20 m au-dessus du lit de cette rivière. Plus à l'ouest un autre drain majeur possède un écart altitudinal de 270 ± 20 m avec la grotte de Limousis. Deux drains secondaires sont également présents à proximité de la cavité mais leurs amonts ne comportent pas de séries cristallines, et ils ne sont donc pas retenus comme possible sources des dépôts étudiés. La cavité se structure le long d'une grande galerie d'axe N-S se développant à environ 25-30 m sous la surface, sur 300 m avant de présenter un angle droit vers l'ouest sur ~ 150 m. Deux échantillons ont été prélevés et analysés au sein de cette galerie (Fig. 5.28). Le premier a été collecté au niveau d'un placage contre la paroi de la galerie à l'entrée de la salle du bal (ci-après Lim_P). Le second a été collecté sous un important plancher de calcite constituant le sol de la galerie au niveau de la salle du Bal (ci-après Lim_S). L'important concrétionnement de la galerie, avec des spéléothèmes de petites dimensions sensibles à l'érosion, suggère l'absence de crue forte sur les périodes récentes (cet intervalle de temps n'est pas quantifié).

## Âges d'enfouissement et taux d'incision

Les résultats en termes d'âges d'enfouissement et de taux d'incision sont présentés dans le Tableau 5.7. Ces âges ont été calculé à partir d'un modèle qui minimise d'écart en concentrations modélisées et concentrations mesurées pour un total de $2.5.10^7$ couples de paramètres, âge d'enfouissement et paléo-taux de dénudation respectivement entre 1 et 5 Ma et 0.1 à 100 $m.Ma^{-1}$, la

tolérance d'écart entre concentration modélisée et mesurée étant de 2δ pour les âges (les valeurs d'incertitudes données concernant les concentrations sont de 1δ).

| Nom | Lat. (D.DD) | Alt. (m) | δz (cm) | Δz (m) | [Be] $10^3$ ($atm.g^{-1}$) | [Al] $10^3$ ($atm.g^{-1}$) | R. ($^{26}/_{10}$) | $T_{enf}$ (Ma) | $E_{pal}$ ($mm.ka^{-1}$) | I ($m.Ma^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Caunille | 43,36 | 399 | 2500 | 94 | 18,6 ± 0,6 | 40,4 ± 7,9 | 2,17 ± 0,43 | 3 ± 1,3 | 47 ± 14 | 32 ± 14 |
| Cirque | 43,35 | 360 | >3000 | 77 | 17,2 ± 0,9 | 27,5 ± 19,3 | 1,6 ± 1,13 | 2,3 ± 1,1 | 49 ± 15 | 33 ± 17 |
| Lim. (P) | 43,34 | 440 | >3000 | 165 | 36,1 ± 1,2 | 40,2 ± 9,1 | 1,11 ± 0,25 | 4,5 ± 1,8 | 5,3 ± 1,6 | 37 ± 15 |
| Lim. (S) | 43,34 | 440 | >3000 | 165 | 220,4 ± 5,6 | 632,1 ± 35,8 | 2,87 ± 0,18 | 1,2 ± 0,2 | 8 ± 2 | 141 ± 30 |

*Tableau 5.7 : Caractéristiques et résultats obtenus pour les grottes de la Montagnes Noire. Sont reportés, dans l'ordre, la latitude, l'altitude, la profondeur de prélèvement vis à vis de la surface, l'écart d'altitude au drain local, les concentrations en $^{10}Be$ et $^{26}Al$ avec leurs incertitudes (δ), le rapport de concentration (R), l'âge d'enfouissement ($T_{enf}$), le paléo-taux de dénudation ($E_{pal}$) et le taux d'incision (I).*

Les deux échantillons de la Grotte de la Caunille et de la grotte du cirque présentent des âges respectifs de 3 ± 1.3 Ma et 2.3 ± 1.1 Ma (Tab. 5.7). En considérant l'étagement des deux cavités en lien avec l'incision du Clamoux (modèle de karstogenèse classique) et une incision linéaire, le taux d'incision obtenu est de 32.2 ± 0.7 $m.Ma^{-1}$ (l'incertitude proposée est une incertitude formelle sur la droite de régression linéaire, l'incertitude relative associée à chaque âge étant de l'ordre de 40 %, une incertitude plus crédible sur le taux d'incision serait au moins de l'ordre de 40 % soit ~ 13 $m.Ma^{-1}$). Les paléo-taux de dénudation déduits de ces deux échantillons sont de 47 ± 14 (Caunille) et 49 ± 15 $mm.ka^{-1}$. Ces deux taux sont similaires aux incertitudes près. Une comparaison entre les taux d'incision et les paléo-taux de dénudation suggère également des valeurs semblables d'évolution des versants et de la rivière, ce qui suggère un état d'équilibre, au premier ordre, du relief sur les derniers ~ 3 Ma. Cependant, les paléo-taux de dénudation sont possiblement associés à des sources présentant des processus de versant actif et l'utilisation comme valeur de dénudation régionale valable pour les zones de plateau (e.g. zones résiduelles de la pSAR) semble peu probable, notamment en raison de la présence de nombreux points d'inflexions ($P_{inf}$) en amont de la zone où se situent les deux cavités.

Les deux âges obtenus pour la grotte de Limousis, sont de 4.5 ± 1.8 Ma (Lim_P) et 1.2 ± 0.2 Ma (Lim_S). Cette relation temporelle est en désaccord avec leurs positions géométriques relatives dans la galerie, l'âge le plus vieux se situant au-dessus. En effet, une relation inverse, à

savoir un âge plus récent pour les sédiments supérieurs, voir une absence d'écart d'âge serait en effet en accord avec un modèle de remplissage « simple » de la galerie.

En calculant les taux d'incision individuels pour les deux remplissages, il apparaît que Lim_P est en accord avec le modèle obtenu au niveau de la vallée du Clamoux puisqu'il possède un taux d'incision de 37 ± 15 $m.Ma^{-1}$. Le taux calculé à partir de l'âge de Lim_S est de 141 ± 30 $m.Ma^{-1}$ soit près de quatre fois supérieur au taux calculé à partir de Lim_P. En considérant un lien avec le creusement de l'Orbiel à l'Ouest, ces taux d'incision respectifs sont de 48 ± 19 et 184 ± 39 $m.Ma^{-1}$.

Un modèle explicatif à cette incohérence apparente dans les âges du remplissage serait de proposer une karstification globalement en lien avec le creusement des vallées avec une complexité locale. Ce taux régional serait de 30 à 40 $m.Ma^{-1}$ sur l'ensemble du Plio-Quaternaire, l'âge « récent » de Lim_S serait dans ce cas explicable par un phénomène de débourrage du remplissage de la grotte de Limousis, suivit d'une seconde phase de remplissage il y a ~ 1.2 Ma.

Cependant, cette explication n'est pas en accord avec les paléo-taux de dénudation déduits de Lim_P et Lim_S. Ceux-ci sont respectivement de 5.3 ± 1.6 et 8.0 ± 2.4 $m.Ma^{-1}$ soit un ordre de grandeur inférieur à ceux déduits de la Grotte de la Caunille et de la Grotte du Cirque. Ces deux taux sont par ailleurs en accord l'un avec l'autre.

A défaut d'observations probantes quant aux modalités de mise en place des remplissages de Limousis, il semble plus raisonnable de considérer un remaniement de sédiment comme source des deux échantillons. Dans ce cas, il est préférable de conserver l'âge le plus récent comme âge maximum de remplissage (Calvet et al., 2018), soit 1.2 ± 0.2 Ma. Cette valeur est par ailleurs la mieux résolue numériquement. Cela induit un taux d'incision apparent de l'ordre de 140 $m.Ma^{-1}$. Comme exposé précédemment, cette valeur est nettement trop haute relativement aux deux données issues des remplissages de la Caunille et du Cirque. En conservant comme élément fiable ces deux données (proximité à la vallée, étagement net), le remplissage de Limousis est donc soit à rattacher au creusement de l'Orbiel, soit d'un drain local, soit à être déconnecté simplement des dynamiques de creusement des vallées.

Le rattachement à la vallée de l'Orbiel ne règle nullement le problème du désaccord des taux d'incision et induit la nécessité d'expliquer une vitesse d'incision près de 5 fois supérieur sans argument morphologique valide entre les deux vallées. Aussi cette hypothèse est considérée comme peu probable.

Reste une dynamique découplée du creusement des vallées avec un remaniement de couverture sédimentaire et/ou un remaniement au sein même du karst. Cette hypothèse est plausible et entre en

accord avec les conclusions tirées au niveau du Larzac (cf : partie 5.4), en revanche elle n'est que faiblement étayée dans ce secteur par le peu de données actuellement disponibles.

Une remise en cause de l'hypothèse initiale de non lien avec les drains locaux est également à considérer puisque, leurs amonts drainent une zone à faible pente (donc *a priori* associée à de faibles taux de dénudation), l'un deux (le ruisseau de la Cèze) est situé à ~ 50 m d'écart altitudinal induisant un taux d'incision apparent de 40 ± 11 m .$Ma^{-1}$, taux compatible avec celui obtenu pour la vallée de la Clamoux (32 ± 13 m.$Ma^{-1}$). Le second conduit à un taux d'incision apparent de ~ 70 ± 15 m.$Ma^{-1}$.

## Résumé des taux d'incision du secteur de la montagne noire

Les nouvelles données d'âge d'enfouissement permettent de mettre en évidence une vitesse de creusement des vallées principales de l'ordre de 32 ± 13 m.$Ma^{-1}$ sur le Plio-Quaternaire. L'incision finie apparente du secteur est de l'ordre de 200 m. Cette valeur est à accroitre de la dénudation des plateaux et crêtes pour avoir l'incision finie réelle depuis l'initiation des vallées puisque une certaine épaisseur de roche a également été érodé depuis les crêtes et les versants. Nous retiendrons la valeur obtenue à partir des échantillons de Limousis à cette fin (moyenne des deux taux de 7 ± 3 m.$Ma^{-1}$) puisque a priori plus représentative des processus en lien avec les plateaux et moins impactée par de possibles processus de versants comme le sont ceux en lien direct avec le B.V. de la Clamoux (Crique et Caunille) ce qui place l'initiation du creusement des vallées du secteur autour de la transition Mio-Pliocène (5 à 6 Ma). L'incision visible au niveau de la vallée de la Clamoux est probablement associée à une érosion régressive de secteur, les zones amont présentant une importante proportion de pente en déséquilibre, c'est à dire supérieures à 30 ° (Fig. 5.29).

Cette incision finie doit être permise, principalement par la surrection de la région. En considérant un relief régional de l'ordre de 800 ± 200 m à partir du relief actuel (la valeur réelle n'est pas contraignable notamment par la non connaissance du relief présent antérieurement à la surrection) et une initiation du creusement il y a 5.5 ± 1.5 Ma, un ordre de grandeur du taux de surrection est proposable pour le secteur de la montagne noire : 150 ± 50 m.$Ma^{-1}$ (soit 0.15 mm.$an^{-1}$). Cette valeur reste cohérente vis à vis des données de GNSS (surrection inférieure à ~ 0.5 m.$Ma^{-1}$, Masson et al., 2019a).

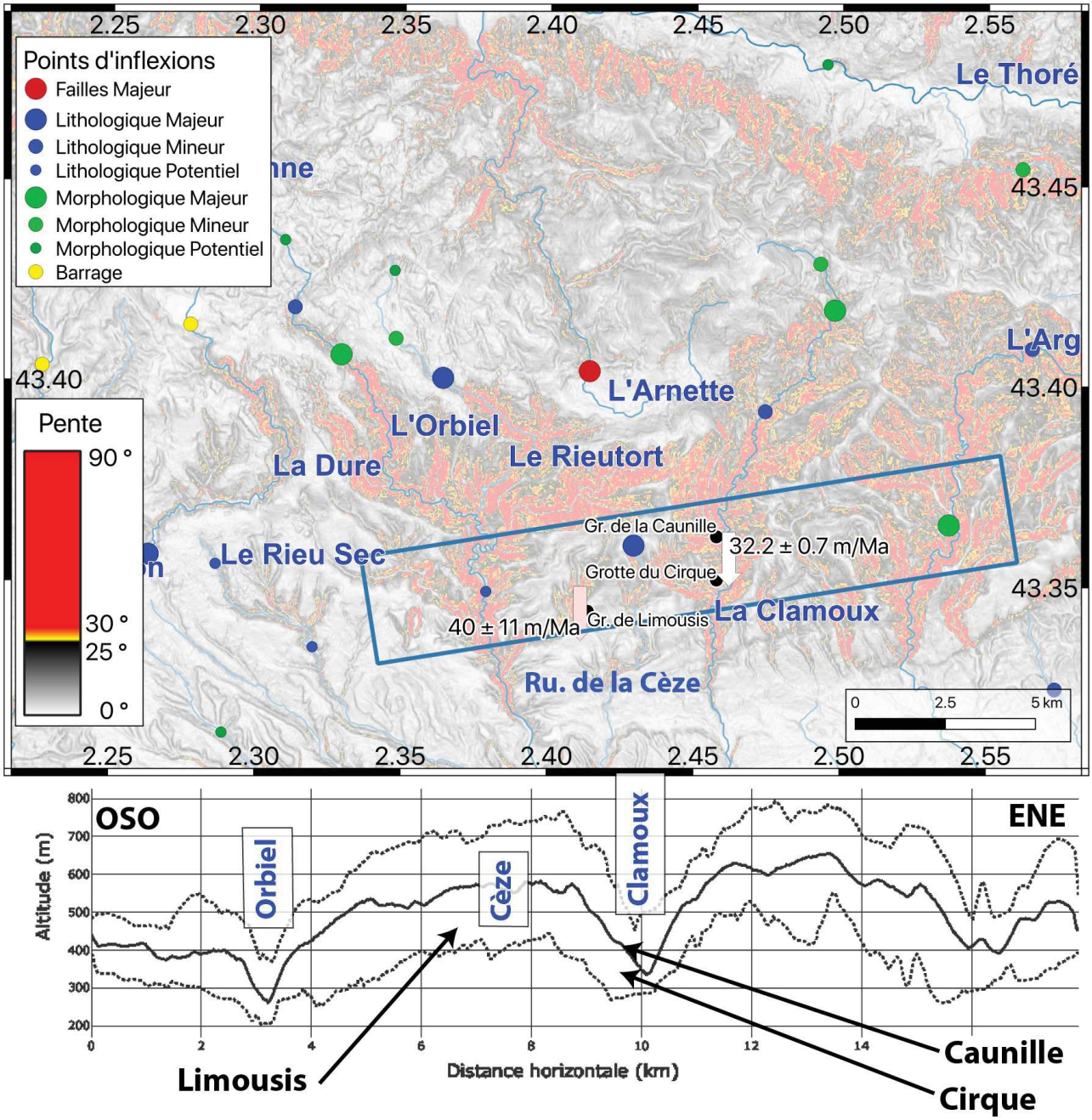



*Figure 5.29 : Résumé morpho-chronologique du secteur de la montagne Noire. Les taux d'incision déduits des âges d'enfouissement sont indiqués par les flèches larges avec leurs taux associés. L'encart du bas représente une coupe topographique statistique (encart bleu de la carte) avec les valeurs minimales, maximales et moyennes le long de la coupe. Statistiques obtenues à partir du MNT ALOS à 30 m).*

## V. 3. 2. Cas de l'Hérault

Trois cavités, au sein desquelles des sédiments quartzeux ont été analysés, sont considérées comme liées à la dynamique de creusement de l'Hérault (Fig. 5.30). Un lien est simple et visible pour deux d'entre elles : la grotte de la cave des chiens (GCC) et l'aven du bois de Merle n°2 (BM2). La troisième cavité associée à l'incision de l'Hérault est l'aven du Troglodyte Mignon n°2 (TM2). Les principales caractéristiques et résultats obtenus sont reportés dans le tableau 5.8.

| **Nom** | **Lat. (D.DD)** | **Alt. (m)** | **δz (cm)** | **Δz (m)** | **[Be] $10^3$ (atm.g$^{-1}$)** | **[Al] $10^3$ (atm.g$^{-1}$)** | **R. ($^{26}/_{10}$)** | **$T_{enf}$ (Ma)** | **$E_{pal}$ (mm.ka$^{-1}$)** | **I (m.Ma$^{-1}$)** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| GCC | 43,76 | 218 | > 2500 | 145 ± 10 | 21,8 ± 0,6 | 22 ± 6 | 1 ± 0,3 | 7 ± 3 | 1,0 ± 0,3 | 21 ± 8 |
| BM2 | 43,76 | 273 | > 2500 | 172 ± 10 | 84 ± 2 | 56,3 ± 9,7 | 0,67 ± 0,12 | 4,1 ± 0,8 | 1,8 ± 0,5 | 42 ± 8 |
| TM2 | 43,74 | 485 | > 5000 | 450 ± 40 | 51,7 ± 1,3 | 15 ± 4 | 0,29 ± 0,07 | 5,3 ± 0,9 | 1,4 ± 0,4 | 85 ± 16 |

*Tableau 5.8 : Principales caractéristiques des cavités de la vallée de l'Hérault. Résultats obtenus sur une gamme de paléo-taux d'érosion de 1 à 500 mm.ka$^{-1}$ et d'âge d'enfouissement de 10 ka à 8 Ma pour un total de 2,5.10$^7$ couples de paramètres testés. L'acceptabilité d'écart aux valeurs de concentrations mesurées est de 2 δ. Les valeurs reportées sont les mêmes que pour le tableau 5.7.*

La GCC s'ouvre directement au sein de la vallée de l'Hérault, au sein du compartiment sud de la faille des Cévennes (Fig. 5.30) à une altitude de 218 m. Elle est située environ 90 ± 10 m en contrebas de la surface d'aplanissement fluvio-karstique du causse de la Selle (Fig. 4.67 ; Eme, 2007) et à 145 + 10 m au-dessus de l'Hérault (r.n.b., relatif au niveau de base). La cavité est constituée d'une galerie principale pratiquement scellée par le remplissage alluvial (Fig. 5.30) au sein duquel une tranchée a été creusée afin de permettre le passage des touristes durant une période d'exploitation au tournant de XIX-XX$^{ième}$ siècle. Le prélèvement a été réalisé au niveau de cette entaille anthropique et est constitué de sédiments de granulométrie fine de l'ordre du mm. L'âge obtenu pour ce remplissage est de 7 ± 3 Ma en lien avec un paléo-taux de dénudation de 1.0 ± 0.3 mm.ka$^{-1}$. Indépendamment du fait que l'incertitude proposée, est de 3 Ma, la matrice d'erreur du code de modélisation indique clairement que l'âge et le paléo-taux de dénudation est mal contraint, principalement en raison de l'$^{26}$Al qui ne présente pas de minimum acceptable. En effet, tous les modèles utilisant un âges supérieurs à ~ 4 Ma, indépendamment du taux d'érosion, induisent une concentration en $^{26}$Al modélisée en accord avec la concentration mesurée, aux incertitudes de mesures près. La gamme de taux de dénudation-âge d'enfouissement associée au $^{10}$Be est nettement plus restreinte ce qui permet d'aboutir malgré tout à une solution, bien que mal contrainte. Une discussion à cet égard est présentée en section 5. 7 à propos de la reproductibilité des mesures.

La seconde cavité en champ proche du canyon de l'Hérault est l'aven du Bois de Merle n°2. Cet aven s'ouvre au sein de la surface d'aplanissement fluvio-karstique et permet d'atteindre une galerie horizontale à environ -40 m. Ce niveau horizontal présente un remplissage alluvial conséquent épais de plus de 10 m (la base n'a pas été identifiée, ce qui fait que l'épaisseur réelle n'est pas connue) scellé par une importante série de concrétions.

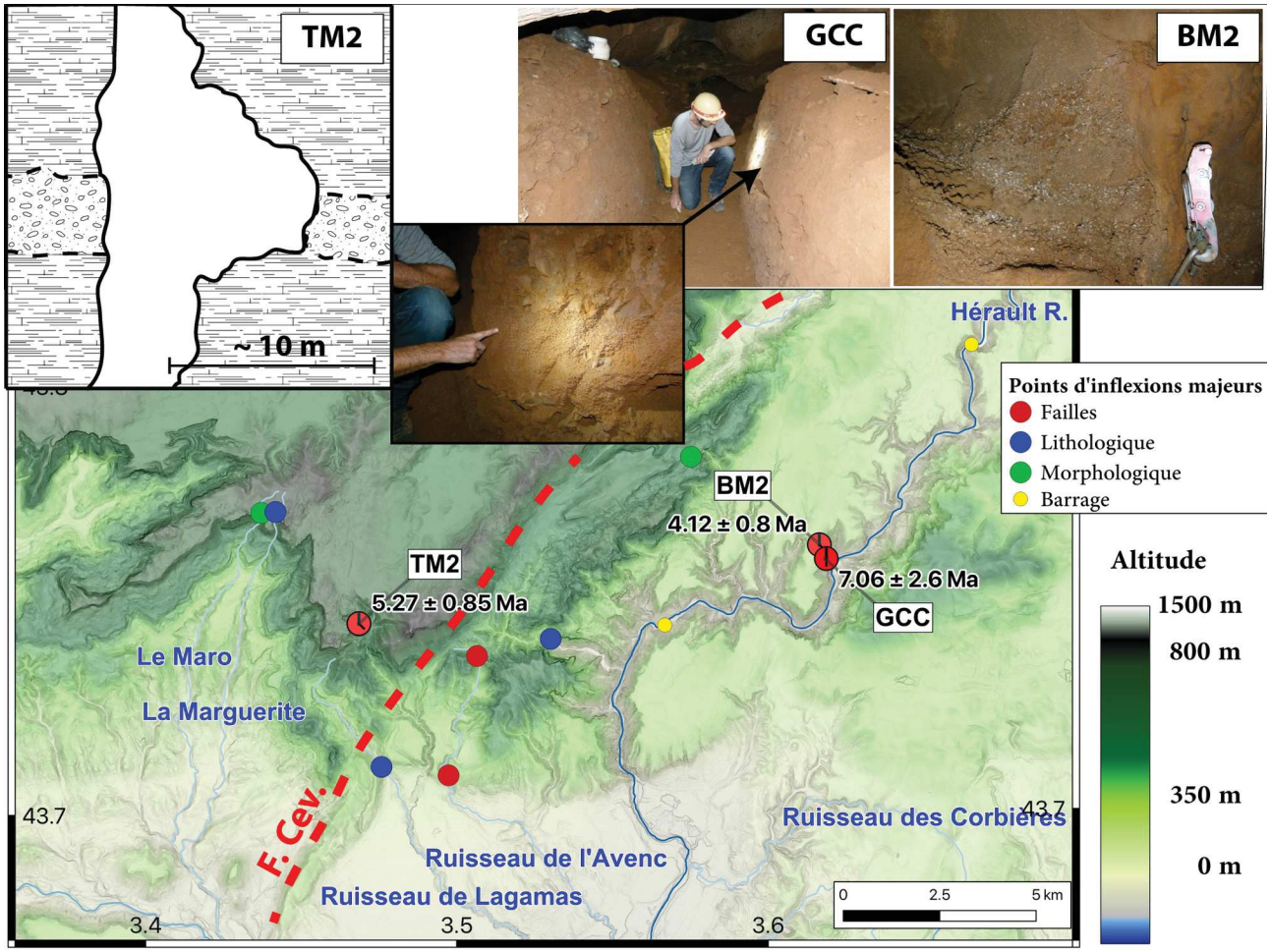



*Figure 5.30 : Sites d'échantillonnage au niveau de la vallée aval de l'Hérault. Les sites de prélèvements sont reportés avec les résultats d'âges d'enfouissements. GCC= Grotte de la Cave des Chiens, BM2 = aven du Bois de Merle n°2 et TM2 = aven du Troglodyte Minion n°2. Le site de prélèvement du TM2 est schématisé dans l'encart associé. Le tracé approximatif de la faille principale du faisceau cévenol est représenté par le tiré rouge pointillé. Le faisceau de la faille est large de plusieurs kilomètres et est situé sur le compartiment sud. Fond de carte MNT 5 m IGN et mise en relief par la carte des pentes (teintes de gris).*

Localement, d'importants soutirages sont manifestes. L'échantillon analysé (Fig. 5.30) est constitué d'un amalgame de graviers de quartz de taille centimétrique et très faiblement induré. Il a été prélevé sous une concrétion. Il n'y a pas d'indice visible de remobilisation au niveau du site de prélèvement. Situé à environ 170 m au-dessus de l'Hérault, ce remplissage a fourni un âge

d'enfouissement de 4.1 ± 0.8 Ma en lien avec un paléo-taux de dénudation de 1.8 ± 0.5 mm.ka$^{-1}$. Contrairement aux résultats de la GCC, celui du BM2 est assez bien contraint et sera utilisé comme référence sur le calcul du taux d'incision. Celui-ci est estimé à 42 ± 8 m.Ma$^{-1}$ et serait valide sur les derniers ~ 5 Ma, donc possiblement sur la période postérieure à la Crise Messinienne (CSM). Le paléo-taux de dénudation étant très faible, il suggère une origine sédimentaire en lien avec un paysage faiblement différencié, avant le creusement majeur des vallées. Cela est en accord avec la position non loin de la surface des remplissages, c'est à dire lorsque le canyon de l'Hérault n'était pas encore creusé. Cette position « proche de la surface » est cependant à nuancer puisque celle-ci est également soumise à la dénudation impliquant une paléo-profondeur des galeries supérieure à l'actuel. L'évolution temporelle de la profondeur est néanmoins inaccessible à l'aide des données disponibles. Par exemple, la répartition en surface de la dénudation dans le temps long ($10^6$ a) est inconnues (e.g. préservation de reliefs résiduels, altération sous couverture, etc.).

La grande incertitude sur l'âge des remplissages de la GCC implique que la différence entre celle-ci et l'âge de ceux du BM2 n'est pas mathématiquement significative puisque l'hypothèse nulle admet une gamme d'erreur de 3.1 Ma (pour avoir un âge cohérent aux incertitudes près) alors que la différence des âges est de 2.9 Ma. Si l'on considère que l'écart est cependant significatif, il est alors nécessaire d'expliquer la chronologie inverse présentée par ces deux cavités : âge récent en haut (BM2) et ancien en bas (GCC). Plusieurs explications sont proposables mais il semble compliqué de trancher entre elles à l'aide de ces deux seules datations. Citons par exemple un modèle souvent présenté régionalement avec un (ou plusieurs) cycles incision-aggradation (Moccochain, 2007 ; Jolivet et Martin, 2008). Une autre proposition serait la remobilisation différentielle de la couverture sédimentaire à l'origine de la formation de la surface fluvio-karstique du Causse de la Selle (ce modèle est inclus dans la figure 5.31) induisant un étagement inverse apparent. Notons enfin que l'échantillon de GCC étant du sable, des remaniements endokarstiques sont probables (Ford and Williams, 2007 ; Calvet et al., 2018).

Le troisième remplissage daté, associé à la dynamique de creusement de l'Hérault est celui de l'aven du Troglodyte Mignon n°2. Ce dernier est associé à une paléo-galerie située à – 90 m de l'entrée et aujourd'hui recoupée à l'emporte-pièce par un puits de ~ 5 m de diamètre (Fig. 5.30). Le remplissage est constitué de séries argileuses ainsi que clastiques, le tout étant fortement induré. Cette induration ayant probablement permis la préservation du remplissage lors du creusement du puits. Les éléments prélevés sont de taille centimétrique. L'âge obtenue de 5.3 ± 0.9 Ma est associé

à un paléo-taux de dénudation de 1.4 ± 0.4 mm.ka$^{-1}$. On retrouve un bon accord entre ce paléo-taux et ceux déduits de l'analyse des deux remplissages précédemment présentés.

La différence notable du TM2 vis à vis de BM2 et GCC est sa localisation sur le compartiment Nord de la faille des Cévennes et son altitude relative au niveau de l'Hérault largement supérieure : 450 ± 40 m.

La forte incertitude sur cette altitude est liée à la distance du site au drain, et donc à la valeur d'altitude de référence. Le taux d'incision résultant est de 85 ± 16 m.Ma$^{-1}$ soit environ le double de celui déterminé à l'aide du BM2. Le prélèvement étant situé en dessous de l'altitude des drains (temporaires) locaux, et l'absence d'amont identifiable sont des arguments allant dans le sens d'un rattachement à l'évolution de l'Hérault.

Bien qu'il soit théoriquement possible d'expliquer la présence d'âges similaires pour des altitudes relatives aussi différentes par des modèles complexes de karstogenèse, nous nous limiterons à un modèle plus simple proposant une structuration en lien avec une surrection différentielle entre les deux secteurs. L'incision apparente du TM2 serait associée à une surrection de ~ 40-50 m.Ma$^{-1}$ relativement à la surface du causse de la Selle, ce qui permet d'expliquer le taux apparent de ~ 85 m.Ma$^{-1}$ (taux d'incision de l'Hérault de ~ 30-40 m.Ma$^{-1}$ + surrection relative de 40-50 m.Ma$^{-1}$). Le différentiel de surrection est dès lors nécessairement très localisé et l'explication la plus crédible consiste en un mouvement le long de la faille des Cévennes (surrection de la partie Nord) durant le Plio-Quaternaire. Ce modèle de morphogenèse local est résumé sur la figure 5.31.

## V. 3. 3. Cas du Rieutord

Le Rieutord est un affluent de l'Hérault situé sur le compartiment Nord de la faille des Cévennes (Fig. 5.32). L'amont du B.V. est constitué de roches cristallophylliennes hercyniennes tandis que la partie aval est localisée au niveau de séries carbonatées mésozoïques, majoritairement calcaires, au sein desquelles s'est développé un canyon de ~ 300 m d'incision. A l'amont du canyon, le Rieutord disparaît sous terre par capture karstique et le drain de surface n'est actif que durant les périodes de crues. Aussi la localisation du niveau de base d'étiage « réel » (i.e. , dans le sens de l'altitude du minimum de potentiel hydraulique) n'est pas clairement connue. Il est estimé à 10-15 m sous le niveau de la surface. Le poids de l'incertitude sur cette estimation est faible, voire négligeable vis à vis de la problématique du creusement du canyon puisque, d'une part les dépôts endokarstiques sont généralement associés aux épisodes de crues, ou de système de perte-siphon, et

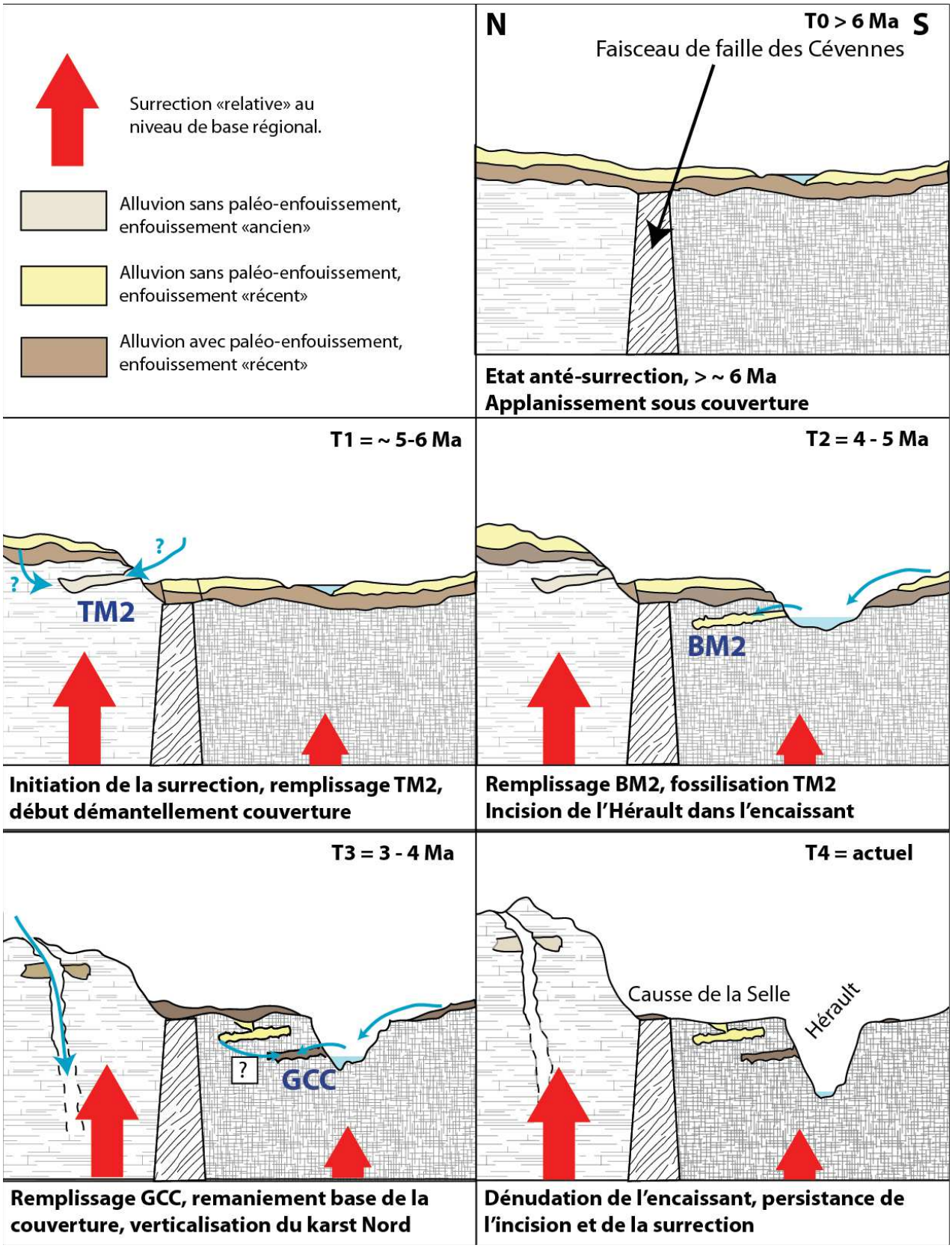



*Figure 5.31: modèle schématique de l'évolution morphologique et karstologique du secteur de la faille des Cévennes et du canyon de l'Hérault. La paléo-topographie antérieure à ~ 6 Ma n'est clairement pas connue.*

d'autre part, l'altitude relative des cavités les plus hautes est suffisamment grande pour limiter l'impact de cette incertitude (Par contre elle induit une forte imprécision sur le taux d'incision « récent » ; ce point est discuté ultérieurement à la partie 5.5).

Il me semble important de rappeler que l'obtention d'âge d'enfouissement à partir de sédiments alluviaux piégés ne permet pas de dater l'âge de formation de la cavité, mais au mieux la dernière phase de fonctionnement en lien avec les pertes endokarstiques, et donc un âge minimum d'existence du vide. Les massifs calcaires au sein desquels se développe le canyon du Rieutord présentent en effet des paléokarsts sur l'ensemble de la hauteur d'incision (Husson et al., 2012).

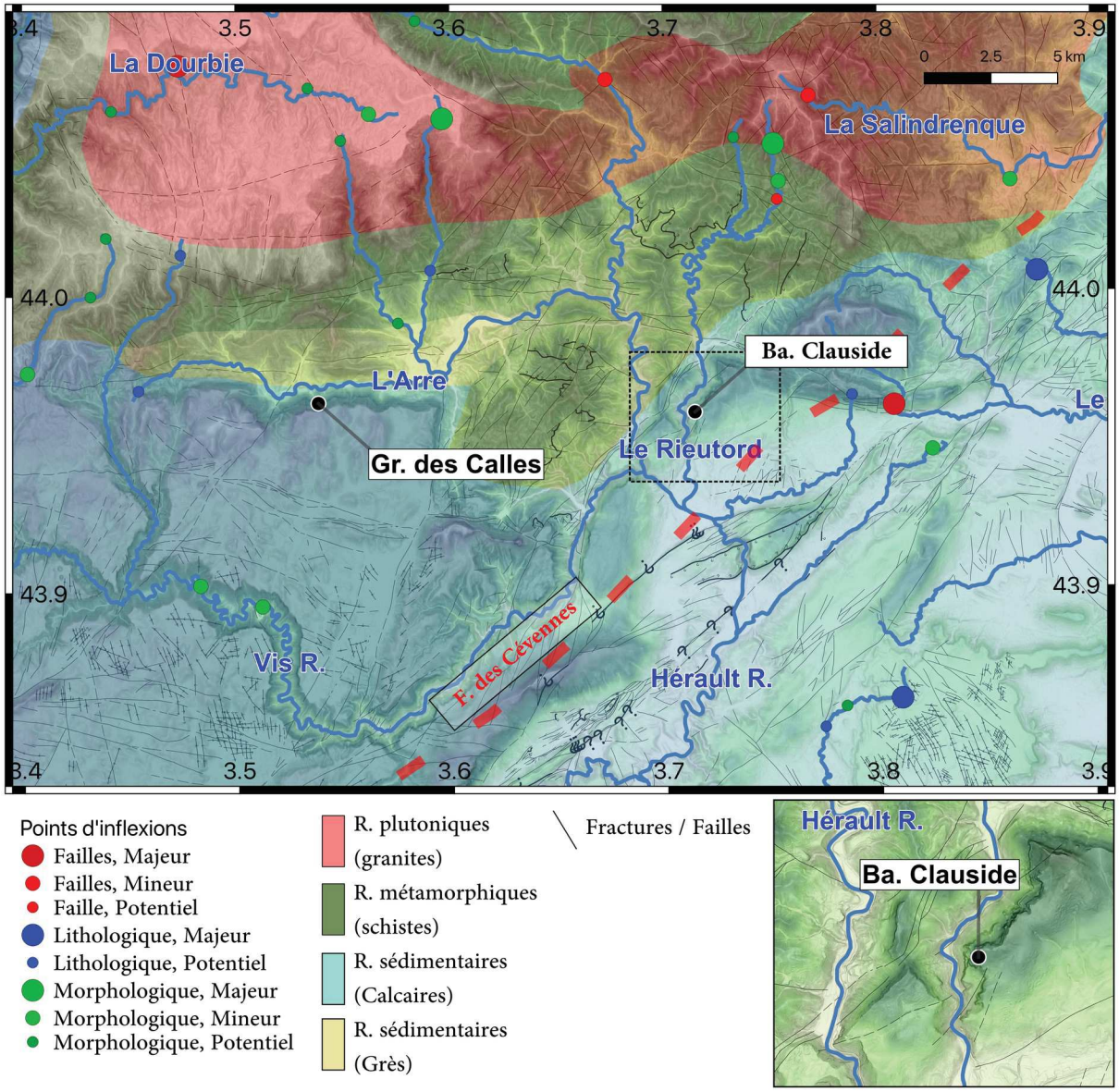



*Figure 5.32 : contexte géologique et géomorphologique du canyon du Rieutord et de la vallée de l'Arre. Le fond topographique est le MNT à 5m de l'IGN, avec une mise en relief par la carte de pentes. La cartographie géologique simplifiée est celle fournie par le BRGM. Les points d'inflexion sont ceux présentés partie 4.3. L'encart en bas à droite est un agrandissement sur la zone du canyon du Rieutord sur lequel s'ouvre la Baume Clauside.*

Leur présence n'est pas problématique vis à vis de la quantification de la vitesse de creusement puisqu'il sont, d'une part proposés comme anciens (~ 60 Ma), donc théoriquement dépourvus de concentration résiduelle en isotopes cosmogéniques radioactifs, et d'autre part, d'affinité marine donc déconnectés de la dynamique morphogénétique actuelle en lien avec des apports fluviatiles cévenols (un essai d'obtention d'âges absolus par mesure des concentrations en isotopes cosmogéniques combinant éléments radioactifs et stables permettrait de tester la problématique de remobilisation des remplissages au sein des paléo-karst du Rieutord afin de confronter le modèle géodynamique complexe proposé par Husson et al. (2012)).

Une première quantification de vitesse d'incision du Rieutord a été faite à partir de 4 cavités étagées s'ouvrant à flanc de vallée (Malcles et al., 2020, Fig. 5.33 ; en annexe). Les quatre âges obtenus permettent, en accord avec un modèle de karstogenèse classique *per descensum*, de proposer une vitesse d'incision de 83 ± 35 m.Ma$^{-1}$. Ce taux serait valide sur 2 à 3 Ma puisque l'âge le plus ancien obtenu, à partir des remplissages de la grotte de la Cuillère est de 2.28 ± 0.28 Ma, avec une altitude par rapport au niveau de la rivière de 175 ± 15 m.

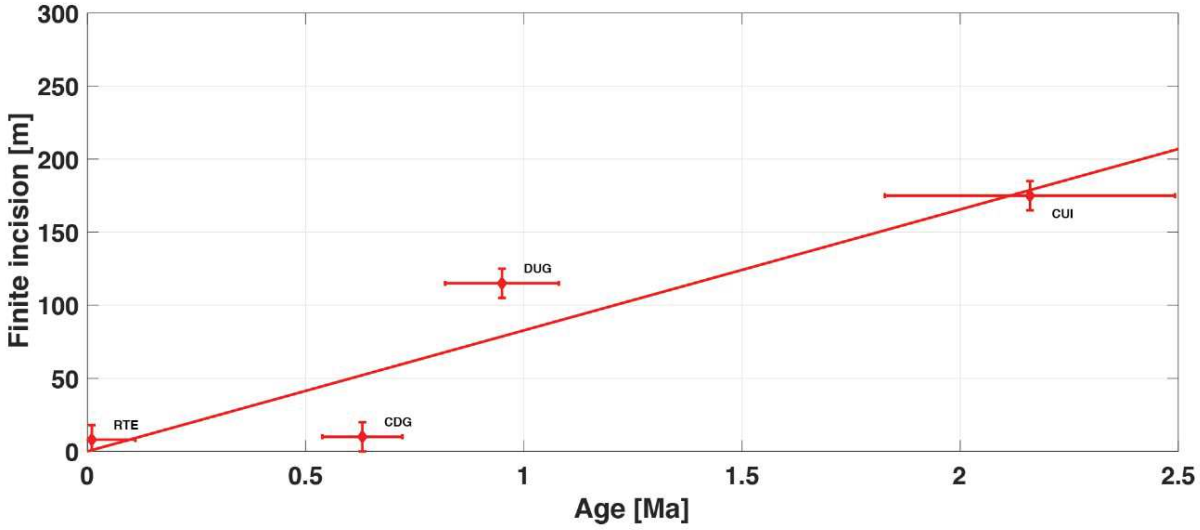



*Figure 5.33: Relation entre l'âge d'enfouissement et la position relative du remplissage avec le niveau de base. RTE, CDG, DUG et CUI indiquent respectivement les résultats de la grotte de la Route, du Boulidou du Camp de Guerre, de la Baume Dugou et de la grotte de la Cuillère. D'après Malcles et al., 2020.*

| Nom | Lat (dd,dd) | Lon (dd,dd) | Alt (m) | ΔAlt (m) | Z (m) | Be $10^3$ (atms.g$^{-1}$) | Al $10^3$ (atms.g$^{-1}$) | R | Age (Ma) | Paléo-Dén. (mm.ka$^{-1}$) | Taux I. (m.Ma$^{-1}$) | 2$^{nd}$ (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| RTE | 43,90 | 3,71 | 175 | 15 | > 30 | 35,4 ± 11,8 | 216 ± 1,5 | 6.1 ± 2.0 | 0.2 ± 0.15 | 98 ± 29 | 136 ± 162 | 0 |
| CDG | 43,93 | 3,71 | 185 | 25 | > 30 | 88,7 ± | 429 ± 3,1 | 4.8 ± 1.8 | 0.67 ± 0.16 | 30 ± 9 | 58 ± 71 | 0 |

| | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | 32,8 | | | | | | |
| DUG | 44,00 | 3,77 | 245 | 85 | > 30 | 12,7 ± 3,3 | 42,9 ± 0,6 | 3.4 ± 0.9 | 1 ± 0.3 | 156 ± 47 | 81 ± 40 | 0 |
| CUI | 44,00 | 3,71 | 354 | 194 | > 30 | 17 ± 5,3 | 37,5 ± 0,7 | 2.2 ± 0.7 | 2.3 ± 0.3 | 76 ± 23 | 111 ± 36 | 0 |
| CLA | 43,96 | 3,71 | 487 | 327 | 15 | 11,4 ± 0,8 | 31,6 ± 6,7 | 2.8 ± 0.6 | 3 ± 7 | 100 ± 30 | 113 ± 276 | 86 |

*Table 5.9 : caractéristiques des cavités du rieutord étudiées et résultats associés. Sont reportés, dans l'ordre de gauche à droite, le nom de la cavité, sa latitude, longitude, l'altitude du prélèvement, l'altitude relative au niveau du Rieutord (en surface), la profondeur de prélèvement (à la verticale) ; les concentrations en $^{10}$Be et $^{26}$Al ; le rapport entre les deux concentrations, l'âge d'enfouissement, le paléo-taux de dénudation, le taux d'incision individuel et la contribution de la production secondaire. RTE = Grotte de la Route, CDG = Boulidou du Camp de Guerre, DUG = Baume Dugou, CUI = Grotte de la Cuillère et CLA = Baume Clauside.*

Afin de tester la validité de ce taux sur un temps plus long (i.e. Plio-Quaternaire, ~ 5.3 Ma), un échantillon a été prélevé au sein de la Baume Clauside (Fig. 5.32) et analysé. Cette cavité, se présente comme une ancienne boucle karstique du Rieutord et est maintenant située à une altitude relative de + 317 m (d'après le taux d'incision calculé précédemment, cette cavité devrait donc avoir un âge de 3.8 ± 1.6 Ma).

L'âge obtenu est de 3 $^{+7}/_{-3}$ Ma en lien avec un paléo-taux de dénudation de 100 ± 30 mm.ka$^{-1}$. Il ressort que la meilleure estimation est en assez bon accord avec l'âge théorique mais qu'elle est très mal contrainte. La grande incertitude sur l'âge d'enfouissement est associée au fait que le prélèvement a été effectué à une profondeur insuffisante pour s'affranchir entièrement de la production secondaire (~ 15 m de profondeur). Si cette contribution secondaire a été corrigée au premier ordre (cf : partie 5.1), elle se base pour l'instant sur une localisation en profondeur constante dans le temps, ce qui n'est probablement pas le cas sur une période aussi longue et induit par conséquent 1) une sur-estimation de la contribution secondaire, puisque du fait de la dénudation de la surface l'échantillon tend à être localisé de plus en plus proche de la surface. Ceci induit un âge probablement sur-estimé ; 2) une augmentation conséquente de l'incertitude formelle du résultat puisque, principalement pour la composante $^{26}$Al la modélisation est sujette à une forte simplification. Cet effet de taux de production secondaire dépendante du temps n'étant pas encore pris en compte dans le code de modélisation, l'incertitude obtenue est très largement surestimée et devrait empêcher théoriquement l'utilisation de la valeur d'âge. Cet effet montre clairement la nécessité de pouvoir modéliser l'histoire précise d'exposition-enfouissement de chaque échantillon, et les limite actuelle du code de modélisation.

Nous retiendrons cependant que ces résultats préliminaires obtenus pour les remplissages de la Baume Clauside ne contredisent pas le taux proposé précédemment, et qu'il est possible de diminuer les incertitudes formelles par une meilleure prise en compte du contexte morphologique. En effet, la production secondaire n'est pas suffisante pour expliquer la totalité de la concentration en $^{26}Al$ mesurée (l'équilibre séculaire n'est pas atteint). Il y a donc présence d'une concentration résiduelle mesurable en $^{26}Al$ ce qui indique un âge inférieur à ~ 5-6 Ma puisqu'au-delà, la concentration tend à être trop faible pour être correctement mesurée (cf : partie 5.1). Cette considération permet de réduire la gamme d'âges « probables » entre 2 et 5 Ma, et donc de calculer un taux d'incision de l'ordre de 50 à 150 $m.Ma^{-1}$.

Par ailleurs, une mesure de taux de dénudation actuel a été effectué à l'entrée amont du canyon du Rieutord à partir de deux granulométries différentes. Si la différence des taux déduits des deux granulométries est statistiquement significative (cf : partie 5.2), l'ordre de grandeur est similaire et est suffisant pour être comparé avec les paléo-taux de dénudations déduits des remplissages endokarstiques. Ceux-ci étant de fait très mal contraints puisque les paramètres tel que la paléo-altitude, la paléo-topographie induisant des masques, etc. ne sont pas connus, seul un ordre de grandeur est raisonnablement interprétable.

Les taux de dénudation actuels sont de 129 ± 3 $mm.ka^{-1}$ (taux basé sur la granulométrie grossière) et de 89 ± 9 $mm.ka^{-1}$ (taux basé sur la granulométrie fine). Un taux moyen serait donc de l'ordre de 100 $mm.ka^{-1}$ (et représentatif d'une durée de ~ 5 ka). Cette valeur de premier ordre est retrouvée pour les paléo-taux de dénudation, à l'exception de celui déduit des remplissages du Boulidou du Camp de Guerre (CDG) puisque celui-ci est estimé à ~ 30 $mm.ka^{-1}$. Il semble donc raisonnable de considérer une morphologie similaire de l'amont du Rieutord durant les derniers ~ 3 Ma.

« L'anomalie » obtenue à partir des remplissages du CDG, c'est à dire la faible valeur du paléo-taux de dénudation (Tab. 5.9) pourrait être expliquée par des variations climatiques (fin de la glaciation du Günz), mais il me semble qu'aucune explication ne soit réellement défendable par la faible contrainte apportée par ce résultat (l'incertitude sur l'âge, par exemple, induit une localisation temporelle pouvant être sur la fin de période glaciaire ou en début d'interglaciaire).

Précisons que ces taux de dénudation ne sont représentatifs que d'une durée de l'ordre de quelques ka. Une question ouverte est de savoir s'ils sont représentatifs d'un taux moyen constant, où au contraire associés à des pulses d'érosions. Si les taux de dénudation sont hautement variables sur la gamme de 3 Ma, il est possible de proposer que seules les périodes extrêmes sont enregistrées, ce qui induit une fausse estimation de la stabilité temporelle de ces taux.

Cette problématique n'est pas clairement adressable à l'aide des remplissages endokarstiques puisque, s'ils sont liés à des périodes de stabilité du niveau de base, ils sont eux-mêmes impactés par cette non linéarité temporelle des processus érosifs, et il n'enregistrent potentiellement qu'une gamme limitée de l'amplitude des taux de dénudation (par exemple, seul le signal des pulses d'érosion est enregistré lors de courtes phases d'aggradation, biaisant la production d'un taux de dénudation moyen en direction d'une trop forte valeur).

En conclusion, le canyon du Rieutord présente un étagement propre des âges de remplissage s'échelonnant de ~ 0.1 à ~ 4 Ma. L'utilisation d'un modèle de creusement, et de piégeage endokarstique *per descensum* classique permet de quantifier le taux d'incision du drain comme étant de l'ordre de 85 $m.Ma^{-1}$ durant les derniers ~ 4 Ma. Ce taux est très probablement sujet à des variations temporelles possiblement en lien avec les cycles climatiques. Les taux de dénudation obtenus sont du même ordre de grandeur, sinon supérieurs (~ 100 $mm.ka^{-1}$), suggérant au premier ordre une stabilité des paysages.
Cette valeur de taux d'incision de ~ 85 $m.Ma^{-1}$ est « identique » à celle obtenue au niveau du TM2 en relation avec le creusement de l'Hérault (voir ci-dessus, partie relative au canyon de l'Hérault). Les deux se situant au niveau du compartiment nord de la faille des Cévennes, la proposition faite Fig. 5.31 d'une surrection différentielle localisée au niveau de la faille des Cévennes est confortée par les résultats obtenus au niveau du Canyon du Rieutord. Cela renforce l'interprétation d'une probable activité de ce faisceau de faille durant le Plio-Quaternaire. Un second site sur le compartiment sud de la faille des Cévennes (au sud du Rieutord) serait nécessaire pour contraindre si le différentiel de surrection est clairement présent localement.

## V.3.4. Cas de l'Arre

La vallée de l'Arre est une vallée affluente de l'Hérault, sa confluence se situe en rive droite à ~ 10 km en amont de celle du Rieutord (Fig. 5.32). L'Arre est située au niveau du contact entre les séries cristallophyliennes hercyniennes au nord (rive gauche) et les séries sub-tabulaires mésozoïques au Sud (rive droite) formant le causse de Blandas. L'évolution de la vallée de l'Arre se fait par capture progressive de l'amont de la Vis et induit la déconnection des zones karstiques vis à vis de l'apport allogène Cévenol (Séranne et al., 2002 ; Bruxelles et Camus, 2010 ; cf : partie 4.3). Il est à noter que la vallée de l'Arre est également co-localisée à une zone de faille Est-Ouest et que

« d'importants » dépôts gravitaires (glissements de terrains, dépôts en masses) sont reportés sur la carte géologique.

Au sein de cette vallée, un important réseau karstique s'étage sur 2 à 3 niveaux. Il s'agit du réseau Grotte des Calles-Event de Bez (Fig. 5.34). Les réseaux supérieurs (salle du Balcon – du Phare) et intermédiaires (Galerie Transcaussenarde) sont actuellement morphologiquement contraints par une dynamique d'effondrement de voûte, mais la morphologie de premier ordre des conduits, suggérant une succession de boucles phréatiques verticales, suggère une mise en place initiale en domaine épi-phréatique (Audra and Palmer, 2011), donc en lien avec la localisation du niveau de base de l'époque.

Des échantillons de 4 sites ont été analysés (Fig. 5.34) : au niveau de la galerie entre la salle du Balcon (BALC) et de la Salle du Phare, au début de la galerie Transcaussenarde (ACGA), en haut du remplissage de la salle des alluvions (SAHA) et en bas du remplissage de la salle des alluvions (SABA). Ce dernier échantillon a été analysé à deux reprises pour confirmer l'âge stratigraphiquement inattendu obtenu lors de la première mesure (Tab. 5.10). Tous les prélèvements ont été effectués au-delà de 50 m de profondeur relativement à la surface et présentent une granulométrie moyenne à grossière (Fig. 5.34).

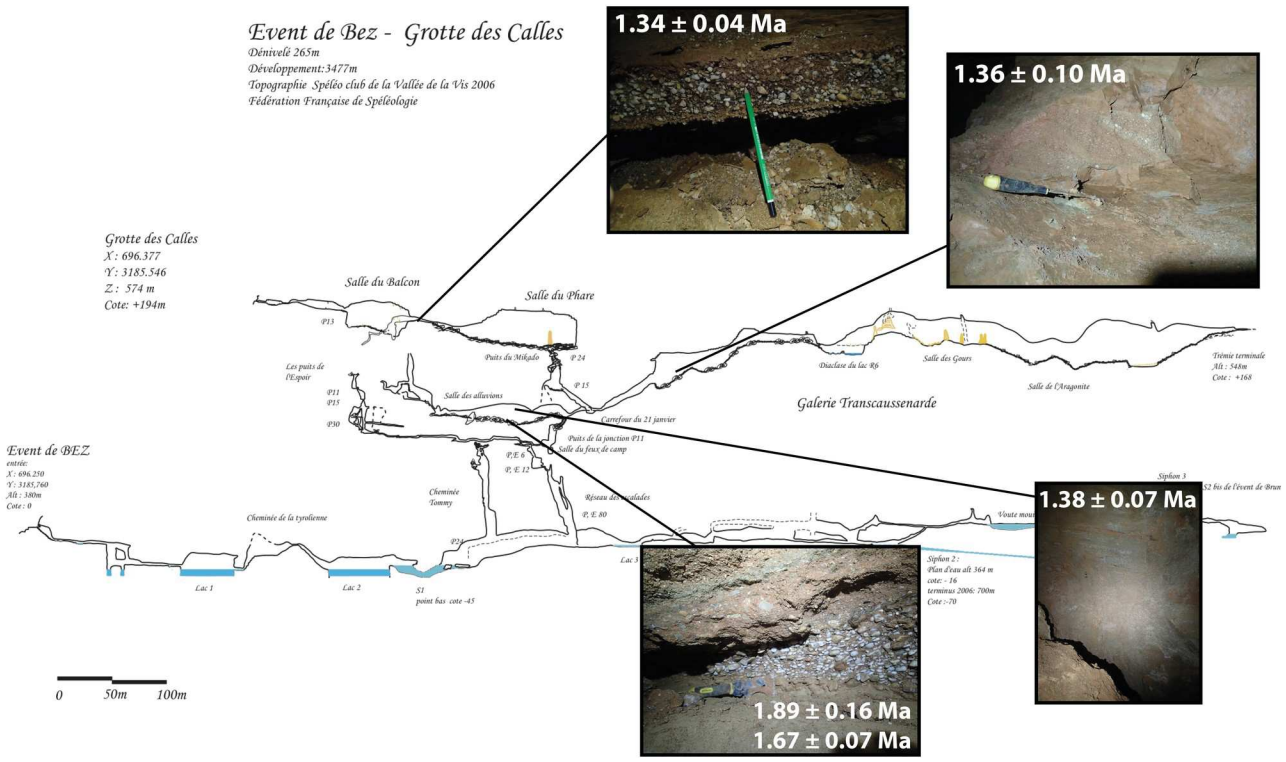



*Figure 5.34: coupe topographique développée du réseau Grotte des Calles-Event de Bèz. La localisation des quatre prélèvements et leurs âges d'enfouissement sont reportés. Topographie du Spéléo club de la Vallée de la Vis, 2006.*

Les âges obtenus s'étagent du plus ancien pour les remplissages les plus bas au plus récent pour les remplissages les plus hauts. Cette relation est à l'opposé de la relation attendue si le remplissage des conduits et en lien direct avec le creusement de la vallée. Au contraire, un comblement progressif de la cavité sur ~ 100 m de vertical semble être visible à travers les âges obtenus.

La base du remplissage de la salle des alluvions (SABA) présente deux âges, non statiquement différents à 2 δ au terme des deux analyses successives. Un âge moyen de 1.8 ± 0.3 Ma est donc proposable comme début du remplissage de la galerie intermédiaire, située à ~ 200 m au-dessus du niveau de la rivière (et ~ 100 m au-dessus du niveau de l'exutoire du système karstique, nommé ci-après niveau de base karstique). Ce niveau de base karstique semble être bloqué par la présence de roches à composante marneuse induisant un fonctionnement en nappe perchée.

Le haut du remplissage de la salle des alluvions (SAHA) quant à lui, situé seulement ~ 10 m au-dessus du précédent présente un âge de 1.38 ± 0.14 Ma. L'écart d'âge (0.4 ± 0.3 Ma) entre les deux est significatif et suggère donc une tendance au remplissage de la salle durant ~ 400 ka avec une vitesse d'aggradation de l'ordre de 25 $mm.ka^{-1}$.

Cependant, les remplissages supérieurs présentent des âges similaires à celui du haut de la salle des alluvions, à savoir respectivement pour le site BALC et ACGA de 1.34 ± 0.08 Ma (+ 200 m relativement au niveau de base karstique) et de 1.4 ± 0.2 Ma (+ ~ 150 m relativement au niveau de base karstique). Ces trois âges autour de 1.4 Ma ne sont pas différentiables les uns des autres et un âge moyen de 1.4 ± 0.3 Ma est proposable (erreur à deux δ) et il est donc possible de proposer un remplissage de l'ordre de 100 m au minimum entre 1.8 et 1.4 Ma. Le taux d'aggradation endokarstique minimal serait donc supérieur à 125 $mm.ka^{-1}$, un remplissage « instantané » n'est pas à exclure, au vu des résultats obtenus, puisque l'écart d'âge entre la base du remplissage (1.8 Ma) et le haut (1.4 Ma) est de 0.4 ± 0.4 Ma. Un tel taux, donc probablement >> 200 $m.Ma^{-1}$ suggère un phénomène exceptionnel de remontée du niveau de base aux alentours de 1.4 Ma.

| Nom | Lat (dd,dd) | Lon (dd,dd) | Alt (m) | ΔAlt (m) | Z (m) | Be $10^4$ ($atms.g^{-1}$) | Al $10^5$ ($atms.g^{-1}$) | Age (Ma) | Paléo-Dén. ($mm.ka^{-1}$) | Taux d'incision ($m.Ma^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| BALC | 43.96 | 3.54 | 570 | 300 | > 50 | 25.1 ± 0.6 | 6.7 ± 0.3 | 1.34 ± 0.08 | 8 ± 2 | 220 ± 10 |
| SABA | 43.96 | 3.54 | 470 | 200 | > 50 | 7.9 ± 0.17 | 1.4 ± 0.19 | 1.89 ± 0.16 | 16 ± 5 | 110 ± 10 |
| $SABA_2$ | 43.96 | 3.54 | 470 | 200 | > 50 | 7.9 ± 0.18 | 1.7 ± 0.11 | 1.67 ± 0.07 | 19 ± 6 | 120 ± 8 |
| SAHA | 43.96 | 3.54 | 480 | 210 | > 50 | 15.0 ± 0.3 | 3.8 ± 0.3 | 1.38 + 0.14 | 12 ± 4 | 152 ± 11 |
| ACGA | 43.96 | 3.54 | 510 | 240 | > 50 | 20.3 ± 0.5 | 5.1 ± 0.3 | 1.36 ± 0.10 | 9 ± 3 | 177 ± 15 |

*Tableau 5.10 : paramètres et résultats des prélèvements effectués au sein du réseau de la grotte des Calles-Event de Bèz. Les incertitudes sont données à 2δ. Les sites BALC, SABA, SAHA et ACGA sont respectivement le site du Balcon, du bas de la Salle des Alluvions, du Haut de la Salle des Alluvions et de l'Accès à la Galerie Transcaussenarde. L'indice $_2$ indique une répétition de la mesure.*

Postérieurement à cette aggradation, une phase de ré-incision, selon un taux moyen de 220 ± 50 m.Ma$^{-1}$ (300 ± 30 m de ré-incision en 1.4 ± 0.3 Ma) est mis en évidence. Ce taux n'est cependant pas utilisable pour contraindre la vitesse de creusement long terme de la vallée de l'Arre puisqu'il est « artificiellement » augmenté par un effet de rattrapage d'incision épigénétique (Ouimet et al., 2008).

L'utilisation de l'âge et de l'altitude relative de la base du remplissage (SABA) permet de mieux approcher le taux de creusement long terme qui serait de 113 ± 13 m.Ma$^{-1}$. L'effet épigénétisme sur la vitesse d'incision serait alors une augmentation de ~ 100 %. Cet ordre de grandeur est cohérent avec de précédentes propositions relatives à cet effet (e.g. Ouimet et al., 2008).

Ce modèle nécessite enfin une explication à cette période d'aggradation courte et d'amplitude conséquente. L'explication la plus raisonnable me semble être celle d'un ancien glissement de terrain majeur, en aval du système karstique, ayant joué le rôle de barrage (Fig. 5.35). Le remplissage de l'arrière du barrage serait alors le phénomène contrôlant la vitesse d'aggradation jusqu'à ce que l'érosion puisse faire sauter ce verrou. La durée du blocage alluvial serait de l'ordre de 300 ka, ce qui est en accord avec le temps de remplissage des barrage basaltiques proposé pour la vallée de l'Allier (40 m de comblement en ~ 100 ka, soit 120 m en 300 ka, *in* Pastre et al., 2007).

Un modèle alternatif est proposable par un « simple » remaniement endokarstique, le site présentant un âge ancien serait alors une « valeur aberrante » obtenu au hasard de l'échantillonnage. L'âge le plus récent serait donc à conserver pour l'obtention d'un taux d'incision. Or, celui-ci est identique sur ~ 100 m de verticale ce qui suggèrerait une incision quasi instantanée (passage d'un point d'inflexion dans la vallée?) puis un taux moyen de 198 ± 12 m.Ma$^{-1}$.

Malgré la forte hypothèse sous-jacente (ancien glissement de terrain majeur non clairement identifié), la première hypothèse me semble plus en accord avec les observations et l'étude des taux de dénudation va dans le sens de celui-ci (Fig. 5.35). En effet, les paléo-taux de dénudation associés aux plus anciens remplissages sont estimés à 18 ± 6 mm.ka$^{-1}$. Ce taux est assimilable à celui obtenu pour les zones « préservées » du M.C. (cf : partie 5.2). La vallée de l'Arre récemment formée autour

de 2 Ma drainerait alors majoritairement des zones de faible relief, seules les zones proches du drain possèdent une pente forte, le taux de dénudation moyen est faible. Suite au comblement de la vallée, les zones basses à forte pente se retrouvent en partie enfouies sous le comblement et leur contribution vis à vis de la dénudation totale diminue entrainant une chute du taux de dénudation moyen du B.V. Le paléo-taux de dénudation des remplissages supérieurs est estimé à ~ 7 ± 5 $mm.ka^{-1}$.

Lors de la suppression du verrou alluvial en aval, l'Arre peut retrouver une dynamique en lien avec le niveau de base régional ce qui induit un fort taux d'incision et consécutivement une évolution rapide des pentes (recul des versants). L'aire totale des surfaces « vestigiales » d'altitude se retrouve rapidement diminuée et une part conséquente des sédiments actuels proviennent alors de sources à pente relativement forte. Ce schéma permet d'expliquer les variations qualitatives du taux de dénudation dans le temps (le taux actuel de dénudation de 102 ± 7 $mm.ka^{-1}$ obtenu sur les sables de rivière de ce B.V. ; cf : partie 5.2 ; est en accord avec ce modèle) mais n'est pas testé de manière quantitative.

En conclusion, il apparaît que la vallée de l'Arre présente une complexité locale dans la compréhension du lien entre le creusement des vallées et l'évolution endokarstique. Une phase d'aggradation, explicable par la mise en place d'un important remplissage de la paléo-vallée de l'Arre est proposée en accord avec l'étagement des âges et des paléo-taux de dénudation déduits des concentrations en $^{26}Al$ et $^{10}Be$ des remplissages. Cet épisode induit secondairement une phase d'incision accélérée (effet d'épigénétisme) liée au retard d'incision du drain en amont du barrage.
En dépit de cette complexité locale, un taux moyen long terme de l'ordre de 113 ± 13 $m.Ma^{-1}$, et valide sur les deux derniers Ma, ressort de l'analyse de ce site. Ce taux est légèrement supérieur à ceux obtenus au niveau du Rieutord ou de l'Hérault (dans le compartiment nord de la faille des Cévennes), pour rappel de 83 ± 35 $m.Ma^{-1}$. Cette différence, faiblement significative au vu des incertitudes et possiblement explicable par la localisation plus en amont de la vallée de l'Arre.
En effet, dans le postulat d'une surrection du M.C., le taux de surrection attendu dans la région selon un axe ~ N-S est dépendant de la latitude, plus le site est situé au nord et plus le taux attendu est fort.

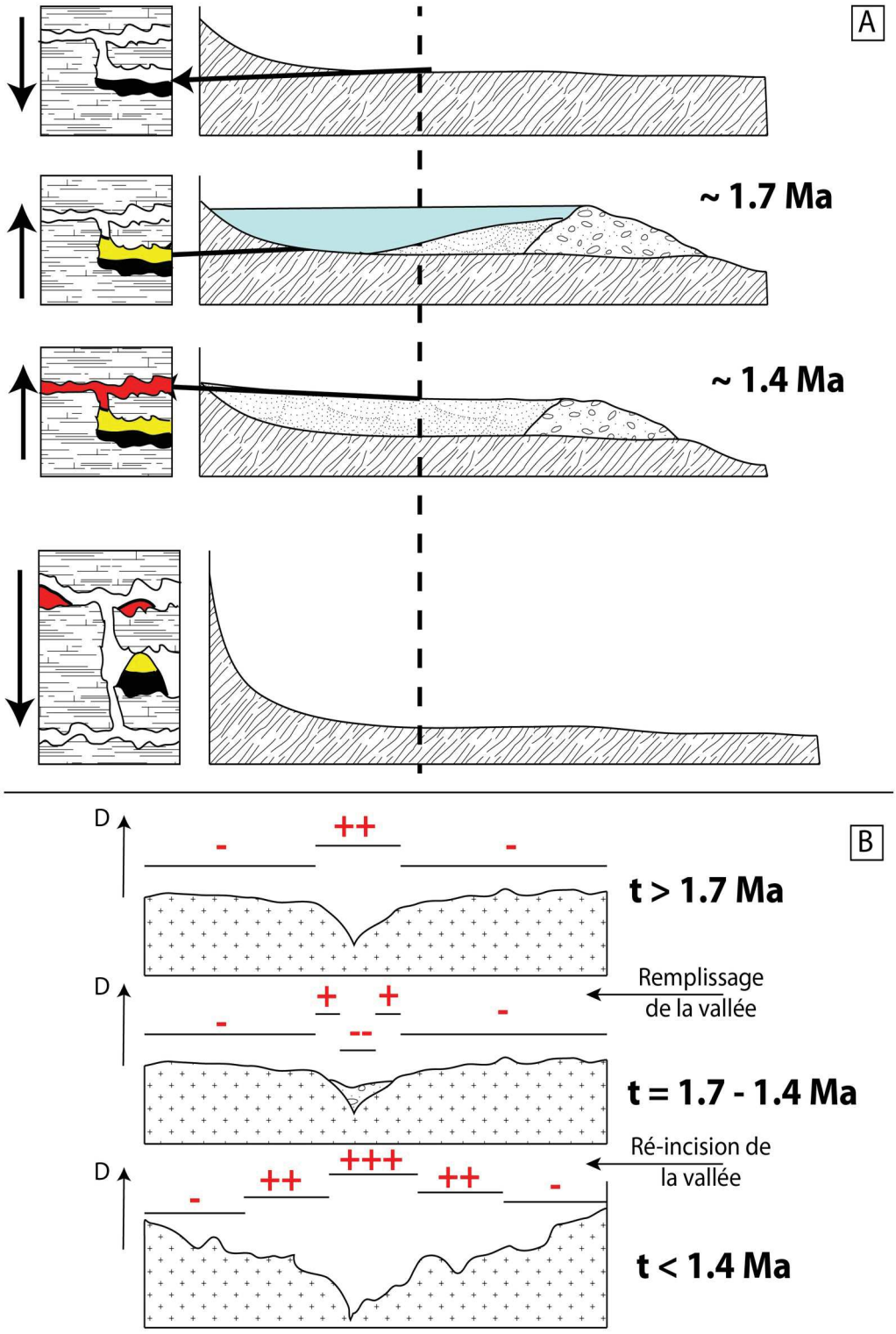



*Figure 5.35 : schéma conceptuel de l'évolution de la vallée de l'Arre depuis ~ 2 Ma. L'encart A représente un profil de rivière théorique. Les cadres de gauche représentent l'évolution du karst au niveau de la grotte des Calles, située au niveau du trait vertical en pointillé. L'encart B représente une coupe schématique des sources sédimentaires de l'Arre en fonction du temps. L'axe D représente un taux de dénudation « qualitatif », les zones à forte dénudation sont identifiées par des « + » et les zones à faibles dénudations par des « - ».*

## V. 3. 5. Cas de la Cèze

Le canyon de la Cèze s'inscrit sur 200 m d'incision dans un plateau calcaire au Sud-Est du bassin oligocène d'Alès (Fig. 5.37). Ce bassin est structuralement contrôlé au nord par la faille des Cévennes et au sud par la faille de Barjac. La barre calcaire (Urgonienne) constitue le plateau de Méjeanne-le-Clap (Fig. 5.37) possédant une surface d'altitude ~ 300 m soit environ 200 m au-dessus des plaines voisines. Au premier ordre, ce plateau est la continuité de celui de St-Remèze (situé au Nord du canyon de l'Ardèche, Fig. 5.37).

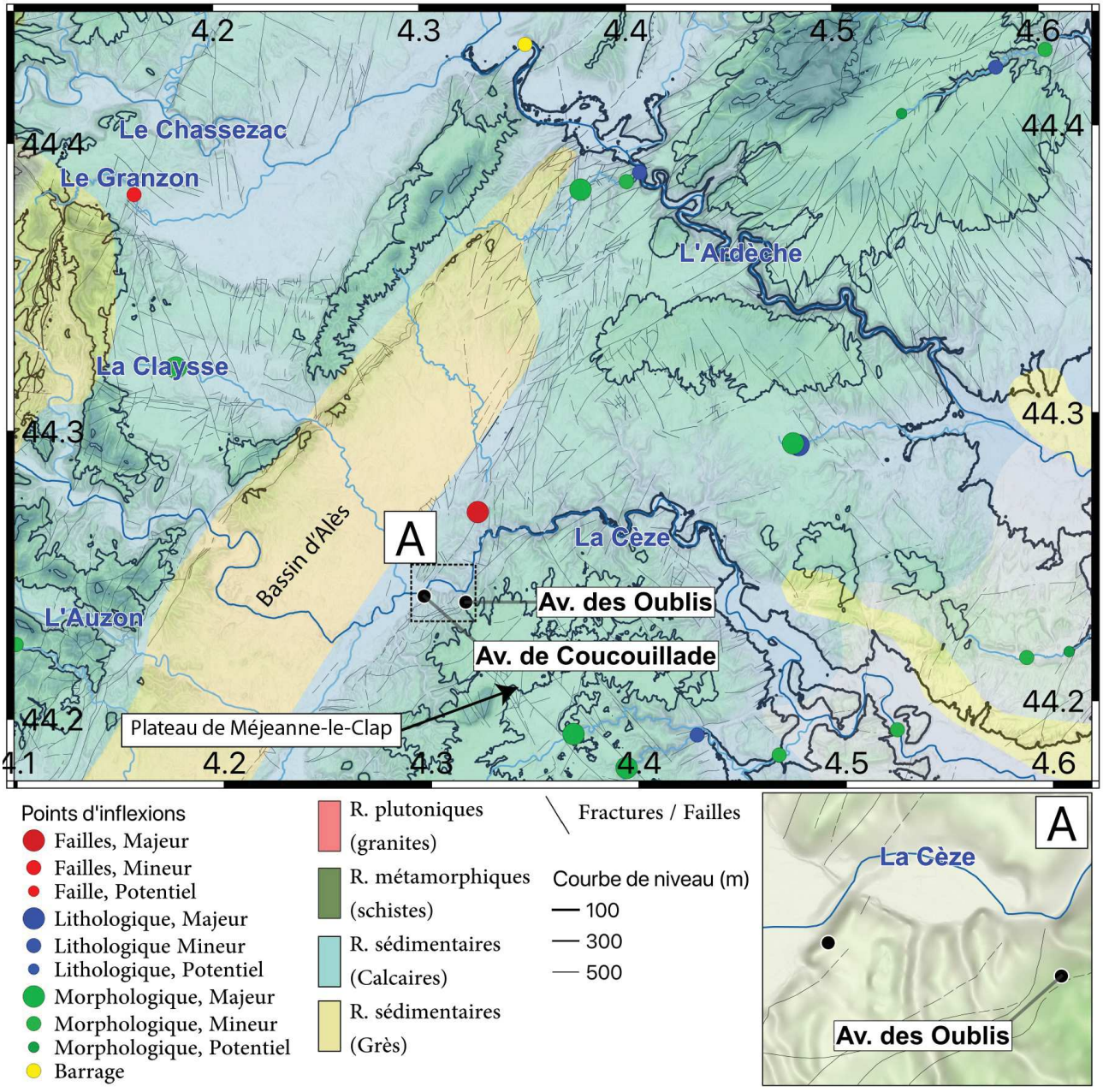



*Figure 5.37: Cadre géologique et morphologique du secteur de la Cèze - Ardèche*

On note que les deux canyons de la Cèze et de l'Ardèche sont localisés au niveau de grandes dépressions coaxiales à leurs tracés (Fig. 5.37), délimitées par les reliefs d'altitudes > à 300 m dans le cas de la Cèze et que, dans les deux cas, le canyon s'incise dans la partie sud de ces dépressions.

La partie amont du canyon de la Cèze, au niveau des sites de prélèvements présente une structure topographique en « marche d'escalier » avec plusieurs zones d'aplanissement, notamment une majeure autour de 180 m en contrebas de la surface sommitale à ~ 300 m. Des dépôts alluviaux à composante quartzeuse sont reportés comme présents sur une grande partie du secteur, jusqu'à 320 m NGF, souvent à l'état de lambeaux ou de galets « isolés » (Jolivet et Martin, 2008). Ces dépôts quartzeux sont présents en abondance au sein du karst.

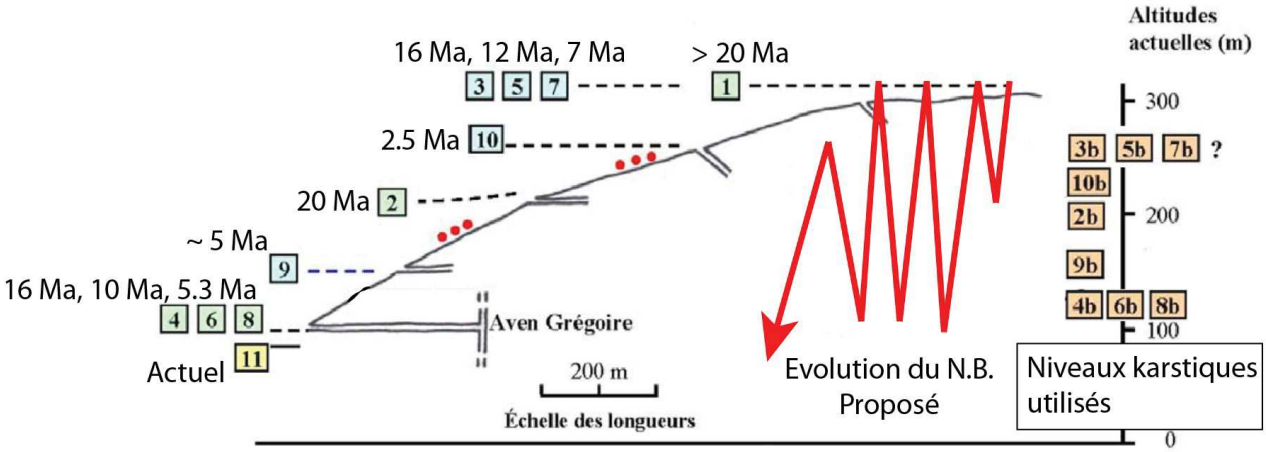



*Figure 5.38: Modèle morphogénétique pour le canyon de la Cèze. Les fluctuations du niveau de base (N.B.) sont montrées en rouge. Ce modèle se base sur des considérations morpho-sédimentaires au sein de grottes et des modelés de surfaces (encarts numérotés, cf : Jolivet et Martin, 2008). Modifié d'après Jolivet et Martin, 2008.*

La surface sommitale est par ailleurs considérée comme la surface fondamentale anté-burdigalienne (> 20 Ma, Jolivet et Martin, 2008). Ces auteurs proposent un schéma d'évolution morphologique complexe avec d'importantes phases d'incision-aggradation d'ampleur régionale que je présente ici brièvement (Fig. 5.38). Antérieurement au Burdigalien (> 20 Ma), la région est soumise à une période d'érosion induisant la formation de la surface fondamentale. Celle-ci est incisée une première fois au niveau de l'actuel canyon de la Cèze sur une profondeur de 100 m puis entièrement comblée (les deux phénomènes se déroulant entre 20 et 16 Ma), l'altitude du drain retrouvant sa position anté-burdigalienne. Un second cycle d'incision-aggradation de 200 m, aboutissant à nouveau à une incision finie nulle se serait produite entre 16 et 11 Ma. Une troisième phase d'incision-aggradation, à nouveau de 200 m, sans aboutir à une incision finie notable (retour de la position du drain au niveau de la surface d'abandon Burdigalienne) se serait déroulée entre 11 et 6.5 Ma. Un quatrième cycle d'incision-aggradation se déroule entre 5.3 et 1.8 Ma (amplitude de ~ 150

m) avant une dernière phase, actuelle, d'incision de l'ordre de 150 m. Ce modèle réfute donc un rôle quelconque de la Crise Messinienne (CSM), c'est à dire les propositions de (Moccochain et al. 2007 ; Tassy et al., 2013 ; par extrapolation de leurs modèle des gorges de l'Ardèches) sur la genèse du canyon au sein de l'encaissant puisqu'il serait daté de ~ 20 à 16 Ma. Seul la composante karstique (verticalisation des réseaux) serait affectée par la CSM. Une des limites majeures de ce modèle est l'absence de datation absolue des divers remplissages endokarstiques présent au sein du massif de Méjeanne-le-Clap (Fig. 5.37). Durant cette thèse, deux cavités ont été explorées et trois échantillons ont été analysés en vue de quantifier la vitesse d'incision du canyon.

La première cavité est l'aven de Coucouillade. Cet aven s'ouvre au niveau du replat à ~ 180 m et présente un dénivelé de l'ordre de 50 m avant d'atteindre un niveau horizontal au sein duquel deux échantillons ont étés prélevés. Il est à noter que des traces de remplissage alluvial sont présentent sur la quasi-totalité de la cavité. Le premier échantillon (amalgame) est clairement associé à un dépôt alluvial (présence de stratification et galets imbriqués) tandis que le second est un amalgame de placage prélevé sur ~ 1-2 m de vertical depuis le fond de la cavité. Ce second échantillon n'étant pas *a priroi* directement associé à une seule couche sédimentaire, l'âge attendu est donc une moyenne du remplissage (de la base de la cavité, voir de l'ensemble du remplissage de l'aven). L'altitude relative entre le niveau de base actuel et le remplissage est estimé à 30 m.

La seconde cavité explorée est l'aven des Oublis. Celle-ci s'ouvre en contre-haut de la surface vestigiale à 180 m. Un échantillon a été prélevé dans la partie inférieure de la cavité (à plus de 30 m de profondeur) au sein d'un épais (> 10 m) remplissage de sable. L'altitude de prélèvement est légèrement supérieure à 180 m. Induisant une hauteur relative au niveau de base de l'ordre de 100 – 110 m. Les résultats de l'analyse sont présentés tableau 5.12.

| Nom | Lat (dd,dd) | Lon (dd,dd) | Alt (m) | ΔAlt (m) | Z (m) | Be $10^4$ ($atms.g^{-1}$) | Al $10^4$ ($atms.g^{-1}$) | Age (Ma) | Paléo-Dén. ($mm.ka^{-1}$) | Taux d'incision ($m.Ma^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $COU_{ni}$ | 44.24 | 4.30 | 167 | 30 | > 30 | 6.83 ± 0.15 | 38 ± 2 | 0.26 ± 0.13 | 44 ± 13 | 100 ± 70 |
| $COU_{pl}$ | 44.24 | 4.30 | 242 | 30 | > 30 | 16.7 ± 0.4 | 81 ± 3 | 0.4 ± 0.20 | 16 ± 5 | 70 ± 40 |
| OUB | 44.24 | 4.31 | 242 | 110 | > 30 | 20.6 ± 0.5 | 49 ± 3 | 1.43 ± 0.11 | 6.0 ± 1.8 | 70 ± 9 |

*Tableau 5.12 : paramètres et résultats des prélèvements effectués au sein de l'aven des Oublis (OUB) et de l'aven de Coucouillade ($COU_{pl}$ = l'échantillons du placage et $COU_{ni}$ l'échantillon du niveau alluvial induré), amont des gorges de la Cèze. Marge d'erreur acceptable du modèle de 2 δ. Une erreur de 10 m est considérée comme incertitude sur l'altitude relative au niveau de base*

Les deux mesures faites au niveau de l'aven de Coucouillade ne sont pas statistiquement différentes et indiqueraient un âge moyen de 0.3 ± 0.2 Ma. Les paléo-taux de dénudation en revanche sont statistiquement différents, les sédiments les plus profonds (stratigraphiquement *a priori* en dessous)

présentent un paléo-taux de dénudation de 44 ± 13 mm.ka$^{-1}$ tandis que l'échantillon des placages possède un paléo-taux de dénudation de 16 ± 5 mm.ka$^{-1}$.

Ces remplissages, situés à ~ 30 m au dessus du niveau de la Cèze sont situés à la même altitude que plusieurs dépôts résiduels alluviaux au niveau du bassin d'Alès (attribué comme d'âge Riss, 350 – 130 ka). L'ordre de grandeur du remplissage (~ 30 m relatif à la rivière) et son âge de ~ 300 ka sont en accord avec la proposition d'incision cyclique court-terme présenté partie 4.4. Un tel remplissage serait donc possiblement attribuable à des dépôts en lien avec les cycles glaciaires en lien avec des aggradations de l'ordre de 10-15 m. Cette proposition se heurte cependant à la morphologie endokarstique et au fait que la totalité (ou presque) de la cavité présente des placages alluviaux dont l'âge n'est pas connu (monophasique ?).

L'aven des Oublis présente quant à lui un âge de 1.43 ± 0.11 Ma avec un paléo-taux de dénudation de 6.0 ± 1.8 mm.ka$^{-1}$. Ce dernier remplissage suggère une vitesse d'incision de la Cèze de l'ordre de 70 ± 9 m.Ma$^{-1}$ durant les derniers ca. 1.5 Ma. L'utilisation de l'âge moyen des remplissages de l'aven des Couccouillades induit un taux d'incision de 80 ± 60 mm.ka$^{-1}$. La très forte incertitude provient du fait que l'âge obtenu possède une incertitude relative de près de 70 % en lien avec son âge très récent, proche de la limite d'applicabilité de la méthode. Malgré cette forte incertitude, il semblerait que ce taux d'incision de l'ordre de 70 – 80 m.Ma$^{-1}$ soit relativement stable durant les derniers 1.5 Ma.

Ces nouveaux résultats s'intègrent convenablement dans le modèle d'évolution proposé par Jolivet et Martin (2008) et permettent de conforter l'absence de rôle majeur de la CSM vis à vis du creusement du canyon de la Cèze. Les remplissages datés seraient alors représentatifs de la dernière phase de creusement (pliocène) de ~ 150 m durant les derniers ~ 2.5 Ma (taux d'incision moyen de ~ 60 m.Ma$^{-1}$). Cependant, à l'exception de cette dernière phase d'incision Pliocène et Quaternaire, il me semble nécessaire de remettre en cause le modèle précédemment exposé pour plusieurs raisons.

Premièrement, le modèle est extrêmement complexe et nécessite une quantité (trop) importante de sédiments pour effectuer ces cycles d'aggradation. L'épaisseur cumulée de remplissage serait en effet de l'ordre de 600 à 700 m au minimum. Cette épaisseur devant logiquement être, au premier ordre, identique au sein du fossé d'Alès en présentant une diminution probable de l'épaisseur vers l'amont. Une telle quantité d'alluvions nécessite un système érosif majeur à l'amont depuis ~ 20 Ma ce qui est en désaccord avec l'ensemble des propositions liée à la dynamique du M.C. (cf : Partie 3) et avec la dynamique des Cévennes mise en avant durant ce travail de thèse. Deuxièmement, la surface « Burdigalienne » à ~ 300 m est considérée comme stable depuis ~ 20 Ma. On retrouve

encore une fois la notion d'immunité karstique poussée à l'extrême avec une dénudation « nulle » des surfaces calcaires. Or, une vitesse de dénudation minimale de l'ordre de 10 à 30 m.Ma$^{-1}$ est mise en évidence globalement pour des zones à faible pente (pour les zones tempérées, Stone, 1994 ; Ford and Williams, 2007), mais également régionalement (Bruxelles, 2001 ; Godard et al., 2016 ; Thomas et al., 2017). Il s'ensuit que depuis ~ 20 Ma, la surface du plateau de Méjeanne-le-Clap aurait dû être réduite de l'ordre de 200 à 400 m. La prise en compte de cet effet produit une augmentation d'autant de la quantité de sédiment nécessaire à accomplir ces cycles d'aggradations portant l'épaisseur nécessaire à près de 1 km.

Un modèle plus simple, en accord également avec le fait qu'aucun dépôts anté-pliocènes ne soit identifié au sein du canyon (Jolivet et Martin, 2008) me semble être proposable. L'axe du canyon de la Cèze se situe dans l'axe d'une dépression conséquente de l'ordre de 50 à 100 m d'amplitude vis à vis des massifs voisins (Fig. 5.39). Cette dépression, associée à la surface fondamentale à ~ 300 m présente une morphologie proche de la paléo-vallée de l'Hérault (Causse de la Selle). Cette surface est donc probablement le paléo-niveau de circulation de la Cèze en lien avec une dynamique fluvio-karstique. On retrouve également cette structure en berceau avec des alluvions attribuées au pléistocène au niveau des gorges du Gardon. Lorsque l'on observe une chute du niveau de base (conjonction possible d'une surrection régionale et des variations du niveau marin) l'érosion latérale cesse au profit d'une érosion verticale induisant le creusement du canyon de la Cèze. En supposant un taux d'incision (I) moyen de 70 ± 20 m.Ma$^{-1}$, et un taux de dénudation (D) des surfaces de 20 ± 10 m.Ma$^{-1}$, il est possible de proposer un taux de creusement relatif, ou taux de production de relief (dR) selon :

$$\frac{dR}{dt} = \frac{I - D}{dt}$$

Donnant une vitesse de creusement relatif de 50 ± 22 m.Ma$^{-1}$. L'utilisation de ce taux et d'une incision actuelle de 200 ± 10 m, permet de calculer un temps d'initiation du creusement autour de 4.0 ± 1.8 Ma.

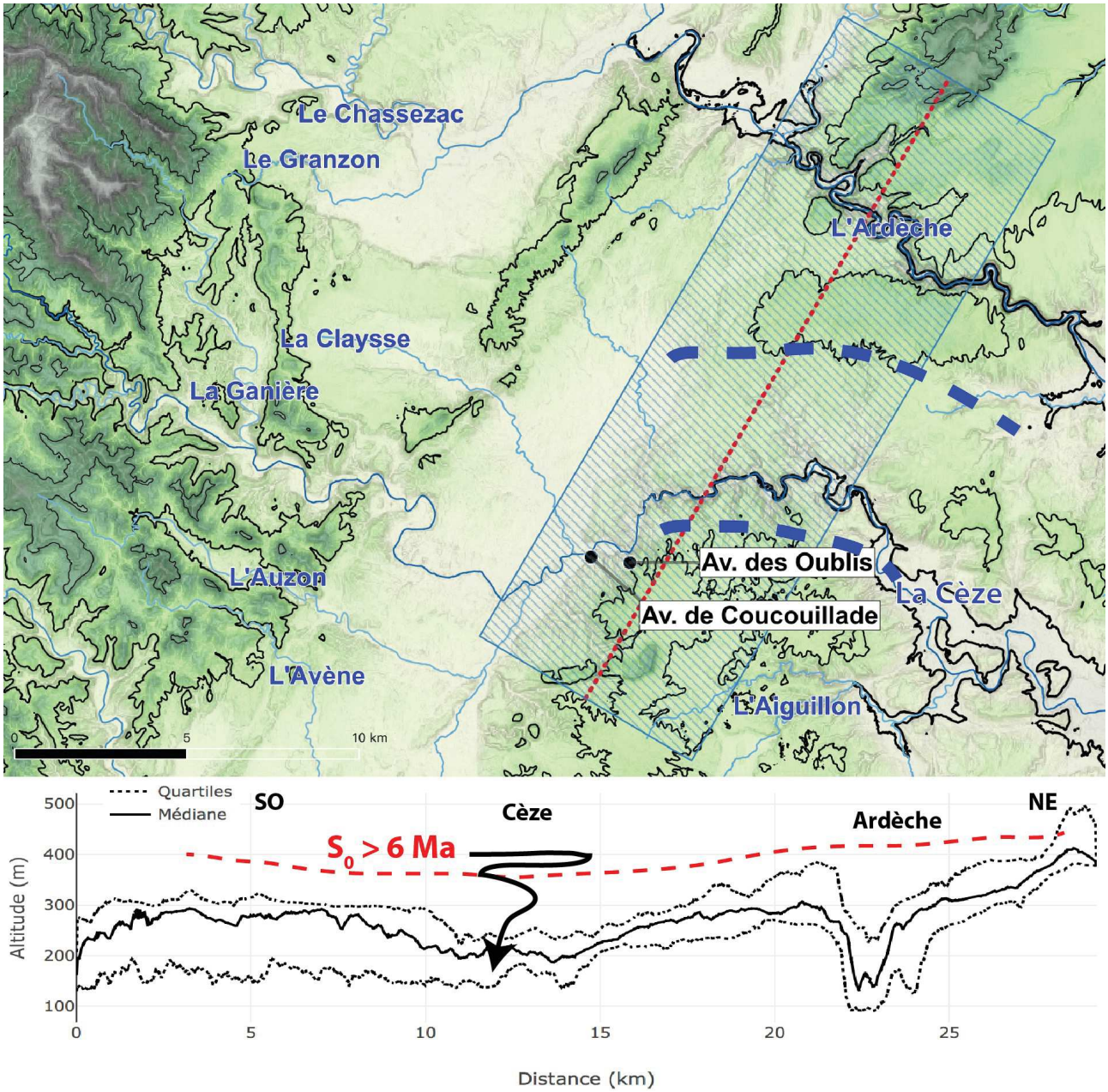



*Figure 5.39: cadre de formation du canyon de la Cèze. La carte présente l'état actuel avec le probable "berceau" d'écoulement de la Cèze antérieurement à l'incision (tiretés bleus). Les courbes de niveaux figurés sont celles de 100 m (trait épais) et 300 m (trait fin). Le cadre du bas présente la coupe topographique statistique selon le trait rouge et la zone hachurée en bleu (carte). La paléo-surface d'écoulement de la Cèze ($S_0$) est schématisée en rouge et son incision par le trait noir avec une probable tendance à la migration latérale antérieurement au creusement. La paléo-altitude n'est pas connue mais est estimée inférieure à l'actuelle*

Au premier ordre, le taux d'incision obtenu au niveau de la Cèze corrobore les résultats présentés précédemment, à savoir une incision active durant le Plio-Quaternaire. Au second ordre, les résultats de la Cèze sont cependant en désaccord avec ceux obtenus au niveau de l'Hérault, du

Rieutord et de l'Arre puisque, le canyon de la Cèze étant situé au Sud du faisceau de la faille des Cévennes, un taux d'incision autour de 40 m.Ma$^{-1}$ aurait été en accord avec celui estimé pour le canyon de l'Hérault (voir ci-dessus) également situé au sud du faisceau cévenol. S'il est possible d'invoquer un rôle possible de la dynamique Alpine (flexure induite par l'érosion ou le rebond post-glaciaire (GIA)), un possible effet de retard dans l'incision du fait de sa position de piedmont (l'incision locale au début de la surrection serait contrariée par les apports sédimentaires conséquents de l'amont) ou encore un rôle non négligeable des oscillations du niveau marin (ria pliocène atteignant l'exutoire du canyon), une explication robuste reste à élaborer.

En conclusion, il est possible de proposer un modèle d'explication simple de la mise en place du canyon de la Cèze. Autour de 5 à 6 Ma, le niveau de base local chute, entrainant le début du creusement du canyon et l'abandon de la surface de piedmont aujourd'hui représenté par la surface d'aplanissement à ~ 300 m. Le creusement du canyon se produit à un rythme moyen de 80 m.Ma$^{-1}$ mais là encore, l'incision n'est pas clairement constante et des périodes de stabilités relatives (e.g. 1.4 Ma, cycles glaciaires, etc.) induisent des courtes phases d'aggradation et d'érosion latérale (banquette d'érosion à + 60 m r.n.b.). La multiplication des âges d'enfouissement à différentes hauteurs le long du canyon de la Cèze, notamment au plus proche de la surface d'aplanissement à ~ 300 m permettrait de tester la robustesse de ce modèle.

## V. 3. 6. Cas du Tarn

Les résultats précédents apportent des éléments nouveaux de compréhension vis à vis de l'évolution morphologique du versant Méditerranéen et indiquent globalement une dynamique de creusement conséquente durant le Plio-Quaternaire avec des taux d'incision autour de 100 m.Ma$^{-1}$ (ce taux est nettement variable spatialement). Si la convergence morphologique entre le versant méditerranéen et atlantique suggèrerait des vitesses de processus au premier ordre identiques, une quantification de celles -ci demeure nécessaire.

Le Tarn est l'un des drains majeurs du versant Atlantique présentant des zones karstiques et il est souvent présenté comme argument phare des modèles proposant un creusement autour de 10 Ma (cf : partie 3.9). Aussi, plusieurs prélèvements ont été réalisés au niveau du plateau de France. Ce site est situé à la sortie des canyons majeurs des grands Causses et présente donc un intérêt crucial dans la quantification des vitesses d'incision. D'autre part, le site présente un étagement de terrasses

alluviales, clairement identifiées comme provenant des dépôts du Tarn. Ces dépôts sont scellés par des séries travertineuses. Plusieurs travaux antérieurs ont visé à quantifier la vitesse de creusement à cet endroit (voir Vernet et al., 2008). Ces derniers, par l'utilisation de datations OSL au niveau des terrasses inférieures du secteur permettent de calculer un taux d'incision de 90 ± 20 mm.ka$^{-1}$ à partir d'un âge de dépôt minimal de 273 ± 23 ka pour une terrasse situé à ~ +25 m au-dessus du Tarn.

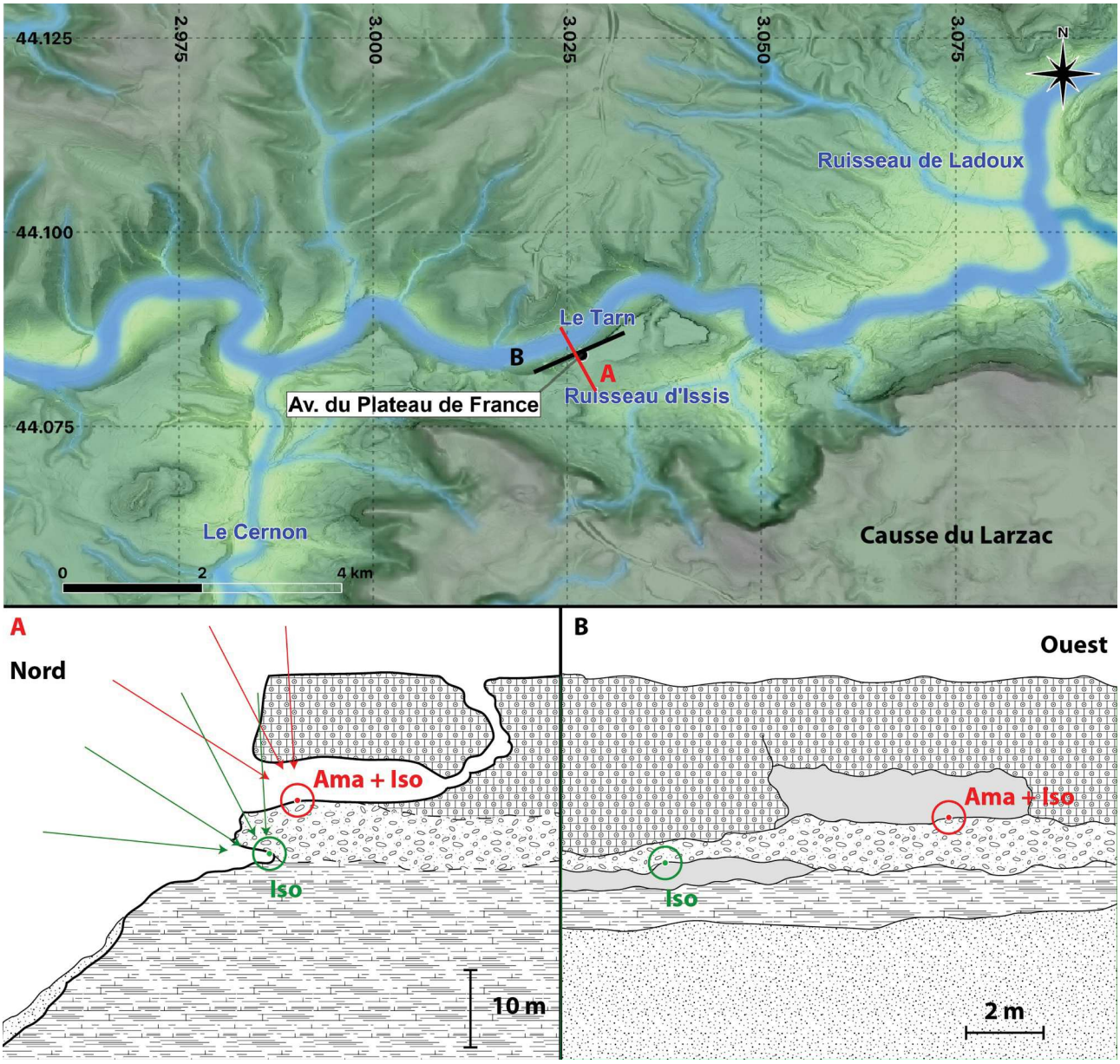



*Figure 5.40: Cadre géomorphologique du site du Plateau de France. Les deux schémas inférieurs correspondent aux axes respectifs A et B sur la carte. Les sites de prélèvements au sein de la terrasse alluviale sont figurés par une cible avec le type d'échantillon analysé (Ama = Amalgame, Iso = Isochrone). Les flèches rouges et vertes représentent les azimuts d'incidences des particules cosmiques engendrant une production secondaire significative.*

L'extrapolation dans le temps long de ce taux, c'est à dire sur des gammes de plusieurs Ma est problématique puisqu'il peut être associé à des cycles à hautes fréquences temporelles liées, par exemples aux cycles glaciaires. Cette proposition est par ailleurs en accord avec l'obtention d'âges autour de 75 ± 13 ka pour des sédiments situés à la même altitude relative que ceux datés à 273 ± 23 ka (Vernet et al., 2008).

Un échantillonnage conséquent a été réalisé au niveau de la Baume du plateau de France (+ 120 m au-dessus du lit du Tarn) afin de contraindre la vitesse de creusement long terme et de discuter des variations possibles de ce taux dans le temps. Cette Baume se développe au-dessus d'un important dépôt alluvial (~ 3 m d'épaisseur) au sein d'une série travertineuse (Fig. 5.40).
Trois groupes de prélèvements ont été analysés. Premièrement, un amalgame de gravier au niveau Ouest de la Baume afin d'obtenir un âge d'enfouissement « moyen » (POA Tab. 5.13). Deuxièmement, deux isochrones de 5 galets individuels ont étés tentés. Le premier est co-localisé à l'échantillonnage de l'amalgame tandis que le second a été prélevé plus à l'Est, à la base du niveau alluvial et à une profondeur supérieure sous la surface du plateau (Fig. 5.40).

| Nom | Lat (dd,dd) | Lon (dd,dd) | Alt (m) | ΔAlt (m) | $Z_{eq}$ (m) | Be $10^4$ (atms.g$^{-1}$) | Al $10^4$ (atms.g$^{-1}$) | Rapport ($^{26}/_{10}$) | Age (Ma) | Paléo-Dén. (mm.ka$^{-1}$) | Taux d'incision (m.Ma$^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $POI_1$ | 44.08 | 3.03 | 479 ± 5 | 120 ± 10 | 1.5 ± 0.8 | 10.6 ± 0.3 | 35 ± 3 | 3.3 ± 0.3 | 4 ± 1 | 5 ± 1.5 | 32 ± 9 |
| $POI_3$ | 44.08 | 3.03 | 479 ± 5 | 120 ± 10 | 1.5 ± 0.8 | 3 ± 0.8 | 18.0 + 0.9 | 6.1 ± 1.8 | 2.56 ± 0.02 | 100 ± 30 | 47 ± 4 |
| $POI_4$ | 44.08 | 3.03 | 479 ± 5 | 120 ± 10 | 1.5 ± 0.8 | 3.29 ± 0.11 | 16.5 ± 0.8 | 5.0 ± 0.3 | 2.6 ± 0.8 | 100 ± 30 | 46 ± 15 |
| $POI_5$ | 44.08 | 3.03 | 479 ± 5 | 120 ± 10 | 1.5 ± 0.8 | 2.45 ± 0.08 | 16.9 ± 1.3 | 6.9 ± 0.6 | $1\ ^{+4}/_{-1}$ | > 1000 | $92\ ^{+260}/_{-92}$ |
| POA | 44.08 | 3.03 | 479 ± 5 | 120 ± 10 | 1.5 ± 0.8 | 7.04 ± 0.17 | 29 ± 2 | 4.2 ± 0.3 | 2.4 ± 1.0 | 45 ± 14 | 50 ± 20 |
| $PEI_1$ | 44.08 | 3.03 | 479 ± 5 | 120 ± 10 | 2.5 ± 1.3 | 3.15 ± 0.10 | 17.9 ± 1.0 | 5.7 ± 0.4 | 1.9 ± 1.3 | 240 ± 70 | 70 ± 50 |
| $PEI_2$ | 44.08 | 3.03 | 479 ± 5 | 120 ± 10 | 2.5 ± 1.3 | 2.22 + 0.08 | 14.4 ± 0.7 | 6.5 ± 0.4 | 1.7 ± 0.7 | 430 ± 130 | 70 ± 30 |
| $PEI_4$ | 44.08 | 3.03 | 479 ± 5 | 120 ± 10 | 2.5 ± 1.3 | 2.76 ± 0.09 | 15.2 ± 1.0 | 5.5 ± 0.4 | 2.2 ± 1.2 | 160 ± 50 | 60 ± 30 |

*Tableau 5.13 : paramètres et résultats des prélèvements effectués au sein de l'aven du Plateau de France, vallée du Tarn. Marge d'erreur acceptable du modèle de 2 δ. L'estimation de l'âge d'enfouissement est basé sur une gamme de taux de dénudation de 100 à 1000 mm.ka$^{-1}$ et d'âge d'enfouissement de 0.1 à 5 Ma pour un total de 9.10$^4$ couples de paramètres.*

Le site présente l'intérêt d'une série alluviale majeure, clairement en lien avec le fonctionnement du Tarn. La continuité du niveau alluvial sous des zones possédant un écrantage différent est également intéressant en vue d'obtenir une contrainte sur les taux de production muoniques. Cependant, ces deux intérêts sont à nuancer par le fait que l'écrantage est fortement anisotrope puisque le cadrant Sud présente l'épaisseur de roche su-jacente tandis que le cadran N est plus ou moins directement exposé au flux particulaire possédant un angle d'incidence compris entre ~ 10 et 45°. La prise en compte détaillée de ces effets complexes de masques n'a pas pu être réalisée durant ce travail de thèse et seul des résultats préliminaires sont présentés (Tab. 5.13).

La prise en compte de l'écrantage anisotrope est réalisée par l'utilisation d'une profondeur équivalente ($Z_{eq}$) calculée selon :

$$Z_{eq} = \sum_{i=1}^{3} \frac{-ln\left(P_z^i / P_0^i\right)}{\Lambda_i}$$

L'idée est, à partir de la production « réelle », fonction de l'anisotropie d'écrantage d'obtenir une profondeur considérant un écrantage « parfait » induisant une production identique. La difficulté est de pouvoir calculer de manière fiable la production « réelle ». A partir d'une coupe simplifiée (Fig. 5.40 A), et en supposant une structure cylindrique, les deux profondeurs équivalentes utilisées sont estimées à 150 cm et 250 cm pour l'échantillon Ouest et Est respectivement. L'incertitude associée n'est pas quantifiée. Une incertitude relative de l'ordre de 30 à 50 % peut être proposée puisqu'outre la géométrie précise, plusieurs paramètres ne sont pas connus tel que la densité de la couverture travertineuse.

Aucun des deux essais d'isochrone n'a pu aboutir à l'obtention d'un âge. Dans le cas de l'isochrone Est, seul 3 galets (sur 5) ont aboutis à une mesure de leurs concentrations en $^{10}Be$ et en $^{26}Al$ ce qui rend la régression linéaire artificiellement bien déterminée. L'isochrone Ouest possède 4 échantillons mesurés mais ils ne s'alignent pas selon la droite attendue, ce qui suggère soit une erreur durant la préparation de l'un des échantillons, soit une histoire complexe avec très probablement une phase d'enfouissement antérieure.

Aussi, seuls les âges préliminaires individuels seront utilisés ici. On note tout d'abord une forte dispersion des âges puisqu'ils s'échelonnent entre 1 et 4 Ma. Certains échantillons ne présentent également pas un résultat clairement exploitable ($POI_5$) puisque la prise en compte de l'incertitude retenue couvre l'ensemble de la plage d'application théorique de la méthode.

Néanmoins, en ne conservant que les âges les plus récents (1.7 ± 0.7 Ma) comme âge de dépôt maximum (les âges plus anciens étant probablement affectés par des épisodes d'enfouissement

antérieurs) il est possible de proposer un taux d'incision pour le Tarn, au droit du plateau de France pour les derniers ~ 2 Ma : 70 ± 30 m.Ma$^{-1}$.
Cette estimation est, aux incertitudes près, identiques à celles estimées pour les canyons du Rieutord ou de l'Arre ce qui conforte la validité régionale de ce taux durant, a minima, le Quaternaire.
La comparaison avec le taux d'incision « long-terme » déduit des datations de Vernet et al. (2008), c'est à dire basé sur la datation à 275 ka, ne présente pas de différence notable. La différence est d'un facteur cinq environ en considérant les âges récents de Vernet et al. (2008), comme témoins de la dernière phase de creusement.

Les écarts d'âges au sein des deux sites de prélèvements n'étant statistiquement pas significatifs, il est également possible d'utiliser un âge moyen dans le but de calculer le taux d'incision du Tarn. L'utilisation conjointe de l'ensemble des âges obtenus ne me semble pas à retenir puisque la corrections appliquée ($Z_{eq}$) n'est pas la même entre les prélèvements Ouest et Est.
L'âge moyen des trois échantillons du prélèvement Est est de 1.9 $^{+1.1}/_{-0.9}$. ce qui se traduit, en terme de vitesse d'incision, par un taux de 60 ± 30 m.Ma$^{-1}$.

La vallée du Tarn est actuellement incisée de ~ 400 m. En reprenant le formalisme développé pour le cas de la Cèze, et en considérant une vitesse de dénudation des plateaux de 20 ± 10 m.Ma$^{-1}$, le taux d'incision relatif est 50 ± 30 m.Ma$^{-1}$ ce qui indiquerait une initiation du creusement en canyon autour de 8 ± 5 Ma. Cette estimation est acceptable au vu de la proposition exposée par Sartégou et al., (2018) avec un début d'incision autour de 10 Ma (cf : partie 3.10).

En résumé, ces nouveaux résultats concernant la vitesse de creusement du Tarn confirment l'activité significative de l'incision durant le Plio-Quaternaire avec un taux d'incision de l'ordre de 70 m.Ma$^{-1}$. Ce taux local est cohérent avec ceux obtenus précédemment dans le secteur (Vernet et al., 2008, ; Sartégou et al., 2018) mais également à l'échelle plus régionale (voir ci-dessus) ce qui indique un paysage en phase de différenciation. Le Tarn étant situé à grande distance du niveau marin, une telle incision durant le Quaternaire ne me semble être raisonnablement explicable que par une surrection active du secteur de l'ordre également de 70-100m.Ma$^{-1}$.
Il est important de préciser cependant, que les résultats présentés ici, concernant la baume du plateau de France sont soumis à une forte incertitude et qu'il sera nécessaire de prendre en compte de manière plus précise la production secondaire afin de pouvoir préciser ces résultats préliminaires.

## V. 3. 7. Cas du Quercy

Afin de contraindre l'incision des drains plus à l'ouest, au niveau de la région du Quercy, j'ai pu profiter d'un échantillonnage effectué par Laurent Bruxelles au niveau du Mas Viel (Turq et al., 2018). Un galet unique prélevé à ~ 6 m de profondeur a été analysé. Le site de prélèvement correspond à une vallée sèche au centre d'un causse, le vallon est un ancien affluent du Célé (Fig. 5.41). La prolongation du profil de rivière jusqu'à la confluence avec le Célé aboutit à une différence d'altitude de l'ordre de 80 ± 20 m (Turq et al., 2018) témoignant d'une incision conséquente, suffisante pour induire un abandon de la circulation de surface des drains secondaires au profit de circulations endokarstiques.

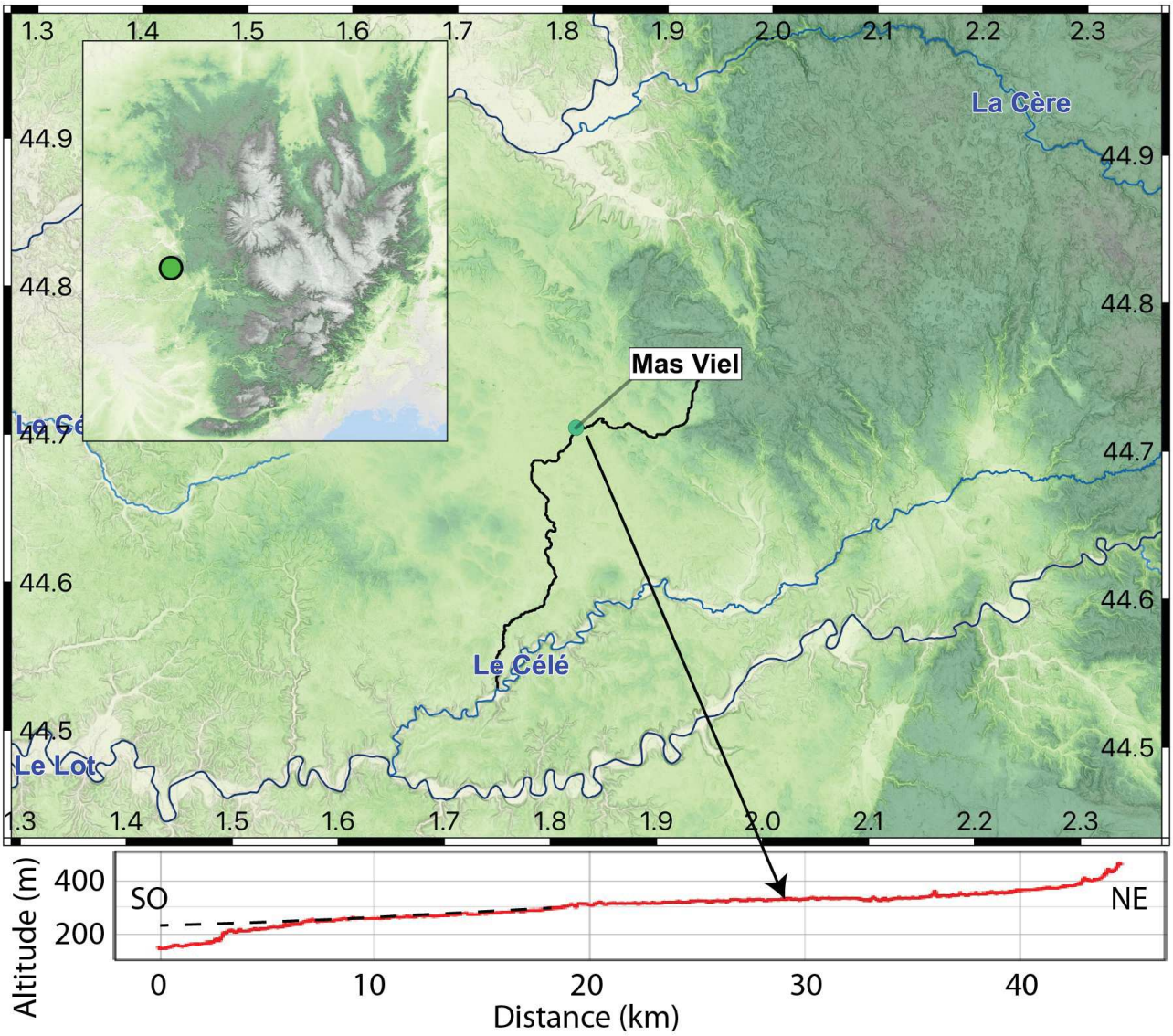



*Figure 5.41: Localisation du site du Mas-Viel et profil en long du paléo-drain associé. Le profil théorique prolongé est représenté par le trait noir pointillé.*

Il n'est pas possible d'obtenir une information sur l'âge d'enfouissement par l'application de la procédure précédemment utilisée, et donc secondairement de l'âge de l'enfoncement du réseau hydrologique puisque aucun couple d'âge d'enfouissement-paléo-taux de dénudation ne modélise une concentration « actuelle » acceptable pour les deux isotopes, après correction de la production secondaire.

| Nom | Lat (dd.dd) | Lon (dd.dd) | Alt (m) | z (m) | Be $10^4$ (atms.g$^{-1}$) | Al $10^4$ (atms.g$^{-1}$) | $R^{26}/_{10}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Mas_Viel | 44.71 | 1.82 | 331 ± 10 | 6 ± 1 | 42.9 ± 0.9 | 219 ± 10 | 5.1 ± 0.3 |

*Tableau 5.14 : Données associées à l'analyse d'un galet d'un ancien vallon fluvio-karstique. Sont reportés la latitude, la longitude, l'altitude, la profondeur du prélèvement, les concentrations en $^{10}$Be et $^{26}$Al ainsi que le rapport de concentration (R). Les incertitudes associées sont données à un écart-type.*

Il est alors possible de proposer une utilisation du rapport de concentration en vue d'aboutir à un résultat *a minima (Tab. 5.14)*. Le rapport mesuré étant de 5.1 ± 0.3 il est donc possible de l'utiliser pour déterminer un âge d'enfouissement minimal selon :

$$T = \frac{-ln(\frac{R_m}{R_0})}{\lambda_{26} - \lambda_{10}}$$

où $\lambda_{26}$ est la constante de désintégration de l'$^{26}$Al et $\lambda_{26}$ celle du $^{10}$Be (en an$^{-1}$), $R_m$ est le rapport mesuré et $R_0$ le rapport de concentration au moment de l'enfouissement. Ce rapport n'est pas connu mais en supposant un paléo taux de dénudation supérieur à 10 ou 20 mm.ka$^{-1}$ il est raisonnable de considérer un rapport initial de 6.75. Cette hypothèse est étayée par les résultats de dénudation et de paléo-dénudation obtenues précédemment.

Sous cette hypothèse de travail, un âge d'enfouissement de l'ordre de 0.6 ± 0.2 Ma est proposable comme âge d'enfouissement, soit autour de la transition Pléistocène inférieure à moyen. L'incertitude proposée est une simple somme des incertitudes relatives des paramètres. L'utilisation de cet âge et de l'écart au niveau du Célé (corrigé de la distance au drain) permet de proposer une taux d'incision de 130 ± 60 m.Ma$^{-1}$. Cette proposition d'abandon du drain par soutirage karstique en lien avec le creusement du Célé autour de la transition entre le Pléistocène inférieur et moyen est en accord avec les propositions antérieures (Bruxelles et Astruc, 2008 ; 2009 ; Turq et al., 2018).

# V. 3. 8. Cas du Gardon d'Anduze

La vallée du Gardon d'Anduze est située entre la vallée de la Cèze et celles du secteur de l'Hérault, elle est donc un échelon important dans une quantification continue des drains majeurs de la région. Un échantillon a été prélevé (profondeur supérieure à 50 m) au sein d'une cavité bien connue du secteur, au nord du faisceau de faille des Cévennes : la grotte de Trabuc. Cette cavité s'est structurée notamment à la faveur d'un évidement de fantôme (Bruxelles, 2010 ; Quinif, 2017). Un premier cycle de traitement et de mesure de l'échantillon (en 2018) aboutit à un âge d'enfouissement de 4.14 ± 0.06 Ma avec un paléo-taux de dénudation de 0.00 ± 0.00 $mm.Ma^{-1}$. (Marge acceptable de 2 δ). Ce résultat n'est évidemment pas acceptable et est géomorphologiquement aberrant puisqu'il prédit une absence totale de processus érosif comme origine des sédiments pourtant bel et bien érodés depuis les contreforts Cévenols (Tab. 5.11). Une erreur lors de la mesure à l'ICP, visant à quantifier la concentration en Al a été suspectée.

| Nom | Lat (dd,dd) | Lon (dd,dd) | Alt (m) | ΔAlt (m) | Z (m) | Be $10^4$ ($atms.g^{-1}$) | Al $10^4$ ($atms.g^{-1}$) | Age (Ma) | Paléo-Dén. ($mm.ka^{-1}$) | Taux d'incision ($m.Ma^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| TRA_1 | 44.11 | 3.96 | 295 | 135 | > 50 | 37.7 ± 0.8 | 7 ± 2 | 4.14. ± 0.06 | 0 ± 0 | 33 ± 2 |
| TRA_2 | 44.11 | 3.96 | 295 | 135 | > 50 | 37.0 ± 0.8 | 2.4 ± 0.3 | N/a | N/a | N/a |

*Tableau 5.11 : paramètres et résultats des prélèvements effectués au sein de la grotte de Trabuc dans la vallée du Gardon d'Anduze. La première ligne est associée à la mesure effectuée en 2018, la seconde à celle effectuée en 2019. Marge d'erreur acceptable du modèle de 2 δ. Les paramètres présentés sont identiques à ceux du Tab. 5.7.*

Le même échantillon a donc été re-traité et re-mesuré en 2019 mais cette fois-ci aucun couple âge d'enfouissement-paléo-taux de dénudation n'est à même d'expliquer les deux concentrations mesurées. Ces résultats suggèrent une histoire complexe de ces échantillons possiblement présentant une ou des périodes significatives de pré-enfouissement, dont le nombre, la durée ou encore la profondeur sont inconnus. La seule information utile à retenir quant à la quantification des vitesses de creusement de la vallée du gardon d'Anduze est une valeur de taux d'incision minimale de ~ 30 $m.Ma^{-1}$. La période de validité n'est pas directement estimable, mais devrait être de l'ordre de 1 à 4 Ma au vu du contexte géomorphologique et des résultats obtenus par ailleurs. La complexité locale mise en évidence pour les remplissages de Trabuc est vraisemblablement à mettre en lien avec des périodes d'aplanissement local (surfaces étagées de Josnin et al., 1998), et/ou à la structuration par fantômisation du réseau de Trabuc.

# V. 3. 9. Cas du Maconnais

La dernière zone ayant été étudiée dans le cadre de cette thèse est la région du mâconnais. (Fig. 5.42). Il s'agit ici de tester la validité régionale des valeurs d'incision et de paléo-dénudation puisque cette région se situe sur la limite Nord-Est du M.C. et présente une morphologie moins différenciée que les zones du sud du M.C. Il est à noter que la région est connue pour posséder de nombreux sites où la fantômisation est mise en évidence (Barriquand et al., 2014). Ces auteurs proposent d'ailleurs une structuration lente depuis l'émersion finale au Crétacé avec une phase de spéléogenèse proprement dite se déroulant possiblement à l'Oligocène. La présence de remplissages fossilifères dont l'âge est attribuable au pléistocène (Argant et al., 2020) permet d'encadrer, de manière très mal contrainte, cette spéléogenèse : entre 30 Ma et 50 ka. Cette proposition

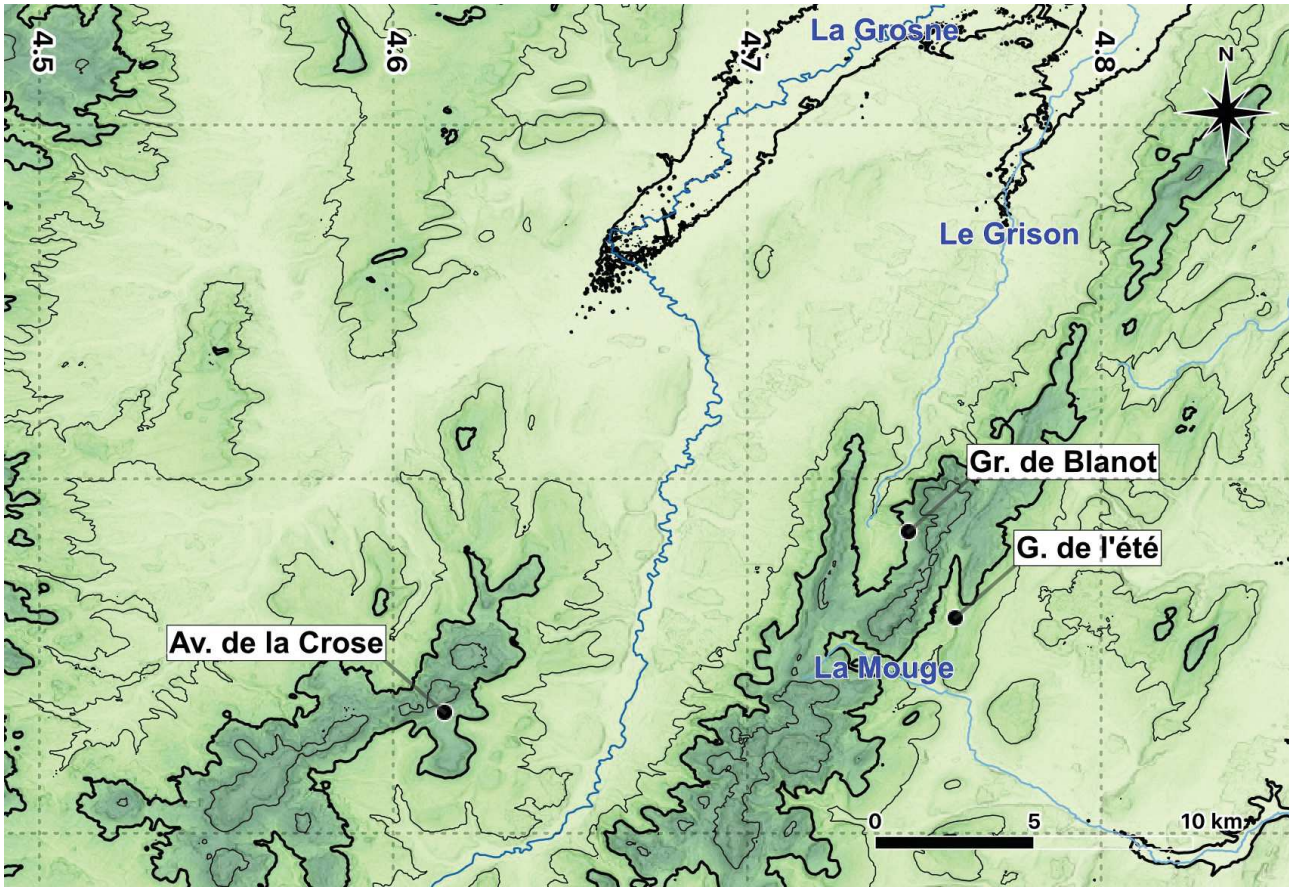



*Fig. 5.42: Cadre topographique des cavités étudiées du secteur du Mâconnais. L'équidistance des courbes de niveaux est de 100 m. MNT ALOS 30 m.*

d'évidement régional durant l'Oligocène suggère implicitement une dynamique homogène sur l'ensemble du secteur.

Les remplissages de trois cavités ont été datés. La première est le gouffre de la Crose (Fig. 5.42). Cette cavité est située près du contact entre les séries sédimentaires mésozoïque et le substratum

cristallin. La cavité est labyrinthique et possède un point bas autour de -30 m de profondeur. A cet endroit, un faible actif est présent et incise un remplissage sédimentaire présentant une composante quartzeuse notable. Il est à noter que la cavité a été découverte à la suite d'un phénomène de suffusion. La cavité ne présente pratiquement pas d'amont fluvial en surface et le prélèvement visait à contraindre la vitesse d''enfoncement de la Grosne, le drain majeur local situé à ~ 190 m en contrebas (et à ~ 3 km de distance).

Le prélèvement a fourni un âge de $0.01\ ^{+0.09}/_{-0.01}$ Ma pour un « paléo-taux de dénudation » de 24 ± 7 (Tab. 5.15). Cet âge est indiscernable d'un âge actuel et son origine est possiblement explicable par une circulation active dont l'origine de la perte fluviale en direction de l'endokarst reste à déterminer, ou à des éléments apportés sous terre par effondrement de doline tel que l'évènement ayant amené à la découverte de la cavité.

Il est à noter que le taux de dénudation déduit de cette mesure présente un très bon accord avec ceux déduits des sables de rivières actuels (cf : partie 5.2) puisque le taux de dénudation actuel est estimé à ~ 20 $mm.ka^{-1}$ pour les deux bassins de la Mouge (plus à l'Est) et de la Grosne.

| Nom | Lat (dd,dd) | Lon (dd,dd) | Alt (m) | ΔAlt (m) | $Z_{eq}$ (m) | Be $10^4$ ($atms.g^{-1}$) | Al $10^4$ ($atms.g^{-1}$) | Age (Ma) | Paléo-Dén. ($mm.ka^{-1}$) | Taux d'incision ($m.Ma^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| CRO | 46.43 | 4.61 | 440 | N/a | 30 | 18.9 ± 0.5 | 129 ± 6 | $0.01\ ^{+0.09}/_{-0.01}$ | 23 ± 7 | N/a |
| $BLA_H$ | 46.49 | 4.75 | 405 | 110 ± 10 | > 50 | 0.65 ± 0.16 | 24 ± 3 | 0.9 ± 0.3 | 37 ± 11 | 120 ± 40 |
| $BLA_B$ | 46.49 | 4.75 | 405 | 90 ± 10 | > 50 | 9.8 ± 0.3 | 36 ± 2 | 0.8 ± 0.1 | 27 ± 8 | 114 ± 18 |
| $ETE_A$ | 46.46 | 4.76 | 335 | 10 ± 3 | > 30 | 83.1 ± 2.0 | 320 ± 20 | 0.6 ± 0.2 | 2.7 ± 0.8 | $16\ ^{+18}/_{-16}$ |
| $ETE_1$ | 46.46 | 4.76 | 335 | 10 ± 3 | > 30 | 83 + 17 | 282 ± 19 | 0.8 ± 0.2 | 2.2 ± 0.7 | 13 ± 13 |
| $ETE_2$ | 46.46 | 4.76 | 335 | 10 ± 3 | > 30 | 77.7 ± 1.8 | 146 + 9 | 1.52 ± 0.11 | 1.2 + 0.4 | 7 + 7 |
| $ETE_3$ | 46.46 | 4.76 | 335 | 10 ± 3 | > 30 | 45.4 ± 1.2 | 124 ± 13 | 1.1 ± 0.3 | 3.5 ± 1.0 | 9 ± 9 |
| $ETE_4$ | 46.46 | 4.76 | 335 | 10 ± 3 | > 30 | 106 ± 2 | 410 ± 20 | 0.55 ± 0.10 | 2.0 ± 0.6 | 18 ± 18 |
| $ETE_5$ | 46.46 | 4.76 | 335 | 10 ± 3 | > 30 | 74.7 ± 1.7 | 274 ± 13 | 0.67 ± 0.08 | 2.9 ± 0.9 | 15 ± 15 |

*Tableau 5.15 : paramètres et résultats des prélèvements effectués au sein du gouffre de la Crose (CRO), de la grotte de Blanot (BLA, avec le prélèvement supérieur possédant l'indice $_h$) et de la grotte de l'été (ETE, pour lequel les galets individuels sont numérotés par un indice numérique et l'amalgame par l'indice $_A$). Marge d'erreur acceptable du modèle de 2 δ. L'estimation de l'âge d'enfouissement est basée sur une gamme de taux de dénudation de 1 à 100 $mm.ka^{-1}$ et d'âge d'enfouissement de 0.1 à 2 Ma pour un total de $2.5.10^7$ couples de paramètres.*

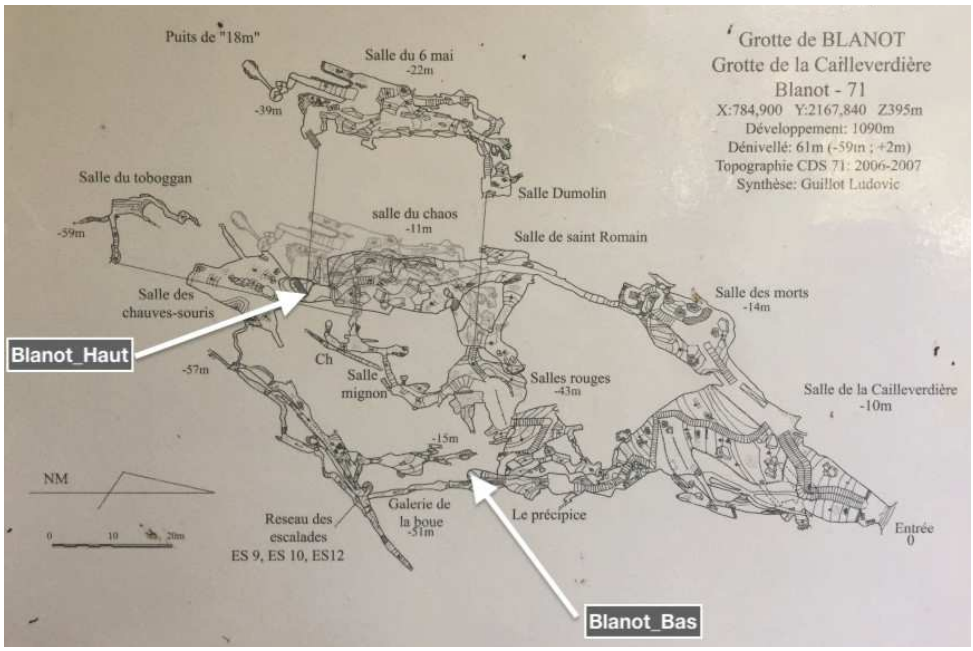



*Figure 5.43: plan topographique de la grotte de Blanot et points d'échantillonnages effectués.*

La seconde cavité est la grotte de Blanot (Fig. 5.42). Cette cavité se développe à 400 m d'altitude, (100 m au dessus du drain local, Le Grison) au sein d'une des barres topographiques du secteur. L'amont de la grotte de Blanot est constitué entre autres de granitoïdes et de séries de grès, ces deux lithologies étant possiblement les sources sédimentaires des prélèvements effectués dans la grotte de Blanot. Cette cavité présente une structure labyrinthique (Fig. 5.43) avec des alternances de passages étroits et de grands volumes, ces derniers étant associés à des effondrements de plafond. Deux échantillons (amalgames) ont été prélevés à deux hauteurs différentes, l'une à ~ -50 m (relativement à l'entrée de la cavité) et le second à ~ -30m. Les deux échantillons présentent des âges identiques, aux incertitudes près, de 0.9 ± 0.3 Ma (Tab. 5.15) et des taux de paléo-dénudation ne présentant pas d'écarts significatifs avec une valeur moyenne estimée à 32 ± 9 $mm.ka^{-1}$. L'ordre de grandeur, grâce aux sables de rivière actuels où à l'échantillon du gouffre de la Crose, est à nouveau obtenu pour ces deux échantillons.

En considérant une mise en place en lien avec la position du Grison il y a 0.9 ± 0.3 Ma, il est possible de proposer un taux d'incision de 110 ± 40 $m.Ma^{-1}$. Cette valeur est nettement supérieure au taux de dénudation obtenus à l'échelle régionale ce qui suggère un déséquilibre du paysage et une attaque de l'incision conséquente au niveau des massifs.

Cette phase d'incision est possiblement une période de destruction des remplissages Plio-Pléistocène des vallées du secteur. En effet, un système de terrasses étagées sur ~ 100 m est visible dans la région, notamment au niveau de la vallée de la Grosne, drain dont le Grison est un affluent. L'incision étant nécessairement permise par une chute du niveau de base local, une explication reste à être développée. Il me semble possible de proposer, à titre exploratoire :

1) Un contrôle local. En effet l'aval du Grison traverse actuellement une série granitique ayant pu jouer un rôle de verrou lithologique et induire un retard d'incision (cf : figure partie 4.1). Lorsque le verrou ne parvient plus à jouer son rôle (changement locale de lithologie ou augmentation trop importante du gradient hydrologique au niveau du verrou), l'incision, augmentée par épigénétisme peut se propager vers l'amont.

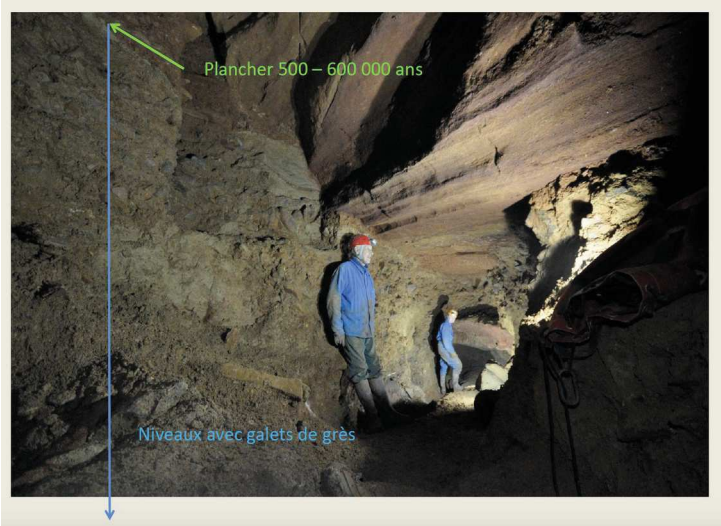



*Figure 5.44 : Site de prélèvement au niveau de la grotte de l'été. Les échantillons ont été prélevés vers la base du niveau à galets et sont constitués de galets de grès. D'après Barriquand L., communication personnelle.*

2) Une surrection de la région. L'origine de cette surrection pourrait être à associer avec celle du M.C., avec des taux inférieurs du fait de sa distance, ou par un cumul de surrection long-terme induit par les déchargements glaciaires (et l'érosion associée) au niveau de l'Arc Alpin.

La dernière cavité étudiée correspond à la grotte de l'été (Fig. 5.2). Cette cavité est accessible grâce à un tunnel percé à travers un chainon du Mâconnais et se situe à proximité de la perte de la Goulouze, cette dernière draine les eaux du vallon amont de la grotte du Tunnel en direction des grottes d'Azé. Cette dernière caractéristique pose problème quant au choix du niveau de base local à considérer pour calculer le taux d'incision du secteur. Si le drain de surface est retenu, alors la différence d'altitude entre le remplissage et la rivière est de l'ordre de 10 ± 3 m. Si l'altitude de la résurgence de la rivière, au niveau des grottes d'Azé est retenue alors cette différence est portée à 65 ± 5 m, soit une augmentation d'un facteur 6 du taux d'incision déduit.

La cavité présente d'importants remplissages allochtones (galets de grès, argiles, fossiles) le tout étant scellé par un niveau de concrétions daté de 500 – 600 ka (Barriquand, communication personnelle) C'est à la base de remplissage que les prélèvements ont étés effectués (Fig. 5.44). Un isochrone et un amalgame ont été réalisés. Il est à noter que le remplissage présente un remplissage fossilifère d'intérêt, notamment de dents, mammouth dont l'âge est supérieur à 600 ka. (Barriquand, communication personnelle).

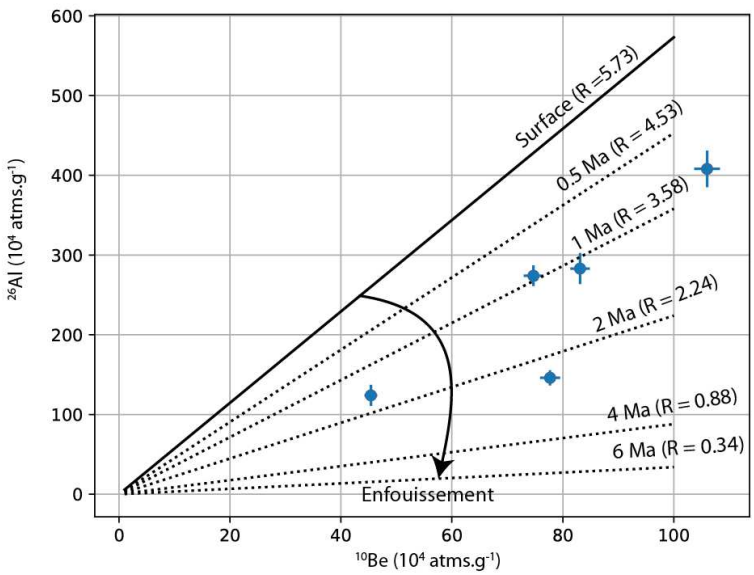



*Fig.5.45: diagramme isochrone pour les échantillons de la grotte de l'été. Les lignes noires représentent les droites d'alignements théoriques des échantillons.*

L'ensemble des mesures a abouti à un résultat, les âges individuels des galets sont présentés dans le tableau 5.15. On note une très bonne concordance des âges entre eux puisque l'âge de l'amalgame (âge moyen des sédiments prélevés) est de 0.8 ± 0.1 Ma et que l'âge moyen des galets individuels est de 0.9 ± 0.4 Ma. Par ailleurs, l'âge obtenu est stratigraphiquement cohérent avec les datations préalablement obtenues. Il est donc possible de proposer que la cavité fonctionnait de manière active (avec des débits conséquents au vu de la taille des clastes piégés dans le remplissage) il y a ~ 0.9 Ma. Ce fonctionnement cesse entre 0.9 et 0.6 Ma probablement en lien avec la capture de la rivière au sein du karst (« verticalisation ») en direction des grottes d'Azé.

Les 5 galets individuels présentent cependant des âges d'enfouissement assez variables puisque s'étalant de 1.52 ± 0.11 Ma à 0.55 ± 0.11 Ma, âges statistiquement différents. La conservation de l'âge le plus jeune implique dès lors un scellement par concrétionnement du remplissage de manière ~ synchrone avec le dépôt des alluvions. Il est à noter que le paléo-taux de dénudation déduit de l'amalgame, ainsi que des galets individuels est un ordre de grandeur inférieur à ceux obtenus par ailleurs dans la région du Mâconnais avec un taux moyen de 2.7 ± 0.8 (obtenu à partir de l'amalgame).

L'utilisation de l'approche par isochrone permet théoriquement d'apporter une meilleure précision dans l'âge d'enfouissement en s'affranchissant des complexités liées à l'héritage. Au vu du faible taux de paléo-dénudation obtenu par l'analyse individuelle des galets, le taux de concentration initial utilisé dans l'Eq. 5.24 n'est de fait pas 6.75. Une valeur de 5.73, représentative de cette gamme de dénudation est utilisé. La meilleure estimation d'âge d'enfouissement obtenue est de 0.47 $^{+3.96}/_{-0.19}$ Ma. L'incertitude, probablement surestimée est bornée par les âges induits par la plus forte et la plus faible pente du nuage de point, la présence d'une anomalie de concentration (relativement à la théorie d'alignement selon une droite, Fig.5.45) pour l'un des échantillons induit

une augmentation majeure de l'incertitude. Ce résultat met en exergue la non-conformité de l'évolution morphologique du secteur vis à vis d'un schéma simple d'érosion-sédimentation.

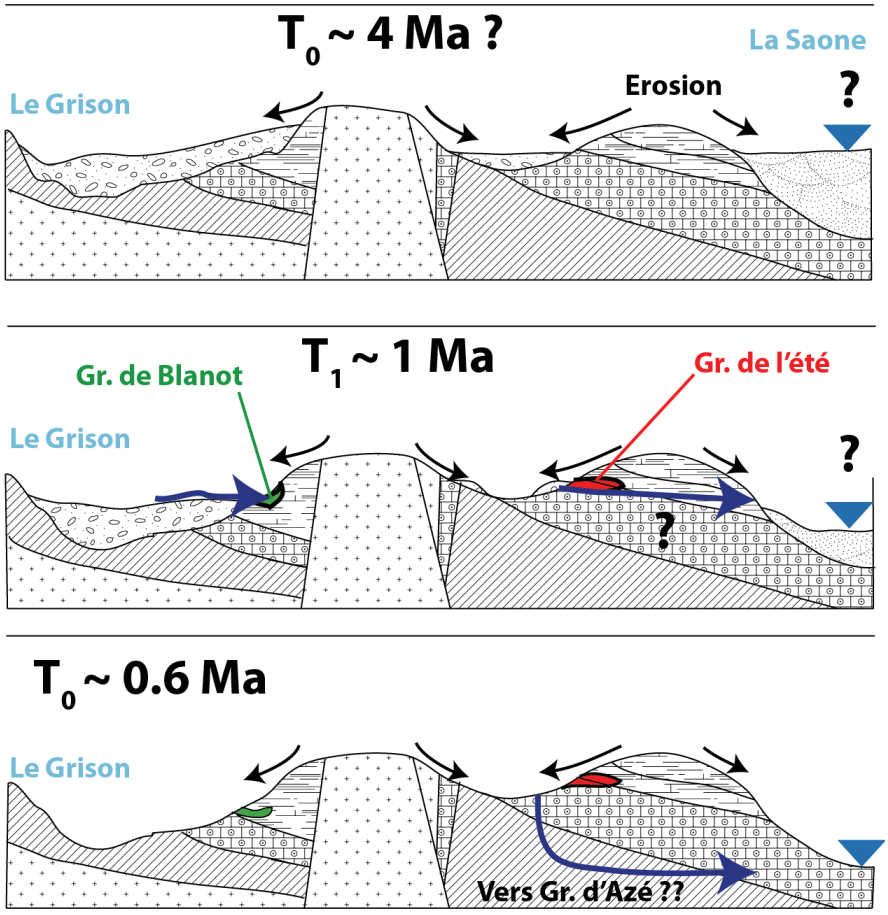



*Figure 5.46: schéma conceptuel de l'évolution karsto-morphologique du secteur du Mâconnais depuis 4 Ma. L'incision locale au temps $T_1$ correspond à l'attaque du remplissage de la paléo-vallée de la grotte de l'été (~ 10 m.Ma$^{-1}$). Entre 1 et 0.6 Ma, une chute du niveau de base local (e.g. évidement de fantôme, capture endokarstique, érosion régressive) implique une verticalisation du karst et un taux d'incision de 81 ± 13 m.Ma$^{-1}$.*

L'explication la plus logique me semble être celle d'un remaniement d'une ancienne « couverture » sédimentaire au sein de la cavité (Fig. 5.46). Ce modèle permet d'expliquer le faible taux de dénudation obtenu (les galets ayant été possiblement enfoui, ou partiellement, de manière conséquente après leur érosion initiale). La dispersion des âges individuels et l'échec de l'isochrone s'explique également par ce potentiel pré-enfouissement à des profondeurs différentes. Pour certains galets, cette profondeur a pu être significative, et l'âge obtenu serait la somme des deux périodes d'enfouissements.

Il me semble possible de proposer une explication plus détaillée à ce schéma (Fig. 5.46). Premièrement, l'amalgame donne un âge d'enfouissement proche de ceux des galets individuels. Cet amalgame apportant a priori une information sur l'âge d'enfouissement moyen du sédiment et, le remplissage ne présentant pas de litage majeur pouvant suggérer un poly-phasage du dépôt, cet âge est vraisemblablement l'âge réel de remobilisation de la couverture vers l'endokarst. Les deux galets individuels ayant des âges supérieurs peuvent éventuellement apporter une information sur la période de résidence des galets au sein des « terrasses alluviales ». En effet, l'utilisation du rapport

de concentration initial moyen des sédiments (5.73) permet de calculer un âge d'enfouissement total pour le galet le plus ancien, à savoir 4.43 Ma. En soustrayant l'âge de résidence au sein de la grotte de l'été, le temps de résidence minimal (probable production secondaire au sein du paléo-piège sédimentaire) de l'échantillon est donc estimé à 3.5 ± 0.5 Ma. La faible valeur de taux de dénudation associé suggère en effet une dynamique similaire aux autres échantillons et donc une épaisseur d'enfouissement relativement faible, donc probablement sujette à production secondaire.
Finalement, les deux altitudes relatives sont utilisables afin de contraindre des taux d'incision. Le premier, en lien avec l'altitude actuelle du drain local (10 ± 3m), peut être assimilé à la période de remaniement du paléo-piège sédimentaire tandis que le second (65 ± 5 m) peut être utilisé pour contraindre le taux d'incision plus régional sur le dernier Ma. Je précise que, dans les deux cas, la présence de proto-karst (proto-réseaux structurés par fantômisation) implique une forte réserve sur l'utilisation des taux d'incision pour des cavités non directement liées aux vallées.
Le taux d'incision « long terme » du secteur est donc finalement estimable à 81 ± 12 $m.Ma^{-1}$.

En conclusion, le secteur du Maconnais présente une complexité morphologique et karstologique notable. La production de nouvelles datations au sein de 3 réseaux karstiques différents permet de proposer un taux d'incision du secteur de l'ordre de 80 à 100 $m.Ma^{-1}$ durant le dernier Ma. Les taux de dénudation du secteur à l'époque et les taux actuels présentent des valeurs similaires autour de 20-30 $mm.ka^{-1}$ suggérant une stabilité des processus érosifs, probablement en lien avec une diffusion des reliefs. Le taux d'incision relatif du secteur serait alors de 65 ± 14 $m.Ma^{-1}$. Les vallées principales du secteur étant creusées de ~ 160 m relativement aux zones planes d'altitude elevée, une initiation du creusement (ou ré-incision) autour de 2.5 ± 0.6 Ma est estimable. Cette proposition est en accord avec l'estimation faite par Barriquand (travail de thèse en cours).

## V. 3. 10. Synthèse des nouveaux taux d'incisions

L'étude des différents sites présentés précédemment, montre une importante variété des conditions de morphogenèse et surtout de karstogenèse au niveau du M.C. Un schéma régional, relatif à l'incision semble néanmoins se dégager (Fig. 5.467 avec une vitesse de creusement comprise entre ~ 70 et ~ 90 $m.Ma^{-1}$. Cette valeur, suggère une dynamique conséquente de l'incision fluviale durant le Quaternaire, voire sur l'ensemble de la période post-Miocène (5.3 – 0 Ma). Cette dernière plage temporelle n'est cependant pas directement étayée sur la majorité des sites.

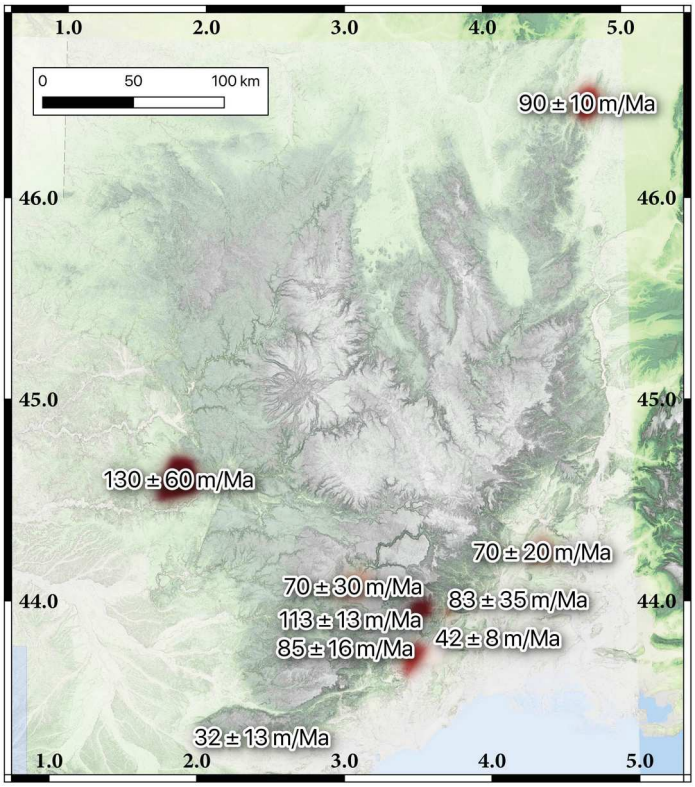



*Figure 5.47: synthèse des taux d'incision obtenus à partir des âges d'enfouissements au sein des karst.*

La comparaison des vitesses d'incisons avec les taux de dénudation actuels (Fig. 5.14, ~ 60-80 mm.ka$^{-1}$), souvent en bon accord avec les paléo-taux de dénudation, indique un paysage en léger déséquilibre, avec un taux d'incision relatif de l'ordre de 10 à 20 m.Ma$^{-1}$. Cette valeur de d'incision relative correspond au taux de création de relief (vitesse d'incision absolue – vitesse de dénudation des versants, en supposant un système simple continu et des taux constants). La création des reliefs locaux (incision de 100 à 300 m des vallées et canyons actuels) aurait donc nécessité environ 10 Ma. Cette proposition nécessite alors l'existence à l'époque d'une importante couverture sédimentaire régionale (épaisseur de l'ordre de 400-600 m. Une telle valeur semble peu probable et il me semble plus raisonnable de considérer que cette couverture sédimentaire ait été plutôt de l'ordre de ~ 100-150 m impliquant une initiation du creusement plus récemment, autour de 5-6 Ma et/ou un taux d'incision fortement non linéaire (très faible durant le Miocène puis en augmentation durant le Plio-Quaternaire). Quoi qu'il en soit, il ressort que les paysages (les vallées) du M.C. sont principalement hérités du Plio-Quaternaire.

Après avoir attiré l'attention sur les considérations liées à la karstogenèse (partie 5.4), et sur les taux d'incision récente au niveau de l'Hérault (partie 5.5) une intégration de ces nouveaux résultats relatifs à l'évolution des paysage sera présentée (partie 5.6).

# 5.4. Apport à la karstogenèse

Comme présenté dans la section précédente, l'objectif initial des mesures d'âges d'enfouissement faites durant cette thèse était de pouvoir contraindre les vitesses d'incision des drains et ce faisant de pouvoir quantifier les vitesses d'évolution du paysage, notamment en comparant avec des données de dénudation de B.V. A cette fin une campagne de prélèvements « haute résolution » a été entreprise au niveau du Larzac Sud. Incluant les échantillons prélevés dans la vallée du Rieutord (cf : partie 5.3.3), de la Vallée de l'Arre (cf : partie 5.3.4), et du canyon de l'Hérault (cf : partie 5.3.2), la gamme d'altitudes relatives au niveau de base couvrait de ~ + 10 m (Grotte de la Route, canyon du Rieutord) à + 500 m (grotte des Huttes, Plateau du Larzac) ce qui permettait théoriquement de couvrir une large gamme d'âges et d'obtenir une information robuste sur l'évolution des vallées durant l'ensemble de leurs temps de creusement.

Le modèle sous-jacent était l'évolution *per descensum* classique (cf : partie 5.1) avec un étagement des niveaux de grottes en lien avec des périodes de stabilités de la rivière (de l'ordre de 10 à 100 ka) dans un contexte général de chute du niveau de base régional.

Les résultats inattendus obtenus à la suite de ces mesures nous ont amené à reconsidérer le modèle de karstogenèse utilisé et le lien entre niveau de grotte et évolution du niveau de base local (altitude de la rivière). Ces résultats ont fait l'objet d'une publication à géomorphologie (Malcles et al., 2020b).

La première partie de cette section est constituée de cet article et est suivie d'un complément, apportant des informations nouvelles grâce à des âges obtenus au sein d'autres cavités.

# 5. 4. 1. Âges d'enfouissement, fantômes de roches et structuration karstique, cas de la vallée de la Vis (Sud de la France)

Oswald Malcles [a*], Philippe Vernant [a], Jean Chéry [a], Jean-François Ritz [a], Gaël Cazes [b], David Fink [c]

[a*] Géosciences Montpellier - UMR 5243 CNRS, Université de Montpellier, Campus Triolet cc 060, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex05, France

[b] School of Earth, Atmospheric and Life Sciences, University Of Wollongong, Northfields Ave Wollongong, NSW 2522, Australie

[c] ANSTO-Sydney, New Illawarra Road, Lucas Heights, NSW 2234, Australie

(Publication à Géomorphologie, Relief, Processus, Environnement. DOI:10.4000/geomorphologie.15043

*Notes : Seul les parties en français sont reproduites dans ce manuscrit. La bibliographie citée dans l'article est reportée en fin de document avec la bibliographie générale. Les parties de l'article conservent leurs numérotation mais sont associées à un préfixe A.*

## A. Résumé

De nouveaux âges d'enfouissement par mesure des rapports isotopiques $^{26}Al/^{10}Be$ au sein de trois cavités proches du canyon de la Vis (sud de la France, limite sud-est des Grands-Causses) remettent en question le modèle de karstogenèse classiquement utilisé pour expliquer la structuration des réseaux. En effet, les niveaux sub-horizontaux de galeries souterraines sont généralement utilisés comme marqueurs de la position du niveau de base régional (i.e., rivières). Si la relation âge d'enfouissement et hauteur relative au niveau de base régional attendue en utilisant le modèle classique *per descensum* pour les grottes des Scorpions (1,2 ± 0,4 Ma, +105 m relative au niveau de base -r.n.b.-) et de Bergougnous (1,2 ± 0,3 Ma, +117 m r.n.b.) est en accord avec la quantification du taux moyen d'incision régional (83 ± 35 m/Ma), elle ne permet pas d'expliquer l'âge de 0,94 ± 0,07 Ma obtenu pour les remplissages des niveaux du Rocas situés bien plus haut en altitude (+317 m r.n.b.). Les deux premières cavités s'ouvrent directement dans les gorges, alors que la troisième s'ouvre sur le plateau à moins de 4 km des gorges. C'est à notre connaissance la première fois que des données quantitatives étayent la proposition que le modèle de karstogenèse régional contrôlé par la position du niveau de base n'est pas universel. Ces datations permettent de proposer que la fantômisation joue un rôle primordial en contrôlant la localisation des niveaux sub-horizontaux. Ce processus interne au karst relègue le rôle de la position du niveau de base régional à celui d'un simple déclenchement externe de l'évidement des produits d'altération générés par la fantômisation.

**Mots-clés :** Larzac, karstification, âges d'enfouissement $^{26}Al/^{10}Be$, fantômisation, réseaux karstiques.

## A.1. Introduction

La quantification du creusement des vallées est un élément principal de la compréhension de la formation des paysages. Outre la connaissance directe sur la morphogenèse et sa dynamique, cette approche permet d'apporter d'autres éléments de compréhension tectonique et géodynamique ou encore climatique. Dans ce cadre-là, les systèmes karstiques présentent, à contrario des systèmes fluviatiles, une capacité unique de préservation des informations sur une grande échelle de temps (Martin, 2000 ; Bruxelles, 2001 ; Calvet et Lemartinel, 2003 ; Audra et al., 2007 ; Ford and Williams, 2007 ; White, 2007 ; Vanara et al., 2009 ; Husson, 2014). C'est par exemple le cas du piégeage de sédiments allochtones au sein de cavités dont on peut retrouver l'âge d'abandon au sein du karst grâce à différentes techniques (Granger et al., 1997 ; Tassy et al., 2013 ; Malcles et al., 2020). La datation de ces remplissages endokarstiques est rendue possible par l'emploi, par exemple, des isotopes cosmogéniques, qui permettent d'obtenir un âge absolu de piégeage au sein du karst.

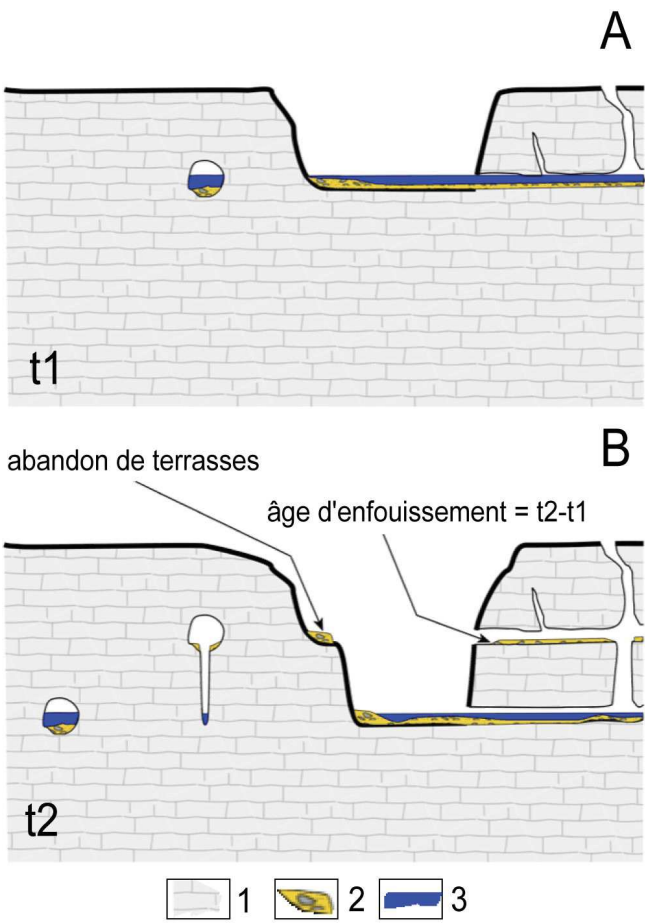



*Fig. A.1 - Modèle classiquement utilisé pour expliquer la formation/étagement des réseaux karstiques et les relations entre les âges des remplissages endokarstiques et les dépôts de surface tels que les terrasses alluviales.A : Mise en place de galets alluviaux à une période t1. B : Enfouissement et abandon des dépôts alluviaux à une période t2 dus à l'incision fluviale. 1. Massif calcaire et réseaux karstiques encaissés ; 2. Dépôts alluviaux allochtones ; 3. Circulation hydrologique active.*

L'approche la plus courante pour obtenir cet âge d'enfouissement est obtenue par la mesure du rapport entre le $^{26}Al$ et le $^{10}Be$ au sein de galets de quartz. Ce couple d'isotope permet une datation de l'enfouissement allant de ca. 200 000 ans à ca. 6 000 000 ans (Stock et al., 2005 ; Granger et al., 2013 ; Lebatard et Bourlès, 2015). Généralement, dans toutes les études régionales, les âges obtenus sont interprétés à la lumière du modèle de karstogenèse classique

dans lequel la formation des réseaux horizontaux, les dépôts au sein de ces réseaux et la position relative de la rivière (i.e., le niveau de base régional) sont directement liés et peuvent être considérés au premier ordre comme étant à des altitudes quasi-identiques (Granger et al., 1995 ; Moccochain, 2007 ; Calvet et al., 2015 ; Harmand et al., 2017). La variation d'altitude de ces marqueurs au cours du temps peut-être un abaissement (*per descensum*) ou une remontée (*per ascensum*) du niveau de base, mais il s'agit bien dans les deux cas de la position de la rivière qui contrôle la dynamique régionale, la localisation des marqueurs géomorphologiques en surfaces et la structuration des réseaux souterrains (e.g., niveaux sub-horizontaux).

Nous proposons dans cette étude une application de la datation par couple $^{26}Al/^{10}Be$ dans la vallée de la Vis (Hérault, France), abritant le célèbre cirque de Navacelles. L'application du modèle de karstogenèse classique permet grâce à deux cavités directement connectées au canyon actuel de quantifier le taux d'incision de la Vis. Ce modèle échoue cependant à expliquer l'âge des remplissages d'une section sub-horizontale d'un troisième réseau pourtant en lien hydrologique direct avec cette vallée.

Ce résultat inattendu nous amène à réévaluer la pertinence du modèle de karstogenèse classique, invoquant la position et la stabilité temporelle du niveau de base comme contrôle de la formation des niveaux horizontaux des réseaux karstiques. Nous proposons que dans notre région d'étude, la pré-structuration à grande échelle des réseaux karstiques soit principalement générée par des phénomènes de fantômisation, et que la formation du karst par évidement des produits d'altération du primokarst soit contrôlée par l'interaction entre le niveau de base régional avec un processus de déblaiement d'un karst pré-structuré par l'altération.

## A. 2. Le modèle de karstogenèse classique

Le modèle classiquement utilisé pour interpréter les liens entre remplissages endokarstiques, creusement des vallées et formation des cavités est celui de la formation *per descensum* avec contrôle direct des niveaux sub-horizontaux par le niveau de base régional (Martel, 1894 ; Granger et al., 1997 ; Harmand et al., 2017). Dans cette conception de la morphogenèse, le facteur principal est la position du niveau de base. Lors de l'abaissement de ce dernier, le réseau hydrologique va s'inciser entrainant le creusement des vallées. Au sein du karst, ces périodes de creusements seraient également visibles par le développement des drains verticaux. Les galeries horizontales quant à elles sont expliquées par la présence de périodes de stabilité relative du niveau de base (taux

d'incision temporairement faibles) ayant pour conséquence la création de niveaux de surfaces d'abrasion et de dépôts de terrasse en surface (Audra et al., 2001 ; Harmand et al., 2017). Il y aurait donc un lien direct entre morphologies de surface et étagement des réseaux karstiques ainsi qu'une chronologie relative aisément accessible : les niveaux les plus hauts étant les plus anciens (fig. A.1), les terrasses en surface et les réseaux karstiques horizontaux de même altitude ayant le même âge.
Un modèle modifié, appelé *per ascensum* propose quant à lui une dynamique de fonctionnement par aggradation des vallées. Dans ce cas, il est attendu des dépôts d'âges plus récents au niveau des galeries supérieurs qu'inférieures (Mocochain et al., 2007 ; Tassy et al., 2013). Mais dans ce modèle encore, il s'agit bien de la localisation dans le temps du niveau de base qui contrôle la formation et l'évolution de l'endokarst. Si certains raffinements ou complexités peuvent-être apportés à ce modèle selon les considérations locales (lithologie, climat, etc.), toutes ces dynamiques reposent sur un point clé : l'évolution temporelle de la position du niveau de base des vallées contrôle la formation des réseaux karstiques établissant un lien direct entre morphologies de surfaces (e.g., terrasses alluviales) et souterraines (e.g., galeries, puits). Les régions à forte karstification sont expliquées comme ayant enregistré de nombreuses phases (jusqu'à plus de 10 phases de karstification pour les grottes de Jenolan en Australie) (Armstrong et Osborne, 2014). Harmand et al. (2017) ont proposé une synthèse de ces modèles contrôlés par l'évolution du niveau de base.

## A. 3. Contexte et mesure des âges d'enfouissement

### A. 3. 1. La vallée de la Vis

La vallée de la Vis est située dans le sud de la France au sein de la région des Grands-Causses. Le canyon de la Vis (fig. A. 2) s'incise dans des formations tabulaires d'âge secondaire, principalement jurassique. Le canyon de la Vis sépare le Causse du Larzac au Sud et à l'Ouest du Causse de Blandas au nord-est par une incision de l'ordre de 300 m recoupant des morphologies héritées, telle par exemple que le poljé de Saint-Maurice (fig. A. 3).

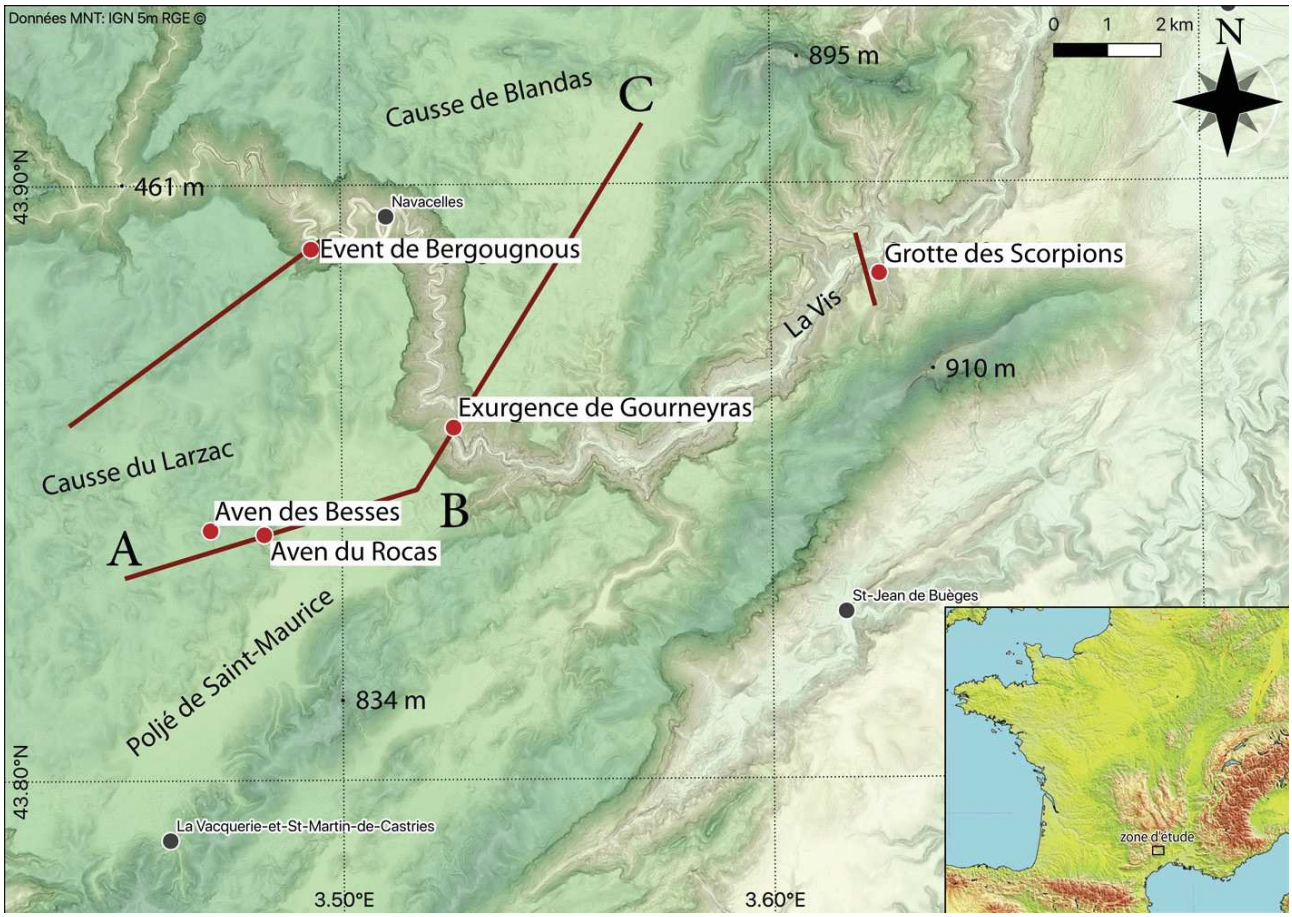



*Fig. A.2 - Carte de localisation de la zone d'étude situant les cavités et les profils analysés dans le texte.*

L'évolution locale et régionale a donné lieu à de nombreuses études contradictoires depuis plus d'un siècle (Martel, 1894 ; Corbel, 1954 ; Ambert, 1982, 1984 ; Camus, 1997, 2003 ; Bruxelles, 2001 ; Séranne et al., 2002 ; Husson, 2014), ayant comme point d'achoppement principal la contrainte temporelle, principalement par manque de datations absolues. Récemment, Malcles et al. (2020) ont estimé un taux d'incision régional de 83 ± 35 m/Ma, à partir d'une analyse combinant des mesures de paléomagnétisme et d'âges d'enfouissement ($^{26}Al/^{10}Be$) sur deux bassins versants voisins de celui de la Vis (Rieutord et Buèges). Ce taux suggère un creusement des gorges de la Vis s'effectuant principalement au cours des 4 derniers millions d'années. Dans notre étude, les remplissages de trois cavités liées à la dynamique hydrologique de la Vis ont été datés ($^{26}Al/^{10}Be$), ce qui permet de tester la robustesse de la détermination du taux d'incision régional proposé précédemment. En utilisant le modèle classique de karstogenèse *per descensum*, il est facile à partir de taux d'incision régional de déduire l'époque à laquelle ces cavités se trouvaient au niveau de la rivière. Leurs altitudes relatives au niveau de base défini par le lit actuel de rivière de la Vis, combinée au taux d'incision régional de 83 ± 35 m/Ma (Malcles et al., 2020) donnent des âges

théoriques de mise en place des remplissages de 1,3 ± 0,6 ; 1,4 ± 0,6 et 3,8 ± 1,6 Ma pour les cavités du Scorpion, de Bergougnous et du Rocas, respectivement.

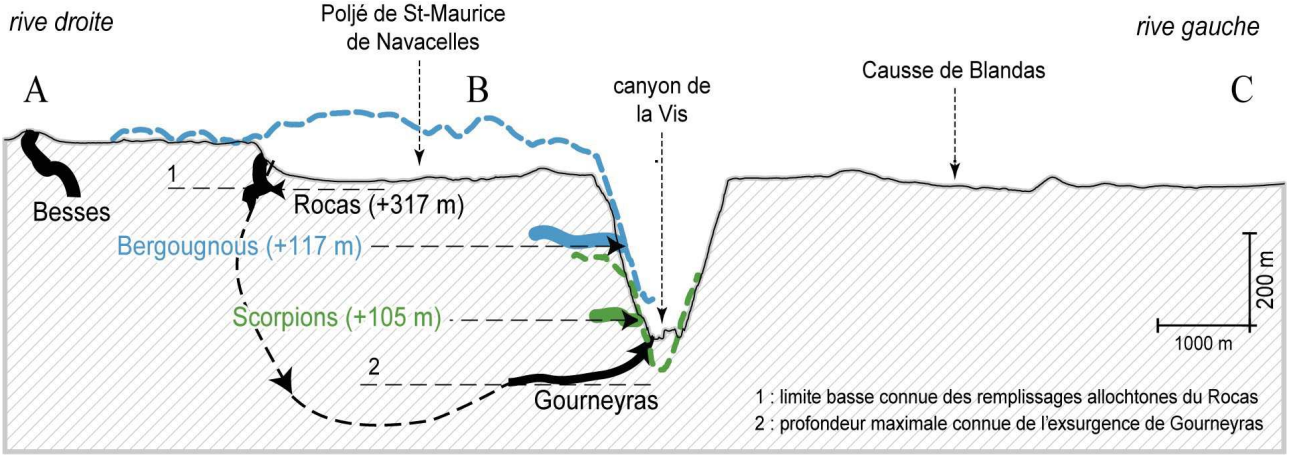



*Fig. A.3 - Coupe le long du profil topographique A-B-C.Le profil principal (A-B-C) passe par les avens des Besses et du Rocas et l'exsurgence de Gourneyras (voir Figure A. 2). Les profils topographiques en amont et en aval sont en pointillés bleus pour l'évent de Bergougnous et en vert pour la grotte des Scorpions. Les hauteurs sont données par rapport au niveau de base local (fond de la vallée sur chaque coupe relative à la cavité). La géométrie des réseaux karstiques est schématique, une figuration réaliste n'étant pas possible au vu de l'échelle de la coupe.*

La grotte du scorpion (fig A. 3) dont les relevés topographiques sont disponibles sur la base de données karst3D (KARST3D, 2019), s'ouvre dans une vallée périphérique de la Vis à *ca*. 100 m au-dessus du lit local de la Vis définissant le niveau de base (noté ci-après r.n.b. pour relatif au niveau de base). Cette cavité présente un niveau sub-horizontal avec une morphologie en arc de cercle évoquant une ancienne boucle karstique de la Vis. Cette hypothèse est renforcée par la présence de remplissages allochtones présentant un cortège pétrographique typiquement cévenol (*i.e.*, principalement composé de quartz et de schistes) avec des galets atteignant parfois plusieurs centimètres de longueur (fig. A. 4A). Plus en amont, l'évent de Bergougnous (fig. A. 3) dont les relevés topographiques sont aussi disponibles sur la base de données karst3D (KARST3D, 2019), s'ouvre à +110 m r.n.b. et correspond à un drain horizontal sub-linéaire. Les remplissages prélevés présentent une pétrographie à composante plus quartzeuse (fig. A. 4B) et sont scellés par un plancher stalagmitique.

Cette observation laisse supposer une faible remobilisation des sédiments sur le site de prélèvement malgré la présence d'une légère circulation d'eau au sein de la galerie. La troisième cavité étudiée est celle du Rocas s'ouvre à 595 m d'altitude (+317 m r.n.b.)(fig. A. 3). Cette cavité se développe principalement de manière verticale à l'exception des premiers *ca.* 30 m où un niveau sub-horizontal est identifiable, avec en son sein la présence de remplissages quartzeux. Contrairement

aux deux remplissages précédents, les sédiments prélevés au Rocas sont presque exclusivement des éléments de quartz très roulés, de taille sub-centimétrique de couleur blanc à jaune, légèrement rubéfiés. Ils sont la plupart du temps retrouvés en placage indurés sur les parois (fig. A. 4C). Ils sont définis comme étant des albarons (Bruxelles et Camus, 2010), issus de l'altération intense des reliefs cristallins en amont à une époque où les vallées n'étaient pas creusées. Leur présence ayant été signalée jusqu'à une hauteur d'environ 740 m NGF  par Gèze et al. (1985), des auteurs soupçonnent la présence d'une importante couverture sédimentaire à la surface des causses au paléogène (Bruxelles, 2001) voir néogène depuis démantelée en partie par le soutirage karstique. Les remplissages sélectionnés dans ces trois cavités sont localisés dans des galeries horizontales situées à plus de 30 m sous la surface, afin d'éviter une possible production secondaire d'isotopes cosmogéniques $^{26}$Al et de $^{10}$Be notamment du fait de la composante muonique.

### A. 3.2. Datation isotopes cosmogéniques

La détermination d'âges d'enfouissement par mesure des concentrations des isotopes $^{26}$Al et $^{10}$Be au sein de galets quartzeux est aujourd'hui régulièrement réalisée et la méthodologie est largement validée (Granger and Muzikar, 2001 ; Dunai, 2010 ; Lebatard et Bourlès, 2015). Une fois prélevés dans la cavité, les échantillons sont mécaniquement et chimiquement purifiés en laboratoire afin d'obtenir du quartz pur (*e.g.,* séparation magnétique, attaques acides, etc). Le quartz pur, est entièrement dissous dans une solution d'acide fluorhydrique (HF) concentré à laquelle on ajoute un entraineur ($^{9}$Be de concentration connue). L'échantillon est ensuite passé par plusieurs phases de précipitation par pH sélectif et une succession de colonnes échangeuses d'ions pour se débarrasser de tous les éléments autres que le $^{10}$Be et l'$^{26}$Al. Une fois l'$^{26}$Al et le $^{10}$Be obtenus, ils sont oxydés à 800°C durant 12 heures et ensuite mélangés à un oxyde métallique avant une mesure à l'AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*). La préparation chimique a été réalisée à ANSTO (*Australian Nuclear Science and Technology Organisation*) (Child et al., 2000) et les mesures effectuées sur SIRIUS (également à l'ANSTO) ( Wilcken et al., 2017 ; Wilcken et al., 2019). Pour les trois cavités, les remplissages présentaient des éléments quartzeux de taille centimétrique, la préparation d'amalgames de plus de 50 éléments a été réalisée. La cavité des Scorpions présentait aussi des galets d'un diamètre pluri-centimétrique. Ils on été prélevés et mesurés individuellement pour obtenir un âge d'enfouissement par isochrone (Balco and Rovey, 2008 ; Dunai, 2010).

Suite à des problèmes lors des préparations chimiques, la détermination de l'âge d'enfouissement par amalgame pour la grotte des Scorpions ainsi que celle d'un âge individuel de galet ont échoué. De ce fait, l'âge proposé pour les Scorpions est une moyenne des quatre âges individuels obtenus car l'utilisation de la méthode par isochrone est mal contrainte avec seulement quatre points. L'âge moyen obtenu est de 1,2 ± 0,4 Ma. Les résultats obtenus sont présentés dans le Tableau A.1 et la Figure A.4. Les âges d'enfouissement pour les remplissages de la grotte des Scorpions, de l'évent Bergougnous et de l'aven-grotte du Rocas sont respectivement de 1,2 ± 0,4 Ma, 1,2 ± 0,3 Ma, et de 0,9 ± 0,07 Ma.

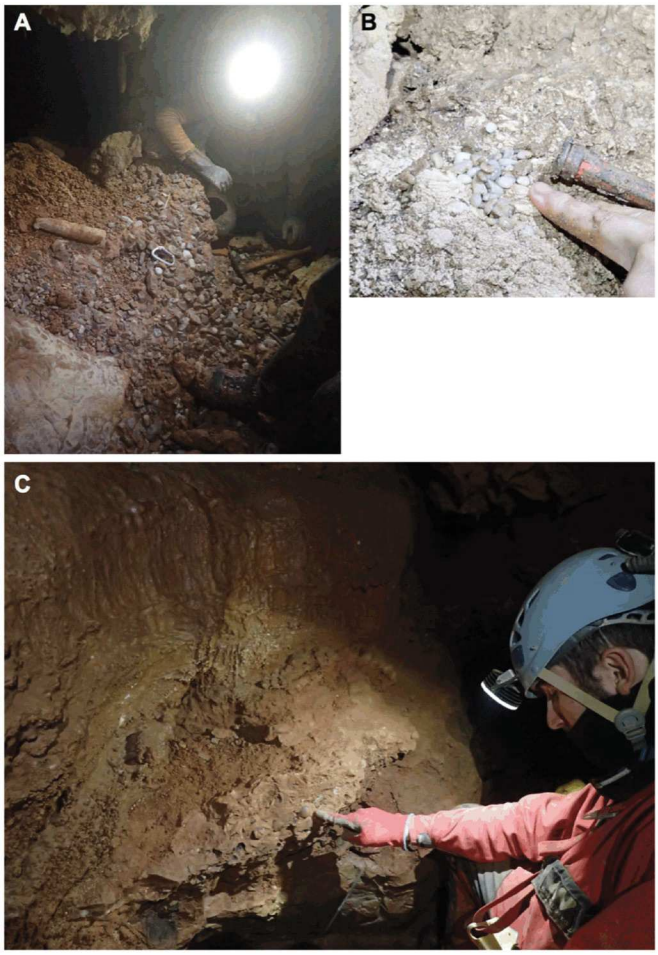



*Fig. A. 4 - Exemple de sédiments riches en quartz prélevés dans la cavité des Scorpions (A), de Bergougnous (B) et du Rocas (C) pour déterminer des âges d'enfouissement.*

## A. 4. Implications sur les relations entre karstogenèse et incision des vallées

### A. 4.1. Cavités ouvertes sur la vallée de la Vis, taux et modèle d'incision

Les âges obtenus à l'évent de Bergougnous (1,2 ± 0,23 Ma ; + 117 ± 10 m r.n.b.) et à la grotte des Scorpions (1,2 ± 0,4 Ma, + 105 ± 10 m r.n.b.) (fig. A.4) permettent de calculer des taux d'incision cohérents entre eux (*i.e.*, 94 ± 28 m/Ma, et 85 ± 27 m/Ma, pour l'évent de Bergougnous et la grotte des Scorpions respectivement). Si la moyenne de ces taux (90 ± 39 m/Ma) est légèrement supérieure à celui proposé (83 ± 35 m/Ma) comme valeur régionale moyenne par Malcles et al., (2020), les deux restent cependant en accord avec ce dernier aux incertitudes près.

| Code | Lat (°) | Lon (°) | Alt (m) | ΔH (m) | $^{10}$Be (atm.g$^{-1}$) | σ $^{10}$Be (atm.g$^{-1}$) | $^{26}$Al (atm.g$^{-1}$) | σ $^{26}$Al (atm.g$^{-1}$) | Ratio $^{26}$Al/$^{10}$Be et incertitude | Age (Ma) | Inc. Age (Ma) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| BER | 43,889 | 3,493 | 426 | 117 | 2,043e$^{5}$ | 1,84e$^{4}$ | 7,57e$^{5}$ | 8,5e$^{4}$ | 3,7 (0,2) | 1,2 | 0,3 |
| ROC | 43,841 | 3,482 | 552 | 317 | 4,203e$^{5}$ | 8,83e$^{3}$ | 1,66e$^{6}$ | 4,06e$^{4}$ | 4 (0,2) | 0.9 | 0,07 |
| SCO1 | 43,885 | 3,625 | 275 | 105 | 6,12e$^{4}$ | 2,69e$^{3}$ | 2,59e$^{5}$ | 1,32e$^{4}$ | 4,2 (0,2) | 1,15 | 0,18 |
| SCO2 | 43,885 | 3,625 | 275 | 105 | 1,0e$^{5}$ | 4,49e$^{3}$ | 4,24e$^{5}$ | 2,11e$^{4}$ | 4,2 (0,2) | 1,1 | 0,18 |
| SCO3 | 43,885 | 3,625 | 275 | 105 | 8,498e$^{4}$ | 3,82e$^{3}$ | 3,27e$^{5}$ | 1,71e$^{4}$ | 3,9 (0,2) | 1,3 | 0,18 |
| SCO4 | 43,885 | 3,625 | 275 | 105 | 6,492e$^{4}$ | 3,01e$^{3}$ | 2,44e$^{5}$ | 1,39e$^{4}$ | 3,8 (0,2) | 1,4 | 0,2 |

*Tableau A. 1 : Résultats analytiques et paramètres utiles pour l'obtention des âges d'enfouissement. Code cavité : BER = évent de Bergougnous ; ROC = Aven-grotte du Rocas et SCO = grotte des Scorpions. Les quatre premières valeurs sont les coordonnées géographiques (degrés décimaux), l'altitude (NGF en m) et la hauteur relative à la Vis (au point le plus proche, en m). Les concentrations (atomes.g$^{-1}$ de quartz) en $^{10}$Be et $^{26}$Al sont issues des mesures de l'AMS des rapports $^{10}$Be/$^{9}$Be et $^{26}$Al/$^{27}$Al, corrigés du bruit de fond (blancs issus des préparations chimiques) et normalisés respectivement aux standards KN-5-4 et KN-4-2. L'incertitude sur la concentration est basée sur l'incertitude analytique (comptage) sur le détecteur de l'AMS, 1 % d'incertitude sur la concentration de l'entraineur $^{9}$Be (4 % sur la concentration $^{27}$Al) et d'une erreur de 3 % de la reproductibilité, à partir de mesures régulières des standards. L'âge d'enfouissement (minimum) suppose l'absence de production secondaire et l'incertitude associée est issue d'une propagation des incertitudes en quadrature (racine carrée de la somme des carrés). Les taux de productions en $^{10}$Be utilisés sont de 5,03 ; 0,14 et 0,027 atm.g.an$^{-1}$ pour les composantes neutroniques, muoniques rapides et lentes. Le rapport du taux de production entre $^{26}$Al et $^{10}$Be est de 6,75 et les productions muoniques rapide et lentes sont respectivement de 0,72 ; 0,18 atm.g.an$^{-1}$. Taux obtenus par mise à l'échelle selon Stone (2000) des taux de production $^{10}$BeSLHL de 4,49, 0,12 et 0,027 pour les composantes neutronique et muoniques (rapide et lentes) respectivement.*

## A. 4.2. Taux d'incision dérivés du modèle classique anormalement élevé pour l'aven-grotte du Rocas

En suppposant un taux d'incision constant dans le temps, l'application du taux d'incision déduit précédemment pour la vallée de la Vis de 90 ± 39 m/Ma permet de prédire un âge théorique de mise en place des sédiments au sein de l'aven du Rocas. La différence d'altitude entre les prélèvements du Rocas et la vallée de la Vis est de 317 m.Cependant la cavité est éloignée de la vallée de 3.9 km, si l'on utilise le gradient de pente du profil longitudinal de la Vis (6,4 ‰) comme proxy pour estimer l'altitude du niveau de base sous la cavité, la différence d'altitude doit être corrigée de 25 m et devient alors 291 m, soit un âge de 3,5 ± 1,5 Ma. Or, l'âge obtenu pour les remplissages du Rocas est de 0,94 ± 0,07 Ma (fig. A. 4), ce qui est en contradiction avec le modèle classique évoqué précédemment. Les sédiments du Rocas, positionnés à plus de 150 m en contre-

haut de ceux de Bergougnous ou des Scorpions révèlent un âge similaire (fig. A. 4). Pourtant sous la zone de prélèvement du Rocas, un enchainement de puits et de courts méandres permet de descendre 100 m plus bas. Les parois de la cavité sont vierges de toute trace d'alluvions contrairement à la partie supérieure où l'on en observe régulièrement en placages indurés. Il est donc probable que cette partie inférieure n'existait pas lors de la mise en place des dépôts. D'autre part, le traçage à la fluorescéine d'un écoulement intermittent au fond de l'aven du Rocas est ressorti 4 jours plus tard au niveau d'une exsurgence située à quelques mètres du cours de la Vis, la cavité est donc bien hydrologiquement connectée avec le niveau de base régional. La datation des alluvions collectées dans la cavité du Rocas remet donc en cause le modèle classique d'évolution des réseaux de la région.

## A.5. Karstification par fantômisation

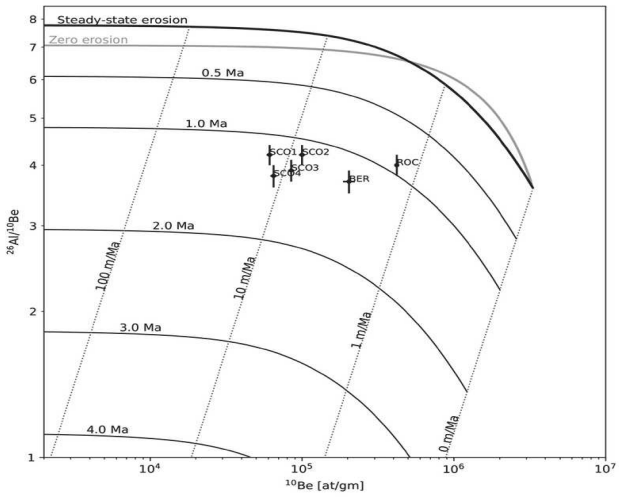



*Figure A. 5 : Diagramme de rapports de concentration 10Be et rapport isotopique $^{26}Al/^{10}Be$ couramment appelé « banana-plot ». Les courbes en noirs représentent l'évolution d'un sédiment issu d'une surface en érosion continue pour divers âges d'enfouissements (0 à 4 Ma). Les trait en pointillés représentent le trajet suivit en fonction du temps pour divers taux d'érosion initial. Sont représentés les échantillons du Rocas (ROC), de Bergougnous (BER) et des Scorpions (SCO) avec leurs incertitudes respectives (croix noires).*

### A. 5.1. Processus de pré-structuration par fantômisation

Parmi les modèles proposés dans la synthèse de Harmand et al. (2017), deux ne considèrent pas un contrôle direct du niveau de base dans la dynamique des karsts. Le premier étant les karsts hypogènes, présentant des morphologies, des cristallisations, etc., particulières, et ne pouvant *a priori* pas être applicable dans la majorité des cas. Le second est celui incluant une dissolution et une altération *in-situ* appelées fantômisation des roches. Ce rôle de la fantômisation a initialement été vu comme rare ou anecdotique, présent uniquement sur des échelles spatiales peu étendues, tel qu'un front de taille d'une carrière (Quinif, 2018). Une application à plus grande échelle spatiale commence à être proposée (Quinif et Bruxelles,

2011 ; Barriquand et al., 2014 ; Dandurand et al., 2019). Nous nous positionnons dans ce cadre d'un rôle plus régional de la fantômisation dans la formation des karsts et nous proposons également une remise en perspective de l'aspect temporel de ce rôle sur l'évolution des réseaux karstiques à l'échelle d'un massif. Nous rappelons tout d'abord brièvement ce qu'est le phénomène de fantômisation avant de présenter son application à grande échelle spatiale et temporelle.

La karstification par fantômisation repose sur trois phases « successives ». Premièrement, durant un temps long (proposé comme allant de $10^5$ à $10^7$ ans), il y a circulation extrêmement lente de fluide dissolvant la roche en régime noyé ou saturé. Ce très faible débit, va permettre l'export des éléments les plus facilement solubles. Cette phase nécessite, outre la présence d'un très faible transfert de fluide, la présence d'une perméabilité et d'une porosité suffisante. Cette porosité semble facilement obtenue par des structures syn-sédimentaires (*e.g.*, porosité primaire dans certaines couches) ou des processus postérieurs au dépôt (porosités secondaires, déformation tectonique, etc.). Ces zones de « faiblesses » vont localiser la circulation des fluides, entrainant la formation du primokarst (Rodet, 2014). Ce primokarst, est une pré-structuration des réseaux qui restent cependant remplis des éléments insolubles et où la lithologie est toujours visible dans l'altérite toujours en place. Ce réseau potentiel reste en dormance tant qu'il n'est pas recoupé par une incision permettant alors un flux suffisamment important pour transporter l'altérite, et vider le primokarst pour le transformer en karst. Ce peut être le cas lors du creusement d'une vallée périphérique, où il peut y avoir intersection de la surface libre et d'un réseau fantôme. Si tel est le cas, l'altérite va alors rapidement être compactée (suppression de la pression hydrostatique au sein de l'altérite), érodée et exportée par la soudaine augmentation de la charge hydraulique et le passage d'une dynamique de transfert de fluides lente en domaine saturé à une dynamique hydraulique en domaine vadose (Quinif, 2010 ; Dubois et al., 2011 ; Dubois et al., 2014). Cette pré structuration peut être verticale avec des racines d'altération (Dubois et al., 2014 ; Rodet, 2014) rejoignant un niveau plus ou moins horizontal d'altération. Si ce modèle semble indiscutable dans certains cas d'études bien précis, à l'échelle de l'affleurement (front de taille d'une carrière, etc, Dupont et al., 2018 ; Quinif, 2018 ; Dubois et Quinif, 2019), suspecté dans d'autres cas (Quinif et Bruxelles, 2011 ; Barriquand et al., 2014) et invoqué pour les karsts profonds de type Vauclusien (Dandurand et al, 2019), il manque de contraintes d'âges absolus illustrant l'impact de cette pré-structuration sur la dynamique du creusement des réseaux karstiques.

## A. 5.2. Structuration régionale du karst par fantômisation

Dans le but d'expliquer la mise en place sub-synchrone de sédiments dans des réseaux séparés verticalement de plusieurs centaines de mètres en bordure de la vallée de la Vis, nous invoquons une pré-structuration initiale du réseau (tant les drainages verticaux que les galeries horizontales) suivie de sa troncature et de son évidement par l'incision des vallées.

Il y a environ 1 Ma, les cavités des Scorpions et de Bergougnous sont à l'altitude du lit de la Vis et fonctionnent en perte ou en boucle. Les sédiments cévenols y sont alors piégés (fig. A.6). Proviennent-ils de réseaux fantômisés et évidés lors de leur recoupement par la vallée de la Vis ? Il est difficile de répondre à cette question. Toutefois, à cette époque mais 200 m plus haut, l'écoulement de surface dans le poljé de St Maurice de Navacelles est a priori toujours possible. Une partie des stocks sédimentaires du poljé peuvent être remobilisés et injectés dans la partie supérieure du Rocas. A cette époque, le réseau supérieur du Rocas a été recoupé permettant l'évacuation des altérites et le remplissage par des sédiments allochtones. Dans les parties plus profondes le transfert restait lent et continuait de former les racines d'altération rejoignant un niveau de fantômisation plus profond (fig. A.6). L'altérite des réseaux supérieurs s'évacuant, un potentiel de suffosion (*i.e.*, l'entrainement hydraulique de matériaux fins pouvant générer des cavités ou conduits souterrains) suffisant pour soutirer les albarons à la surface des causses est créé, et induit la mise en place des remplissages supérieurs de Rocas. Ultérieurement, lorsque la vis recoupe un nouveau réseau fantômisé à une altitude inférieure -cette fois-ci relié à la partie inférieure du Rocas- cette partie inférieure est évidée une fois que la vague d'évidement régressif l'atteint. Les entrées du réseau de l'aven du Rocas se trouvant maintenant sur une colline en surface du Causse, le réseau n'absorbe plus de sédiments et aucune trace de remobilisation endokarstique n'est visible. Il est intéressant de noter que les méandres de la partie inférieure du Rocas présentent des structures décrites par Dubois et al. (2014) comme marqueurs spécifiques des processus de fantômisation (*e.g.*, formes pariétales).

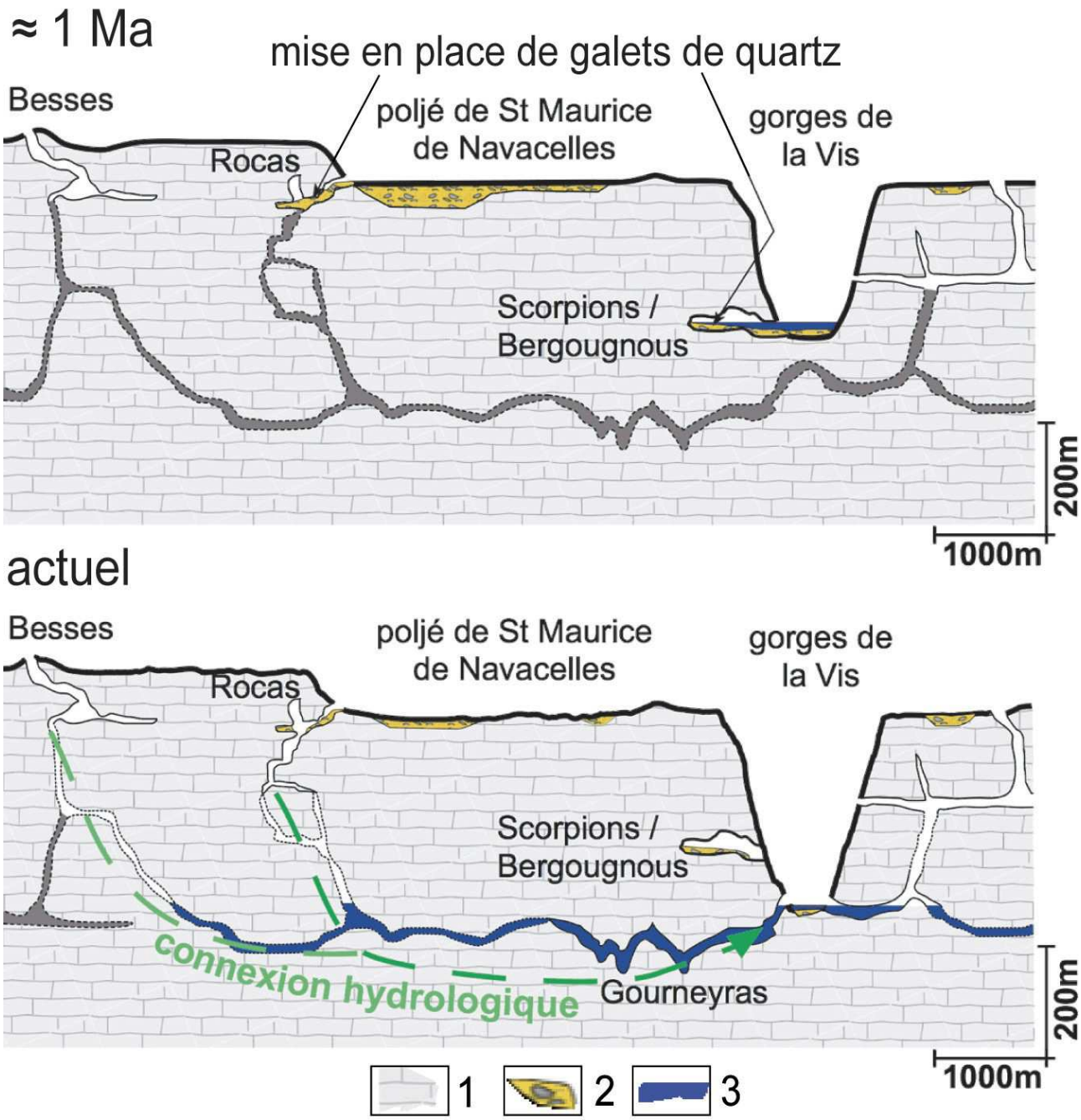



*Fig. A. 6 - Modèle proposé pour expliquer les âges d'enfouissements obtenus dans cette étude.Dans ce modèle la pré-structuration du réseau par fantômisation joue un rôle important. Ce n'est que lorsque la vallée recoupe un réseau fantômisé que les processus d'érosion de l'altérite liés à un fort gradient hydraulique peuvent être mis en place et ainsi créer un nouveau réseau court-circuitant alors les écoulements de surface. 1. Massif calcaire et réseaux karstiques encaissés ; 2. Dépôts alluviaux allochtones ; 3. Circulation hydrologique active.*

Le Rocas est hydrologiquement relié (traçage à la fluorescéine) à la vallée de la Vis en passant par l'exsurgence de Gourneyras dont la formation peut sembler à première vue énigmatique puisque le point bas atteint par les plongeurs se situe à -105m r.n.b.. La géométrie du réseau joignant le fond de

l'aven du Rocas ou celui de l'aven des Besses à l'exsurgence de Gourneyras reste inconnue. Néanmoins, la formation du conduit de Gourneyras peut s'expliquer de manière satisfaisante dans le cas d'une pré-structuration par fantômisation. En effet, le lien Gourneyras-Rocas/Besses étant avéré, il existe une charge hydraulique d'au moins 300 m, l'évidement de Gourneyras jusqu'à -100 m peut être expliqué par un fonctionnement en siphon, et ce, uniquement lorsqu'il y a connexion entre la vallée et la zone d'alimentation des avens du Rocas et des Besses. L'autre explication pour la profondeur de l'exsurgence de Gourneyras fait appel à une chute majeure du niveau de base, donc vraisemblablement l'épisode Messinien. Cependant, compte tenu de nos résultats, le Rocas n'était pas connecté à un réseau inférieur au Messinien puisque cet épisode se termine il y a un peu plus de 5Ma, et qu'à cette époque la partie inférieure de l'aven n'était pas évidée. La formation du réseau connecté à l'exsurgence du Gourneyras serait donc liée à un processus de déblaiement d'une altérite anciennement créée, à l'instar de ce qui est proposé par exemple pour l'émergence de la Touvre près d'Angoulême (Dandurand et al., 2019) il y a 1 Ma au maximum. A l'appui de cette interprétation, on trouve plusieurs exsurgences dans la région des Grand-Causses non reliées au versant méditerranéen, dont les niveaux les plus bas connus sont situées largement sous le niveau de base actuel (par exemple le Durzon) qui pourraient résulter aussi de ces processus.

## A. 6. Discussion

Si le modèle classique (« *per descensum* » rend compte de manière plutôt satisfaisante des âges obtenus aux Scorpions et à Bergougnous, deux cavités s'ouvrant directement sur la vallée, il échoue à expliquer la création, la dynamique de remplissage et la morphologie de la partie inférieure de l'aven du Rocas. Pour expliquer celles-ci, il est nécessaire de faire appel à une pré-structuration par fantômisation.

Notre étude présente certaines limites notables et, certains points précis doivent faire l'objet de plus amples investigations pour confirmer ou infirmer l'application à l'échelle régionale de notre modèle. Premièrement, nos conclusions sont issues de seulement trois sites d'études. Il est nécessaire de dater d'autres remplissages piégés dans des cavités situées à l'intérieur du plateau pour confirmer cette interprétation. Deuxièmement, une application à d'autres zones géographiques devrait confirmer ou infirmer la généralité du modèle. Il serait également intéressant d'effectuer une étude pétrographique détaillée de chacun de ces remplissages en vue de mieux contraindre les sources de ses sédiments. Enfin, le modèle de karstogenèse classique reste utilisable pour expliquer

certaines observations moyennant quelques hypothèses. Si l'on considère le niveau de base au sein du karst comme ayant une pente moyenne suffisamment forte pour relier le réseau à +350 m du Rocas avec ceux à ~ +100 m (Bergougnous, Scorpions) alors il est possible de garder l'explication de fonctionnement classique *per descensum*. Mais dans ce cas, la pente nécessaire approche les 6 % (valeur typique pour un écoulement torrentiel peu compatible avec un enregistrement sédimentaire) et, le terme même de « niveau horizontal » formé durant une période de stabilité perd sa justification. L'obtention d'âges d'enfouissement sur des échantillons à diverses altitudes entre la vallée et le centre du plateau, couplée à un modèle 3D plus complet des réseaux permettra de mieux comprendre l'applicabilité des deux modèles.

## A. 7. Conclusion

Les datations sédimentaires issues de trois cavités en lien hydrologique avec la vallée de la Vis font émerger une vision plus complexe de la structuration des réseaux karstiques que celle classiquement proposée dans les études à visée morphogénétique. Suivant l'idée initiale proposée dans les années 1990, certains réseaux karstiques seraient pré-structurés par les épisodes de fantômisation, créant un primokarst à grande échelle formés de pseudo-conduits fortement poreux. Le creusement des vallées n'entraine alors qu'une vidange de l'altérite des primokarsts recoupés, autorisant le piégeage de sédiments à ce moment-là. Les sédiments des karsts formés dans les vallées révèlent un âge d'enfouissement qui permet de quantifier la vitesse d'incision de la vallée, et non pas du massif. En ce qui concerne les karsts situés à plusieurs kilomètres des vallées, l'âge d'enfouissement concerne un niveau de base très local associé à la mise en place du réseau karstique par évidement de l'altérite et connexion des primokarsts. La maturité de ce réseau semble marquée par la création d'exsurgence plus ou moins profondes, témoins de l'évidement conséquent de ces réseaux et la fossilisation des drains de surface au profit de la circulation souterraine. Les morphologies endokarstiques seraient alors bien distinctes des zones voisines des vallées, et seraient marquées par une évolution croissante des marqueurs d'hydrodynamisme et l'effacement progressif des traces de fantômisation. Ainsi, la quantification des âges d'enfouissement des sédiments karstiques est une clé essentielle de la compréhension du lien entre les morphologies de surface et l'organisation des réseaux karstiques.

## A. Remerciements

Nous tenons à remercier Michel Magne pour l'accès aux avens du Rocas et des Besses, Yann Guessard pour l'aide apportée lors des campagnes d'échantillonnages, Charles Mifsud et Steve Kotevski pour leur aide à la préparation des échantillons ainsi que les contributeurs de la base de données karst-3D qui ont bien voulu mettre à dispositions leurs données de topographie. Nous remercions également les relecteurs Alain Devos et Yves Quinif pour leurs commentaires et suggestions qui ont amélioré ce travail.

# 5. 4. 2. Compléments à la publication à Géomorphologie

## Précision concernant la vitesse d'incision du canyon de la Vis.

Durant une seconde campagne de prélèvements, la valeur d'incision obtenue au niveau de la vallée de la Vis a été testée par, d'une part, la complétude des mesures de galets de la grotte des Scorpions (obtention de l'isochrone, Fig. 5.48) ainsi que d'autre part, par des prélèvements au niveau d'un grotte située en contre-bas de celle des Scorpions : la grotte de l'Escoutet.

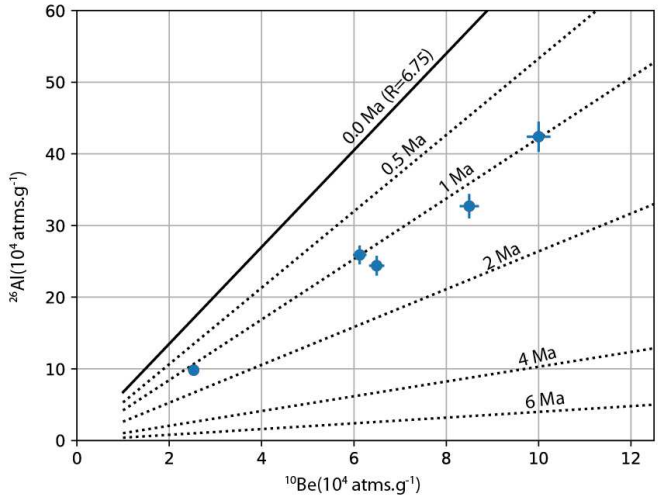



*Figure 5.48: Diagramme Be-Al pour les échantillons de la Grotte des Scorpions et droites isochrones*

Cette cavité est située au même endroit que celle des Scorpions (les deux sites sont indiscernables sur la Fig. A.2) mais est localisé à 230 m NGF, soit à une altitude relative 40 à 50 m inférieure (l'altitude relative de la grotte de l'Escoutet vis à vis du niveau local de la Vis est de 30 à 40 m), ce qui permet d'étudier l'évolution du niveau de base dans un cadre de perte (sens large) de la Vis dans une dynamique *per descensum* et deux niveaux étagés.

La grotte de l'Escoutet présente une galerie large, sub-horizontale actuellement structurée par des phénomènes d'effondrements et localement quasiment obstruée par d'importantes

concrétions. Cette galerie est tronquée à angle droit par un drain affluent de la Vis (le ruisseau de l'Escoutet) ce qui conforte la vision de cette cavité comme étant également une ancienne perte de la Vis dont la nature exacte reste à contraindre (boucle karstique ?) et non pas en lien avec des drains secondaires.

Un amalgame et cinq galets individuels (tentative d'isochrone) ont été prélevés au sein de cette cavité. Deux des cinq galets n'ont pas abouti à l'obtention d'un âge d'enfouissement (erreur de la mesure en $^{26}$Al). Les résultats sont présentés dans le tableau 5. 16. L'âge obtenu par la complétude de l'isochrone de la grotte des Scorpions et de la mesure d'un amalgame sont également présentés dans ce tableau.

| Nom | Lat (dd,dd) | Lon (dd,dd) | Alt (m) | ΔAlt (m) | Z (m) | Be $10^4$ (atms.g$^{-1}$) | Al $10^5$ (atms.g$^{-1}$) | Age (Ma) | Paléo-Dén. (mm.ka$^{-1}$) | Taux d'incision (m.Ma$^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $ESC_a$ | 43.88 | 3.63 | 230 | 40 | > 50 | 5.72 ± 0.13 | 20.4 ± 1.3 | 0.87 ± 0.11 | 38 ± 12 | 46 ± 13 |
| $ESC_2$ | 43.88 | 3.63 | 230 | 40 | > 50 | 6.32 ± 0.15 | 26 ± 2 | 0.6 ± 0.2 | 41 ± 12 | 60 ± 30 |
| $ESC_3$ | 43.88 | 3.63 | 230 | 40 | > 50 | 2.16 ± 0.11 | 10.1 ± 0.5 | 0.50 ± 0.10 | 140 ± 40 | 80 ± 30 |
| $ESC_5$ | 43.88 | 3.63 | 230 | 40 | > 50 | 4.47 ± 0.12 | 20 ± 3 | 0.5 ± 0.5 | 65 ± 19 | 80 ± 80 |
| $SCO_{iso}$ | 43.88 | 3.63 | 230 | 105 | > 30 | N/a | N/a | 1.0 ± 0.2 | N/a | 110 ± 20 |
| $SCO_a$ | 43.88 | 3.63 | 265 | 105 | > 30 | 5.73 ± 0.15 | 25.3 ± 1.1 | 0.6 ± 0.2 | 50 ± 15 | 130 ± 50 |

*Tableau 5.16 : paramètres et résultats des prélèvements effectués au sein de la grotte de l'Escoutet (ESC) et complément au sein de la grotte des Scorpions (SCO). Les indices numériques correspondent à des galets individuels, l'indice $_a$ aux amalgames et $_i$ à l'isochrone. Les incertitudes sont données à 2δ. Les résultats sont basés sur 2.5 $10^7$ couples de paramètres paléo-taux de dénudation – âge d'enfouissement (sur une gamme de 1 à 1000 mm.ka$^{-1}$ et 0.1 à 2 Ma respectivement).*

Premièrement, on note le bon accord entre l'âge (et donc le taux d'incision) déduit des remplissages de la grotte des Scorpions. Les valeurs nouvellement estimées sont légèrement supérieures à celles publiée (+ 16%), mais en accord aux incertitudes près. Cet écart étant possiblement dues à la normalisation au standard ou à l'estimation de la correction du bruit de fond. Cet aspect n'a cependant pas été étudié plus avant.

Deuxièmement, les âges obtenus à partir des remplissages de la grotte de l'Escoutet présentent une incohérence entre l'âge obtenu grâce à l'amalgame (0.87 ± 0.11 Ma) et ceux obtenus à partir des galets individuels. En conservant à nouveau l'âge le plus récent comme âge de dépôt maximum (0.5 ± 0.1 Ma), il ressort que le taux d'incision de la Vis semble relativement constant sur le dernier Ma puisque le taux ainsi déduit est de 80 ± 30 m.Ma$^{-1}$.

## Répétabilité des mesures à la grotte du Rocas

L'âge d'enfouissement inattendu obtenu initialement pour les remplissages du Rocas m'a amené à ré-analyser l'échantillon. Celui-ci n'a subi qu'une phase de nettoyage au HF, afin de s'assurer d'une absence de contamination durant la période de stockage de ~ 1 an, avant la phase de séparation du Be et de l'Al. Les résultats de cette ré-analyse sont donnés dans le tableau 5.13.

| Nom | Lat (dd,dd) | Lon (dd,dd) | Alt (m) | ΔAlt (m) | Z (m) | Be $10^4$ (atms.g$^{-1}$) | Al $10^5$ (atms.g$^{-1}$) | Age (Ma) | Paléo-Dén. (mm.ka$^{-1}$) | Taux d'incision (m.Ma$^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $ROC_2$ | 43.84 | 3.48 | 310 | N.c. | > 30 | 47.3 ± 1.6 | 17.5 ± 0.7 | 0.73 ± 0.02 | 5.6 ± 1.7 | N/A |

*Tableau 5.17 : paramètres et résultats de la re-mesure des remplissages de l'aven-grotte du Rocas (ROC). L'indices $_2$ indique qu'ils s'agit d'une ré-analyse. Les incertitudes sont données à 2δ. Les résultats sont basés sur 2.5 $10^7$ couples de paramètres paléo-taux de dénudation – âge d'enfouissement (sur une gamme de 1 à 100 mm.ka$^{-1}$ et 0.1 à 2 Ma respectivement).*

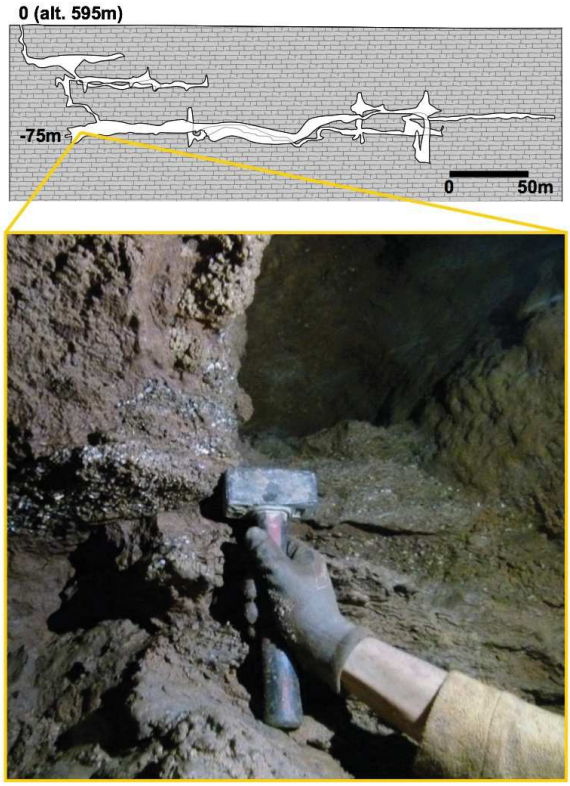



*Figure 5.49: Aven du Fonctionnaire et site de prélèvement. D'après Vernant et al., 2021b*

L'âge obtenu est légèrement inférieur à la valeur précédemment obtenue de 0.9 ± 0.07 Ma soit un écart relatif de 19 %. L'utilisation d'une incertitude à 2 δ permet une superposition des deux âges. L'écart obtenu n'impacte nullement l'interprétation proposée et est probablement explicable par le choix de correction (prise en compte des blancs) et de la normalisation au standard en sortie de mesure AMS. Cet impact de la normalisation au standard est connu et peut dans certains cas induire des incohérences majeures (Balco and Rovey II, 2008). L'impact de la mesure de la concentration en Al est proposé comme explication annexe et est discuté ultérieurement (cf : partie 5.7). Notons au passage la valeur du paléo-taux de dénudation très largement inférieure à la vitesse de dénudation moyenne de la région (cf : partie 5.2).

Cette faible valeur est en bon accord avec une période de stockage des sédiments au niveau du poljé de Saint-Maurice.

## L'évidement du fantôme par érosion régressive

L'aven du Fonctionnaire est une cavité s'ouvrant en plein milieu du poljé de Saint-Maurice (Fig. A.2). Il s'agit d'une cavité présentant trois niveaux horizontaux étagés sur ~ 80 m. Une importante quantité de résidu de fantôme a été identifiée au sein de la cavité (Vernant, communication personnelle). Un échantillon a été prélevé au niveau le plus profond du réseau (Fig. 5.49). L'échantillon présente les mêmes caractéristiques que celui du Rocas (remplissage d'albarons).

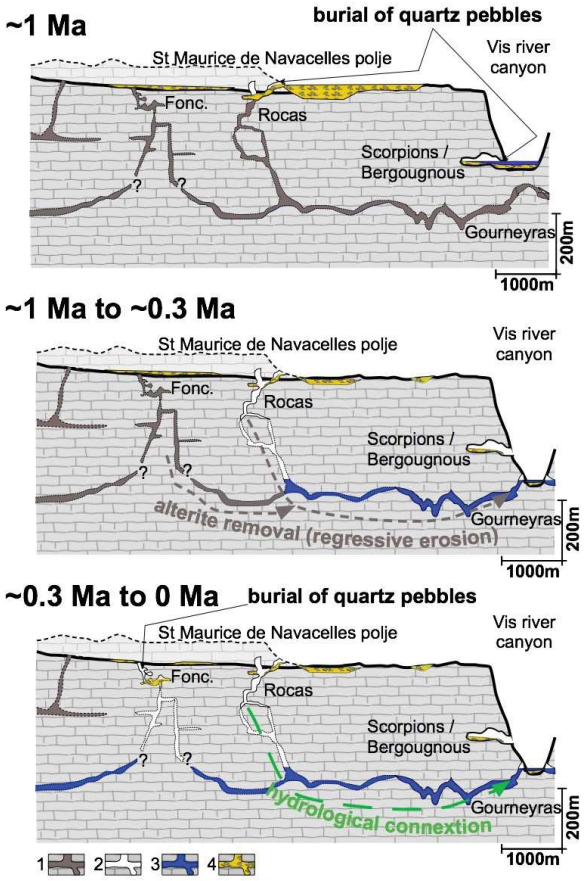



*Figure 5. 50: Modèle de spéléogenèse basé sur les âges d'enfouissement obtenus dans le secteur du Larzac-Sud, canyon de la Vis. La topographie pointillée correspond à la topographie des bords du poljé de St-Maurice. La spéléogenèse de la région est associée à l'érosion régressive des altérites (fantômes de roches). 1. Altérite résiduelle préservée ; 2. Réseau karstique évidé. 3. Réseau karstique actif (zone phréatique). 4. Sédiments alluviaux allochtones. D'après Vernant et al., 2021b*

L'âge obtenu est plus récent encore que celui de l'aven du Rocas. La localisation de la cavité, plus éloignée de la vallée de la Vis, suggère que les altérites résiduelles au niveau de l'endokarst ont étés exportées du système plus récemment que celles des niveaux inférieurs du Rocas induisant le sous-tirage de la couverture sédimentaire autour de 0.3-0.2 Ma. Cette dynamique suggère un effet d'érosion régressive des réseaux fantômes au niveau du Larzac central sur une gamme de temps récente, inférieure à 1 Ma. Cette proposition de phénomène d'érosion régressive fait l'objet d'une publication (en cours) au congrès international de Spéléologie (Figure 5.50 ; IUS2021, Vernant et al., 2021b *sous presse*).

La particularité du fonctionnaire est qu'il semble être relié hydrologiquement à la vallée de l'Hérault et non pas à la vallée de la Vis (Traçage à la fluorescéine, Nurit, 1992). L'état des connexions hydrologiques au

sein d'un endokarst structuré par fantômisation, il y a ~ 0.5 Ma n'est pas connu et il est probable que l'export du fantôme des niveaux du fonctionnaire se soient produit en direction de la Vis au vu des altitudes semblables des prélèvements du Rocas et du Fonctionnaire. Il est à noter également que les deux paléo-taux de dénudation présentent le même ordre de grandeur ce qui suggère une source semblable au sédiment des deux remplissages.

| Nom | Lat (dd,dd) | Lon (dd,dd) | Alt (m) | ΔAlt (m) | Z (m) | Be $10^4$ ($atms.g^{-1}$) | Al $10^5$ ($atms.g^{-1}$) | Age (Ma) | Paléo-Dén. ($mm.ka^{-1}$) | Taux d'incision ($m.Ma^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| FONC | 43.81 | 3.47 | 520 | N/c | 75 | 39 ± 1 | 22.7 ± 0.9 | 0.28 ± 0.10 | 11 ± 5 | N/a |

*Tableau 5.18 : paramètres et résultats de la mesure des remplissages de l'aven du Fonctionnaire. Les incertitudes sont données à 2δ. Les résultats sont basés sur 2.5 $10^7$ couples de paramètres paléo-taux de dénudation – âge d'enfouissement (sur une gamme de 1 à 100 $mm.ka^{-1}$ et 0.1 à 2 Ma respectivement).*

Quoi qu'il en soit (export initial en direction de la Vis ou jonction directement à la vallée de l'Hérault), l'âge récent obtenu au niveau du Fonctionnaire s'explique pleinement par le modèle de pré-structuration par fantômisation mais n'est pas raisonnablement explicable par un modèle de développement des niveaux horizontaux contrôlé par la position de la rivière.

## Contrainte sur l'évolution de la surface du Larzac, la grotte des Huttes.

Le modèle proposé de karstogenèse implique la présence d'une couverture sédimentaire recouvrant au moins partiellement le poljé de St-Maurice il y a 1 Ma, voir même moins de 300 ka. Cette couverture d'albarons est  démantelée par soutirage karstique. On retrouve ici la proposition faite par Bruxelles (2001) mais un âge récent (actif durant le Pléistocène) peut être proposé à cette dynamique de soutirage.

Logiquement, tant que la couverture sédimentaire était présente à la surface des causses, une circulation fluviale à sa surface devait exister (au moins de manière temporaire). Aussi, si des cavités localisées sur les hauts topographiques du secteur ont enregistré des remplissages alluviaux en lien avec ce fonctionnement fluvial, il est possible de proposer une vitesse d'incision (ou de dénudation) de ce remplissage.

Une telle cavité existe, située à ~ 700 m d'altitudes (+ 130 m relativement au niveau du Poljé) elle présente un important remplissage quartzeux de type albarons qui a été prélevé aux points haut et bas de la grotte : la grotte des Huttes.

Cette cavité se développe au sein de dolomies et présente un niveau sub-horizontal (au sein duquel sont localisés les remplissages) et un surcreusement exempt de remplissage visible. L'on retrouve ici le même agencement qu'au sein de la grotte du Rocas. Un premier prélèvement a été effectué au point haut du remplissage, il est cependant localisé à ~ 15 m sous la surface ce qui induit une contribution de la production secondaire non négligeable. Le second prélèvement a été effectué à ~ 25 m sous la surface ce qui permet de considérer la production secondaire comme négligeable (cette profondeur est théoriquement sujette à interaction muonique, mais l'intégration de la dénudation de la surface à la question de la profondeur du remplissage suggère que la production muonique à ~ 25 m de profondeur n'a dû être effective que durant quelques centaines de ka induisant une contribution totale probablement négligeable). Les résultats obtenus pour les deux remplissages sont présentés Tab. 5.19.

| Nom | Lat (dd,dd) | Lon (dd,dd) | Alt (m) | ΔAlt (m) | Z (m) | Be $10^4$ (atms.g$^{-1}$) | Al $10^5$ (atms.g$^{-1}$) | Age (Ma) | Paléo-Dén. (mm.ka$^{-1}$) | Taux d'incision (m.Ma$^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $HUT^{Ha}$ | 43.81 | 3.50 | 715 | 145 | 15 | 10.9 ± 0.2 | 7.5 ± 1.4 | 4.5 ± 1.1 | 4.0 ± 1.2 | 33 ± 8 |
| $HUT_{Ba}$ | 43.81 | 3.50 | 705 | 135 | 25 | 0.95 ± 0.04 | 1.4 ± 0.5 | 3.0 ± 1.9 | 130 ± 40 | 40 ± 30 |

*Table 5.19 : paramètres et résultats de la re-mesure des remplissages de la grotte des huttes (HUT). Le prélèvement du haut du remplissage est indiqué par l'exposant $^{Ha}$ et l'échantillon du bas du remplissage par l'indices $_{Ba}$. Les incertitudes sont données à 2δ. Les résultats sont basés sur 2.5 $10^5$ couples de paramètres paléo-taux de dénudation – âge d'enfouissement (sur une gamme de 1 à 1000 mm.ka$^{-1}$ et 2 à 8 Ma respectivement).*

Malgré la forte incertitude induite par la correction de la production secondaire, il est possible de proposer un âge d'enfouissement pour les remplissages de la Grotte des Huttes : 3.8 ± 1.3 Ma et donc un taux d'abaissement de la surface du remplissage du poljé de 37 ± 13 m.Ma$^{-1}$. Au vu du modèle de remaniement proposé, induisant des effets de seuils, cette valeur n'est qu'une indication d'une valeur moyenne et une stabilité sur 2-3 Ma suivie d'une forte augmentation de la dénudation serait tout aussi pertinente. Il me semble également important de préciser que la correction de la production secondaire, outre de ne pas prendre en compte l'évolution temporelle de celle-ci en lien avec la dénudation de la roche sus-jacente, considère une couverture rocheuse « saine » de densité 2.6. Or, s'il y a présence de poche d'altérite au-dessus des actuels remplissages, la profondeur équivalente est surestimée puisque la densité de l'altérite peut descendre à des valeurs proches de

1.2 (Kaufmann et al., 1999). Une étude gravimétrique précise pourrait apporter un élément de contrainte sur cette dernière question.

Ceci dit, les résultats de la grotte des Huttes permettent de proposer une paléo-topographie approximative du Larzac central il y a ~ 4 Ma (Fig. 5.51). Il est important de préciser qu'il s'agit d'une proposition à titre illustrative, qui ne tiens pas compte de l'évolution des paléo-reliefs, et que l'existence d'une probable pente régionale n'est pas non plus prise en compte, la « surface » de la figure 5.52 est donc de moins en moins « fiable » plus la distance à la grotte des Huttes augmente. En considérant une couverture alluviale jusqu'à l'altitude de cette cavité, il ressort que la totalité, ou presque du Larzac devait être localisé sous la couverture alluviale à cette époque. Les amonts de la Vis (e.g. Virenque), actuellement des vallées sèches ou des vallées aveugles, se trouvent localisées à proximité de cette paléo-topographie ; ce qui suggèrerait  un écoulement de ces drains à la surface du Causse jusqu'à il y a environs 4 Ma. Quelques hauts topographiques sont présents et les axes de

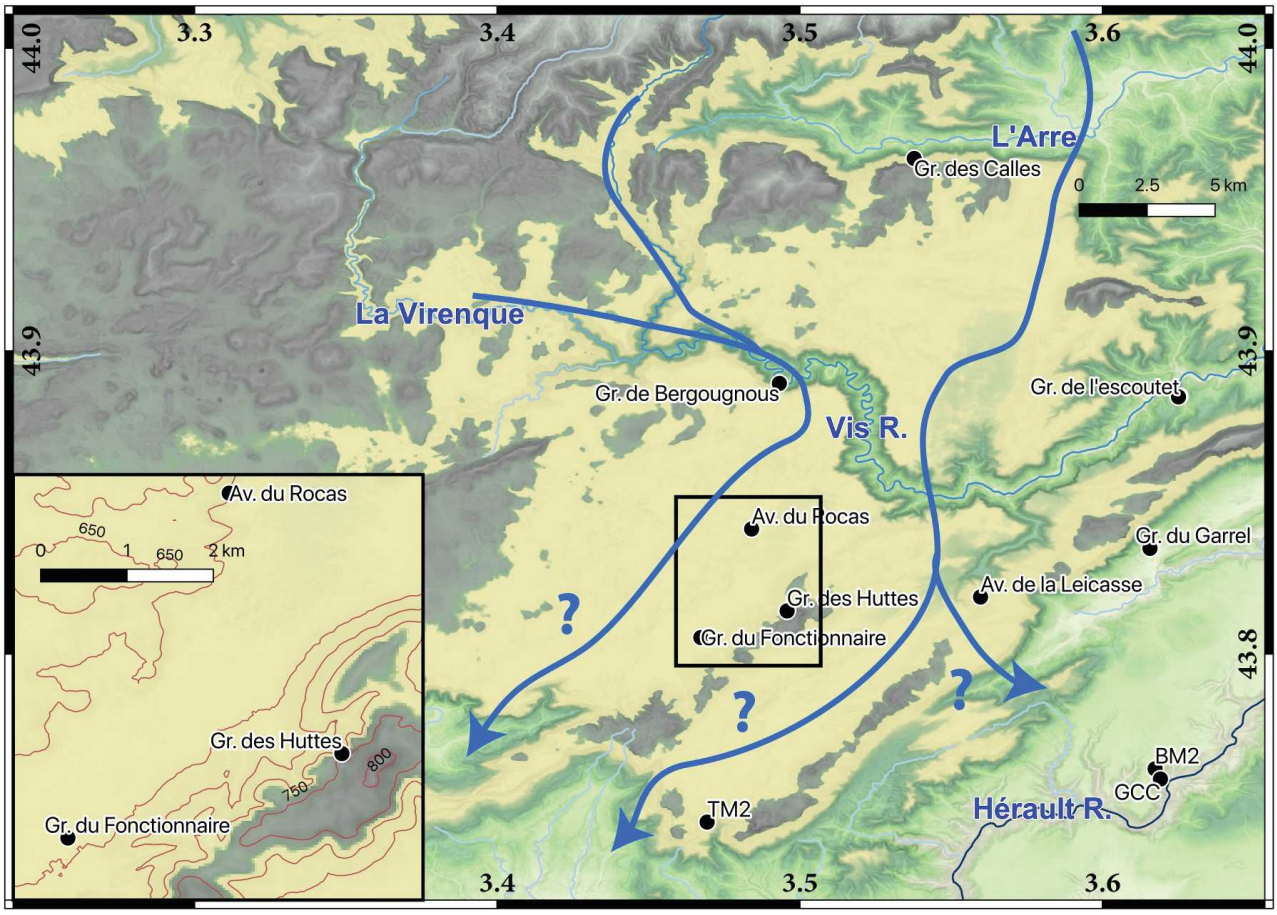



*Figure 5.51 : Les noms de rivières sont les noms des drains actuels. La plage beige représente l'extension approximative de la paléo-couverture alluviale au-dessus du Larzac Sud. La paléo-topographie n'est pas connue et les zones hors-plage beige présentent la topographie actuelle.*

circulations exactes des drains à cette époque restent problématiques puisqu'un écoulement directement vers sud à travers le plateau semble possible. Cette vision de paléo-surface, probablement en lien avec le paysage anté-surrection indique une initiation du creusement des vallées autour de 4-5 Ma.

Cet ordre de grandeur est en accord avec les taux d'incision quantifiés dans la vallée de la Vis. La vitesse d'incision relative peut être estimée à ~ 50 $m.Ma^{-1}$ (incision calculée – dénudation estimée à l'aide de la grotte des Huttes et des taux de paléo-dénudation des remplissages) ce qui aboutit à une initiation du creusement autour de 6 Ma puisque l'incision finie actuelle est de l'ordre de 300 m.

Cette valeur est également celle déduite des cavités en lien avec l'enfoncement du canyon de l'Hérault et une hypothèse d'une ancienne continuité topographique, au premier ordre, des surfaces d'aplanissement de part et d'autre de la faille des Cévennes est proposable comme figuré Fig. 5.51 .

## Le massif de la Séranne.

Finalement, deux autres cavités ont été étudiées durant cette thèse. Il s'agit de la grotte du Garrel et de l'Aven de la Leicasse. La première, la grotte du Garrel (topographie disponible sur la base de données KArst3D (Karst3D, 2019) s'ouvre sur la vallée de la Buèges et présente une structure complexe, certaines zones étant clairement labyrinthiques tandis que la géométrie générale, à savoir un niveau sub-horizontal majeur et plusieurs grands puits, semble être induite par un contrôle structural (publication en tant que co-auteur en cours à l'IUS2021 ; Vernant et al., 2021a *sous presse*). Les prélèvements ont été réalisés dans le niveau horizontal à ~ 60 m au-dessus du niveau de base (considéré comme la source de la Buège). Les résultats obtenus sont présentés Tab. 5.20.

La seconde cavité, l'aven de la Leicasse est une cavité majeure de la région et se développe au centre du massif de la Séranne à une altitude de ~ 620 m. Je renvoi à Camus (1997, 2003) pour une description détaillée des formes et remplissages de la cavité. Cependant, les âges proposés par cet auteur doivent être ré-interprétés au vu des nouveaux résultats disponibles (Tab 5. 20).

Deux amalgames, situés à l'altitude de la galerie principale (« Première Salle » et « Gours-sur-Pattes ») ont étés analysés. Un amalgame prélevé au niveau de la galerie de l'araignée rouge n'a pas abouti à une mesure en raison d'un problème lors de la mesure de l'Al. Enfin, cinq galets individuels ont été prélevés au niveau d'un important remplissage sédimentaire scellé par une coulée de calcite majeure : la coulée Borg. Ce dernier remplissage est considéré comme la séquence

alluviale de base, témoin d'une ancienne circulation fluviale au sein de la cavité qui était pour Camus (1997) une pseudo grotte-tunnel.

Premièrement, il ressort que l'isochrone associé à la coulé Borg n'aboutit pas à un âge concordant ce qui dénote de l'histoire complexe des sédiments avant leur dépôt synchrone au sein de la séquence alluviale de base. Deuxièmement, l'ensemble des âges tendent vers un âge Quaternaire (< 2.8 Ma) voir même, pour les deux amalgames, un âge autour du Pléistocène Moyen (0.78 – 0.13 Ma). A cette époque, les deux vallées périphériques que sont la Vis et l'Hérault étant formées, le système est déconnecté de l'amont cristallin. Il est nécessaire de considérer une source proximale à ces remplissages. Il s'agit donc très probablement, à l'instar des remplissages du Rocas et de l'Aven du Fonctionnaire, d'un soutirage local au sein du karst. La grande dispersion des âges d'enfouissement individuels et les paléo-taux de dénudation associés est en accord avec une remobilisation de sédiments enfouis plus ou moins profondément et pour des durées plus ou moins longues au sein d'une couverture. Afin de compléter les datations par âges d'enfouissement au niveau de la Leicasse, un prélèvement de calcite a été réalisé au niveau de la coulée Borg. L'âge estimé du concrétionnement étant supérieur à 500 ka, l'obtention de l'âge de fermeture du système a été tenté par l'approche U/Pb (Polyak et al., 2008). Une mesure préliminaire au LA-ICP-MS effectuée à Géosciences Montpellier a abouti à une valeur nulle de concentration en $^{238}U$ empêchant l'application de la méthode et l'obtention d'un âge.

| Nom | Lat (dd,dd) | Lon (dd,dd) | Alt (m) | ΔAlt (m) | Z (m) | Be $10^4$ (atms.g$^{-1}$) | Al $10^5$ (atms.g$^{-1}$) | Age (Ma) | Paléo-Dén. (mm.ka$^{-1}$) | Taux d'incision (m.Ma$^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $GAR_{SA}$ | 43.83 | 3.62 | 217 | 60 | > 50 | 7.60 ± 0.18 | 30 ± 2 | 0.7 ± 0.1 | 30 ± 10 | 85 ± 22 |
| $GAR_{CO}$ | 43.83 | 3.62 | 217 | 60 | > 50 | 9.6 ± 0.2 | 29.6 ± 3.4 | 1.1 ± 0.3 | 19 ± 6 | 60 ± 20 |
| $LEI_{Gours}$ | 43.82 | 3.56 | 620 | 290 | > 50 | 10.2 ± 0.2 | 44 ± 2 | 0.6 ± 0.2 | 32 ± 9 | 500 ± 180 |
| $LEI_{Salle}$ | 43.82 | 3.56 | 620 | 270 | > 50 | 7.76 ± 0.18 | 32.9 ± 1.7 | 0.6 ± 0.2 | 41 ± 12 | 450 ± 160 |
| $LEI_{Borg\ 1}$ | 43.82 | 3.56 | 620 | 260 | > 50 | 1.46 ± 0.04 | 1.5 ± 0.5 | 3 ± 1 | 32 ± 10 | 80 ± 20 |
| $LEI_{Borg\ 2}$ | 43.82 | 3.56 | 620 | 260 | > 50 | 1.29 ± 0.05 | 1.64 ± 0.16 | 3 ± 0.5 | 50 ± 15 | 89 ± 17 |
| $LEI_{Borg\ 3}$ | 43.82 | 3.56 | 620 | 260 | > 50 | 0.6 ± 0.02 | 1.29 ± 0.3 | 2.2 ± 0.8 | 220 ± 70 | 120 ± 40 |
| $LEI_{Borg\ 5}$ | 43.82 | 3.56 | 620 | 260 | > 50 | 0.6 ± 0.02 | 1.6 ± 0.3 | 1.5 ± 1.4 | 390 ± 120 | 170 ± 160 |
| $LEI_{Borg\ 6}$ | 43.82 | 3.56 | 620 | 260 | > 50 | 1.14 ± 0.04 | 2.2 ± 0.5 | 2.1 ± 1.6 | 110 ± 30 | 130 ± 90 |

*Tableau 5.20 : paramètres et résultats des mesures des remplissages de la grotte du Garrel (GAR ; où $_{SA}$ indique le remplissage de la salle à Manger et $_{CO}$ le remplissage situé au niveau de la*

*Baignoire) et de l'aven de la Leicasse (LEI ; où $_{Gours}$ indique le remplissage de la galerie des gours-sur-pattes, $_{Salle}$, le remplissage de la première Salle et $_{Borg\#}$ les échantillons individuels du remplissage de la coulée Borg. Les incertitudes sont données à 2δ. Les résultats sont basés sur 2.5 $10^7$ couples de paramètres paléo-taux de dénudation – âge d'enfouissement (sur une gamme de 1 à 100 mm.ka$^{-1}$ et 0.1 à 5 Ma respectivement).*

Il y a ~ 0.5 à 1 Ma, la galerie principale était donc le lieu d'écoulement de type alluvial drainant les produits du démantèlement de la couverture du poljé. Une question qui se pose est de savoir si les réseaux inférieurs étaient déjà présents à cette époque et si la formation de la cavité est en lien avec une dynamique de karstogenèse par enlèvement total ou par pré-structuration par fantômisation.
Un élément préliminaire de réponse peut être avancé par la ré-analyse des résultats de paléomagnétisme de Malcles et al. (2020). Dans cet article, le modèle de karstogenèse utilisé est le modèle *per descensum* qui faisait consensus vis à vis de la formation de la Leicasse et était étayé par le bon étagement des âges des remplissages au niveau du canyon du Rieutord.

En effectuant des prélèvements étagés sur une gamme d'altitude de ~ 200 m au sein de la Leicasse et en mesurant l'aimantation rémanente au sein des argiles (voir par exemple Dunlop, 1981 ; Jackson et al., 1991 ; Hill, 1999 ; Bosak et al., 2003 ; Tauxe et al., 2006 ; Sasowsky, 2007 ; Spassov et al., 2012 ; Parès et al., 2016 pour les principes de l'aimantation rémanente détritique, sa mesure et exemples d'application), une vitesse de creusement de la Leicasse de l'ordre de 100 m.Ma$^{-1}$ avait été proposé.
Cependant, ce résultat, basé sur une corrélation statistique doit être remis en cause à l'aune des nouvelles données puisque, l'inversion obtenue au niveau de la galerie principale était supposée être la transition Gauss-Matuyama à 2.58 Ma. La présence d'un signal transitionnel permet d'avoir une incertitude minimale de l'âge de la transition (Coe et al., 1995 ; Gubbins, 1999 ; Leonhardt and Fabian, 2007 ; Camps et al., 2011), la détermination de la bonne inversion est plus problématique.

Les nouvelles datations suggèrent un abandon des sédiments au sein de la galerie principale autour de 0.5-1 Ma ce qui tendrait à placer le signal paléomagnétique transitionnel observé comme étant la transition Jaramillo-Matuyama (à ~ 990 ka). Dans ce cadre-là, l'étagement du signal magnétique (Fig. 5.52) indiquerait une dynamique de dépôt des argiles au niveau des galeries inférieures durant la période actuelle (Chron Bruhnes, < 780 ka). Ces résultats ne s'opposent pas à une création des niveaux inférieurs par évidement récent mais les fortes incertitudes associées aux âges ne permettent pas de trancher sur la question.

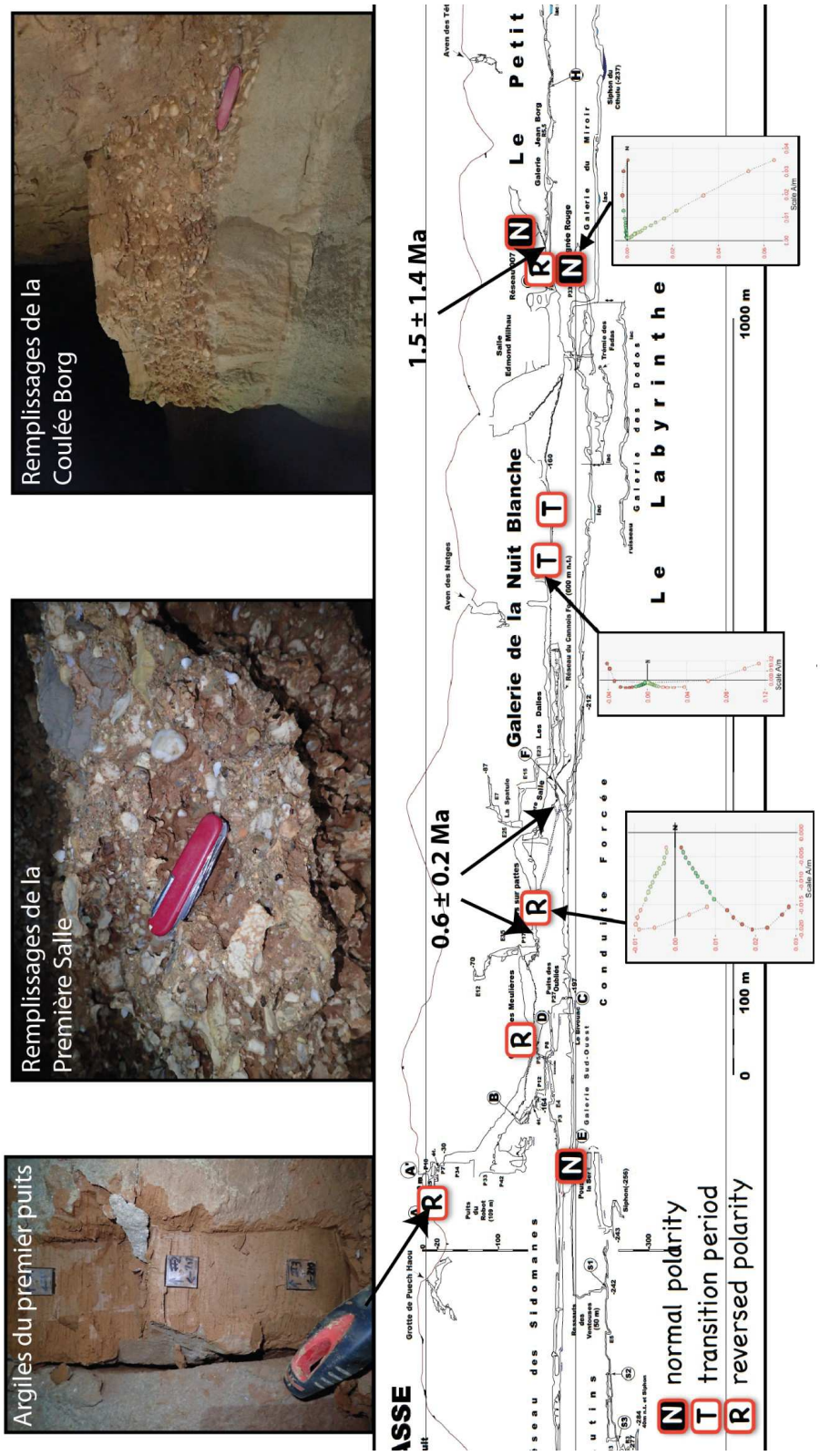



*Figure 5.52 : Extrait de la coupe topographique de la Leicasse, résultats des mesures de paléo-magnétisme et d'âge d'enfouissement.*

Enfin, la cavité du Garrel présente deux âges autour de 0.9 ± 0.3 Ma qui sont associés à des dépôts d'argiles postérieurs conséquents, sur le niveau inférieur de la cavité, présentant toutes des polarités normales. L'âge proposé de ces argiles est donc < 780 ka. En remontant de ~ 40 m au sein du Garrel, d'autres argiles présentent cette fois des polarités inverses, donc en toute vraisemblance antérieure à 780 ka.

Un schéma de ce modèle d'évolution karstologique du secteur est donc proposable (Fig. 5.53). Il s'agit d'une représentation schématique, notamment vis à vis des connexions entre les différentes cavités étudiées, il n'est pas ici question d'affirmer une connexion directe entre les galeries de la Leicasse et du Garrel mais d'apporter une illustration du fonctionnement local. L'incision du

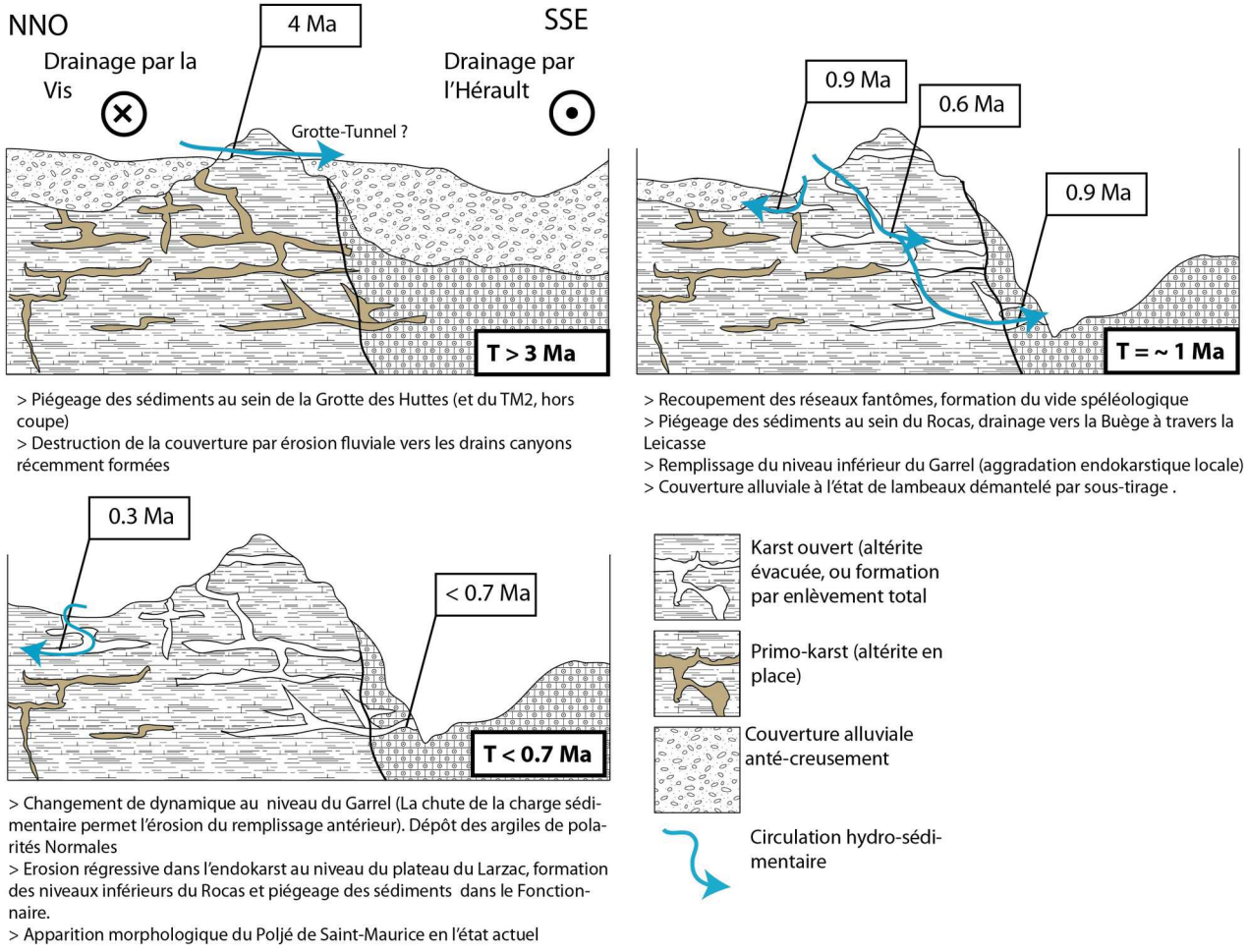



*Figure 5.53: modèle d'évolution morphologique et karstologique du secteur du Larzac Sud. Les détails du fonctionnement ne sont pas connus et les échelles spatiales ne sont pas respectées, notamment vis à vis de l'épaisseur de la couverture et vis à vis de la topographie (dimension réelle de ~ 10 km de long pour ~ 300 -400 m de haut. A cette échelle, aucun réseau karstique ne pourrait être visible. Les âges sont donnés sans incertitudes et indiquent un ordre de grandeur et des variations latérales non représentables sur la coupe sont très fortement probables.*

schéma est notable sur la partie SSE et est due au mouvements verticaux différentiels du secteur (c.f. partie 5.3).

Pour conclure sur la karstogenèse du Larzac sud depuis les derniers ~ 5-6 Ma, il ressort que le Causse devait présenter à cette époque-là une couverture sédimentaire assez conséquente, de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres voir de la centaine de mètre. La surrection du secteur s'initie autour de 6 Ma et induit progressivement la formation des canyons latéraux (Vis, Hérault) permettant une érosion lente (probablement par diffusion) de la couverture alluviale. Au fil du temps, les vallées tendent à recouper des primo-karsts induisant l'export de l'altérite résiduelle par érosion régressive au sein du karst. Une phase de transit sédimentaire et d'importants démantèlements de la couverture du plateau peut se produire avec un gradient hydrologique fort. Il est possible que cet apport soudain de sédiment depuis la surface ait, au moins localement induit un comblement de l'endokarst.
Lorsque la charge sédimentaire chute par attrition de la source, l'endokarst peut alors évoluer selon les modalités hydrodynamiques classiques. Ce fonctionnement se déroulant sur une gamme de temps de plusieurs ka, les formes pariétales antérieures tendent à être détruites. Une étude systématique des zones protégées au sein de l'endokarst (e.g. niveau perchés aveugle, zones d'ombres hydraulique, etc. pourraient peut-être mettre en évidence des traces du primokarst à une échelle plus large que les deux éléments identifiés au niveau du Rocas et du Fonctionnaire.

Cette recherche est en cours, par une analyse des remplissages, ainsi que par mesure au marteau de schmidt (Yagiz, 2009) pour tenter de déterminer l'état d'altération de parois en l'absence de résidus nets de fantômes.

# V. 5. Zoom sur l'Hérault

Les vitesses d'incision obtenues grâce aux remplissages endokarstiques ont permis de quantifier une vitesse de creusement moyen régional de l'ordre 80 $m.Ma^{-1}$. Cependant, la question de leur validité sur le temps court, autrement dit de la stabilité dans le temps de ces taux se pose en ce qui concerne, notamment les morphologies de terrasses proches des niveaux de base actuels (cf : partie 4.4).

Cette section vise à apporter des précisions sur cette question via l'exemple de la vallée de l'Hérault et du Canyon du Rieutord. Il s'agit d'un exemple local et, si des formes proches sont identifiables sur les drains voisins (voire à l'échelle du M.C.), l'interprétation de ces résultats à plus grande échelle doit rester prudente (possibles effets locaux, etc.).

Afin de tester la vitesse des taux d'incision, des échantillons de carbonates ont été prélevés le long de deux profils verticaux (Fig. 5.54). Ces échantillons ont ensuite été analysés pour obtenir la concentration en $^{36}Cl$ au sein de la roche totale avant de produire un âge d'exposition. L'idée motivant cette approche est de pouvoir observer une diminution graduelle de l'âge d'exposition le long du profil, les plus anciens étant théoriquement situés en haut et les récents en bas. Cette approche a déjà été utilisée plusieurs fois (e.g. Saillard et al., 2014 ; Rolland et al., 2017 ; Petit et al., 2019 ; Cardinal et al., 2021).

Pour mettre en œuvre cette approche, deux hypothèses importantes sont nécessaires. Premièrement, on suppose que l'origine morphologique du profil est liée à la dynamique d'incision et ne présente pas d'érosion ultérieure (diffusion du haut de l'escarpement, chute de blocs, etc.). Cette première hypothèse peut être assez facilement vérifiée par une étude attentive de la morphologie et des formes pariétales (traces d'érosion fluviales encore présentes).

La seconde hypothèse est que l'incision s'effectue à un taux relativement constant, ou tout du moins qu'elle ne présente pas des fluctuations majeures (cycles d'incision-aggradation) sur la période d'intégration de l'âge d'exposition. Si cette condition n'est pas respectée, le signal mesuré est une convolution de phases d'incision à taux de production croissant et de périodes d'enfouissement à taux de production décroissant. Ces profils n'utilisant qu'un seul isotope ($^{36}Cl$) il n'est pas possible de clairement tester cette hypothèse (l'utilisation à minima deux isotopes permettrait probablement de vérifier cette condition).

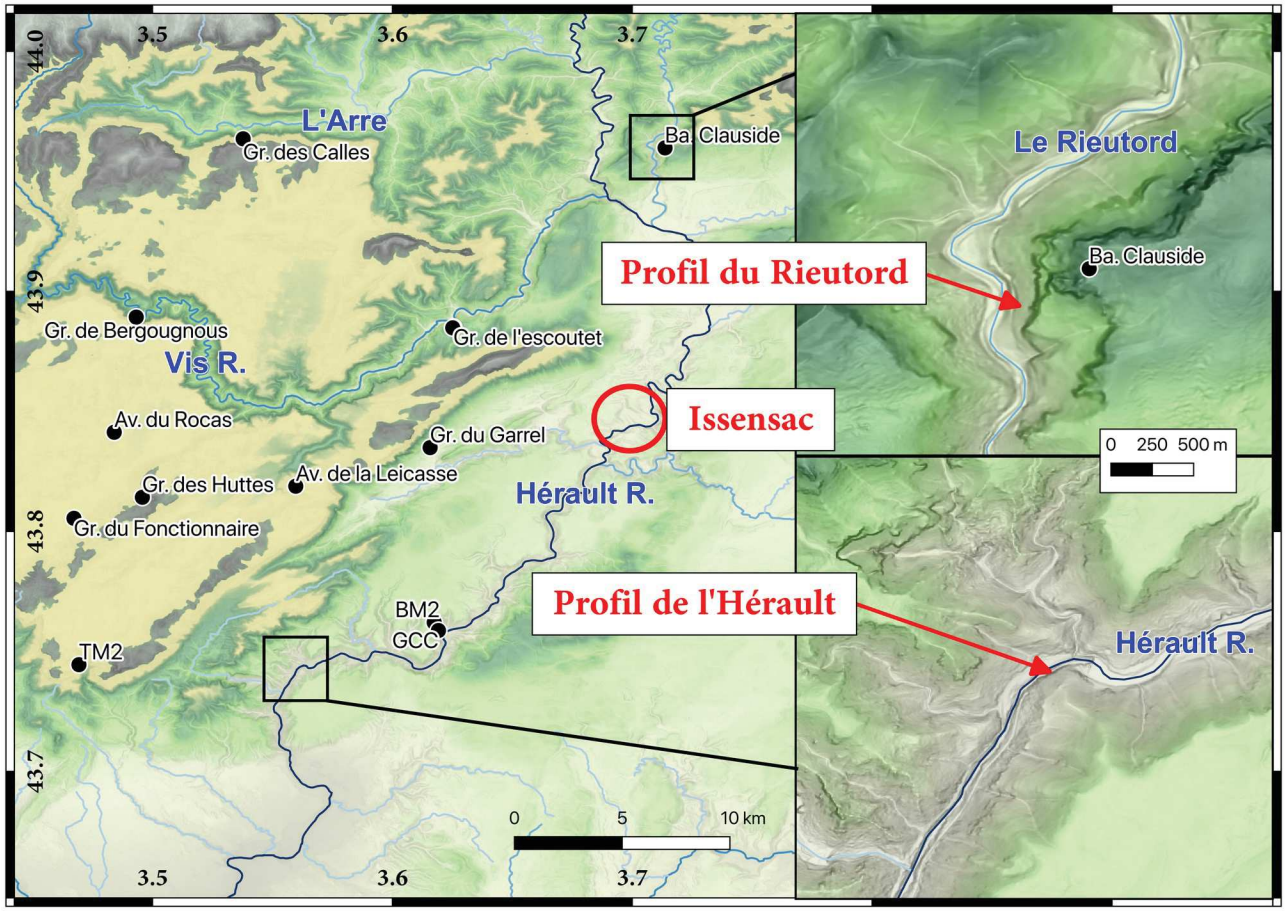



*Figure 5.54: Carte de localisation des sites de prélèvements de carbonates pour l'obtention d'âges d'exposition en $^{36}Cl$. Les sites de prélèvements endokarstiques sont reportés pour mise en contexte relativement à la problématique de stabilité de l'incision.*

Un troisième site a également été sélectionné pour répondre à la question de la vitesse de creusement sur le temps « court ». Il s'agit du paléo-méandre d'Issensac (cf : partie 4.4, localisation Fig 5.54). Deux profils ont été prélevés dans ce méandre. Le premier est situé au niveau du cône de grèzes venant recouvrir les dépôts alluviaux, eux même échantillonnés le long d'un trou de 3 m de profondeur environs. 40 échantillons ont été collectés : 2 prélèvements systématiques tous les 30 cm de 10 amalgames de graviers-galets de carbonates et de quartz (pour une mesure d'amalgame $^{26}Al$, $^{10}Be$ et $^{36}Cl$) et de 10 galets uniques de carbonate et de quartz (obtention d'un profil en $^{26}Al$ et $^{10}Be$, et $^{36}Cl$). Malheureusement, un problème non encore élucidé durant la chaine de traitement a empêché l'obtention des mesures en $^{10}Be$ et $^{26}Al$.

Nous présentons ci-dessous les résultats préliminaires fournis par Régis Braucher (CEREGE) en ce qui concerne l'analyse « $^{36}Cl$ » des canyons du Rieutord et l'Hérault, ainsi que les résultats préliminaires obtenus sur les grèzes et les alluvions du méandre d'Issensac (noter que ces résultats ne prennent pas en compte le chimisme de la roche vis à vis du taux de production en $^{36}Cl$).

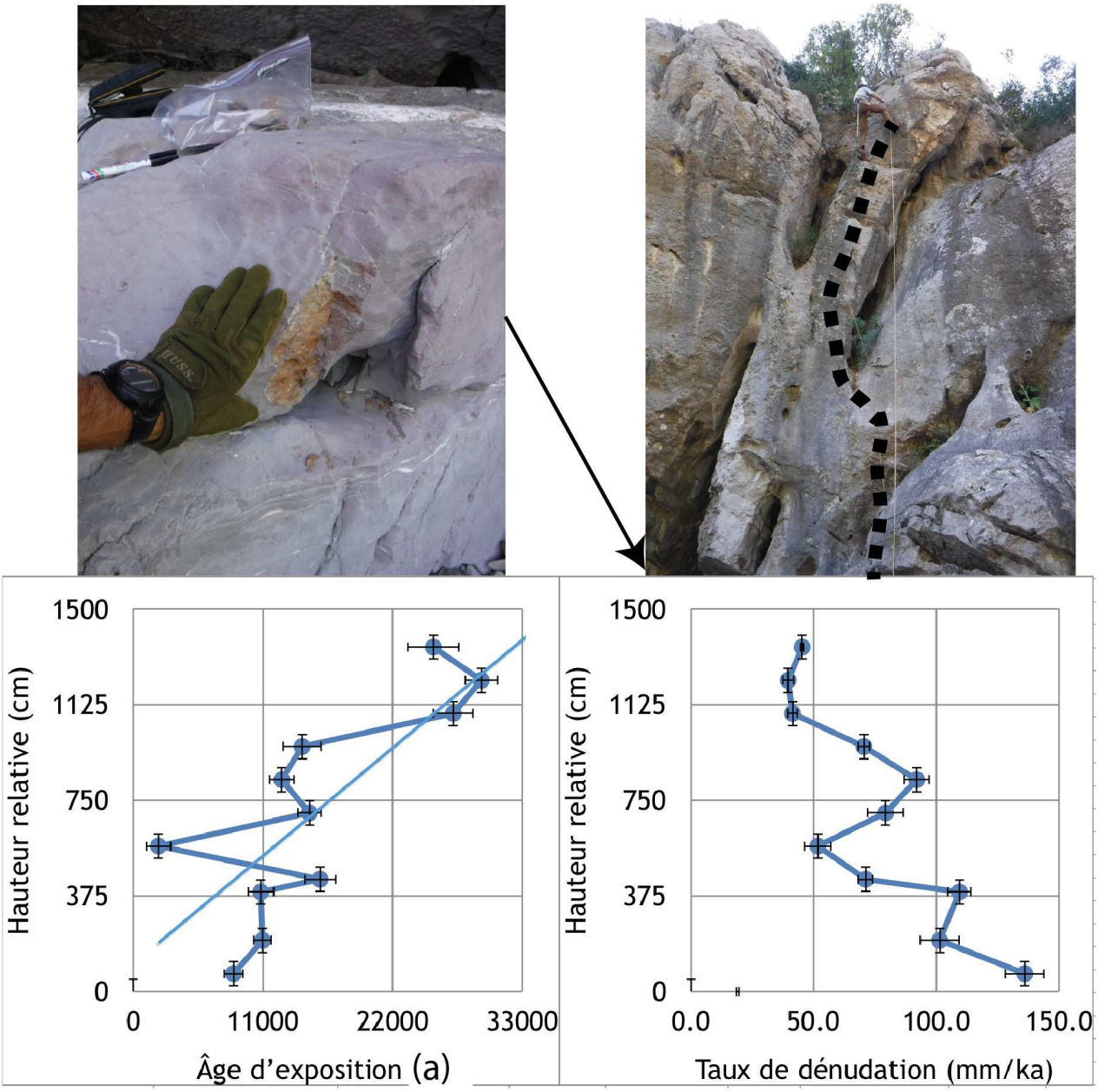



*Figure 5.55: Profil vertical réalisé dans les calcaires du Rieutord. La photo en haut à gauche est un exemple d'échantillonnage (échantillon en base du profil). Les deux profils inférieurs sont, à gauche le profil des âges d'exposition et à droite celui des taux de dénudation de la surface du calcaire.*

En ce qui concerne le profil réalisé au sein du Canyon du Rieutord (Fig. 5.55), on remarque la tendance attendue pour ce genre de profil avec des âges anciens en haut (dans ce cas les trois derniers échantillons tendent vers un âge de 25 ka) et un âge de plus en plus récent vers le bas (entre 11 et 15 ka pour les échantillons inférieurs, à l'exclusion d'une valeur anormale). Il est alors possible de calculer un taux d'incision couvrant les derniers ~ 30 ka.

En enlevant les trois échantillons les plus en haut, qui présentent un comportement anormal (« *outliers* » probables) et dont le calcul de l'âge nécessite, outre l'incorporation des effets de chimie, une correction d'un très probable effet de topographie (l'absence d'escarpement au-dessus de ces points induit une production qui n'est pas ~ 1/2 du taux de production total mais supérieur étant donné que les particules cosmique possédant des angles d'incidences proches de la verticale traversent une plus faible épaisseur de roche. Cet effet tend alors à vieillir artificiellement l'âge obtenu (d'une valeur non quantifiée) puisque la production est plus forte.

L'ordre de grandeur estimé de ce taux d'incision est de 2 $mm.a^{-1}$ (à savoir 10 m en 5000 ans). Notons que ce taux représente la vitesse à la laquelle s'est formé le surcreusement final et que la base du profil présente un âge de ~ 10 ka ce qui témoigne donc d'une absence d'incision notable depuis le début de l'Holocène. Ce résultat suggère donc bien des phases d'incision majeures entrecoupées de période de stabilités. Cependant, une explication alternative existe puisque le Rieutord ne circule pratiquement plus en surface (seulement en période de crue). L'estimation de la profondeur du niveau de base à l'étiage par rapport au drain de surface est de l'ordre de 10-15m. Dans ce cas, si la chute du niveau de base est stable, mais a été capturé au sein du karst, le taux d'incision est ramené à ~ $1mm.a^{-1}$. Enfin, les taux de dénudation locaux (Fig.5.55 en bas à droite) sont décroissants avec l'augmentation de la hauteur relative au drain. Le profil semblerait tendre à une valeur asymptotique de l'ordre de 50 $mm.ka^{-1}$ qui pourrait être une valeur de dénudation des versants.

En ce qui concerne le profil réalisé au niveau du canyon de l'Hérault (Fig. 5.56), notons également un bon accord entre les âges d'exposition et la hauteur relative par rapport au drain. La courbe des taux de dénudation présente la même tendance que celle du Rieutord avec une valeur relativement stable sur les 5 m supérieurs autour de 0.04 $mm.a^{-1}$.

Concernant la courbe des âges d'expositions, deux différences sont notables en comparaison avec le profil du Rieutord. Premièrement, la base du profil (par rapport au niveau d'eau, soit entre 5 et 10 m au-dessus du fond rocheux) montre un âge plus ancien (~ 30 ka) que celle du Rieutord (~10 ka). Il n'y aurait donc pas eu d'incision notable depuis 30 ka au niveau du fond de l'Hérault. Deuxièmement, l'âge au sommet du profil est de ~ 50 ka, ce qui implique que l'escarpement du profil s'est formé en 20 ka, suggérant une vitesse d'incision relativement stable de l'ordre de 0.5 $mm.a^{-1}$.

On note que ce taux est environ égal à au moins la moitié de celui déduit au niveau du Rieutord. Or, cette différence de taux d'incision a également été identifiée à l'aide des remplissages de l'endokarst (avec des valeurs long-termes inférieur d'un ordre de grandeur). Ce résultat tend à confirmer l'interprétation d'un mouvement vertical différentiel de part et d'autre du réseau de failles des Cévennes, mouvement vertical qui serait donc encore actif de nos jours.

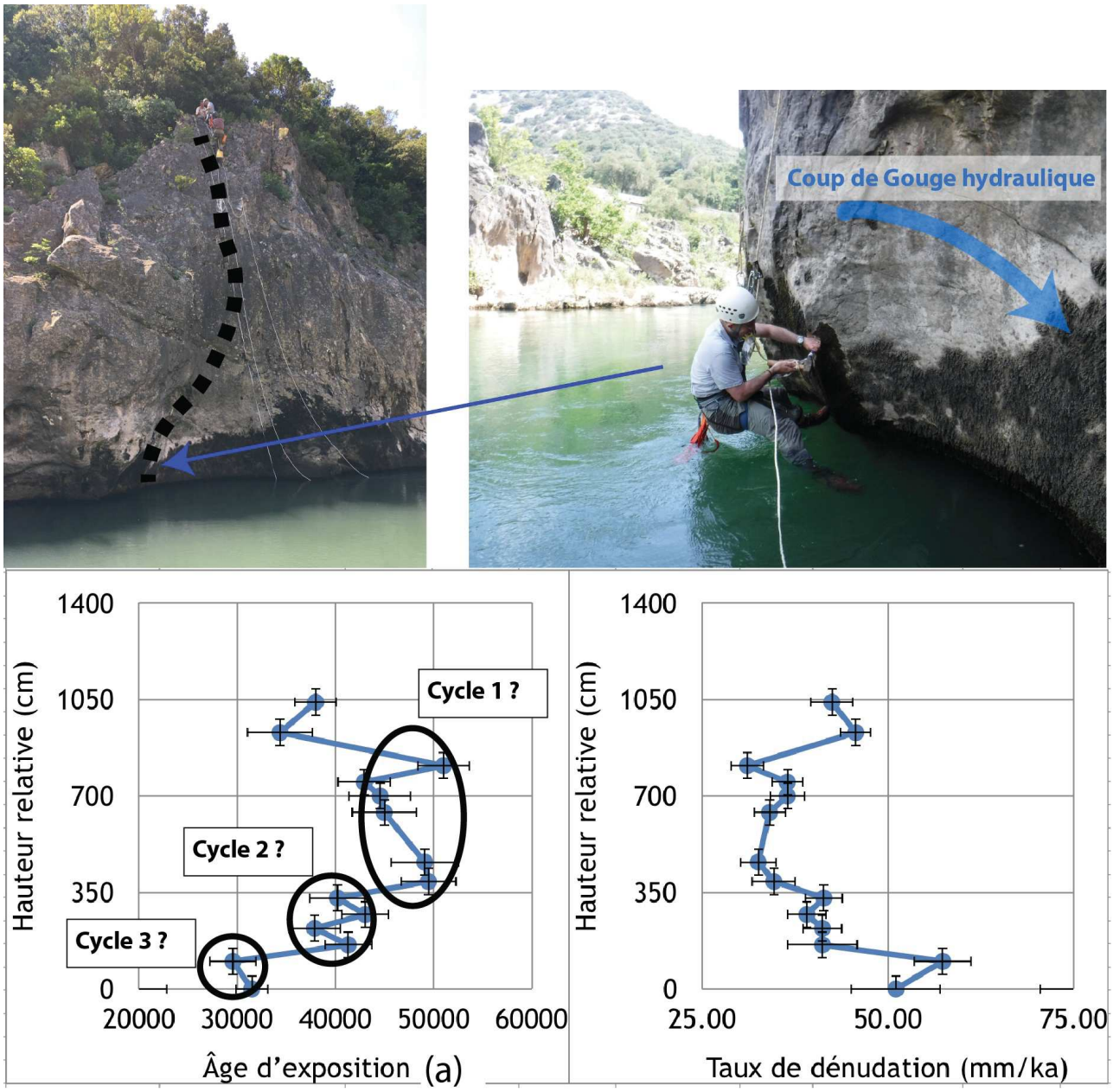



*Figure 5.56: Profil vertical réalisé dans les calcaires dolomitiques de l'Hérault. La photo en haut à droite est un exemple d'échantillonnage (échantillon en base du profil, photo de gauche). Les deux profils inférieurs sont, à gauche le profil des âges d'exposition et à droite celui des taux de dénudation de la surface du calcaire. Les trois pulses d'incision proposés sont identifiés par les cercles noirs.*

Enfin, le profil $^{36}Cl$ au niveau de l'Hérault suggère également une possible incision par pulses (Fig. 5.56). Ces cycles auraient des amplitudes de l'ordre de quelques mètres et se produiraient avec une période de l'ordre de ~ 10 ka. Cette interprétation demeure en l'état hautement spéculative en attente de l'obtention de données d'âges corrigés.

La proposition faite d'un contrôle direct des cycles glaciaires (cf : partie 4.4) semble donc devoir être nuancée, et la fréquence (si le processus est assimilable à des événements périodiques) serait plus proche de la dizaine de milliers d'années plutôt que de la centaine.

En ce qui concerne l'analyse du profil $^{36}Cl$ réalisé au niveau du cône de grèzes du méandre d'Issensac (Fig. 5.57), nous n'avons pu encore aboutir à la détermination précise d'un âge en raison de la complexité du modèle qu'il nous faut établir pour expliquer l'ensemble de la distribution des concentrations. Deux âges sont néanmoins estimés, le premier étant un âge d'exposition obtenu pour le haut du cône (19 ± 1 ka, Braucher, communication personnelle), le second étant un âge $^{14}C$ (12694- 12868 cal BP) obtenu sur échantillon de matrice « bulk » collecté au niveau d'un paléosol situé à mi-hauteur de la section étudiée (cf Fig. 5.57). L'âge d'exposition de 19 ± 1 ka est cohérent avec la période terminale de la glaciation Würm au cours de laquelle les processus de cryoclastie provoquaient la destruction des reliefs carbonatés, produisant ainsi d'importants volumes de grèzes périglaciaires dans des régions comme les Cévennes. Cependant, en attendant une analyse plus fine du profil $^{36}Cl$, nous accordons plus de crédit à l'âge radiocarbone, qui lui aussi, est en accord avec

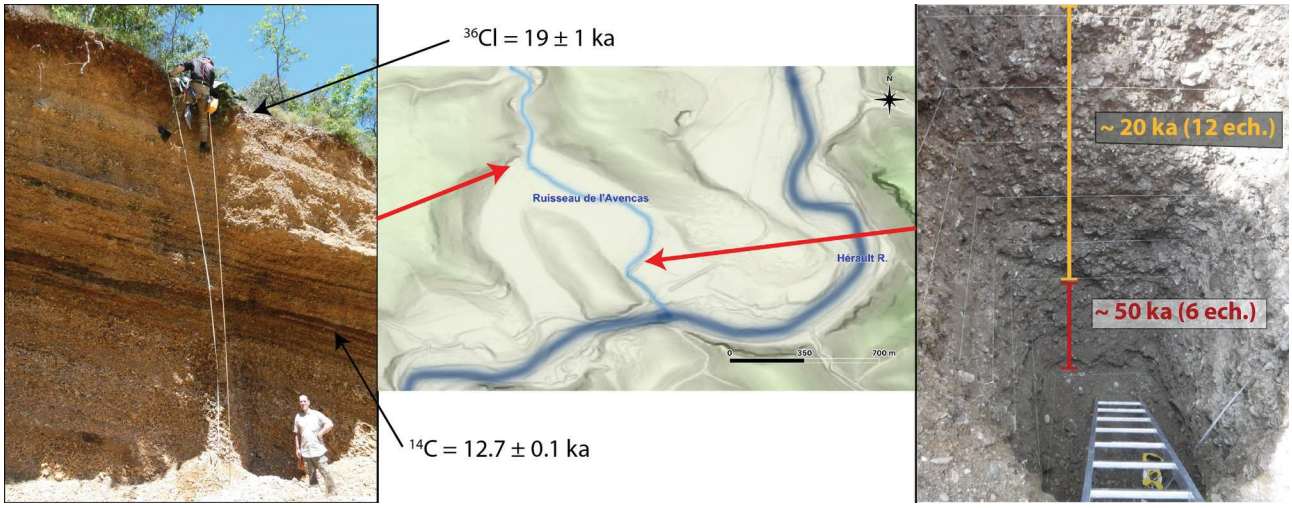



*Figure 5.57 : A gauche, cône de grèzes du méandre abandonné de Saint-Etienne d'Issensac et âges préliminaires. A droite, âges préliminaires du puits au sein du remplissage alluvial du paléo-méandre d'Issensac. Les nombres d'échantillons (Amalgames + Galets individuels) sur lequel l'âge est basé sont signifiés). Les âges proposés sont des ordres de grandeurs basés sur les âges les plus récents de chaque « niveau ».*

l'histoire climatique régionale. Cette plus grande confiance accordée à l'âge $^{14}C$ est cependant à nuancer puisque des limites intrinsèques à l'obtention d'un âge sur *bulk* sont connues, Strunk et al. (2020), par exemple suggèrent notamment un biais (sur-estimation de l'âge) fonction de la température.

Les résultats préliminaires issus de l'analyse des concentrations $^{36}Cl$ obtenues au niveau profil creusé dans les alluvions du paléoméandre (Fig. 5.57) semblent indiquer au moins deux phases de dépôts différent. Un premier remplissage semble s'être produit autour de 50 ka un puis un second il y a 20 ka. On retrouve ici l'idée d'un cycle de l'ordre de quelques milliers d'années dans les processus d'incisions-aggradations proposés à partir de l'étude du profil $^{36}Cl$ au niveau du canyon de l'Hérault en aval. Il ne semble cependant pas pertinent d'aller plus avant dans l'interprétation tant que les mesures en $^{10}Be$ et $^{26}Al$ n'ont pas été refaites ou, *a minima* tant que l'intégration des corrections du chimisme de la roche n'ont pas été intégrées. Par ailleurs, la concentration en $^{36}Cl$ au sein d'un dépôt alluvial est sensible à la teneur en eau des sédiments influant sur la capture des neutrons thermiques.

Les données déduites du méandre d'Issensac indiquent une circulation au niveau du méandre (+ ~ 5 m r.n.b.-) il y a 50 ka avec un abandon « final » il y a ~ 20 ka lors d'une phase d'incision de ~ 10 m (0,5 $mm.a^{-1}$). Après cet abandon, les grèzes ont pu se déposer sans être érodées par la rivière et le niveau de base l'Hérault serait resté stable

En conclusion, les résultats préliminaires présentés ici indiquent qu'au cours des derniers 50 milliers d'années, l'Hérault et le Rieutord ont connu une dynamique d'incision importante mais non linéaire puisque des périodes d'aggradation conséquentes sont probables. Enfin, et surtout, le mouvement vertical différentiel observé de part et d'autre du réseau de faille cévenol sur le long terme au niveau des remplissages endokarstiques est également retrouvé sur la période récente (incision deux fois supérieure au nord par rapport au Sud).

# V. 6. Intégration bibliographique et synthèse chronologique

Les résultats nouveaux concernant les vitesses d'érosion présentés dans les parties précédentes ne couvrent qu'une assez faible partie du M.C. L'intégration au sein des données déjà disponibles dans la littérature est à même de compléter ces lacunes et de fournir une vision régionale des vitesses d'évolution des paysages à l'échelle régionale. Ici encore, les deux quantités que sont les taux de dénudation (mesures intégratives à l'échelle d'un B.V. de la destruction de la topographie) et les taux d'incision (mesure locale de l'évolution du relief) sont présentés séparément.

## V. 6. 1. Synthèse des taux de dénudations

Trois études antérieures ont été identifiées traitant des vitesses de dénudations par mesure de la concentration en $^{10}$Be au sein des sables de rivières : Schaller et al., 2001 ; Molliex et al., 2016 et Olivetti et al., 2016. En combinant leurs données et les nouvelles mesures, permettant de compléter partiellement vers l'Ouest il est possible de produire une carte plus complète des taux de dénudation (Fig.5.58). Trois informations majeures ressortent de cette carte synthétique :

1- Le Massif-Central présente un taux de dénudation (sur les derniers ka) de l'ordre de 60 à 80 mm.ka$^{-1}$. Cette valeur tend à être plus forte pour les zones centrales que périphériques mais la taille des B.V. étudiés ne permet pas de rentrer dans les détails de cette évolution spatiale (cf ; parties 5.2 pour une analyse plus détaillée du versant cévenol).

2- Les valeurs moyennes de taux de dénudation ne semblent pas être représentatives de la répartition spatiale de l'érosion réelle au vu des fortes disparités dès lors que la taille des B.V. échantillonnés décroit. Cela est en accord avec les conclusions tirées de l'étude morphologique (cf : partie 4). Ce point est possiblement majeur vis à vis de la réponse mécanique de la lithosphère au déchargement érosif (cf : partie 6).

3- La carte produite présente une lacune majeure puisque une partie de l'Ouest du M.C. est exempt de données. Cela est dû à l'aspect hautement karstique de la région qui rend caduque la représentativité de l'érosion déduite de la mesure en $^{10}$Be. Une tentative de mesure du taux de dénudation à l'aide de galets calcaires ou de sables dolomitiques serait éventuellement une solution à cet écueil, à l'instar de mesures exploratoires faites par Genti (2015).

Ce dernier point est particulièrement critique pour l'intégration des taux d'érosion régionaux dans une modélisation numérique de rebond flexural à un déchargement. En effet, cela induit une région à taux d'érosion nul donc sans réajustement isostatique intrinsèque (seul l'effet des zones voisines serait modélisé).

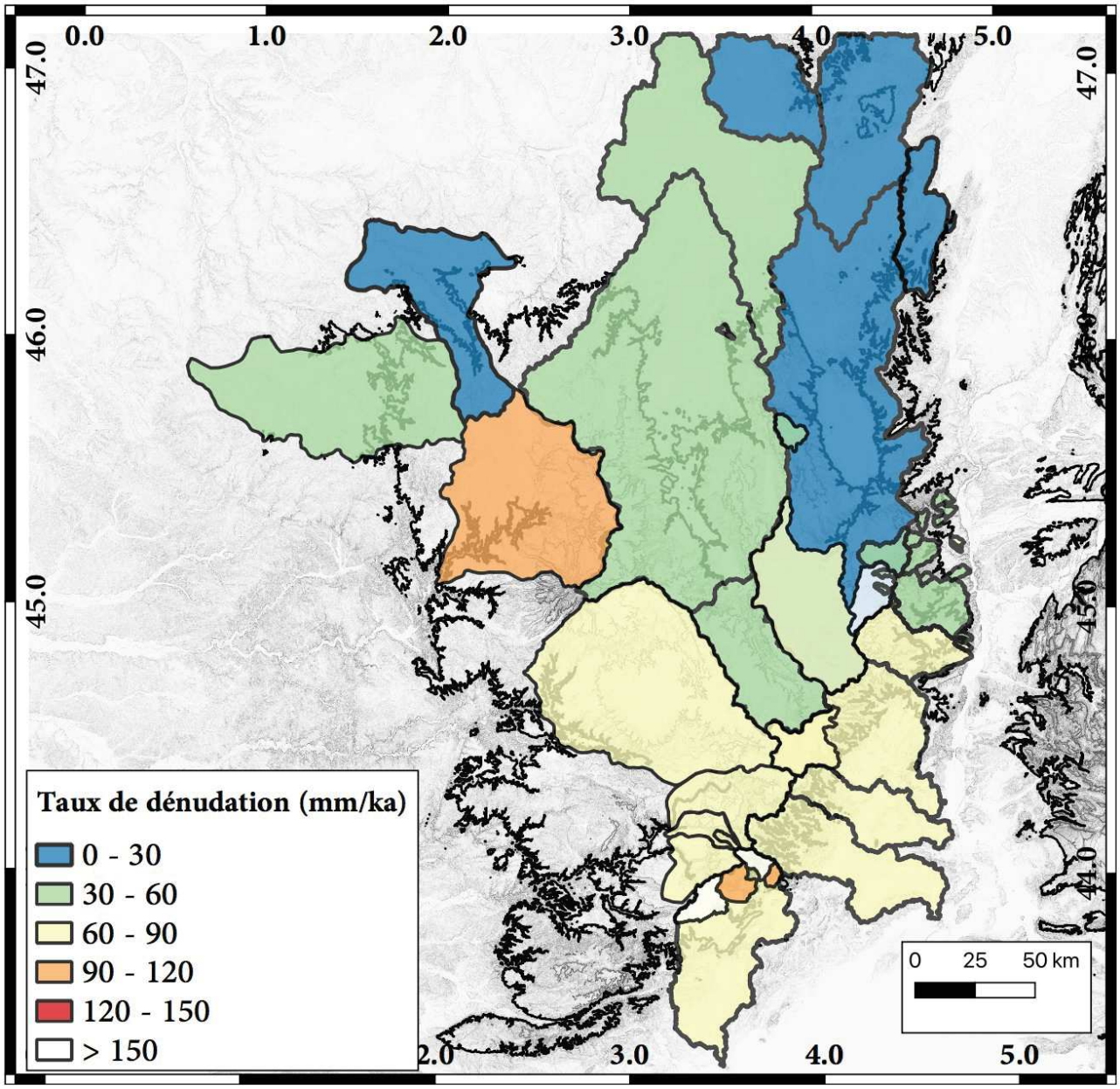



*Figure 5.58 Carte des taux de dénudation du Massif-Central quantifié par mesure des concentrations en $^{10}$Be dans les sables de rivières.*

A cette fin, il est possible de compléter la partie Ouest par l'utilisation de données de dénudation quantifiée dans les zones voisines (Genti, 2015) comme dans les pyrénnées (Genti, 2015) au niveau du Lubéron (localisation Fig. 5.61) (Godard et al., 2016 ; Thomas et al., 2017) ou à l'échelle globale (Stone et al., 1994 ; Ford and Williams, 2014 ; Florea et al., 2018). Ces valeurs

sont à comparer avec celles déduites des mesures effectuées au niveau de résurgences karstiques en périphérie du M.C. (Fig. 5.59) par Binet et al. (2020) et corrigées des effets anthropiques, permettant elles aussi une approximation de l'érosion totale du karst : Source du Lez : 1.53 ± 0.90 mol(CaMg).m$^{-2}$.an$^{-1}$, du Val d'Oise : 0.94 ± 0.60 mol(CaMg).m$^{-2}$.an$^{-1}$ et de Farfal: 0.58 ± 0.82 mol(CaMg).m$^{-2}$.an$^{-1}$.

La réaction de dissolution de la calcite :

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \Leftrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^-$$

indique qu'une mol de $CaCO_3$ est exporté par mol de Ca. Or, la masse molaire de la calcite est de 100 g.mol$^{-1}$. La masse exportée ($M_{ex}$) est donc le produit du flux molaire à l'exutoire et de la masse molaire. (153 ± 90 g.m$^{-2}$.an$^{-1}$ dans le cas du Lez).

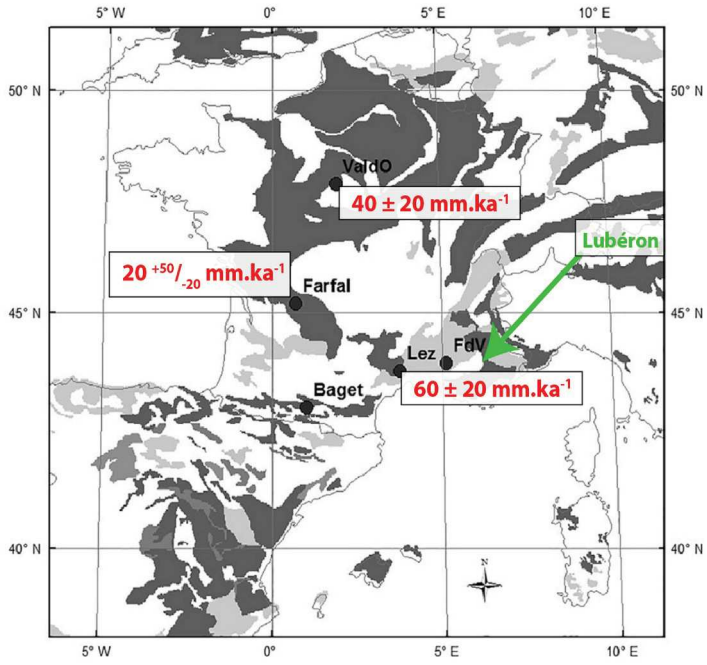



*Figure 5.59: Localisation des sites de mesures de Binet et al. (2020) et taux de dénudation équivalent déduit. Modifié d'après Binet et al., 2020.*

Il est alors possible de le convertir sous la forme d'une dénudation équivalente ($D_{eq}$ en mm.ka$^{-1}$) afin d'avoir une unité homogène avec les taux de dénudation déduits des mesures en isotopes cosmogéniques :

$$D_{eq} = \frac{M_{ex}}{\rho_{CaCO_3}} \times 10^6$$

où ρ est la masse volumique de la calcite (2600 kg.m$^{-3}$).

Ce qui donne des taux de dénudation équivalent de 60 ± 20 mm.ka$^{-1}$, 40 ± 20 mm.ka$^{-1}$ et 20 $^{+50}/_{-20}$ mm.ka$^{-1}$ pour les résurgences du Lez, du val d'Oise et de Farfal respectivement.

Ces valeurs sont sujettes à plusieurs limites majeures, notamment sur leur propagation dans le temps long puisque contrairement aux isotopes cosmogéniques, les cinétiques de réactions sont fortement dépendantes des conditions climatiques (évidemment la pluviométrie mais aussi la température, Ford and Williams, 2014) puisque par exemple une variation de 1°C implique une variation de l'ordre de 2.5 % sur la charge dissoute (Binet et al., 2020).

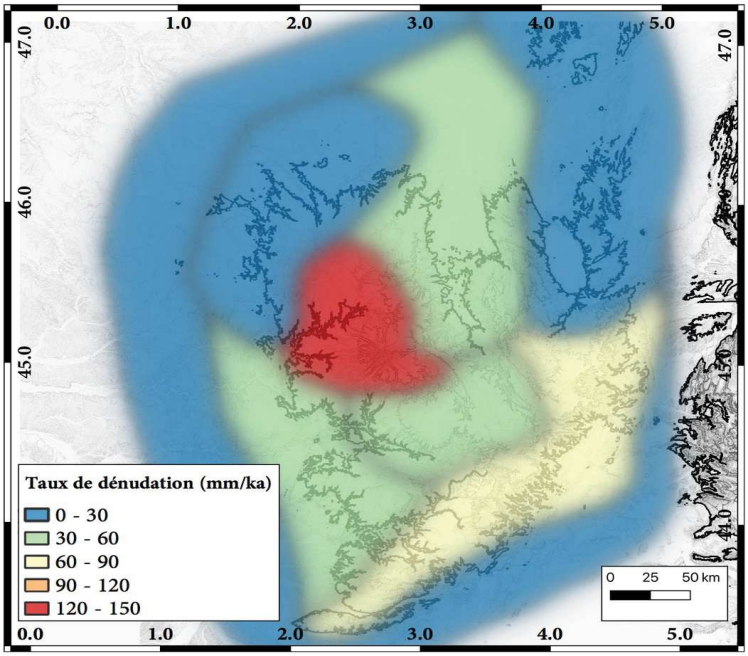



*Figure 5.60: carte simplifiée des taux de dénudation, utilisée en entrée des modèles de flexure.*

Ce taux est également un taux minimum puisque, d'une part, seule la dissolution de la calcite y est considérée ce qui minimise la masse exportée (dans le cas d'une dissolution de la dolomite, il y a export de deux mol d'ions carbonate $CO_3^{2-}$ pour une mol de ($Ca^{2+}$ + $Mg^{2+}$) et que d'autre part, seule la dissolution y est considérée. La charge solide est considérée comme nulle (ce qui semble une limite majeure dans le cas des systèmes endokarstiques présentant une érosion régressive active des zones fantômisées). Un point de contrôle indépendant est également fourni par Gay et Macaire (1999) relatif à la dénudation des zones centrales (dénudation physique et chimique du B.V. du Lac Chambon, secteur du Puy de Sancy, estimé à 30 – 70 $mm.ka^{-1}$ sur les derniers ~ 100 ka).

A partir de l'ensemble de ces informations, une carte simplifiée couvrant l'ensemble du M.C. peut être produite, elle sera ultérieurement utilisée comme paramètre d'entrée dans les modèles numériques de rebond flexural (Fig. 5.60).

## V. 6. 2. Synthèse des taux d'incision

A l'instar des taux de dénudation, une intégration des nouvelles données produites au sein des publications précédentes permet de combler, partiellement, les nombreuses lacunes spatiales, notamment au niveau des vallée associées au volcanisme tel que la vallée de l'Allier.

Au vu de la quantité de données disponibles, il n'est pas possible de présenter chaque site en détail aussi la carte de synthèse est directement fournie. Dans le cas des inversions de reliefs basaltiques, la haut de la coulée est utilisé comme référence altitudinal supérieur (cf : partie 4.1). Son utilisation induit la production d'un taux d'incision maximal car associé aux effets d'épigénétisme mais c'est par ailleurs la seule valeur raisonnablement accessible par l'étude du MNT (Hormis dans le cas

d'utilisation de MNT Ultra-Haute-Résolution type lidar, scanner 3D ou photogrammétrie, ces approches n'étant pas utilisées dans cette thèse).

Il est à noter que concernant les édifices volcaniques, seul les épanchements basaltiques sont utilisés en vue de quantifier un taux d'incision minimum moyen local. Les datations associées, par exemple à des maars où à des cônes non effusifs ne sont pas utilisées car leur lien avec une paléo-topographie est moins certaine que dans le cas de coulées de lave. Ce point est particulièrement vrai pour les édifices phréato-magmatiques. Lorsque les datations n'étaient pas associées à une incertitude, une incertitude relative de 30 % a été arbitrairement attribuée (pour la majorité des datations ayant une incertitude associée au sein des publications, elle est inférieure à 10%).

Les publications utilisées pour cette carte de synthèse sont :Bout, 1966, 1967 ; Ambert, 1982, 1984; Raynal et al., 1985 ; Ambert, 1989 ; Demarcq et al., 1989 ; Ambert et al., 1990 ; Lageat et De Goer de Herve, 1991 ; Lageat et al., 1992 ; Le Griel, 1992 ; Ambert et al., 1995 ; Dautria et al., 2000 ; Audra et al., 2001 ; Bruxelles, 2001 ; Pastre, 2001 ; Berger, 2007 ; Pastre et al., 2007 ; Tassy, 2008 ; Tassy et al., 2013 ; Nomade et al., 2016 ; Goumy et al., 2016 ; Bourguignon et al., 2016 ; Define et Berger, 2016 ; Sasco et al., 2017 ; Sartégou et al., 2018 ; Martini, 2019 ; Define et al., 2019 ; Ly, 2020.

Les taux d'incision présentés permettent de dresser un état des lieux de l'incision à l'échelle régionale. Elle met en avant une variation notable des taux d'incision dans le temps.

La figure 5.61 met clairement en avant une vitesse d'incision conséquente sur une majorité du M.C. avec un taux moyen de l'ordre de ~ 80 $m.Ma^{-1}$. Certaines zones présentent des taux particulièrement marqués comme le Vivarais (encart-supérieur, Fig. 5.61), associé dans ce cas, principalement à des épanchements basaltiques récents en fond de vallée, la valeur, pouvant dépasser 2 $mm.an^{-1}$ est fortement biaisé vers des hautes valeurs par épigénétisme. Un résultat intéressant est la forte dépendance du taux d'incision vis à vis de l'âge du marqueur utilisé (Fig. 5.62). En effet, le taux d'incision calculé tend à diminuer selon une progression en exponentielle décroissante en lien avec l'augmentation de l'âge du marqueur. S'il est possible de proposer une augmentation du taux d'incision moyen long-terme au fil du temps au vu de cette relation nette, deux paramètres sont néanmoins à considérer.

Premièrement, comme expliqué précédemment, les marqueurs récents possèdent des valeurs augmentées par l'épigénétisme, une fois le verrou incisé (e.g. coulée basaltique), le taux d'incision tend à diminuer au fil du temps en retrouvant son taux antérieur, un impact possible de la dernière glaciation est également possible pour des temps courts (< 20 ka). Deuxièmement, les édifices les

plus anciens, s'ils sont clairement portés en inversion de relief, ne présentent pas nécessairement un lien morphogénétique avec l'actuelle vallée.

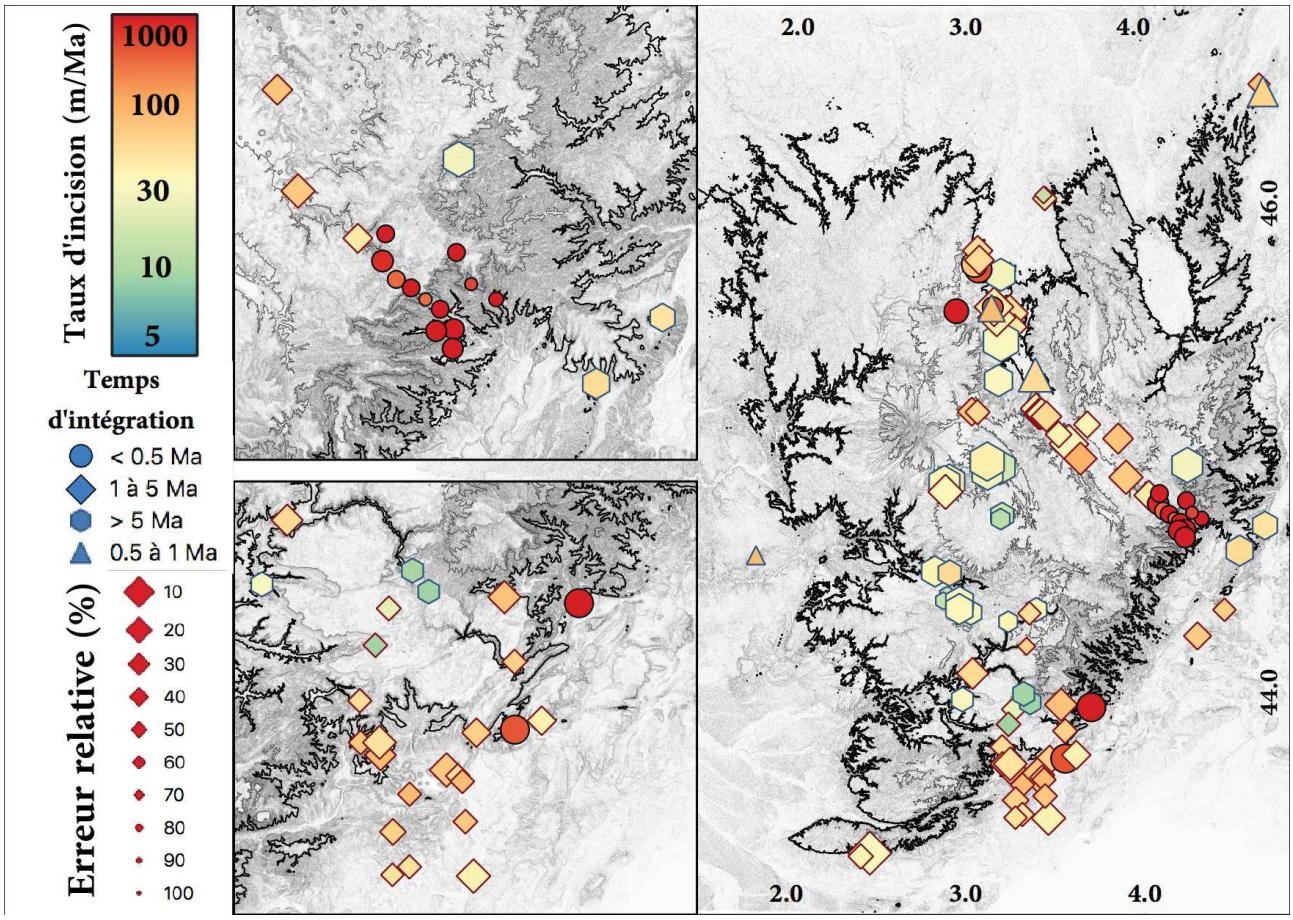



*Figure 5.61 : Carte de synthèse des taux d'incision à l'échelle du Massif-Central. L'encart supérieur est un zoom sur le Vivarais-Coiron. L'encart inférieur est un zoom sur la partie Sud des Grand-Causses*

Autrement dit, si une coulée basaltique s'épanche il y a ~ 10 Ma au sein d'une faible dépression N-S mais que l'incision ne démarre qu'en lien avec une érosion régressive il y a 5 Ma formant une vallée d'axe Est-Ouest de 200 m de creusement sur les derniers 5 Ma, alors le taux d'incision apparent déduit de l'inversion de relief est de 20 $m.Ma^{-1}$ au lieu d'une valeurs réelle de 40 $m.Ma^{-1}$. Aussi, plus l'âge du marqueur est ancien et plus cet effet est probable et la valeur déduite n'est qu'une valeur minimale de l'incision. Cette dépendance entre taux estimé et durée d'intégration du marqueur utilisé est fréquemment retrouvée (e.g. Gardner et al., 1987 ; Delmas et al., 2009), et une analyse plus détaillée des données serait utile en vu de préciser les possibles variations temporelles des processus érosifs du secteur.

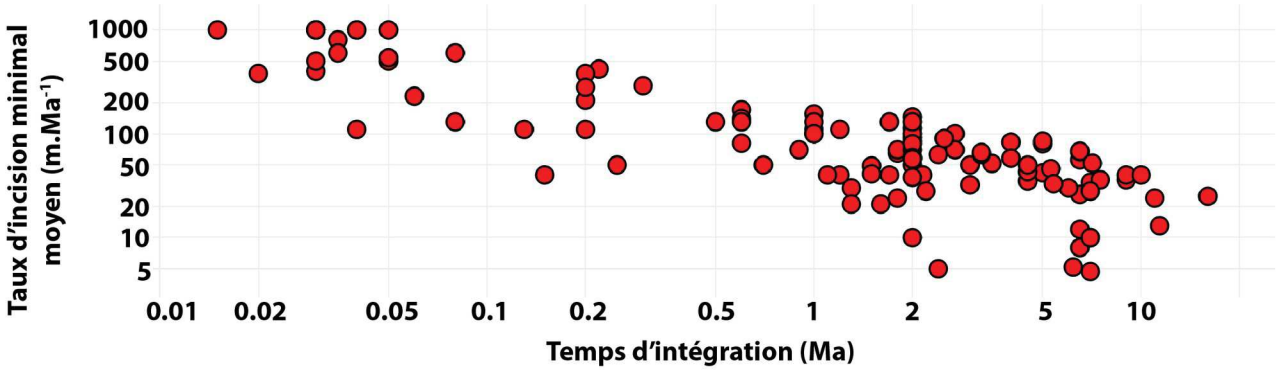



*Figure 5.62 : Relation temps d'intégration et taux d'incision moyen. Les erreurs relatives sont de l'ordre de 20 % pour les marqueurs > 1 Ma et à 30 % pour les marqueurs plus récents.*

## V. 6. 3. Discussions et synthèse

Un schéma cohérent de premier ordre ressort à la fois des taux de dénudation (taux moyen de ~ 50-60 mm.ka$^{-1}$) et des taux d'incision (taux moyen de ~ 80-90 m.Ma$^{-1}$). Si ces deux taux sont stables sur un temps long, ce qui semble être au premier ordre le cas sur les derniers ~ 6 Ma alors ils indiquent un paysage en déséquilibre. Le relief local tend à être augmenté de ~ 20-40 m.Ma$^{-1}$.

Deux points importants peuvent en être déduits :

1- En considérant une relation directe dans le temps long entre incision et surrection alors le M.C. présente un taux de surrection de l'ordre de 80-90 m.Ma$^{-1}$ depuis ~ 6 Ma (voir par exemple Gibbard and Lewin (2009), pour une discussion sur ce postulat). Cette valeur est en accord avec la valeur de relief régional de l'ordre de 800-900 m (le « résidu » topographique de ~ 300 m (800 – 6 x 90) pouvant être expliqué par une paléo-topographie (comme celle de la Bretagne actuelle par exemple). Localement ces valeurs sont fortement variables mais le taux d'incision semble globalement proportionnel au relief local (le fort taux d'incision des Cévennes, ~ 100 m.Ma$^{-1}$, est par exemple associé à un relief de l'ordre de 1000 – 1200 m entre les zones de plaines au Sud et la pSAR au nord).

2- L'utilisation d'un taux d'incision relatif moyen (création de relief) de 20-40 m.Ma$^{-1}$ et d' une incision finie des drains en moyenne de l'ordre de 300 m permet de remonter à l'initiation de la surrection, celle-ci débuterait autour de 10 - 15 Ma, soit possiblement avec le premier pulse d'activité volcanique (Nehlig et al., 2003). On retrouve ici la proposition faite par « l'école Méditérannéenne » (cf : partie 3.9).

Cette proposition est très probablement une valeur surestimée puisque le taux de création de relief semble logiquement être faible au début de la surrection et que cette approximation considère un taux constant. Il est donc implicitement considéré une érosion relativement homogène de l'ensemble des zones d'altitude durant cette période ce qui implique la destruction de ~ 600 m de roches et sédiments sur cette période, cette valeur semblant largement surestimée. En effet, au moins localement (e.g. Larzac Sud) une épaisseur de couverture de l'ordre de seulement ~ 200-300 m peut être plus raisonnablement estimée. Dans ce cadre-là, l'incision totale doit être ramenée à ~ 500 - 600 m (~ 300 m actuels et ~ 300 m disparus), et non ~ 900 m, ce qui suggère une initiation de la surrection autour de 6 – 7 Ma. On retrouve ici la proposition faite par « l'école atlantique » (cf : partie 3.11).

## Problématique liée à la mesure de $^{27}$Al

Parmi les nombreuses incertitudes présentées précédemment, il me semble important de revenir brièvement sur l'une d'entre elles : l'impact de la mesure de la concentration en $^{27}$Al et/ou de la correction des blancs lors de la mesure AMS afin de produire un âge d'enfouissement (ou un taux de dénudation à l'échelle des B.V.). Cet impact probable a été identifié récemment et n'a pas pu être plus étudié.

Les mesures effectuées au sein des cavités du Larzac ont été faites en deux phases (première campagne de mesure en 2018, et seconde en 2019). Des mesures ICP ont été effectuées lors de chaque campagne, notamment une remesure des échantillons de 2018 en 2019.

Or, l'utilisation des mesures ICP de 2018 ou 2019 entraine une variation significative des concentrations $^{26}$Al calculées, donc du rapport $^{26}$Al/$^{10}$Be, et finalement sur l'âge d'enfouissement produit. Le tableau 5.21 présente la comparaison entre les deux campagnes de mesures.

Il ressort premièrement une faible sensibilité de la valeur de concentration en $^{10}$Be selon la correction des blancs et la normalisation au standard (~ 1-2%) à l'exception des échantillons présentant une faible concentration.

L'Al est plus problématique puisque des écarts de l'ordre de 100 à 200 % sont notables (voir 2000 % dans le cas de l'échantillon de Bergougnous).L'origine de ce problème reste à cerner mais soulève la question de la répétabilité des mesures.

Dans cette thèse, les résultats des échantillons de 2018 sont présentés en lien avec les mesures ICP de 2018. Dans le cas des échantillons ou deux chaines de traitements complètes ont été réalisées en 2018 et 2019, cette méthode produit des âges d'enfouissement cohérents pour les deux mesures.

L'utilisation de la valeur d'$^{27}$Al de 2019 associé aux mesures AMS de 2018 ne donne pas cette cohérence d'âge. Malgré cette question ouverte, la multiplicité des méthodes présentées, notamment le bon accord des taux de dénudation basés indépendamment sur le $^{10}$Be et le $^{27}$Al, ainsi que les données indépendantes trouvées dans la littérature m'amène à considérer que le schéma régional de premier ordre est assez bien contraint. L'interprétation précise de chaque site est possiblement plus impactée par ce problème puisque des écarts d'âges d'enfouissements significatifs sont possibles si la mauvaise valeur est utilisée.

## Conclusion

En conclusion, et malgré les nombreuses incertitudes demeurant sur la question, il me semble raisonnable de proposer un cadre temporel sur l'évolution des paysages du M.C. : Il y a 6-7 Ma, la région entre dans un régime de surrection active avec un taux de l'ordre de 80 à 100 m.Ma$^{-1}$. L'histoire antérieure, notamment vis à vis de la quantification précise de l'épaisseur du couvert sédimentaire érodé n'est pas accessible sur les zones données utilisées dans cette thèse mais il apparaît en tout cas clairement une dynamique érosive marquée depuis ~ 6 Ma impliquant un âge majoritairement Plio-Quaternaire aux paysages actuels. Cette surrection très probablement encore active sur la période actuelle, semble associée à un bombement lithosphérique dont les bords sont rapidement attaqués par des vagues d'érosion régressives. Ces pulses d'érosion étant possiblement associé à des variations climatiques.

| Nom | Al -18- | Al -19- | ΔAl (18/19) | δ(Al) -18- | δ(Al) -19- | Be -18- | Be -19- | ΔBe (18/19) | δ(Be) -18- | δ(Be) -19- | 26/10 -18- | 26/10 -19- | Δ26/10 (18/19) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Calles_BALC | 6,32E+05 | 3,87E+05 | -63,4% | 3,32E+04 | 1,67E+04 | 2,51E+05 | 2,47E+05 | -1,3% | 6,08E+03 | 5,70E+03 | 2,52 | 1,56 | -61,2% |
| Calles_BaSa | 1,44E+05 | 7,75E+04 | -85,8% | 1,92E+04 | 9,60E+03 | 7,90E+04 | 7,67E+04 | -3,0% | 1,77E+03 | 1,70E+03 | 1,82 | 1,01 | -80,4% |
| BM2 | 8,91E+04 | 5,63E+04 | -58,3% | 1,44E+04 | 9,70E+03 | 8,68E+04 | 8,44E+04 | -2,8% | 2,31E+03 | 2,00E+03 | 1,03 | 0,67 | -54,0% |
| ROC | 1,66E+06 | 9,83E+05 | -68,9% | 8,50E+04 | 4,10E+04 | 4,20E+05 | 4,14E+05 | -1,6% | 1,01E+04 | 8,70E+03 | 3,95 | 2,38 | -66,2% |
| **BERG** | **7,57E+05** | **3,81E+04** | **-1886,9%** | **4,06E+04** | **1,70E+03** | **2,04E+05** | **2,02E+05** | **-1,4%** | **4,90E+03** | **4,00E+03** | **3,71** | **0,19** | **-1859,6%** |
| GCC | 3,83E+04 | 2,19E+04 | -74,9% | 8,14E+03 | 5,50E+03 | 2,33E+04 | 2,18E+04 | -6,9% | 6,35E+02 | 6,00E+02 | 1,64 | 1,00 | -63,6% |
| Garrel_Sous_conc | 2,96E+05 | 1,12E+05 | -164,5% | 3,40E+04 | 1,27E+04 | 9,63E+04 | 9,26E+04 | -4,0% | 1,97E+03 | 2,10E+03 | 3,07 | 1,21 | -154,4% |
| TRA | 7,18E+04 | 2,40E+04 | -199,2% | 2,01E+04 | 8,00E+03 | 3,77E+05 | 3,70E+05 | -1,9% | 7,78E+03 | 7,80E+03 | 0,19 | 0,06 | -193,5% |
| SCO_am | 3,42E+05 | 1,07E+05 | -220,2% | 1,76E+04 | 4,50E+03 | 3,57E+05 | 3,53E+05 | -1,3% | 7,62E+03 | 7,40E+03 | 0,96 | 0,30 | -216,1% |
| TM2 | 2,70E+04 | 1,49E+04 | -81,2% | 4,47E+03 | 3,80E+03 | 5,37E+04 | 5,17E+04 | -3,8% | 1,23E+03 | 1,30E+03 | 0,50 | 0,29 | -74,5% |
| Huttes_Haut | 7,48E+04 | 4,10E+04 | -82,4% | 1,40E+04 | 8,10E+03 | 1,09E+05 | 1,07E+05 | -2,4% | 2,35E+03 | 2,30E+03 | 0,68 | 0,38 | -78,1% |
| Fonctio | 2,09E+06 | 1,19E+06 | -75,4% | 1,07E+05 | 5,66E+04 | 4,04E+05 | 3,97E+05 | -1,7% | 1,41E+04 | 7,80E+03 | 5,17 | 3,00 | -72,5% |
| Sco_Iso1 | 2,59E+05 | 1,02E+05 | -154,2% | 1,32E+04 | 4,20E+03 | 6,13E+04 | 6,04E+04 | -1,4% | 1,46E+03 | 1,30E+03 | 4,23 | 1,69 | -150,6% |
| Sco_Iso2 | 4,24E+05 | 1,45E+05 | -192,0% | 2,11E+04 | 6,10E+03 | 1,00E+05 | 9,63E+04 | -3,8% | 2,57E+03 | 2,40E+03 | 4,24 | 1,51 | -181,2% |
| Sco_Iso4 | 3,27E+05 | 1,12E+05 | -193,0% | 1,71E+04 | 4,50E+03 | 8,49E+04 | 8,15E+04 | -4,2% | 2,08E+03 | 2,00E+03 | 3,85 | 1,37 | -181,3% |
| Sco_Iso5 | 2,44E+05 | 9,78E+04 | -149,5% | 1,39E+04 | 4,80E+03 | 6,49E+04 | 6,17E+04 | -5,2% | 1,64E+03 | 1,70E+03 | 3,76 | 1,59 | -137,1% |
| Leicasse_Borg_Iso1 | 1,53E+04 | 7,50E+03 | -104,0% | 4,81E+03 | 2,30E+03 | 1,46E+04 | 1,44E+04 | -1,5% | 4,44E+02 | 4,00E+02 | 1,05 | 0,52 | -101,1% |
| Leicasse_Borg_Iso2 | 1,64E+04 | 9,50E+03 | -72,6% | 1,60E+03 | 9,00E+02 | 1,29E+04 | 1,15E+04 | -12,1% | 4,15E+02 | 5,00E+02 | 1,27 | 0,83 | -54,0% |
| Leicasse_Borg_Iso3 | 1,29E+04 | 6,70E+03 | -92,5% | 3,02E+03 | 2,00E+03 | 5,99E+03 | 4,60E+03 | -30,2% | 1,99E+02 | 4,00E+02 | 2,15 | 1,46 | -47,9% |
| Leicasse_Borg_Iso5 | 1,60E+04 | 7,50E+03 | -113,3% | 3,10E+03 | 2,60E+03 | 5,52E+03 | 4,10E+03 | -34,7% | 2,08E+02 | 4,00E+02 | 2,90 | 1,83 | -58,4% |
| Leicasse_Borg_Iso6 | 2,21E+04 | 5,90E+03 | -274,6% | 5,28E+03 | 2,00E+03 | 1,14E+04 | 1,13E+04 | -1,1% | 3,76E+02 | 4,00E+02 | 1,94 | 0,52 | -270,6% |
| Calles_HaSa | 3,76E+05 | 2,03E+05 | -84,9% | 2,45E+04 | 1,63E+04 | 1,50E+05 | 1,47E+05 | -2,2% | 3,43E+03 | 3,10E+03 | 2,51 | 1,39 | -80,9% |
| Garrel_Salle_manger | 2,99E+05 | 1,21E+05 | -146,9% | 2,28E+04 | 8,60E+03 | 7,60E+04 | 7,26E+04 | -4,7% | 1,75E+03 | 1,70E+03 | 3,93 | 1,67 | -135,9% |
| Leicasse_Gours | 4,37E+05 | 2,65E+05 | -64,8% | 2,22E+04 | 1,11E+04 | 1,02E+05 | 9,90E+04 | -2,6% | 2,33E+03 | 2,10E+03 | 4,30 | 2,68 | -60,6% |
| Leicasse_Prem_Salle | 3,29E+05 | 1,90E+05 | -73,2% | 1,68E+04 | 7,90E+03 | 7,65E+04 | 7,55E+04 | -1,3% | 1,76E+03 | 1,60E+03 | 4,30 | 2,52 | -71,0% |

*Tableau 5.21 : Comparaison des concentration en $^{10}Be$, $^{26}Al$ et rapport $^{26}/_{10}$ en lien avec les campagnes de mesures 2018 et 2019.*

# - VI -

# Rhéologie lithosphérique

Ce chapitre vise à discuter des processus permettant la mise en place et le maintien du relief du M.C. dans le temps. Une première partie consiste en une explication des principes de mécanique utiles à la compréhension du chapitre et s'intéressera surtout à la composante isostatique (sens large) de la lithosphère. Une seconde partie propose une étude de la réponse en flexure (isostasie flexurale) de la lithosphère à l'érosion régionale quantifiée au chapitre 5. La partie suivante amorce une discussion sur la notion d'isostasie au sens classique du terme (Airy) ainsi que d'une version « modifiée » de celle de Pratt, l'isostasie thermique. Enfin, une dernière partie vise à synthétiser les résultats précédents et à discuter de la dynamique lithosphérique du M.C.

« J'imagine qu'il est tentant, si le seul outil dont vous disposiez est un marteau, de tout considérer comme un clou »

**Attribué à Abraham Maslow**

# VI. 1. Lithosphère et rhéologie

## VI. 1. 1. Lithosphère

Cette partie vise à proposer une explication aux déformations en domaine intraplaque, elle s'adresse donc à une couche superficielle de la Terre, la lithosphère. Cette dernière possède plusieurs définitions, généralement trois sont données :

1- La lithosphère thermique, c'est à dire la couche la plus superficielle de la Terre au sein de laquelle les transferts thermiques se produisent par conduction, au contraire de l'Asthénosphère où la composante convective est majeure. Dans ce cas, la base de la lithosphère (LAB, pour *Lithosphère Astenosphere Boundary*) est située à la profondeur de l'isotherme 1200-1300 °C (Fischer et al., 2010 ; Turcotte and Schubert, 2014 ; Stern 2018).

2- La lithosphère chimique. Dans ce cas-là, il s'agit d'un niveau possédant une composition chimique particulière du fait de son isolement vis à vis du reste du manteau (Fischer et al., 2010 ; Stern 2018). Le LAB se situe à une profondeur variable, souvent voisine de celle basée sur les paramètres thermiques.

3- La lithosphère mécanique (rhéologique). Cette définition considère une délimitation basée sur la résistance du milieu et/ou sur une valeur notable de viscosité (Burov and Diament, 1995 ; Stern 2018). Le LAB est, dans ce cas, situé plus proche de la surface que dans le cas des approximations thermiques ou compositionnelles.

Les trois définitions sont évidemment liées puisque, par exemple, la composition minéralogique et thermique influent notablement sur la rigidité de la lithosphère (Tarayoun, 2019).

La lithosphère est surtout structurée en deux couches : la croûte et le manteau lithosphérique. Elles sont nettement différenciées de par leur composition chimique et la profondeur de la limite (le Moho) peut être positionnée par des approches de géophysique, notamment sismologiques.

Suivant les cas, les notions d'isostasie, de flexure, etc. présentées ci-après sont plutôt associées à la lithosphère mécanique ou simplement à la profondeur du Moho. Une brève explication des notions de contrainte et de déformation est donnée pour aider ensuite lors de la discussion des mécanismes de déformation possibles pour le Massif Central.

## VI. 1. 2. Contrainte et déformation

Une contrainte est l'application d'une force sur une surface (Turcotte and Schubbert, 2014). Si la contrainte est appliquée normalement à la surface, il s'agit d'une contrainte normale, sinon, la contrainte est cisaillante (Fig. 6.1). La pression (P) est la moyenne de la contrainte normale (Turcotte and Schubert, 2014). Ces deux types de contraintes induisent une déformation du milieu, qui consiste en une modification de la géométrie du corps considéré (les effets de rotation et de translation de blocs rigides ne sont pas des phénomènes déformants). Dans le cas d'une contrainte normale on assiste à une déformation normale (cisaillement pur, c'est à dire à un raccourcissement ou allongement d'une longueur initiale), cela est exprimable en 1D par :

$$\epsilon = \frac{\Delta l}{l_0} \tag{6.1}$$

avec ε la déformation (adimensionnelle), $l_0$ la longueur initiale considérée et Δl la variation de longueur. Par convention, en géosciences, la déformation est considérée comme positive dans le cas d'une diminution de la longueur (Turcotte and Schubert, 2014). Si la contrainte est cisaillante (cisaillement simple), alors un angle initialement droit sera déformé. La déformation est exprimée comme la tangente de la modification de cet angle soit, selon l'Eq. 6.2 (Fig. 6.1) :

$$\epsilon_s = tan(\theta) = \frac{\Delta l}{l_0} \tag{6.2}$$

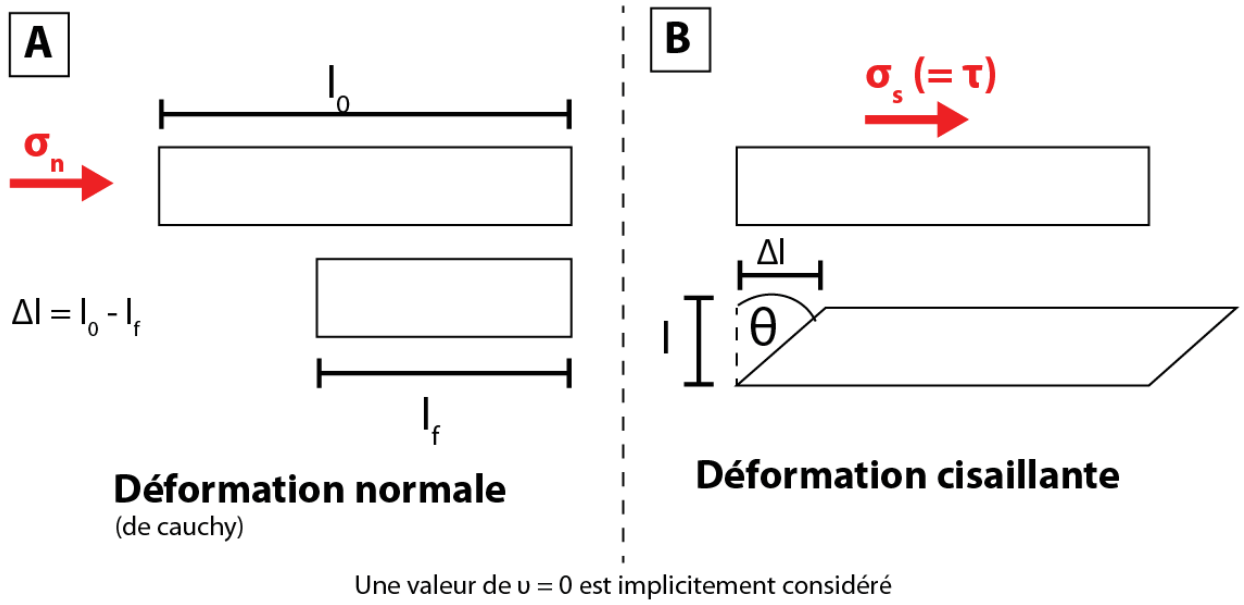



*Figure 6.1 : représentation schématique du lien entre contrainte et déformation. Les deux valeurs utiles du calcul de la déformation sont la longueur initiale l et la variation de longueur Δl.*

les deux types de déformations n'étant évidemment pas exclusives l'une de l'autre. Les déformations sont la réponse du milieu à l'application de contraintes, elles dépendent des lois de comportement de ce milieu, généralement désignées sous le terme de rhéologie.

## VI. 1. 3. Rhéologie

La rhéologie est l'étude de la réponse, en termes de déformation, d'un milieu soumis à une contrainte. Les comportements rhéologiques considérés ici sont ceux pour un milieu continu empruntés à la mécanique des solides. Globalement, quatre types de rhéologies sont à considérer :

- Premièrement : un comportement rigide. Au sens physique du terme, un élément rigide présente une absence totale de déformation lorsque soumis à une contrainte. Ce comportement a longtemps (et est encore fréquemment) utilisé pour décrire la rhéologie des plaques dans le cadre de la tectonique des plaques (cf : partie 2). L'utilisation de ce comportement est raisonnable pour certaines échelles de temps et d'espace (par exemple une table est macroscopiquement rigide si on y pose un verre d'eau, une plaque lithosphérique l'est également vis à vis de la charge induite par une voiture) mais reste une approximation et n'a probablement pas de « réalité » propre. Dans nos deux exemples, les déformations locales sont très faibles et donc généralement négligées ou impossibles à quantifier car sous la précision des méthodes de mesures.

- Deuxièmement : un comportement élastique (Fig. 6.2). Dans ce cas, la déformation est instantanée, réversible et, dans le cas d'une élasticité linéaire, proportionnelle à la contrainte appliquée (Turcotte and Schubbert, 2014). Ce comportement est exprimé à travers la loi de Hooke (Kuang et al., 1989 ; Turcotte and Schubert, 2014) :

$$\epsilon = \frac{\sigma}{E} \tag{6.2}$$

où σ est la contrainte appliquée (en Pa), ε la déformation (sans unité) et E le module d'Young (en Pa). Le module d'Young (E) rend compte de la résistance intrinsèque du milieu à la contrainte appliquée. Plus E est grand et moins la déformation sera importante pour une contrainte donnée.

- Troisièmement : un comportement plastique cassant (Fig. 6.2). Comme dans tout comportement plastique, la déformation est irréversible. Cette déformation irréversible correspond à l'initiation de fracture ou de failles dans le milieu. Ce comportement se produit si la contrainte appliquée est trop grande pour être accommodée de manière élastique mais que la pression de confinement est insuffisante pour s'opposer à la fracturation. Une température faible de la roche ainsi qu'une rigidité forte (e.g. Granulite) promeut ce comportement. La loi généralement utilisée pour rendre compte

d'un comportement cassant est la loi de Byerlee qui permet de définir le seuil de rupture, autrement dit la quantité maximale de contrainte pouvant être accommodée de manière élastique. Quand ce seuil est atteint, le milieu se fracture et les contraintes sont (au moins en parties) accommodées par une déformation irréversible. Cette contrainte seuil (contrainte cisaillante $\sigma_s$) engendrant la rupture est estimée selon (Assameur et Mareschal, 1995) :

$$\sigma_s > \alpha(\sigma_n - P_n) \quad (6.3)$$

où $\sigma_n$ est la contrainte normale au plan de glissement, $\alpha$ le coefficient de friction sur la faille et $P_n$ la pression de pore (le signe négatif indiquant qu'une augmentation de la pression de pore tend à promouvoir le glissement). Ce type de comportement intéresse principalement les premiers kilomètres de la croûte, c'est à dire la zone sismogène.

- Quatrièmement : un comportement plastique ductile (Fig. 6.2). Ce comportement se produit lorsque la contrainte augmente mais que la pression de confinement est suffisante pour empêcher la fracturation de la roche. Des roches à faible résistance (e.g. argiles) mais également une augmentation de la température tendent à favoriser ce comportement. Plusieurs mécanismes de déformation ductile sont connus avec des cinétiques diverses (e.g. fluage dislocation, fluage diffusion, glissement aux joints de grains). Mais ils ne sont pas détaillés plus avant car non utilisés dans ce travail de thèse.

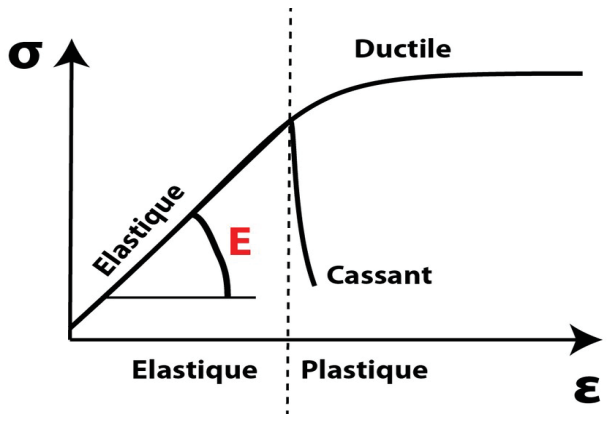



*Figure 6.2: Relation contraintes (σ) - déformation (ε) et régimes rhéologiques associés. La pente de la droite du régime élastique E correspond au module d'Young.*

Au-delà de la notion d'augmentation de la valeur de contrainte absolue, il me semble important de considérer les variations du taux de contrainte afin de contraindre le comportement des roches (cf : partie 6.3). Un exemple emblématique de cette notion est le comportement du manteau terrestre qui est purement élastique vis à vis de la propagation des ondes sismiques (temps court, de la durée de la s) et ductile, se comportant comme un fluide (à forte viscosité) sur des durée géologiques (> Ma) permettant la convection mantellique.

## Isostasie

Le principe d'isostasie repose sur la notion d'équilibre hydrostatique (Turcotte and Schubert, 2014), autrement dit du principe d'Archimède : « Un corps plongé dans un fluide subit une poussée vers le haut d'intensité égale au poids du fluide déplacé ». Selon l'axe vertical de l'objet considéré, cette poussée est donc de sens opposé au poids de l'objet. La position d'équilibre est fonction de la différence de densité entre le corps et le fluide (Fig. 6.3). Ce principe s'applique dans le cas de la lithosphère et permet d'expliquer la présence de topographie majeure, celle-ci étant en effet un « excès » de masse situé au-dessus d'un niveau de référence, souvent le niveau marin. Pour une profondeur z donnée, le poids de la colonne de roche situé au-dessus induit la génération d'une contrainte lithostatique exprimée par l'Eq. 6.4 :

$$\sigma_{litho} = \rho_{litho}\, g\, z_{litho} \tag{6.4}$$

Avec $\rho_{litho}$ la masse volumique de la roche (souvent autour de 2700 $kg.m^{-3}$ pour la croute continentale, g l'accélération de la pesanteur (~ 9.81 $m.s^{-2}$) et $z_{litho}$ la hauteur de la colonne de roche considérée (en m). Pour deux colonnes de hauteurs différentes Δz (Fig. 6.3), la différence de contrainte lithostatique $\Delta\sigma_{litho}$ s'exprime selon l'Eq 6.5 :

$$\Delta\sigma_{litho} = \rho_{litho}\, g\, z_{litho} - \rho_{litho}\, g\, (z_{litho} + \Delta z) \tag{6.5}$$

La contrainte étant supérieure pour la colonne la plus grande, celle-ci tendra à s'enfoncer plus profondément avant d'atteindre l'équilibre hydrostatique.

Si l'on se place maintenant à l'aplomb de la colonne la plus petite, à la profondeur d'équilibre de la plus grande, il s'ensuit que l'équilibre hydrostatique étant atteinte dans les deux cas, les deux contraintes doivent être équivalentes à cette profondeur. C'est ce que l'on appelle la profondeur de compensation. Il est donc de fait considéré dans le cas d'un retour à l'équilibre isostatique

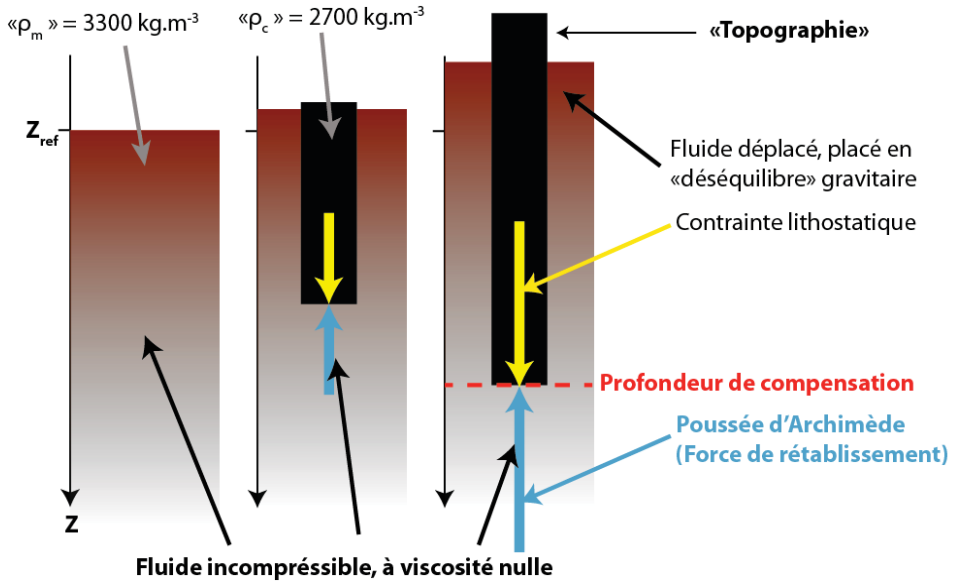



*Figure 6.3: principe générale de l'isostasie : l'équilibre hydrostatique*

un réajustement ductile du milieu inférieur (l'asthénosphère) et un comportement rigide de la colonne su-jacente.

Les deux contraintes à l'équilibre (poussée d'Archimède et pression lithostatique) sont donc calculables selon l'Eq. 6.4 pour la plus grande (puisqu'il n'y a que le poids de la colonne elle-même) et par l'Eq. 6.6 pour la colonne la plus petite, il s'agit simplement du rajout du poids de l'épaisseur de fluide ($Z_f$) présent entre la profondeur de compensation et la base de la colonne :

$$\sigma_{litho} = g(\rho_{litho}\, z_{litho} + \rho_f\, z_f) \qquad (6.6)$$

Les deux contraintes étant égales, il est possible de calculer la différence de profondeur de la base de chaque colonne si l'on connaît la différence de hauteur en surface. Dans un cas géologique, cette différence de hauteur de surface est simplement la différence d'altitude, donc le relief entre les deux colonnes. La profondeur de la base de la grande colonne correspond à la racine et est nécessaire pour supporter la charge associée à la topographie dans le cas d'un équilibre isostatique. En général les colonnes considérées sont associées à la partie crustale uniquement (Watts, 2001) et il est considéré que la totalité du manteau (lithosphérique et asténosphérique) se comporte comme un fluide parfait (viscosité nulle) homogène. En réalité cette simplification de viscosité nulle est évidemment fausse, mais acceptable, si les temps caractéristiques des déformations considérés permettent d'atteindre un état d'équilibre. Cette dernière caractéristique induit de fait que l'isostasie ne peut convenablement rendre compte de phénomènes dynamiques mais seulement d'état d'équilibre.

Autrement dit, s'il n'y a pas cette racine crustale (par exemple), pour deux colonnes de roches de même masse volumique, le système n'est pas dans un état d'équilibre mécanique (hydrostatique) et la topographie est soit en état de déséquilibre (donc dans une position transitoire) soit supportée par d'autres mécanismes que la seule poussée d'Archimède.

Cette vision de l'isostasie est celle proposée initialement par Airy au XIX$^{ième}$ siècle, elle considère une masse volumique homogène pour l'ensemble de la croûte. Cette hypothèse d'homogénéité est de fait fausse, mais reste une bonne approximation à grande échelle. Les masses volumiques classiquement utilisées sont de 2600 à 2700 kg.m$^3$ pour la croûte continentale et de 3300 kg.m$^3$ pour le manteau (Watts, 2001 ; Turcotte and Schubert, 2014). Un autre modèle classique est le modèle d'isostasie proposé par Pratt (au XIX$^{ième}$). Ce modèle considère une variation latérale de la densité des colonnes utilisées. Dans ce cas, la profondeur de la base des colonnes est identique et la hauteur de la colonne la plus grande est compensée par une densité plus faible.

Précisons que ce principe d'isostasie est par ailleurs considéré comme valide uniquement pour des charges importantes, appliquées sur de grandes distances (plusieurs centaines de kilomètres). Si la

charge est faible et ponctuelle alors il est considéré que la rigidité de la plaque suffit à résister à la contrainte (Watts, 2001). Une gamme critique de longueur d'application de la charge est celle allant de quelques kilomètres à quelques centaines de kilomètres. Dans ce cas, la lithosphère n'est pas assez rigide pour supporter la charge, mais suffisamment pour s'y opposer partiellement et l'équilibre isostatique au sens classique du terme n'est pas réalisé. Dans ce cas, la déformation lithosphérique est expliquée par un effet de flexure.

## VI. 1. 4. Elasticité de la lithosphère et flexure

La lithosphère est également considérée comme assimilable à une plaque élastique (Turcotte and Schubert, 2014) posée sur un milieu visqueux. Vis à vis de la notion d'isostasie, le comportement flexural peut être vu comme prenant en compte le couplage des  les colonnes lithosphériques voisines. La subsidence de l'une tend à entrainer les voisines de proche en proche, ces dernières jouant le rôle de « flotteur » s'opposant à la subsidence de la première.

Un comportement élastique, souvent linéaire est donc attendu. Ce comportement est clairement mis en évidence aux niveaux des zones de subduction mais aussi au centre des plaques tectoniques en lien avec, par exemple des édifices volcaniques conséquents (Hawaï) ou des effets de charge

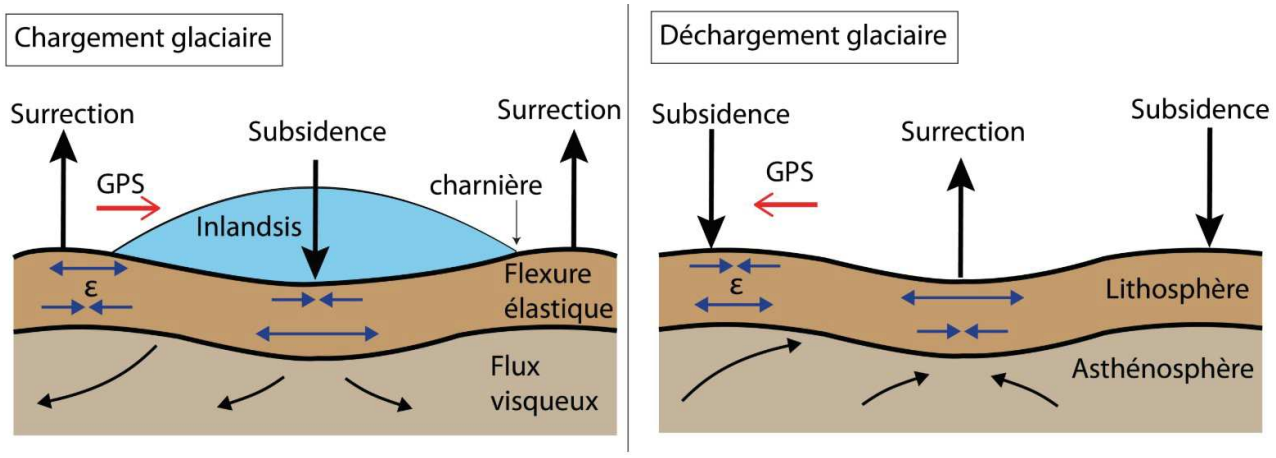



*Figure 6.4: Principe d'un chargement et déchargement glaciaire et déformation (ε) associée. La lithosphère (élastique) est considérée comme répondant à une déformation purement élastique. Les vitesses de surrection ou de subsidence sont contrôlées par la viscosité de l'asthénosphère. Le vecteur « GPS » représente le déplacement théorique d'une station GPS en lien avec le comportement flexural, c'est à dire la cinématique de la surface. D'après Tarayoun, 2019.*

glaciaires (Fjeldskaar, 1994 ; Watts, 2001). Dans ces deux derniers cas, il y a courbure de la lithosphère élastique sous l'effet d'une charge. Lorsque la charge est enlevée, dans le cas du GIA, la plaque retourne à son état anté-chargement. La déformation étant viscoélastique, la suppression de

la contrainte implique un retour à l'état initial (composante élastique). Ce retour à l'état initial n'est cependant pas instantané et dépend de l'aspect visqueux du milieu sous jacent. Plus la viscosité de celui-ci est grande et plus le temps nécessaire à sa relaxation, donc au retour à l'état initial sera important. En général, dans le cas où deux mécanismes de déformation sont à l'oeuvre de manière parallèle (dans ce cas un fluage ductile dans le manteau et une flexure élastique dans la lithosphère par exemple), le processus possédant la cinématique la plus lente impose sa vitesse de déformation à l'ensemble (Baudelet et al., 1975). En champ proche, une zone de surrection se met en place durant le chargement et inversement pendant le déchargement. La figure 6.4 représente les mouvements attendus dans le cas d'un cycle de chargement-déchargement.

Sous ce formalise de milieu élastique, le paramètre majeur contrôlant la réponse de la lithosphère est la rigidité flexurale D (Watts, 2001 ; Gargani, 2004) . D (en N m) est exprimable selon :

$$D = \frac{E \times T_e^3}{12 \times (1 - \nu^2)} \tag{6.7}$$

où E est le module d'Young (voir précédemment), Te est l'épaisseur élastique équivalente (en km) et ν le coefficient de Poisson.

Le coefficient de Poisson (ν) rend compte de la compressibilité du milieu. Il s'agit du rapport entre l'extension latérale et l'extension longitudinale d'un solide sous une compression axiale (les deux sans contraintes de confinement). ν est souvent fixé à 0.25, c'est à dire une compressibilité moyenne. A titre d'exemple, un milieu incompressible possède un ν de 0.5 et un milieu fortement compressible (tel qu'une éponge) un ν proche de 0.

Le paramètre Te (l'épaisseur élastique équivalente) correspond à l'épaisseur d'une plaque purement élastique, un modèle qui rendrait compte du comportement élastique de la lithosphère. La valeur de Te n'a donc généralement pas de signification « réelle ». Les valeurs de Te utilisées sont fortement variables puisque dépendantes par exemple de la lithologie ou du gradient géothermique (de la répartition de la température en profondeur) et sont estimées entre 5-10 km (Granger and Stock, 2004 ; Champagnac et al., 2007) à plus de 110 km (Watts, 2001). Autrement dit, la gamme de D, principalement contrainte par la valeur de Te est comprise entre ~ $10^{20}$ et $10^{24}$ N m (Fjedlskaar, 1994 ; Gargani, 2004).

Lorsque cette plaque élastique (2D plane) est soumise à une charge localisée aux coordonnées (x ; y), une flexure (vers le bas) est induite. Il est alors possible de calculer cette déflexion de la plaque (ω) en lien avec cette charge (q) selon :

$$\omega_{ij} = \frac{q \times \alpha_{2D}^2}{2 \times \pi \times D} \times kei\left(\frac{\sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2}}{\alpha_{2D}}\right) \tag{6.8}$$

où kei est la fonction de Kelvin d'ordre 0 (Watts, 2001 ; Wickert, 2016); D la rigidité flexurale et $\alpha_{2D}$ le paramètre de flexure (Watts, 2001 ; Wickert, 2016). Ce dernier est exprimé selon :

$$\alpha_{2D}=\left[\frac{D}{(\rho_m-\rho_s)\times g}\right]^{0.25} \quad (6.9)$$

avec g l'accélération de la gravité, $\rho_s$ la densité d'un potentiel remplissage de la déflexion (par exemple de la glace dans le cas de la figure 6.4) et $\rho_m$ la densité du manteau (c'est à dire du fluide déplacé) par la flexure.

Deux points me semblent être importants à préciser vis à vis de la valeur de Te. Premièrement, pour une charge donnée, l'épaisseur élastique est inversement proportionnelle à la durée d'application de la charge (Watts, 2001 ; Chéry, 2008) et deuxièmement, la vitesse de rebond, donc d'inflexion est contrôlée par la viscosité du milieu sous-jacent (variable en fonction du temps, estimé à ~ $10^{20}$-$10^{21}$ Pa s ; Turcotte and Schubert, 2014). (Watts, 2001). L'équation de la flexure d'une plaque mince (Eq. 6.8) ne prend pas en compte la dépendance au temps de la valeur de Te.

## Point sémantique

Il semble utile de redéfinir clairement quelques termes utilisés au sein de ce chapitre, à savoir : surrection, dénudation, érosion et exhumation. Au sens physique (géologique), la surrection (par exemple en mm.an$^{-1}$) correspond au mouvement vertical qu'enregistre un élément de référence de la surface tel qu'un récepteur GPS, la dénudation (e.g. mm.an$^{-1}$) à la diminution d'altitude de la surface du sol par export de matière et l'exhumation à la remontée vers la surface de roches profonde (e.g. mm.an$^{-1}$) (Fig. 6.5).

Généralement, l'exhumation est considérée comme induite par la dénudation mais la relation n'est pas systématique (e.g. exhumation le long d'un plan de faille). Le terme de dénudation est généralement associé implicitement à l'érosion (une diminution de *i* mm d'un élément de surface *j* m² correspondant à un export de *k* m³ de matière de masse volumique ρ, donc à un export de *l* kg. La différence fondamentale est en ce sens que l'érosion est une mesure de l'export de masse, la dénudation est une mesure d'une évolution géométrique. Dans le cas des karsts, l'érosion endokarstique, induit un export de masse mais une dénudation nulle). Enfin, la surrection de la surface est la résultante de la surrection profonde diminuée de la dénudation.

Dans le cas des modèles numériques présentés ci-après, la valeur d'entrée est intégré sous forme de taux de dénudation (ce taux est associé à un élément de surface unitaire et à une valeur homogène

de ρ). Les valeurs de sortie de modèle sont des taux de surrection « profond » et non pas de la surface ils correspondent globalement à un flux vertical de roche (Fig. 6.5). Une valeur de taux de surrection positive en sortie de modèle peu donc être associée à une diminution de l'altitude de la surface contrairement à une mesure de surrection réelle.

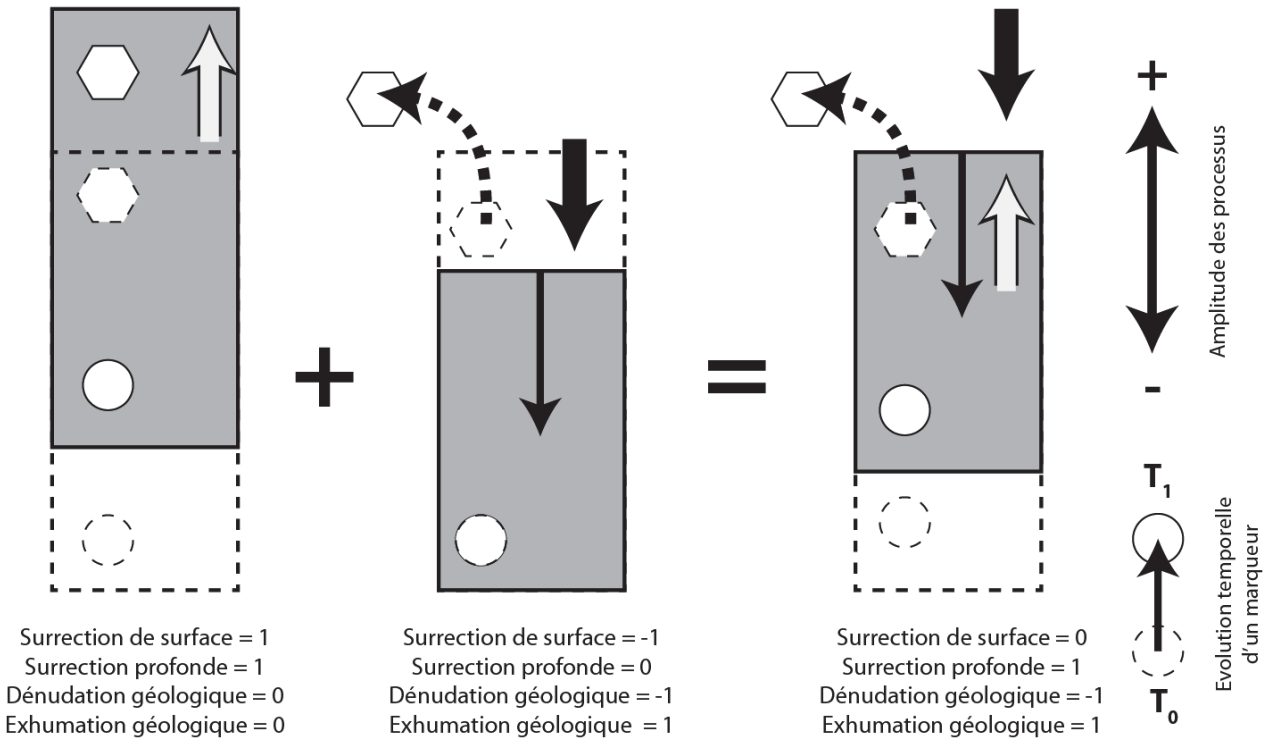



*Figure 6.5: éléments de discussions terminologiques. Les taux présentés sont ceux associés aux processus géologiques. Au sein des modèles numériques présentés dans ce chapitre, le paramètre d'entrée est la Dénudation géologique et le paramètre de sortie est la Surrection profonde. L'Exhumation géologique y est implicitement considérée comme égale à la Dénudation géologique et la valeur de Surrection de surface est obtenue en sommant les valeurs d'entrées et de sorties des modèles.*

# VI. 2. Etude de la réponse flexurale

L'idée principale de cet axe de travail est de tester le rôle de l'érosion vis à vis de la surrection à l'échelle régionale. Deux approches ont été appliquées. La première selon des modèles 2D en coupe et la seconde selon un modèle 2D en plan, les deux ayant pour but d'étudier l'effet de variations latérales d'érosion.

## VI. 2. 1. Modèles 2D (Coupes)

Une première phase de modélisation étudie les effets de l'érosion vis à vis de la surrection sur des modèles 2D verticaux : des « coupes lithosphériques » équivalentes à un profil globalement Nord-Sud au niveau de la marge cévenole. Ces premiers résultats font partie du papier publié à Solid-Earth (Malcles et al., 2020a). Le code utilisé est le code ADELI (Hassani, 1994 ; Chéry et al., 2016).

### Paramétrisation du modèle

Le modèle considère une plaque élastique de masse volumique 2800 $kg.m^{-3}$. Les conditions aux limites latérales sont fixées à un déplacement horizontal nul et un déplacement vertical libre tandis que la base du modèle est contrainte par la pression hydrostatique du fluide sous-jacent associée à une masse volumique de 3300 $kg.m^{-3}$ (un état d'équilibre initial est considéré, Fig 6.6). Le milieu est associé à un coefficient de poisson (ν) de 0.25, un module d'Young de $10^{11}$ Pa et une rigidité flexurale (D) variable de $10^{21}$ à $10^{25}$ N.m. Le profil d'érosion-sédimentation (Fig. 6.6) est basé sur les valeurs moyennes disponibles antérieurement à cette thèse, mais comme présenté précédemment (cf : partie 4.2) le premier ordre de ces valeurs n'est pas remis en cause par les nouvelles données. La sédimentation dans le golfe du Lion est notamment basée sur une estimation moyennant les résultats de Pauto, 1970 ; Lofi et al., 2003 ; Leroux et al., 2014). Les valeurs d'érosion sont basées sur les données d'Olivetti et al. (2016) avec un maximum centré globalement au niveau du relief cévenol avec un taux de 0.08 $mm.an^{-1}$. Une zone d'érosion – sédimentation nulle est intégrée au centre du modèle en vue de représenter la zone littorale qui est vraisemblablement une zone de transit sur cette échelle de temps. La présence de cette zone n'impacte pas significativement les résultats.

Le temps de l'expérimentation est de 1 Ma, c'est à dire que l'on considère la réaction du milieu après une érosion intégrée sur cette gamme de temps, soit une érosion de 80 m. Cette intégration dans un temps long permet de s'affranchir des problèmes de temps d'ajustement visqueux caractéristiques (estimé à ~ $10^4$ à $10^5$ ans ; Fjeldskaar, 1994 ; Wu et Mazzotti, 2007).

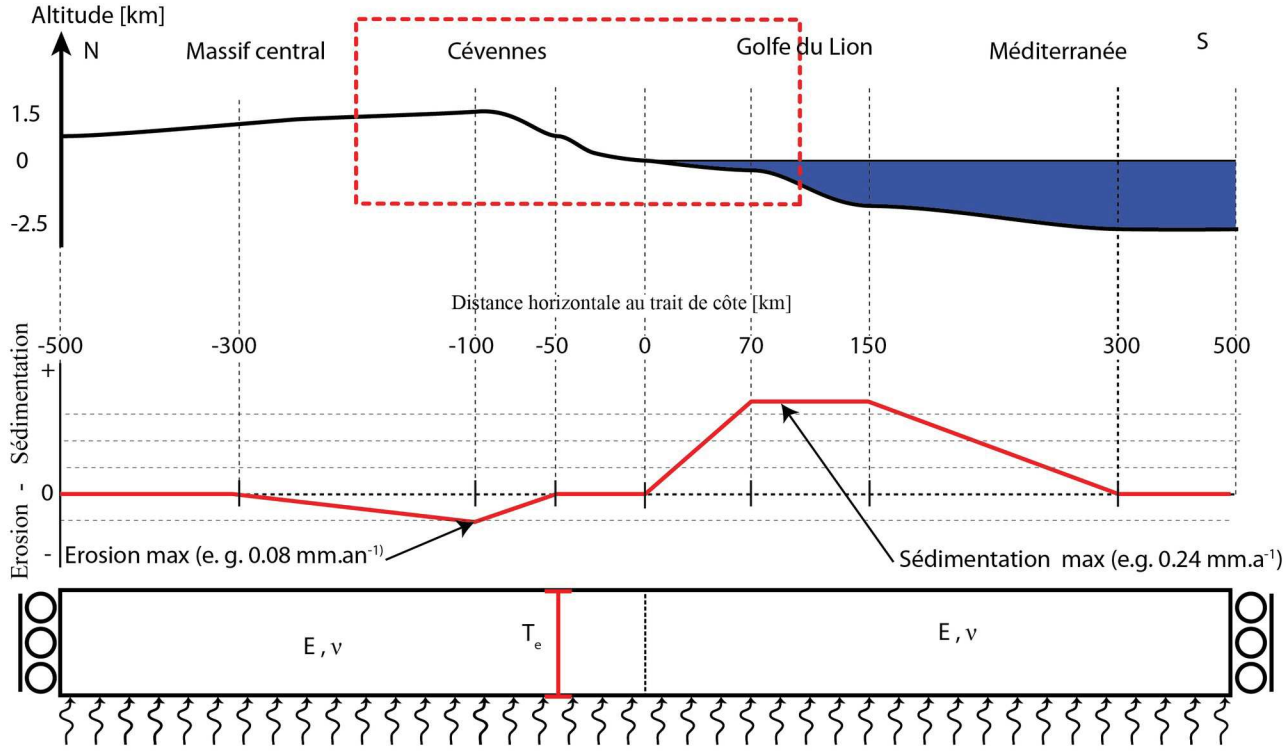



*Figure 6.6: Profil topographique schématique (en haut) et modèle initial (en bas). Au milieu : profil du forçage de surface. Valeurs négatives = érosion et positive = sédimentation. La base est équilibrée en pression, les bord contraints à une vitesse verticale libre et horizontale nulle. D'après Malcles, 2017.*

## Résultats

Un exemple de sortie du modèle est présenté Fig. 6.7. On observe une surrection localisée au niveau de la région M.C. - Cévennes ainsi qu'une subsidence notable au niveau du Golfe du Lion en réponse à la sédimentation. Dans ce cas (Te = 15 km, Fig.6.7), la vitesse de subsidence au niveau du golfe du Lion est supérieure à 200 $m.Ma^{-1}$ tandis que la vitesse de surrection au niveau de la zone Cévennes-M.C. est de l'ordre de 50 $m.Ma^{-1}$. Cette valeur dépend notamment de la valeur de Te considérée, plus celle-ci est faible est plus le rayon de courbure de la flexure est faible (Fig. 6.8), si Te devient trop grand, le rayon de courbure de la déflexion associée à la surcharge au niveau du golfe du Lion peut potentiellement impacter la zone Cévenole diminuant l'effet local de surrection.

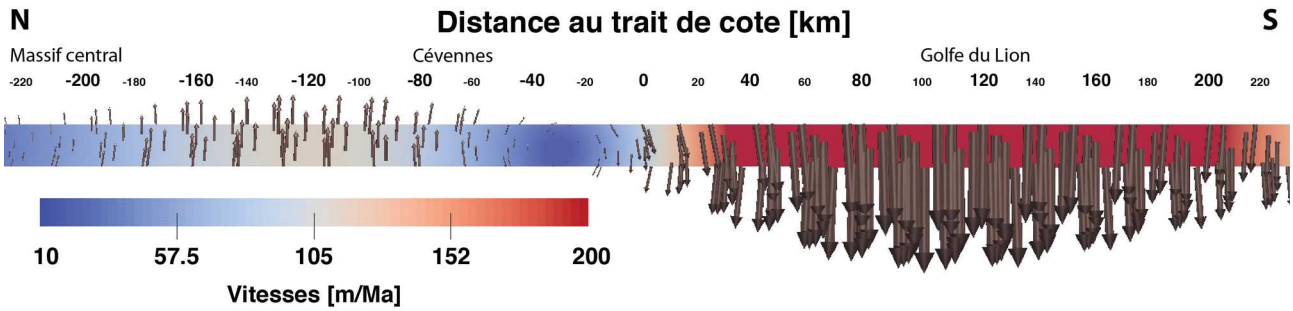



*Figure 6.7: champ de vitesse associée au forçage de surface (érosion, sédimentation) pour le modèle de référence (Te = 15 km). La taille des vecteurs est proportionnelle à la vitesse dont l'intensité est donnée par le gradient de couleur.*

Une étude paramétrique testant le rôle de la valeur de Te allant de 4 à 88 km montre une indépendance de première ordre entre les effets de sédimentation et d'érosion vis à vis des mouvements verticaux du M.C. tant que la valeur de Te est inférieure à ~ 20 km. Au vu du contexte thermique (notamment), il est peu probable d'avoir une valeur de Te > 20 km ce qui conforte la conclusion préliminaire sur le rôle de l'érosion dans la surrection du M.C. Autrement dit, il est possible de considérer que la totalité de la surrection induite par les processus de surfaces est à associer au déchargement érosif.

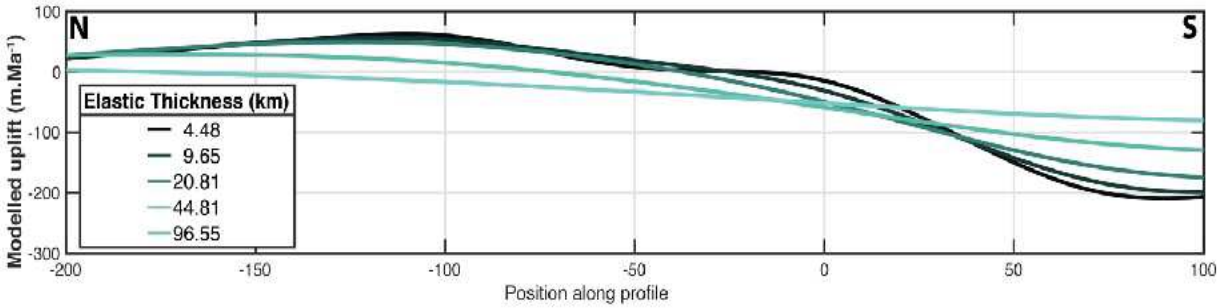



*Figure 6.8 : Taux de surrection d'une surface passive associé au profil d'érosion, sédimentation de référence pour différentes valeurs de Te. D'après Malcles et al., 2020.*

Ce rebond associé à la décharge érosive permettrait donc de créer des mouvements verticaux et de maintenir partiellement une topographie régionale existante. Cette compensation de la perte d'altitude induite par l'érosion est de l'ordre de 1/2 à 2/3 de la perte altitudinale associée à la dénudation (e.g. diminution finale de l'altitude de ~ 30 m pour 100 m d'érosion).

## VI. 2. 2. Modèles 2D (Plan)

Le second type de modèles utilisés repose sur le code Gflex (Wickert, 2016). Dans notre cas, il s'agit d'une sommation des solutions analytiques de l'équation de la flexure d'une plaque fine

(Eq. 6.8) induite par une charge. Cette approximation suppose une courbure finale faible devant l'épaisseur de la plaque (~ 5%) ce qui est vérifié au vu des résultats.
Autrement dit, il est important de considérer que la réponse en sortie de modèle correspond à une réponse immédiate, finie, en lien avec l'application instantanée d'une charge. Ici encore, et pour les mêmes raisons que pour les profils 2D, le temps de relaxation visqueux n'est pas pris en compte. L'intégration de l'érosion suivant cette approche est discutée ultérieurement.

## Paramétrisation du modèle

Le modèle est simplement une plaque élastique mince homogène et isotrope. L'épaisseur (z) de la plaque peut être modifiée mais doit rester faible devant ses dimensions horizontales (x, y ; Burov et Diament, 1995). Les deux paramètres ν et de E sont fixés respectivement à 0.25 et $1.10^{11}$ Pa. La masse volumique de la plaque élastique est fixée à 2700 $kg.m^{-3}$ et celle du milieu sous-jacent à 3300 $kg.m^{-3}$. La valeur de densité associé au remplissage ($\rho_s$, Eq. 6.9) est fixé à 0. La carte d'érosion en entrée du modèle est celle présentée figure 5.61 et l'hypothèse est faite que ces taux sont ceux associés à une érosion durant 1 Ma (en général de ~ 80 m). Si cette simplification semble raisonnable vis à vis des processus de surface (mais n'est pas prouvée), puisque des signaux périodiques de type cycles glaciaires tendent théoriquement à se moyenner dans le temps, elle pose plus de problème vis à vis de la rhéologie de la lithosphère, en particulier sur le choix d'une valeur de Te représentative (cf : partie 6.4).

## Surrection liée à l'érosion « moyennée »

L'utilisation de la carte de dénudation simple, induit une flexure vers le haut conséquente, de l'ensemble du M.C. (Fig. 6.9). La flexure modélisée est la réponse à l'érosion totale sur 1 Ma et est donc similaire à un taux de surrection ($m.Ma^{-1}$). On note que pour une valeur de Te de 10 km, la surrection maximale est localisée au niveau du volcan Cantalien, c'est à dire logiquement au niveau de la zone à plus forte érosion. On y observe des valeurs de surrection de l'ordre 90 m. La courbe de surrection nulle se situe largement à l'extérieure du M.C. puisque localisée au niveau du plateau du golfe du Lion au Sud, dans les Alpes à l'Est ou dans le Bassin Aquitain à l'Ouest.
Lorsque la valeur de Te augmente, le taux de surrection diminue et le maximum de surrection tend à se positionner au centre du M.C. Les zones périphériques sont peu sensibles aux modifications de la valeur de Te, comme par exemple au niveau de la vallée du Rhône (Fig. 6.9, extrémité droite du profil C). Les zones centrales sont notablement plus sensibles à cet effet puisque, la zone

cantalienne par exemple (Fig. 6.9, profil A et B) présente une diminution du taux de surrection de 50 % (passant de ~ 90 m.Ma$^{-1}$ à ~ 50 m.Ma$^{-1}$ pour des Te respectifs de 10 et 50 km).

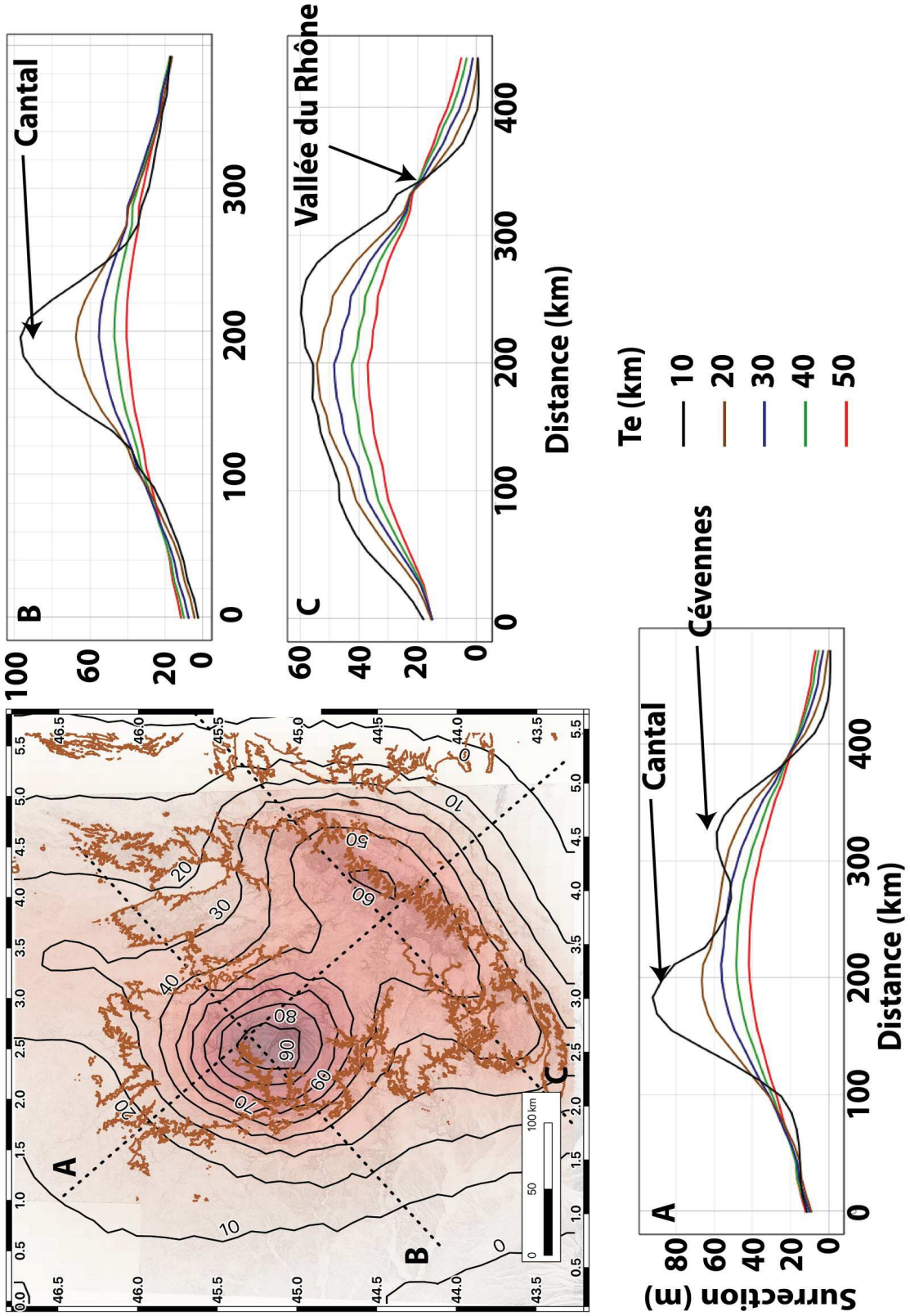



*Figure 6.9 :Résultat de flexure régionale en lien avec une dénudation moyenne « homogène ». La carte représente les courbes d'iso-flexure (en m), courbes noires modélisées pour une valeur de Te de 10 km. La courbe d'altitude 500 m est représentée en marron et les traits de coupes en tiretés noirs. Les trois coupes A, B et C représentes les valeurs de flexures en lien avec différentes valeurs de Te.*

Autre point important, on remarque un changement de comportement entre des valeurs de Te de ~ 10 et 20 km puisque les signaux à faible emprises spatiales sont visibles à Te = 10 km et sont lissés à Te = 20 km. Cet aspect est nettement visible au niveau de la région comprise entre les Cévennes et le Cantal (Profil A, Fig. 6.9). A cet endroit d'ailleurs, le taux de surrection modélisé y atteint une valeur supérieure à la dénudation appliquée. Ce résultat suggère que la mise en altitude de certaines zones du M.C. peuvent être attribuée, en partie, à un effet de flexure de plaque et apporte un axe de recherche en vu d'expliquer la présence de zones préservée (avec, par exemple leurs cortèges altéritiques) en altitude au niveau du centre (e.g. Plateau Ardéchois du fait de la surrection conjointe induite par l'érosion des Cévennes et du Cantal) ou des périphérie (surrection nette du quadrant Nord-Ouest, du Limousin, associé à l'érosion du Cantal).

L'effet est cependant également présent, et très marqué, en bordure des polygones utilisés en valeur d'entrée du modèle (Fig. 6.10). A ces endroits, l'effet est vraisemblablement à attribuer à un effet de bord de polygone et non pas à un comportement réel de couplage latéral. Ce résultat montre que l'approximation de la dénudation à l'aide de polygones nettement individualisés semble être en limite de validité au-delà de l'aspect purement régional et demande une étude plus poussée en vue de contraindre le possible effet réelle sur la mise en altitude de surfaces vestigiales (part relative vis à vis d'autres effets tels que l'isostasie thermique, cf:partie 6.3).

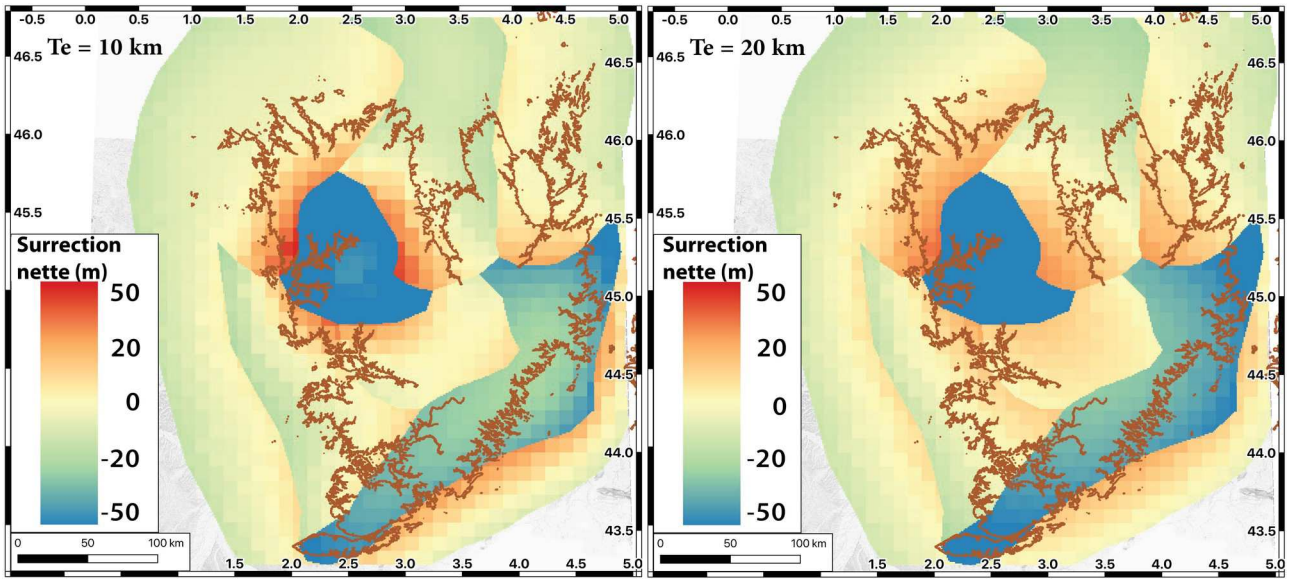



*Figure 6.10 : Représentation de la surrection nette modélisée pour deux valeurs de Te (10 et 20 km). La valeur de surrection nette est obtenue comme la différence entre la valeur de flexure et la valeur de dénudation. Les très fortes localisation de surrection nette positive autour du Cantal, par exemple sont a attribuer à des effets de bords de polygone (artefact numérique).*

Enfin, précisons qu'appliquer un changement dans le taux d'érosion induit une modification de la valeur modélisée du même facteur au vu de la réponse linéaire entre la charge appliquée et la flexure modélisée (Eq. 6.8).

## Choix de la valeur de Te

Les courbes présentées sur la Figure 6.9 montrent le signal attendu pour des valeur de Te allant de 10 à 50 km. Cependant, des valeurs aussi élevées que 50 km ne sont pas *a priori* pas réaliste dans le cas du M.C, surtout pour des périodes de l'ordre du Ma. En effet, la valeur de Te représentative de la lithosphère diminue en fonction du temps d'application de la charge, ou de la décharge (Thatcher and Pollitz, 2008). Dans une considération de l'ordre de $10^6$ ans, les valeurs de Te sont généralement associées à une partie seulement de l'épaisseur de croute, dont la résistance à une contrainte déviatorique est supérieure à ~ 10-20 MPa (Burov and Diament, 1995 ; Thatcher and Pollitz, 2008). Le M.C. possédant une épaisseur de croute de 30 km, il est peu crédible de considérer une valeur de Te supérieure à ~ 10-15 km (même en invoquant une rigidité suffisante d'une partie du manteau lithosphérique). Les valeurs de Te forte (50 à 80, voir plus) sont plutôt associées aux zones cratoniques plus froides (Audet et Mareschal, 2004a ; 2004b ; Célérier et al., 2005) donc à une lithosphère plus épaisse et résistante que celle du M.C.

Un autre argument majeur en faveur d'une faible valeur de Te est la présence d'un fort flux de chaleur. En contexte de frontière de plaque (au niveau de la faille de San-Andreas), Chéry (2008) propose une valeur de Te de l'ordre de 10 km pour des périodes de quelques années à dizaines d'années (période intersismiques). Ces deux éléments (temps d'application de la charge considérée comme longue) et faiblesse intrinsèque de la lithosphère au niveau du M.C. (induit probablement par un adoucissement thermique) impliquent une faible valeur de Te « long-terme », probablement autour de 5-15 km.

### Choix de la valeur de $\rho_s$

Les résultats présentés précédemment sont associée à une valeur de $\rho_s$ de 0 au sein de l'équation 6.9. Autrement dit, il est considéré que la flexure n'enregistre aucun remplissage d'aucune sorte. En surface, c'est évidement le cas puisque la « charge » appliquée est un forçage érosif. L'équation de la flexure est fréquemment utilisé dans le cadre de l'application d'une charge en surface, donc d'une inflexion de la plaque vers le bas. Dans ce cas, il y a, ou non, un remplissage de l'inflexion . Ce remplissage va induire un renforcement de la flexure car associé à une charge supplémentaire. Dans le cas de la flexure du M.C. associé à un déchargement, la flexure est orientée vers le haut. En supposant l'existence d'un unique noyau élastique au sein de la croûte supérieure à moyenne, alors il me semble logique de considérer que l'inflexion en profondeur ne va pas être maintenue « vide », mais bien remplie par le milieu encaissant, c'est à dire la croûte de masse volumique 2700 $kg.m^{-3}$.

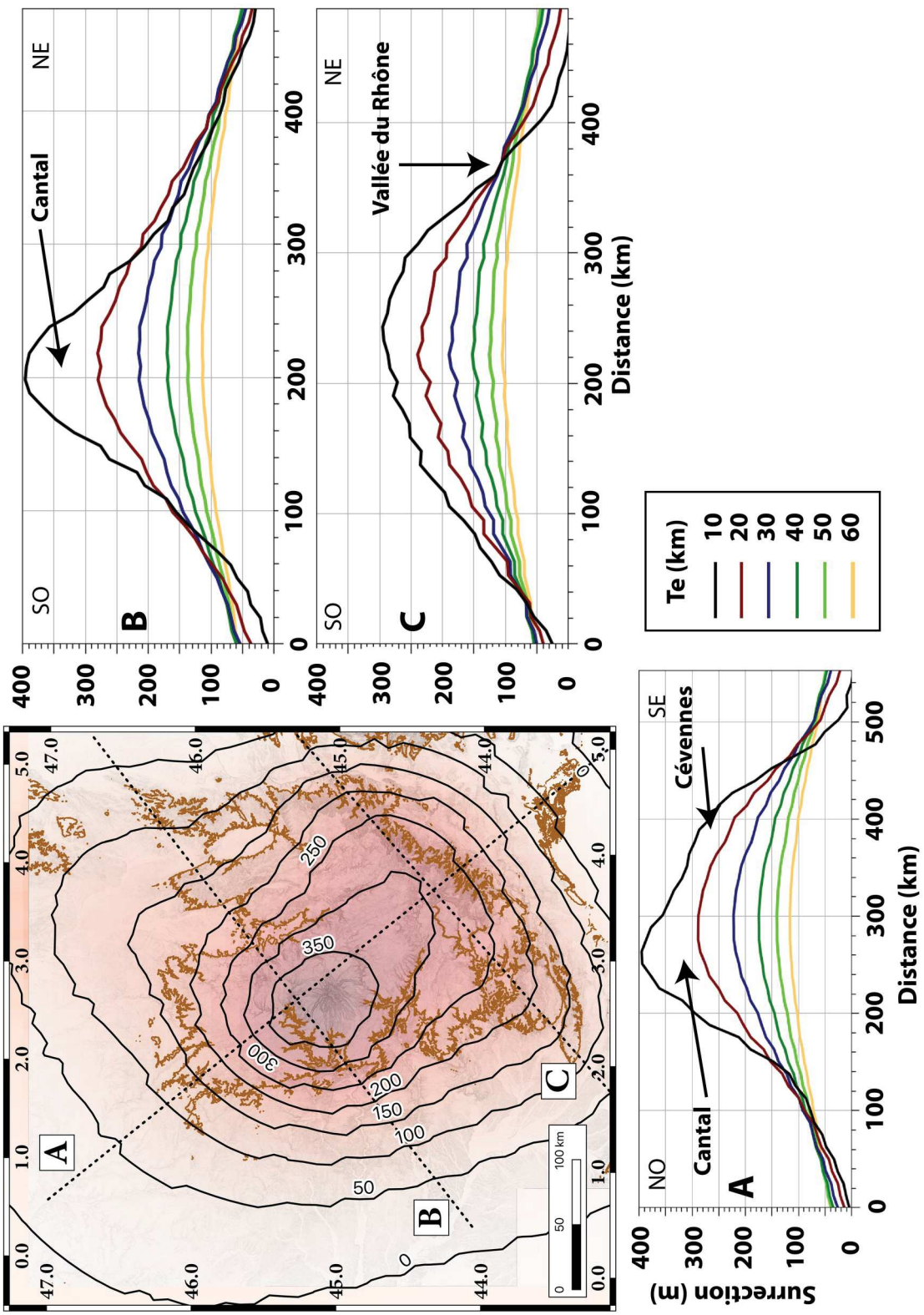



*Figure 6.11 : Résultat de flexure régionale en lien avec une dénudation moyenne « homogène ». La carte représente les courbes d'iso-flexure (en m), courbes noires modélisées pour une valeur de Te de 10 km. La courbe d'altitude 500 m est représentée en marron et les traits de coupes en tiretés noirs. Les trois coupes A, B et C représentes les valeurs de flexures en lien avec différentes valeurs de Te.*

L'intégration de cet effet induit cependant un résultat inacceptable au vu des données géomorphologiques et géochronologiques (Fig. 6.11) puisque l'amplitude de la surrection modélisée est supérieure aux taux de dénudation locaux pour la quasi-totalité du M.C.

En effet, ce point indiquerait une possible mise en relief du M.C. sur le simple fait de l'érosion avec des taux de surrection qui impliquerait une formation du relief régional en ~ 2 Ma alors que les données de géochronologie indiquent clairement une existence notable des vallées, donc d'un relief régional, il y a ~ 4 Ma. Deuxièmement, ce taux de surrection de l'ordre de 400 à 500 $m.Ma^{-1}$ (0.4 - 0.5 $mm.an^{-1}$) (voir plus si la valeur de Te est plus proche de 5 km) entre en contradiction avec les observations géodésiques fixant un seuil maximal de ~ 0.1 $mm.a^{-1}$ (100 $m.Ma^{-1}$).

Dans ce cas, la sur-estimation des taux de surrection associée aux modèles ne me semble pas être à imputer au choix de la valeur de Te mais bien à la manière dont l'érosion est considérée ou à la paramétrisation du modèle.

La comparaison des fig. 6.9 et 6.11 montre que seule l'amplitude, non pas l'aspect, de la surrection est sensiblement impactée par ce choix de $\rho_s$. Ce point reste à mieux contraindre, notamment en raison du fait que l'équation de la flexure suggère une parfaite symétrie entre une flexure vers le haut ou vers le bas alors que le possible remplissage de l'inflexion est dans un cas, clairement associé à une surcharge (flexure vers le bas), mais présente un effet moins net dans le cas d'une flexure vers le haut. Un probable effet nul, comme montré fig.6.9 en lien avec une valeur de $\rho_s$ équivalente de 0 est à considérer au premier ordre. Une surcharge opposée à la surrection si la matériau de « remplissage » est en déséquilibre gravitaire reste envisageable.

## Rôle de la distribution de l'érosion

Un autre aspect majeurt, en cours d'étude, est la modification de la prise en compte de l'érosion dans les données d'entrée du modèle. Les résultats des figures 6.9 ou 6.10 impliquent l'application d'une érosion moyenne, uniformément répartie au sein d'un B.V. Cette approximation est induite par le fait que les taux de dénudation contraints par la mesure en isotopes cosmogéniques utilisés dans cette thèse ne sont qu'un taux moyen à l'échelle du B.V. (Cette limite est intrinsèque à toute mesure faite à l'exutoire tel que la mesure de la charge dissoute). Or, les processus érosifs ne sont pas uniformément répartis au sein d'un B.V. (e.g. Campbell, 1977). En fait, la seule présence d'un drain (incisé) expose clairement ce fait. Aussi, la répartition géographique du déchargement érosif doit également être géographiquement variable, ce qui induit possiblement un couplage spatial moins fort des effets de flexure induits, et limite la valeur maximale de surrection.

Un premier essai de prise en compte d'une localisation plus marquée des processus érosifs est présenté Fig. 6.12. Il est à noter que la valeur de $\rho_s$ utilisé dans ce cas est de 2700 $kg.m^{-3}$. La carte

d'érosion locale (Fig. 6.12) utilisée est déterminée en deux étapes. Premièrement, le MNT de référence à 30 m (permettant une quantification raisonnable des pentes réelles) est ré-échantillonné sur une grille de résolution 3x3 km. Pour chaque cellule, deux valeurs sont d'intérêts : la valeur de pente moyenne et la valeur de pente maximale. Un facteur de correction est ensuite calculé pour chaque cellule selon l'équation 6.10) déterminée empiriquement, afin de produire une valeur d'érosion nulle pour des pentes de 0°, de 20 fois le taux moyen (fig. 5.61) pour des pentes de 90° et de 2,5 fois et 1 fois le taux de dénudation moyen pour des pentes respectives de 30 et 17°.

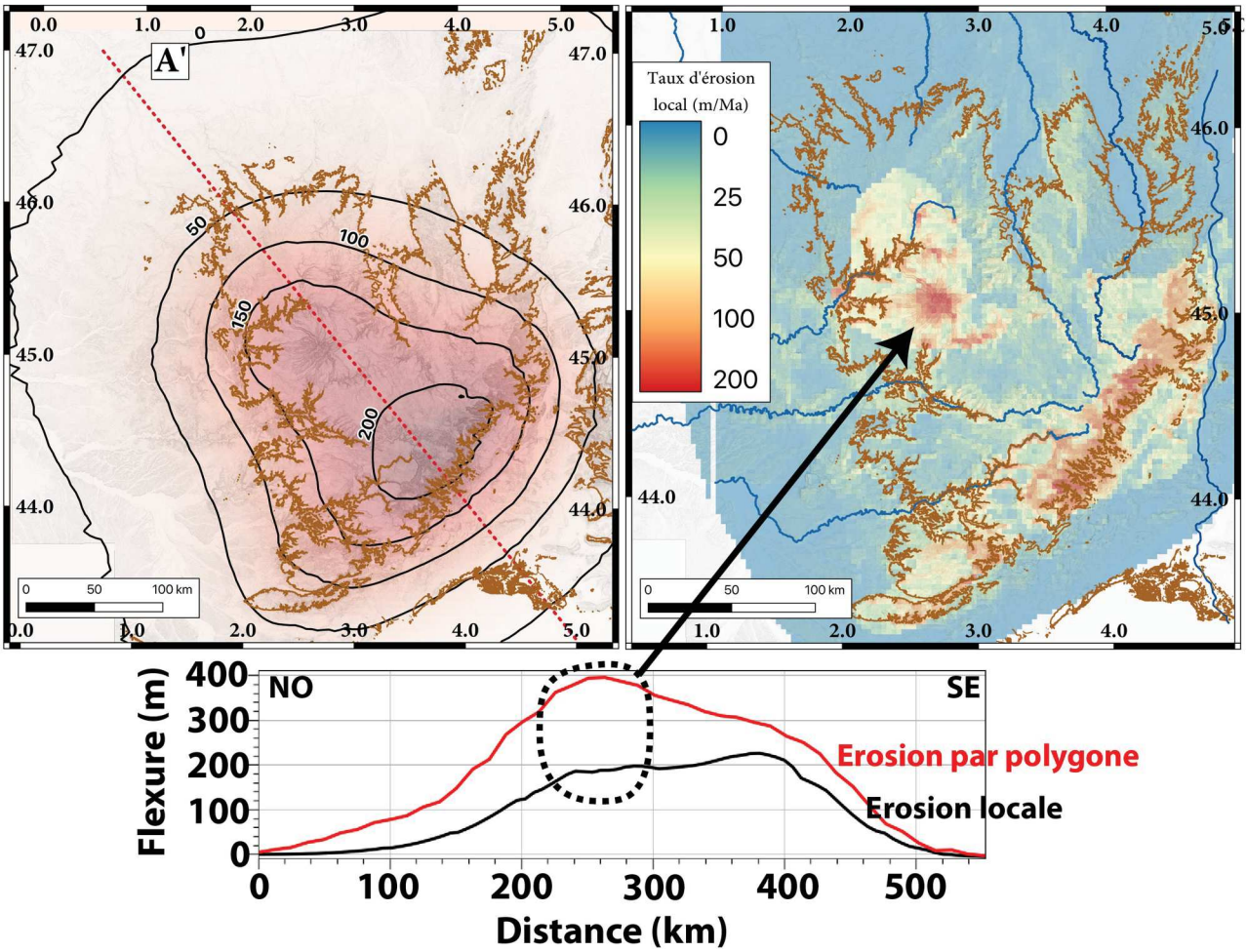



*Figure 6.12: Carte en haut à gauche : champ de flexure modélisée en lien avec une érosion pondérée de la pente locale pour une valeur de Te de 10 km et valeur de $\rho_s$ de 2700 kg.m$^{-3}$. Les courbes d'iso-flexure sont représentées en noir. Carte du haut à droite : Carte des taux d'érosion locaux modifiés selon l'équation 6.10. La courbe de niveau 500 m est représentée en marron dans les deux cas. Coupe du bas : comparaison de la flexure prédite d'une plaque élastique de Te = 10 km pour une érosion homogène par polygone (courbe rouge) et localisée par la pente (courbe noire).*

$$F_{loc} = 20 \times \frac{0.2 \times (\bar{P})^2 + 2 \times \bar{P}}{0.2 \times (P_{max})^2 + 2 \times P_{max}} \qquad (6.10)$$

où $\bar{P}$ est la pente moyenne et $P_{max}$ la pente maximale de chaque cellule.

Cette équation ne vise pas à rendre compte de la dynamique réelle des processus érosifs mais simplement à induire une localisation raisonnable de l'érosion à une échelle spatiale de l'ordre de quelques kilomètres.

On observe sur la figure 6.12 que la prise en compte d'une localisation marquée de l'érosion induit un signal régional notablement différent de celui obtenu par l'intégration de l'érosion sous la forme de polygone. La surrection régionale est déplacée de la zone Cantalienne vers la région Cévenole et la valeur de flexure maximale est diminuée d'un facteur 2 environ.

Malgré l'augmentation du taux d'érosion maximal au niveau du Cantal (240 $m.Ma^{-1}$ au lieu de 140 $m.Ma^{-1}$, +72%) la flexure est réduite de moitié. Ces résultats n'ont pas vocation à quantifier de manière fiable la flexure associée à l'érosion, notamment car l'intégrale de la masse érodée n'est pas identique dans les deux cas, mais montrent qualitativement qu'une meilleur intégration des variations locales d'érosion, à l'échelle de $10^2$ – $10^3$ m, est nécessaire (une modification proportionnelle des valeurs d'érosion aura premièrement un effet sur l'amplitude de la flexure et que faiblement, voir aucun, sur la forme de la flexure, celle-ci étant première contrainte par la valeur de Te).

## VI. 2. 3. Conclusion sur la flexure

Les deux approches apportent des éléments complémentaires vis à vis de la dynamique probable du M.C. en lien avec l'érosion mais souffrent en l'état d'importantes limites ce qui empêche d'aller plus avant dans l'utilisation de cet outil comme par exemple la quantification des contraintes produites par la flexure sur un plan de faille.

Il ressort donc surtout que la réponse à l'érosion induit vraisemblablement une surrection notable à l'échelle de la région. Certaines zones centrales, non-impactées par des effets locaux d'érosion peuvent cependant être associées à une surrection notable du fait du comportement élastique de la lithosphère. La présence de deux zones à forte érosion (Cantal et Cévennes) est marquant à ce propos vis à vis du taux de surrection modélisé pour la zone intermédiaire (e.g. Margeride). Néanmoins, cet aspect reste spéculatif et il me semble que l'information majeure à retenir de ces premiers résultats est que la réponse élastique de la lithosphère au forçage érosif permet à minima un maintien de l'altitude des zones centrales du M.C.

Deux éléments majeurs doivent être pris en comptes avant de pouvoir utiliser de manière faible la modélisation flexurale pour des questions plus locales telle que des perturbations de contraintes sur des failles ou l'obtention de taux et styles de déformation :

1) L'utilisation d'une plaque homogène isotrope ne me semble pas valide au vu de la structure lithosphérique complexe du M.C. Cet aspect est probablement conséquent vis à vis de la dynamique de la faille de Cévennes tel que présenté partie 5. Ce point (associée à la prise en compte de complexité lithosphérique) sera détaillé après, au sein de la partie 6.3.

2) Une meilleure prise en compte de la répartition des taux d'érosion dans l'espace me semble nécessaire. Les exemples simple des figures 6.10 et 6.12 metten clairement en avant le rôle majeur de ce paramètre. Cet aspect de distribution spatiale est relativement simple à implémenter en considérant une relation principalement contrainte par les valeurs de pentes locales (ou, à l'instar des lois d'érosion fluviales, proportionnelles à la pente locale et à l'aire drainée passant en chaque cellule du MNT). Le second aspect, notablement plus complexe est celui de la stabilité des taux d'érosion dans le temps. Il ne semble pas être possible de contraindre cet aspect sur la simple analyse du MNT et, à défaut de pouvoir multiplier les contrôles géochronologiques (pour des raisons de temps de traitement, de coût d'analyse, ou simplement d'absence de marqueur datable), une hypothèse d'ergodicité basé sur un lien entre paramètre morphométrique et taux d'érosion pourrait apporter un premier cadre de travail (mais nécessiterait une quantité conséquente de nouvelles datations).

# VI. 3. Isostasie et isostasie thermique

Les résultats présentés précédemment peuvent expliquer partiellement la présence de la topographie régionale du M.C., et notamment son maintien dans le temps. Néanmoins, le réajustement élastique est inopérant pour expliquer la totalité de la surrection (La réponse étant au mieux de limiter la chute altitudinale de la surface liée aux phénomènes d'érosion) et surtout, il ne peut être efficace que dans le cas d'une topographie existante, autrement dit, il est nécessaire de trouver un autre processus apte à expliquer le déclenchement de la surrection.

## VI. 3. 1. Isostasie d'Airy

Au vu de l'emprise spatiale du M.C., et des processus de surface associés, il est possible de tester la stabilité hydrostatique du système (équilibre isostatique, Watts, 2001). Si l'isostasie d'Airy est atteinte, cela implique que la topographie soit compensée par une racine crustale. Dans le cas du M.C., une telle racine est absente (cf : partie 3.4). Aussi, en comparant la structure d'une colonne de roche représentative du M.C. ($C_{mc}$) avec une représentative des zones périphériques non orogéniques (tel que la Bretagne, $C_{ref}$), il est possible de quantifier un déséquilibre théorique de pression en base de colonne (Fig. 6.13).

La première colonne $C_{ref}$ est définie comme ayant une hauteur totale de 30 km. La seconde colonne n'a pas de hauteur propre de définie mais sa topographie est supérieure de 800 ± 200 m à celle de $C_{ref}$. Cette valeur est choisie pour rendre compte de l'amplitude du relief régional du M.C. vis à vis des zones adjacentes. Les deux colonnes sont associées à une masse volumique ($\rho_c$) de 2700 $kg.m^{-3}$ tandis que celle du fluide sous-jacent est de $\rho_m = 3300$ $kg.m^{-3}$.

En considérant un équilibre isostatique de $C_{ref}$, la topographie théorique de cette colonne au-dessus du niveau de référence du fluide est de 5.5 km (cette valeur de 5.5 km peut être considérée en première approximation comme la différence d'altitude entre la surface des continents et le fond des océans) et la pression à la base (ou la contrainte verticale $\sigma_v$) est de 795 MPa. Aucune incertitude n'est considérée puisque, d'une part la relation est linéaire et que d'autre part je me base sur une étude relative entre les deux colonnes.

En considérant un équilibre isostatique également pour la colonne du M.C. ($C_{MC}$) alors elle doit être compensée en profondeur. La hauteur de racine est exprimée selon :

$$H_R = \frac{H_T \times \rho_c}{\rho_m - \rho_c} \qquad \text{(Eq. 6.11)}$$

Dans le cas de $C_{MC}$ la racine théorique est plus profonde de 3.6 ± 0.9 km que celle de $C_{ref}$ (soit une hauteur totale de colonne de 34.4 ± 0.9 km pour un moho à ~ 34 km.

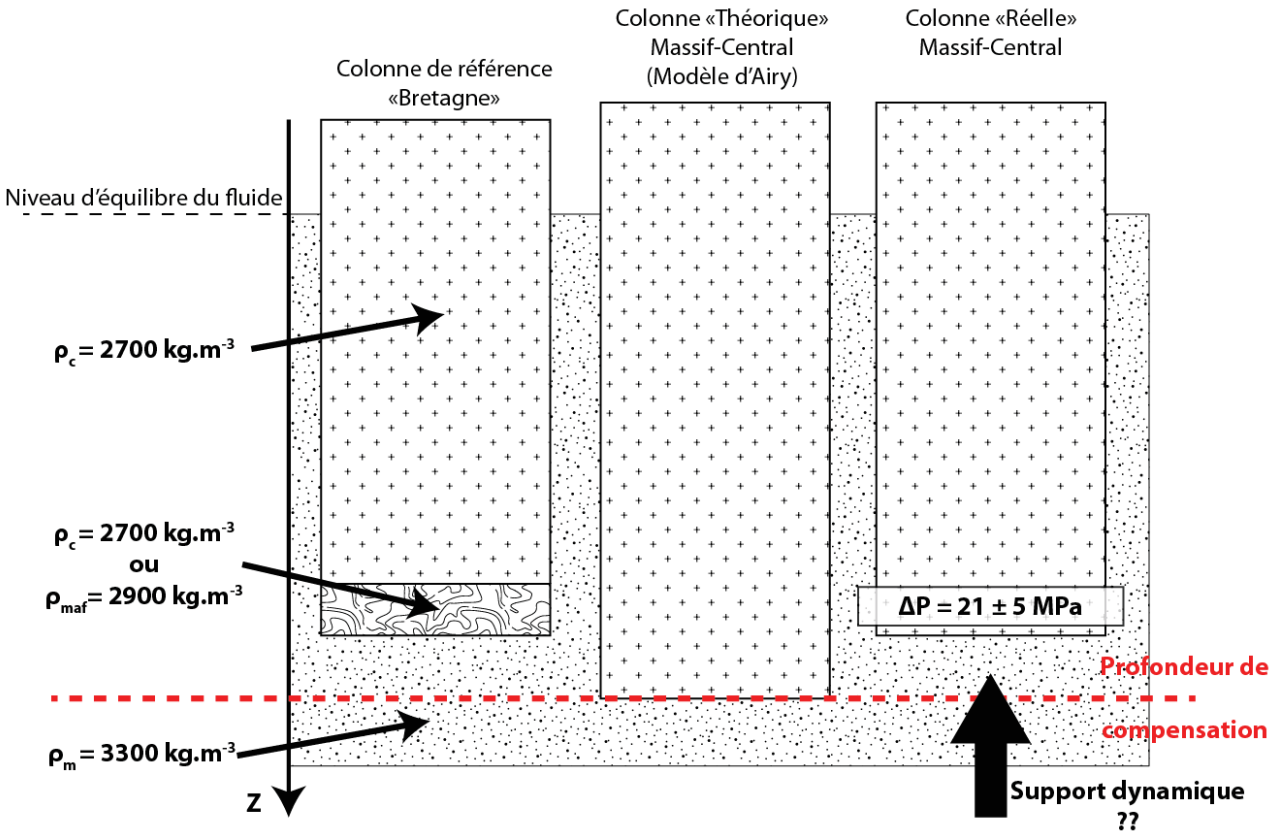



*Figure 6.13 : Cadre de réflexion sur l'état d'équilibre isostatique différentiel entre le Massif-Central et les zones voisines (avec un modèle de colonne de référence, type « Bretagne »). Les relations de dimensions verticales entre « topographies » et racines sont respectées.*

Cette différence de profondeur de moho n'est pas retrouvée par les études géophysiques (cf : partie 3.10) qui indiquent l'absence de différence de profondeur (moho à 30 km sur l'ensemble de la région) voir une profondeur inférieure de l'ordre de 2 km à l'aplomb du M.C. (Artemieva and Thybo, 2013). Au vu des incertitudes en règle générale sur les estimations de profondeur du moho (2-3 km), je considèrerais une profondeur identique à 30 km. A cette profondeur, la pression lithostatique (ou $\sigma_v$) est donc théoriquement plus grande sous le M.C. d'une valeur de 21 ± 5 MPa (Eq. 6.6).

Une première possibilité est de contrebalancer cette pression par une contrainte égale (ou supérieure), tel que par exemple une poussée mantellique.

La seconde possibilité et de considérer que cet « excès » de pression n'existe pas en base de croute, et se positionner dans un cadre d'isostasie de Pratt. Il est donc dans ce cas nécessaire de modifier l'Equation 6.6 afin de rendre compte de cet effet. Sur les trois paramètres constitutifs de l'équation, seule la valeur de $\rho_c$ est modifiable (devenant $\rho_{mod}$) L'équation 6.6 devient donc :

$$\rho_c \times g \times Z_{ref} - \rho_{mod} \times g \times (Z_{ref} + Z_{topo}) = 0 \quad \text{(Eq. 6.12)}$$

Et il est possible d'obtenir la valeur de $\rho_{mod}$ selon :

$$\rho_{mod} = \rho_c \times \left(\frac{Z_{ref}}{Z_{ref} + Z_{topo}}\right) \quad \text{(Eq. 6.13)}$$

La masse volumique modifiée moyenne $\rho_{mod}$ de la colonne de roche du M.C. doit donc être de 2629 ± 16 kg.m$^{-3}$. Une première explication serait une différence dans la lithologie de la colonne lithosphérique (Fig. 6.13). Cette différence est proposée par Artemieva and Thybo (2013), avec une croute inférieure mafique épaisse de 3 km au niveau des zones périphériques et l'absence de niveau mafique au niveau du M.C. Cette différence compositionnelle en base de croûte n'est pas apte à expliquer la variation de densité moyenne ou le différentiel de pression lithostatique. En considérant une masse volumique de croute inférieure = 2900 kg.m$^{-3}$ (Burov, 2015), la correction apportée à $\sigma_v$ n'est que de l'ordre de 6 ± 2 MPa. Bien qu'il serait intéressant de prendre en compte de manière plus détaillée ces possibles contrastes lithologiques, il me semble que l'explication est plutôt à chercher au niveau des variations des paramètres thermiques et à considérer un potentiel soutien de la topographie par isostasie thermique.

## VI. 3. 2. « Isostasie de Pratt » ou l'isostasie thermique

La correction apportée par la prise en compte de l'effet de densité différentielle de la croute inférieure est insuffisante pour atteindre un état d'équilibre puisque $\sigma_v$(M.C.) est en « excès » de 15 ± 5 MPa. Dans ce modèle, la contribution du manteau est négligeable puisque tout incrément de profondeur au sein du manteau engendrera la même augmentation de pression sous les deux colonnes. Or, deux éléments de structure lithosphérique sont particuliers au M.C. relativement aux zones périphériques. Premièrement, le gradient géothermique est conséquent puisqu'il est estimable à ~ 28 ± 3 °.km$^{-1}$ contre 20 ± 3 °.km$^{-1}$ pour les zones avoisinantes. Ce gradient induit une différence de température au Moho de l'ordre de 250 °C (Lucazeau et al., 1984 ; Lucazeau and Vasseur, 1989 ; Barruol and Granet, 2002). Son origine est proposée comme due à la présence sous la lithosphère d'un corps mantellique chaud tel qu'imagé par la sismologie (cf : partie 3.10). Deuxièmement, la limite lithosphère – asthénosphère est estimée à seulement 50 km (Barruol and Granet, 2002). Cette

valeur est faible comparativement à la valeur typique des zones intraplaques, plutôt de l'ordre de 100 km (Turcotte and Schubert, 2014).

En positionnant la profondeur de compensation au niveau du LAB de référence (zones voisines, considéré comme 80 km), il est possible de calculer une nouvelle valeur de $\sigma_{v\text{ - ref}}$ pour $C_{Ref}$ prenant en compte les 30 km de croute ($\rho_c$ = 2700 kg.m$^{-3}$) et les 50 km de manteau lithosphérique ($\rho_m$ = 3300 kg.m$^{-3}$) : 2.41 ± 0.13 GPa.

Au niveau de la colonne représentative du M.C. il est nécessaire d'introduire le coefficient de dilatation thermique α. Ce paramètre α représente le taux de variation de volume pour une variation de température (en considérant un comportement thermoélastique). La valeur de α dépend de la lithologie (Wong and Brace, 1979) mais une valeur de 3.2.10$^{-5}$ K$^{-1}$ (supposée isotrope) peut être retenue comme représentative des roches lithosphériques (Hyndmann and Currie, 2011). Une valeur de 3.5 10$^{-5}$ K$^{-1}$ peut être retenue pour les roches mantelliques (Jiménez-Díaz et al., 2012).

Pour une roche donnée, la modification de la masse volumique moyenne pour une variation ΔT de température est estimable par :

$$\rho_T = \frac{\rho}{1+\alpha\times\Delta T} \tag{6.14}$$

Avec ρ la masse volumique initiale et $\rho^T$ la masse volumique corrigée de la dilatation thermique. Dans l'Eq. 6. 13, la valeur de ΔT est la différence de température à une profondeur donnée entre $C_{MC}$ et $C_{ref}$. Le gradient géothermique crustal et mantellique étant différent, ΔT est exprimable en fonction de ce gradient de températures dT/dz :

$$\begin{aligned}
\Delta T(z) &= z\times\left[\left(\frac{dT}{dz}\right)^c_{MC} - \left(\frac{dT}{dz}\right)^c_{ref}\right] \quad si \quad z<z_m \\
\Delta T(z) &= z_m\times\left(\frac{dT}{dz}\right)^c_{MC} + (z-z_m)\times\left(\frac{dT}{dz}\right)^m_{MC} - \left(\frac{dT}{dz}\right)^c_{ref} \quad si \quad z_m<z<z_{LAB} \\
\Delta T(z) &= 1200 - \left(\frac{dT}{dz}\right)^c_{ref} \quad si \quad z>z_{LAB}
\end{aligned} \tag{6.15}$$

où z est la profondeur, $z_m$ la profondeur du moho, $z_{LAB}$ la profondeur de la limite lithosphère - asthénosphère. Les indices $_{MC}$ et $_{ref}$ font références aux colonnes $C_{MC}$ et $C_{ref}$ respectivement et les exposants $^c$ et $^m$ sont associés aux paramètres de la croûte et du manteau. Au-delà de $z_{LAB}$ un profil de température adiabatique est considéré (température constante en profondeur).

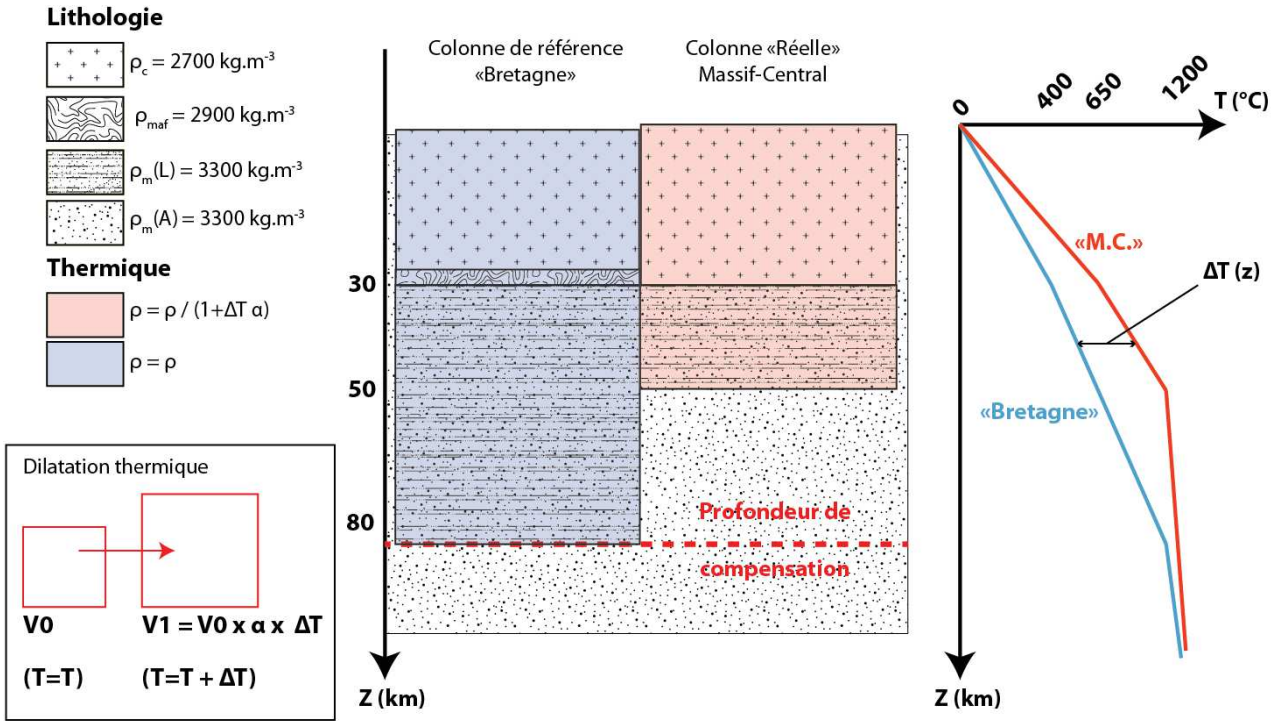



*Figure 6. 14 : Cadre de réflexion sur l'état d'équilibre isostatique différentiel entre le Massif-Central et les zones voisines (avec un modèle de colonne de référence, type « Bretagne ») en considérant un effet d'isostasie thermique. Les colonnes centrales sont celles de type « Bretagne « et « réelle M.C. » de la figure 6.10. Les relations de dimensions verticales entre « topographies » et racines sont respectées. L'encart en bas à gauche représente schématiquement l'effet de la dilatation thermique en lien avec le gradient géothermique différentiel (représenté sur les courbes de droite avec le géotherme du M.C. en rouge et de « Bretagne » en Bleu.*

En considérant la structure lithosphérique représentée Fig. 6.14, il est possible de calculer une température moyenne équivalente pour chaque compartiment : croute et manteau lithosphériques. Une hypothèse forte est néanmoins posée d'un gradient géothermique linéaire entre les points de références. Le rôle de la désintégration radioactive au sein de la croûte est également une source d'erreur possiblement significative. Cependant, puisque le cadre de travail repose sur une estimation différentielle entre deux croûtes formées durant l'orogenèse hercynienne à lithologie semblable, la valeur de production de chaleur radiogénique devrait être identique entre les deux zones et de ce fait non impactant sur le calcul de la différence de pression en base du système.

La densité « moyenne » de chaque couche lithosphérique $(\bar{\rho}_T)$ est donc exprimable selon :

$$\bar{\rho}_T = \frac{1}{2} \times \left( \frac{\rho}{1+\alpha \times \Delta T} + \rho \right) \quad (6.16)$$

Avec ΔT la différence de température entre le sommet et la base de chaque couche. Les masses-volumiques corrigées sont respectivement estimées à 2690 et 3270 kg.m$^{-3}$ pour la croute et le manteau. La valeur de $\sigma_{v-MC}$ est dans ce cas de l'ordre de 2.41 GPa à 100 km et la différence

résiduelle ($\sigma_{v-MC}$ - $\sigma_{v-ref}$) est de ~ 7 MPa. Le résidu peut être corrigé par l'ajout de l'effet de densité forte en base de croute au sein de la $C_{ref}$ (~ 6 MPa).

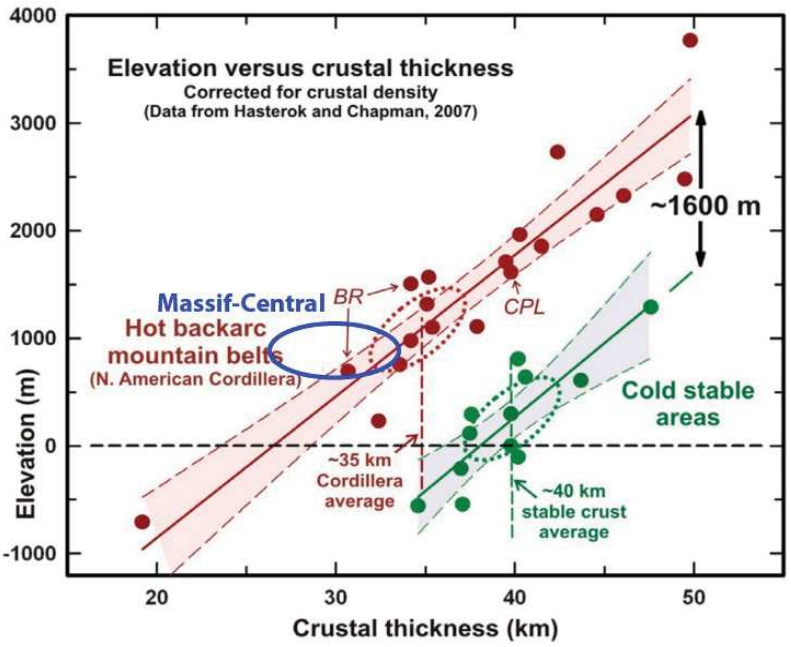



*Figure 6.15 :relation prédite entre l'épaisseur de la croûte et l'altitude de la zone pour des zones continentales stables (vert) et des zones d'arrière-arc (rouge). La « localisation » du M.C. y est ajouté (ellipse bleue). Modifié d'après Hyndman and Currie, 2014*

Ces résultats de premier ordre permettent de tester la crédibilité d'un soutient thermique à la topographie du M.C. et n'ont pas pour but de quantifier de manière fiable le rôle de la thermicité dans la mise en place et le soutien de la topographie régionale. Des éléments tels que le temps de propagation de l'anomalie thermique depuis la profondeur vers la surface devraient être intégrés afin de tester si l'état de stabilité thermique implicitement considéré ici est atteint. Si tel n'est pas le cas, l'effet de dilatation de la lithosphère n'est pas atteint et la surrection régionale actuelle est possiblement induite, au moins partiellement par cet effet. Une possible fin de vie de cette anomalie thermique, engendrant une subsidence, est raisonnablement à exclure. En effet, la gamme de temps de la relaxation thermique est estimé autour de 5. $10^6$ à $5.10^8$ ans (Burov et Diament, 1995 ; Hyndmann and Currie, 2011).

Une mention particulière me semble être nécessaire relativement aux incertitudes de ces calculs de premier ordre. Le résultat proposé est bien évidemment la « meilleure » estimation, selon les paramètres considérés, et la bonne convergence vers un défaut de $\sigma_v$ proche de 0 conforte sa validité. Cependant, l'intégration d'incertitudes telles que la localisation du moho ($\delta z_{moho}$) = ± 5 km (Artemieva and Thybo, 2013), soit une incertitude relative de l'ordre de ~ 16%) ou de la température au moho sous le M.C. ($\delta(T_{moho})$ = ± 150 °C (Lucazeau et al., 1984 ; Lucazeau and Vasseur, 1989 ; Barruol and Granet, 2002) soit ~ 23 %) induit une incertitude finale sur la valeur de $\sigma_v$ de l'ordre de $\delta(\sigma_v)$ ~ 30 % soit initialement plus que la valeur d'excès de $\sigma_v$. Il est possible cependant que les incertitudes, souvent considérées comme aléatoires ne soient dans ce cas qu'en partie aléatoires entre les deux colonnes de référence (par exemple, la différence de production de chaleur radiogénique entre le M.C. et la « Bretagne » est possiblement plus faible qu'avec des modèles de référence « simplifiés » comme une composition crustale associée au seul granite).

Par ailleurs, cette conception de support thermique « passif » du relief régional relègue à un rôle secondaire, voir négligeable un possible effet de topographie dynamique. Un résultat semblable a été proposé pour expliquer la topographie particulière de la cordillère Nord-Canadienne (Hyndmann and Currie, 2011) avec un relief de l'ordre de 1000 m relativement au Craton canadien malgré l'absence de racine sous la cordillère. Il est possible de placer le M.C. au sein du diagramme de relation entre l'épaisseur crustale et l'altitude moyenne d'une région (Fig. 6.15). Il en ressort que le M.C. s'apparenterait plus à une zone chaude de type arrière-arc qu'à une zone continentale stable ayant atteint un état thermique stable.

## VI.3.3. Rebond érosif

En restant dans le cadre de l'isostasie, il est également possible de quantifier le rôle de l'érosion vis à vis du taux de surrection. Ce réajustement isostatique est une valeur maximale, ne prenant pas en compte un couplage entre les « colonnes » lithosphériques, cet aspect a été discuté partie 6.2.

En considérant un export de masse depuis la surface, il est nécessaire de réajuster la base de la lithosphère pour retrouver un état d'équilibre. Au premier ordre, ce réajustement est indépendant des considérations thermiques propres à la colonne lithosphérique puisque ne dépendant que des masse-volumiques respectives du matériel érodé et du fluide sous-jacent (L'aspect thermique du manteau asténosphérique serait donc à prendre en considération dans une étude plus poussée).

La valeur de surrection profonde d'un marqueur passif au sein de la lithosphère ($\Delta z$) est exprimable selon :

$$\Delta_z = Z_{ero}\left(1-\frac{\rho_{ero}}{\rho_m}\right) \tag{6.17}$$

Avec $Z_{er}$ l'épaisseur de roche érodée de densité $\rho_{ero}$, et $\rho_m$ la densité du manteau asténosphérique. Pour des densités respectives de 2.7 $^{+0.2}/_{-0.5}$ et de 3.3 $^{+0.1}/_{-0.2}$ , le réajustement isostatique induit une surrection de 82 $^{+12}/_{-17}$ % de la valeur d'érosion.

Autrement dit, pour une érosion de 100 m, la surrection compense au maximum jusqu'à ~ 80 % de la chute d'altitude. Le relief régional ne décroit dès lors que de ~ 20 m. Ce formalisme étant insensible à l'aspect temporel, il est donc possible de conclure à un taux de surrection de l'ordre de 80 % du taux d'érosion. Sur des gammes de temps courts, il est nécessaire de prendre en compte le temps de relaxation visqueux du manteau ($10^4$-$10^5$ ans) induisant un délai de la surrection vis à vis de l'érosion. Par ailleurs, cette valeur suppose une absence de couplage latérale (pas de rigidité de la plaque), il s'agit donc d'une valeur « maximale » long terme.

Une conséquence intéressante de cette vision est l'application au sein des zones karstiques (cf : partie 4 et 5). En effet, dans ces zones, l'érosion s'effectue autant en surface qu'au sein du volume (généralement sur les premiers mètres à dizaines de mètres). Le réajustement isostatique étant aveugle à la répartition verticale de l'érosion, puisque seulement sensible à la masse exportée, il est alors théoriquement possible d'avoir une augmentation de l'altitude de la surface sous l'effet de l'érosion (Fig. 6.16). Pour une érosion de 2700 kg.m$^{-2}$ (dénudation équivalente de 1 m pour ρ=2700 kg.m$^{-3}$) répartie à 50 % en surface (dénudation réelle de 50 cm) et pour 50 % au sein du volume, l'évolution de l'altitude de la surface du karst serait de + 32 cm.

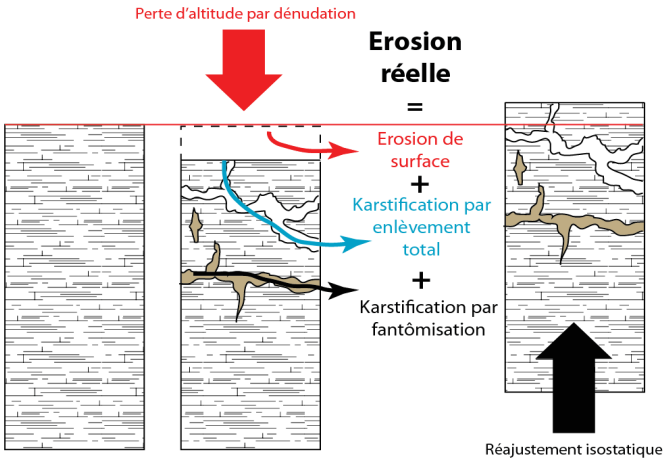



*Figure 6. 16 : Particularité des zones karstiques relativement au lien entre surrection profonde, de surface et dénudation.L'export de masse se faisant au sein du volume, le rebond isostatique induit une remontée de la surface pouvant être supérieure à la valeur de dénudation résultant en un gain d'altitude.*

Dans le cas du M.C., la dénudation équivalente des zones karstiques est estimée à ~ 60 mm.ka$^{-1}$ avec une dénudation réelle de ~ 40 mm.ka$^{-1}$ ce qui induit un taux de surrection théorique de ~ 10 mm.ka$^{-1}$ (10 m.Ma$^{-1}$) par le seul effet de réajustement isostatique. Sous le seul formalisme de l'isostasie locale, ce comportement est surtout *a priori* théorique puisqu'il nécessiterait une zone clairement en état d'équilibre isostatique (donc soit une zone karstique couvrant de l'ordre de 500 x 500 km, soit une région où l'épaisseur élastique lithosphérique est négligeable).

En conclusion, l'approche reposant sur le principe d'équilibre isostatique met clairement en avant l'état de non équilibre isostatique « simple », au sens d'Airy. L'équilibre est possiblement atteint en considérant l'aspect thermique propre au M.C. La topographie du M.C. serait donc possiblement expliqué par un effet de dilatation thermique (isostasie thermique) reléguant les effets possibles de poussées mantelliques ou de contraintes tectoniques (e.g. flambage lithosphérique) à un rôle secondaire voir négligeable. Le maintien de la topographie est probablement associé à un effet de réajustement associé à l'érosion, comme conclu précédemment par l'étude de la flexure.

Une question importante relative au modèle d'isostasie thermique est de savoir si la lithosphère a atteint l'équilibre thermique (en lien avec une source chaude mantellique), ou si le processus est encore en phase transitoire.

# VI. 4. Discussions et Conclusions

Les résultats présentés précédemment dans ce chapitre étant surtout des résultats préliminaires, il ne saurait être question d'apporter une réponse tranchée sur la mécanique lithosphérique à l'origine de la formation du M.C. Plusieurs points me semblent néanmoins à retenir en vue d'expliquer l'initiation du relief régional du M.C. il y a ~ 6 Ma et son maintien (à minima) sur cette période de temps.

Premièrement, l'érosion n'étant efficace que sur une topographie déjà existante, le réajustement isostatique (sens large) à ce forçage ne peut pas expliquer la création initiale de topographie. L'intégration de l'effet de dilatation thermique peut être invoquée pour cette formation de relief régional mais l'estimation simple faite précédemment suggère un rôle fondamental à cet effet mais deux éléments sont négligés.

Deuxièmement, l'anomalie thermique étant induite par un flux mantellique, ce flux est logiquement associé à une pression verticale en base de lithosphère engendrant un effet de topographie dynamique. Aucune quantification de cet effet n'est faite ici, spécifiquement au cas du M.C. mais une gamme très variable est proposée dans la littérature allant d'un effet nul à parfois plus de 2000 m de formation de relief régional (Braun, 2010 ; Hyndmann and Currie, 2014 ; Burov and Geryia, 2014 ; Molnar et al., 2015). Les modalités même des interactions entre flux mantellique et lithosphère reste cependant fortement discutées (Bodür and Rey, 2019).

La réponse de la lithosphère à une pression mantellique de bas en haut étant assimilable à une flexure, les questions propres à celles-ci comme par exemple l'évolution de la valeur de Te représentative d'un temps donné se posent (d'autant plus en considérant la propagation de l'anomalie thermique depuis la profondeur engendrant une inflexion vers le haut des limites de profondeur des déformations visqueuses, elles-mêmes fortement dépendantes de la température (Coltice et al., 2019).

Troisièmement, la question de la stabilité thermique du M.C. relativement à l'anomalie thermique profonde n'est pas connue or, le modèle d'isostasie thermique repose sur cette hypothèse. L'activité volcanique présentant deux périodes d'activité principales (Nehlig et al., 2003) peut apporter quelques pistes de réponses. En considérant d'une part que la vitesse de migration des fluides magmatiques est de l'ordre de quelques km/h à km/mois en proche surface (Browne and

Szramek, 2015), à quelques km/an à km/ka (en profondeur) et d'autre part que le temps de propagation de la chaleur par diffusion est de l'ordre du km/ka (ou moins), un certain temps de latence est donc à prendre en compte entre les manifestations volcaniques et les effets thermiques. Ce modèle simple pourrait suggérer une mise en place de l'anomalie thermique autour de ~ 10 Ma (Formation du Cantal, 10 - 7 Ma) au sein d'une lithosphère « plane » donc peu fracturée en surface forçant le magma à se localiser le long de quelques conduits préférentiels. Une flexure se met progressivement en place en lien avec l'évolution vers un état thermique stable. Cette flexure induit une forte composante extensive en surface et l'ouverture (ou la réouverture) de fractures. Le deuxième pulse d'activité volcanique ($t < 4$ Ma) se met donc en place dans ce système où les fractures en tension permettent une distribution plus régionale des centres effusifs (e.g. nombreux volcans monogéniques de la chaîne des puys ou du Vivarais, Nehlig et al., 2003).
Le temps de quiescence volcanique (relatif) entre 7 et 4 Ma est interprété dans ce modèle comme une période de reformation d'une quantité suffisante de magma en profondeur pour engendrer une migration massive de fluide. Ce type de comportement semble être visible au niveau du point-chaud d'Hawaï ou de Canaries (Lustrino and Wilson, 2007) avec des phases d'activité conséquentes de quelques Ma entrecoupées de phases plus calmes de durées semblables. Ce point est néanmoins très faiblement contraint et nécessiterait une étude plus poussée.

En ce qui concerne les déformations de surfaces à plus petite échelle, à savoir les séismes (ou les déformations localisées sur des zones de failles), les modèles présentés ici, considérant une plaque élastique arrivent également rapidement en limite d'utilité. Au-delà la question propre de la dynamique de glissement et d'accommodation de la déformation sur une faille, où un faisceau de failles (maturation de la faille et coefficient de friction, partitionnement de la déformation, etc.) le comportement purement élastique est une simplification. En effet, s'il est possible de calculer une valeur de contrainte flexurale déviatorique et de la comparer avec le seuil de rupture du milieu en vue de discuter de l'activité sismique (ou à minima de la plastification du milieu), le formalisme de plaque élastique induit que dès lors qu'une première rupture se produit, un écart de contrainte élastique « stocké » dans la lithosphère se met en place et fait diverger les contraintes modélisées et les contraintes « réelle ». En effet, s'il n'y a pas de rupture sismique, les zones superficielles de la croûte doivent participer à l'aspect élastique de la réponse lithosphérique. Dès lors qu'un séisme se produit, une partie des contraintes élastiques « stockées » au niveau de la zone sismogène sont relâchée (on retrouve en surface un comportement élasto-plastique semblable à la viscoélasticité des couches profondes). Dans les modèles, les contraintes flexurales étant maximales en surface de la

plaque, elles tendent à s'accumuler indéfiniment. Cet effet est probablement faible, de l'ordre de quelques %, voir non significatif, mais soulève la question de la localisation du/des noyaux élastiques au sein de la lithosphère et de leurs variations dans le temps

Clairement, les premiers kilomètres ne sont pas purement élastiques. Dans le cas de structures lithosphériques (pour le M.C.) tel que le faisceau de faille des Cévennes, l'existence même d'un noyau élastique (dans le temps long) est questionnable. De telles structures sont généralement associées à un fort héritage engendrant un adoucissement rhéologique (Gueydan et al., 2014 ; Mazzotti et Gueydan, 2017 ; Tarayoun, 2019). Il serait même possible de considérer une valeur de Te localement nulle (localisé sur un plan, formalise de plaque brisée, Watts, 2001 ; Turcotte and Schubert, 2014). Le même type de comportement peut être proposé sur la base d'une anisotropie de rigidité flexurale (Audet and Mareschal, 2004). Cette anisotropie de rigidité flexurale implique une flexure moins large, mais d'amplitude plus grande selon l'azimut. Dans le cas de la faille des Cévennes, et en considérant une déformation régionale majoritairement élastique, la forte localisation du relief régional le long de ce faisceau pourrait être expliquée par une valeur de D faible orthogonalement à la faille et plus forte (proche de la valeur régionale) selon une direction parallèle à l'orientation de la faille.

La limite inférieure du noyau élastique est également problématique dans le cas du M.C. puisque, en raison de l'important flux de chaleur relativement aux zones périphériques, les matériaux de la croute inférieure et du manteau lithosphérique devraient atteindre leurs seuils de fluage à plus faible profondeur faisant remonter la profondeur maximale de la base du noyau élastique, donc diminuer l'épaisseur élastique. L'olivine présente un changement rhéologique notable autour de 1000°C (valeur utilisée dans Audet et al., 2016) mais commence à se déformer de manière ductile autour de 700 °C (pour des taux de déformations de $10^{-17}$ à $10^{-14}$ $s^{-1}$ ($10^{-10}$ à $10^{-7}$ $an^{-1}$, Burov et Diament, 1995). Autrement dit, pour le M.C., l'ensemble du manteau est probablement en régime de déformation ductile tandis qu'une partie du manteau lithosphérique peut présenter un comportement élastique pour les zones voisines. Le régime de déformation de la croute inférieure, dans le cas du M.C. est possiblement également ductile au vu de la température au Moho de ~ 600°C mais dépend fortement de la lithologie et du chimisme (e.g. quartz sec ou hydraté). Ces deux effets induisent donc une rhéologie plus faible au niveau du M.C. par rapport aux zones voisines ce qui tend à concentrer la déformation.

Finalement, il me semble que l'utilisation de modèles suffisamment complexes (3D plutôt que 2D, comportement visco-élastique, effets thermiques, etc.) est indispensable afin de contraindre de

manière raisonnable la dynamique lithosphérique, et surtout les nombreuses interactions non-linéaires et de possibles effets d'émergences. Une limite majeure d'une complexité croissante des modèles est, outre la complexité algorithmique et le temps de calcul, une diminution de la simplicité de compréhension, et d'interprétation des phénomènes. Si des phénomènes émergents sont présents dans la rhéologie lithosphérique ce dernier point (complexité d'interprétation) serait *in fine* un faux problème.

Pour conclure, les quelques approches développées durant cette thèse permettent de discuter de possibles mécanismes de formation et d'entretien du relief régional mais clairement pas de trancher sur l'origine (ou les origines) de formation du M.C. Deux éléments cependant ressortent clairement. Premièrement, l'effet de réajustement lié au déchargement érosif ne semble pas être négligeable et semble être à même d'expliquer entre 1/2 et 2/3 de la surrection actuelle. Cet ordre de grandeur a également été proposé pour l'arc Alpin (Champagnac et al., 2007). Un déclencheur thermique direct (isostasie thermique) ou indirect (topographie dynamique) est à l'origine de l'initiation de la surrection. Le taux de surrection initial devait probablement être lent mais dès lors que les effets d'érosion deviennent significatifs, le réajustement isostatique induit une accélération de ceux-ci (sans pour autant engendrer d'augmentation majeure de l'altitude, la surrection étant partiellement contre-balancée par la dénudation).

# - Chapitre VII -

# Conclusion générale et perspectives

*« Je partage sans vérifier ?*
*Je suis un gros gougnafier »*
**Defakator**

# VII.1. Conclusion générale

Ce travail visait à apporter de nouveaux éléments de compréhension sur la dynamique des déformations en domaine intraplaque par l'exemple du Massif-Central. A l'issue de la synthèse bibliographique (cf : partie 1), il est ressorti que des questions de premier ordre tel que l'âge des paysages, et secondairement du relief régional, n'avait pas encore clairement abouti à un consensus. De fait, les processus sous-jacents à la formation du M.C. n'étaient pas clairement contraints et le même argument, typiquement la mise en place du point chaud en base de lithosphère engendrant un bombement régional a été invoqué tant pour une surrection initiée autour de 15 Ma, que autour de 5 Ma. Si l'écart d'âge est assez faible, au regard des temps géologiques, les implications sur la mécanique lithosphérique et les conséquences sur la dynamique actuelle de la région, telle que l'activité sismique, sont fortes.

Aussi, le coeur de ce travail de thèse a été d'apporter une contrainte forte sur cet aspect temporel, à travers l'étude de la morphologie régionale, de la synthèse des données existantes de géochronologie ainsi que par la quantification plus dense et précise des processus érosifs de la région.

L'étude de la morphologie régionale montre une structure de premier ordre assez nette. Au centre du M.C. est présente une zone à faible pente et faible relief. Cette zone, généralement située au-dessus de ~ 800 m est interprétée comme une ancienne surface d'aplanissement régional (pSAR). Il s'agit d'une région « fossile » représentative au premier ordre de la topographie anté-surrection. Cette pSAR est régionalement en état de déséquilibre morphologique comme attesté par la présence ubiquiste de points d'inflexion au niveau du réseau hydrographique ainsi que par une « auréole » de zones à fortes pentes encerclant le centre du M.C. Ces deux observations suggèrent une érosion régressive conséquente induisant le démantèlement progressif de la pSAR. La destruction de cette surface se fait selon deux dynamiques ayant des cinétiques propres. Premièrement une incision rapide des vallées principales produisant à l'échelle régionale d'importantes vallées étroites et encaissées, l'exemple marquant étant la région des Grands-Causses. Deuxièmement, l'évolution des versants semble en « retard » relativement à l'incision. Les zones à fortes pentes (où pour lesquels les versants sont « à l'équilibres ») sont globalement localisés en périphérie du M.C. alors que la tête d'incision a fréquemment atteint le centre de la région.

Les données de géochronologie viennent confirmer cette analyse morphologique et permettent de fixer le cadre temporel de cette érosion régionale. Les éléments géochronologiques à l'échelle régionale tendent à une valeur de taux d'incision autour de ~ 80 $m.Ma^{-1}$, tandis que les approches

visant à quantifier les taux de dénudation convergent vers une valeur de l'ordre de 20 – 30 $m.Ma^{-1}$ ($mm.ka^{-1}$) pour les zones centrales et de l'ordre de 60 $m.Ma^{-1}$ pour les zones périphériques (types Cévennes, à forte pentes). Par ailleurs, l'incision actuelle des drains est de l'ordre de 300 m au niveau des zones périphériques. Il est alors possible de proposer directement un âge des canyon (et par extension des paysages en général) visibles actuellement : ~ 4 Ma. Pour estimer l'âge d'initiation des vallées, et donc vraisemblablement de la surrection régionale, il est nécessaire de pendre également en compte la dénudation des crêtes et des plateaux (zones morphologiques « héritées »), soit 20-30 $mm.ka^{-1}$ (Les valeurs plus fortes des zones périphériques étant associées à l'incision des vallées, elles ne reflètent pas clairement le comportement des crêtes ou plateaux). Bien que restant une estimation de premier ordre l'incision relative de 50 $m.Ma^{-1}$ (80 – 30) permet d'estimer le temps nécessaire pour créer le différentiel d'altitude aujourd'hui observé, en considérant une altitude initiale similaire. L'initiation du creusement s'est donc, selon cette méthode, produite il y a ~ 6 Ma (300 / 50). Sur ce laps de temps, une épaisseur de quelques centaines de mètres de roche (moins de 400 m) a vraisemblablement été érodée. Cette valeur est une estimation de l'ordre de grandeur de la couverture « alluviale » initialement présente à la surface du Larzac par exemples. Cette érosion des parties centrales est possiblement l'origine des grands épanchements attribués au Villanfranchien (4 – 2 Ma) visibles au niveau du piedmont Languedocien.

Au second ordre, cette dynamique de démantèlement de la pSAR par, premièrement une incision forte, suivit d'un ajustement des versants est fortement asymétrique à l'échelle régionale. En effet, la quasi-totalité des B.V. méditerranéens présentent une dynamique érosive supérieure à celle des B.V. atlantiques. Une première explication à cette forte asymétrie est d'invoquer une distance inférieure des drains Méditerranéens entre leurs têtes de bassin et le niveau de base général induisant un gradient hydraulique moyen supérieur. La plus forte capacité d'érosion de ces B.V. relativement aux B.V. atlantiques serait donc à l'origine d'une destruction rapide du relief régional et engendrerait le saut topographique nettement visible sur les bordures Sud et Est du M.C. Ce type d'explication cependant me semble être un renversement du lien causal. En effet, c'est parce que ce saut topographique existe, que les drains possèdent un gradient hydraulique supérieur. La très forte localisation de ce saut topographique, colocalisé le long du faisceau de faille des Cévennes (puis sur les structures bordières de la vallée du Rhône) suggère au contraire un contrôle clairement géodynamique avec une surrection différentielle de part et d'autre du faisceau. Cette vision est clairement soutenue par les quantifications de taux d'incision long-termes et court-termes au niveau du B.V. de l'Hérault. Un saut dans les taux d'incision d'un facteur 2 est mis en évidence, le taux le plus fort se situant sur le compartiment Nord. L'explication avancée est celle d'une surrection du

compartiment Nord plus rapide que les zones Sud (80 contre 40 $m.Ma^{-1}$ environ durant le Plio-Quaternaire).

Un modèle de formation du M.C. doit donc répondre à deux éléments de premier ordre : la création d'un relief régional de ~ 1000 m en domaine intraplaque (ce qui limite *a priori* le rôle des contraintes tectoniques à un aspect secondaire voir négligeable) et le maintien de cette topographie sur ~ 5-6 Ma. Un élément de second ordre à expliquer est la présence d'une importante asymétrie due à la morphologie du M.C. avec un saut topographique fortement localisé au niveau des Cévennes-Vivarais.

Un troisième élément est à considérer. Il s'agit du volcanisme de la région avec deux grandes phases d'activités, une autour de 25 Ma (volcanisme des Limagnes), une seconde depuis ~ 12 Ma (elle-même possiblement répartie en deux périodes d'importantes éruptions : 12 à 8 Ma et 4 à 0 Ma).

Le modèle présenté ci-après (Fig. 7.1) tente de rendre compte de ces trois éléments (ainsi que d'autres éléments « annexes » tel que l'anisotropie sismique (axe rapide NO-SE) imagé dans le manteau asténosphérique).

La première phase volcanique se déroule en lien avec l'extension oligocène autour de 25 Ma. Hormis un amincissement crustal conséquent localement (fossés des Limagnes) l'impact de cette phase de distension sur la morphologie à grande échelle actuelle est inconnu (e.g. fracturation, perturbation thermique). L'ouverture du golfe du Lion au sud induit en revanche la création d'un « chenal » mantellique (axe ~ N-S présentant une dépression du Moho et possiblement du LAB relativement aux zones voisines).

Autour de 12 Ma, une anomalie thermique se positionne en base de lithosphère. L'origine de celle-ci (point chaud profond ou convection mantellique secondaire) sort du cadre de ce modèle et n'impacte de fait pas celui-ci. Lors de la remontée, par effet de décompression adiabatique, il y a formation d'une importante quantité de magma qui migre vers la surface à travers une plaque « plane », celle-ci n'ayant pas eu le temps de s'ajuster à la perturbation. Ce processus de fusion et de début de l'activité volcanique est en effet « instantané » (vitesse de migration de l'ordre de $10^2$-$10^3$ $m.an^{-1}$ voir $10^2$ $m.jr^{-1}$; Leitch and Davies, 2001 ; Browne and Szramek, 2015 ; Cruden and Weinberg, 2018) devant les effets de flexures (topographie dynamique, $10^1$-$10^2$ $m.Ma^{-1}$) ou de propagation de la chaleur par conduction ($10^4$-$10^5$ $m.Ma^{-1}$). Aussi, la fracturation de la plaque

lithosphérique est relativement faible ce qui tend à localiser le flux magmatique sur quelques points émissifs précis, c'est la formation du Cantal. Le point chaud étant juste arrivé sous la lithosphère, il n'a pas pu s'écraser contre la plaque, ce processus prenant ~ 5 Ma (Leitch and Davies, 2001) ce qui promeut également une forte localisation de l'activité volcanique.

Entre ~ 12 et 6 Ma se produit l'écrasement de la tête du panache. En considérant la présence de la « gouttière » mantellique (et possiblement un effet de recul de subduction au sud ; Barruol and Granet, 2002), cet écrasement de la tête du point chaud est asymétrique et se produit préférentiellement vers le Sud. L'augmentation de la dimension de l'application de la pression mantellique en base de lithosphère et/ou de l'effet de dilatation thermique (le rôle exact de chaque processus n'est pas connu, ni adressable, sur les résultats de cette thèse) induit le début de la surrection du M.C. La présence d'une importante zone d'héritage structural au niveau des Cévennes implique une flexure asymétrique, la diminution de la valeur de Te à cet endroit réduisant la longueur d'onde de la flexure selon un axe N-S. On assiste alors au début de la formation du saut topographique Cévenol. Il y a 6 Ma, la zone actuelle du Coiron, et des Grands-Causses était vraisemblablement en situation de piedmont, enregistrant un dépôt sédimentaire et présentant de grandes dépressions (l'une d'elle sera remplie par une coulée basaltique majeure formant le massif du Coiron).

A partir de ~ 6 Ma, un relief local suffisant induit l'amplification des processus de surface et le début du démantèlement de la pSAR nouvellement formée (au sens de nouvellement abandonné, les modalités de formation de cette surface d'aplanissement sont complexes et s'inscrivent dans un temps plus long). Par effet de flexure, les zones périphériques à « fort » taux d'érosion, induisent une accélération de la vitesse de surrection des zones centrales. Ici encore les bordures Sud et Est sont suspectées de réagir différemment du reste du M.C. en lien avec une épaisseur élastique plus faible, ce qui tend à concentrer les contraintes élastiques de flexure le long de cette zone ce qui peut promouvoir la déformation cassante. Cet effet de zone « faible » le long du bord Est du M.C. jouant le rôle de zone de découplage mécanique vertical serait également une explication à l'absence d'interaction souvent invoquée entre les processus alpins (GIA, épaississement crustal, induisant une flexure, etc.) et la dynamique du M.C.

Durant le Plio-Quaternaire cette dynamique est probablement stable dans le temps long ($t > 10^5$ ans) mais est fortement variable sur le temps court ($t < 10^4$ ). Les données contraignant cette gamme de 10 000 ans pouvant également être interprétées comme montrant une accélération, mieux

contraindre la période de temps de ~ $10^5$ ans serait peut-être à même d'éclairer sur la dynamique récente et sur la problématique de sub-linéarité ou sub-cyclicité des processus érosifs.
Deux éléments sont à noter durant cette période. Premièrement, les zones périphériques anciennement en situation de piedmont se trouvent progressivement portées en altitude ce qui induit la formation des vallées et, localement l'évidement accidentel de réseaux fantômisés au sein des karsts et d'inversions de reliefs (comme au niveau du Coiron). Deuxièmement, l'anomalie thermique étant toujours présente en profondeur, il y a formation de magma qui va régulièrement migrer à travers la lithosphère. L'étalement des sources magmatiques d'une part, et la « fracturation » de la croute supérieure d'autre part sous l'effet de la flexure (effet d'extrados) permet une plus grande distribution de l'activité volcanique avec des volcans monogéniques s'étendant de la chaine des puys au Vivarais et au Languedoc.

Pour résumer le modèle présenté ci-dessus en vue d'expliquer la formation du M.C. il est possible de dire que cet orogène est induite par un déclencheur thermique profond ayant engendré un bombement lithosphérique. De manière synchrone à sa formation, l'érosion s'attaque à ce relief engendrant une rétroaction positive sur le bombement, et facilitant la mise en altitude des zones centrales. La période de création du relief régional du M.C., et l'âge des paysages associées est estimable à ~ 6 Ma et ce processus est encore actif aujourd'hui.

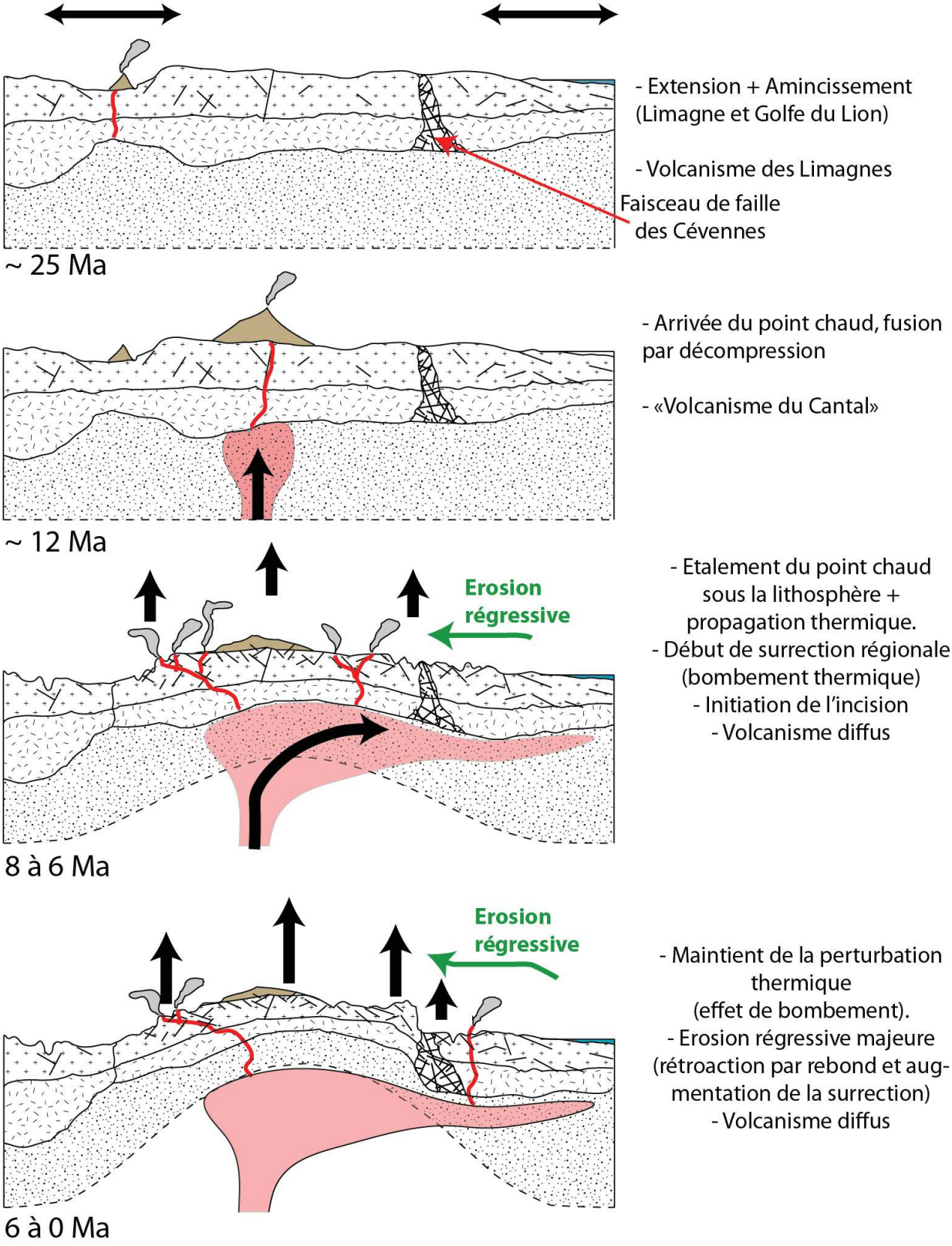



*Figure 7.1 : schéma récapitulatif simplifié de la mise en place du Massif-Central. Les échelles horizontales et verticales ne sont pas respectées. La coupe est une pseudo coupe N-S depuis la méditerranée (en bleu, à droite) vers le Mâconnais (limite gauche).*

# VII.2. Généralisation du modèle

Cette courte section vise à discuter des apports de ce travail de thèse dans le cas des autres régions intraplaques présentant des déformations cumulées notables afin de voir si les grandes conclusions tirées de l'étude du M.C. permettent de progresser dans la compréhension des origines des déformations intraplaques. Un point bref sera également présenté vis à vis de la question des « petites » déformations, à savoir les déformations sismiques.

Un cas emblématique est celui des Appalaches (Canada-USA). Ce relief d'amplitude semblable à celui du M.C. (mais d'une dimension spatiale supérieure ~ 1000 x 300 km) est considéré comme un ancien relief associé à une phase de collision il y a ~ 300 Ma. Plusieurs auteurs considérent la topographie actuelle comme le résultat d'une lente érosion de ces reliefs (e.g. Scotese, 2004 ; Bierman and Montgomery, 2014). Cette région présentant des taux de dénudation (basé sur les isotopes cosmogéniques ou sur la charge de fond) similaire au taux d'exhumation (âges thermochronologiques) est considérée comme en état d'équilibre dynamique (Bierman and Montgomery, 2014). Dans cette vision, l'érosion est équilibrée par le réajustement isostatique permettant la préservation partielle de reliefs sur 300 Ma. Les taux de dénudation n'étant que faiblement inférieur (Matmon et al., 2003 ; Miller et al., 2013) à ceux du M.C., le maintien d'une topographie durant 300 Ma semble peu probable puisque un taux de dénudation moyen de 50 $mm.ka^{-1}$ prédit l'érosion de 15 km de roches sur cette période. Le même modèle de relief hérité d'une période de collision ancienne est proposé pour la chaine de l'Oural, en Russie (Bierman and Montgomery, 2014). Ce modèle est néanmoins remis en cause et un âge de formation du relief plus récent, autour de 5 Ma est proposé (Artemieva and Thybo, 2013). L'origine de la formation de ce relief durant le Plio-Quaternaire n'est cependant pas expliqué.

La topographie du continent Australien est, elle aussi, énigmatique puisqu'une majeure partie (~ la moitié Ouest, ~ 2400 km de diamètre) du continent est associée à une surface d'altitude supérieure à 500 m et présente des reliefs résiduels dépassant les 1000 m d'altitude. Globalement, le relief local y est faible et les deux paramètres que sont les taux de dénudation (Belton et al., 2004 ; Fujioka and Chappell, 2011) et le flux de chaleur moyen sont supposés faibles (dans Blackwell, 1971) mais des études plus locales indiquent un flux de chaleur élevé, associé à un gradient géothermique autour de $32°.km^{-1}$ (secteur de Davensport Range, Belton et al., 2004). Très récemment Jansen et al. (2021) ont proposé une mise en place du « dôme » Australien par flexure induit par des processus profonds. La partie Est de l'Australie en revanche, présente des reliefs locaux plus grands (ainsi que

les zones d'altitudes maximales de l'Asutralie, *Snowy Mountains*). Le flux de chaleur régionalement supérieur à celui de l'Ouest australien (dans Blackwell, 1971) et sa localisation en marge passive en font un analogue possible du M.C.

Les reliefs associés aux zones de marges passives sont également des reliefs intraplaques mal connus et des modèles variés ont été proposés pour expliquer leur origine. L'idée d'un maintien de l'escarpement initial (épaules du rift) ne tient pas au vu des morphologies régionales similaires entre des marges passives d'âges fortement différents. Or, l'évolution thermique d'une marge passive étant vers le refroidissement et une subsidence, une différence notable de relief régional serait attendu en lien avec l'âge du rifiting (Leroy et al., 2008 ; Japsen et al., 2012 ; Sacek et al., 2012, Watts, 2012). Le cas de reliefs associés au rift d'Oslo par exemple présente un déphasage entre l'âge du rifting (~ 200 Ma) et l'âge estimé des reliefs (refroidissement vu par thermochronologie) autour de 30 Ma (Rohrman et al., 1994). Le même type d'écart d'âge (comparaison âges d'exposition cosmogéniques, âges de refroidissement par traces de fission et âge du rifting) est avancé pour réfuter le modèle de recul d'escarpement régional au niveau de la marge Namibienne (Cockburn et al., 2000). Ces auteurs au contraire suggèrent une stabilité dans le temps long (> 1 Ma) de la position de l'escarpement majeur. Le modèle proposé dans le cas du M.C. rejoint cette vision où le rôle du rifting vis à vis d'une création directe de relief régional est vraisemblablement faible ou négligeable mais la faiblesse de l'érosion régressive invoquée dans le cas des reliefs Namibiens suggèrerait des origines différentes vis à vis de l'initiation et du maintien de la topographie. Dans ce dernier cas, le rôle du climat différentiel est évidemment à prendre en considération vis à vis de l'érosion des reliefs, mais ne devrait pas avoir d'impact sur l'évolution thermique de la marge.

Ces quelques exemples d'études d'autres systèmes d'orogènes intraplaques montrent succinctement la forte disparité des éléments constitutifs des orogènes intraplaques. Ces déformations « majeures » peuvent être localisées différentiellement au niveau d'une marge passive ou en plein coeur d'un continent, présenter des processus érosifs significatifs ou négligeables ou encore être associées à un flux de chaleur fort ou faible. Une compilation systématique (à l'échelle globale) des principaux paramètres considérés comme probablement impliqués dans la déformation intraplaque (dans l'esprit de Johnston, 1989, vis à vis de la sismicité intraplaque) pourrait peut-être permettre de trouver un, ou un ensemble, de paramètres principaux à l'origine de ces déformations.

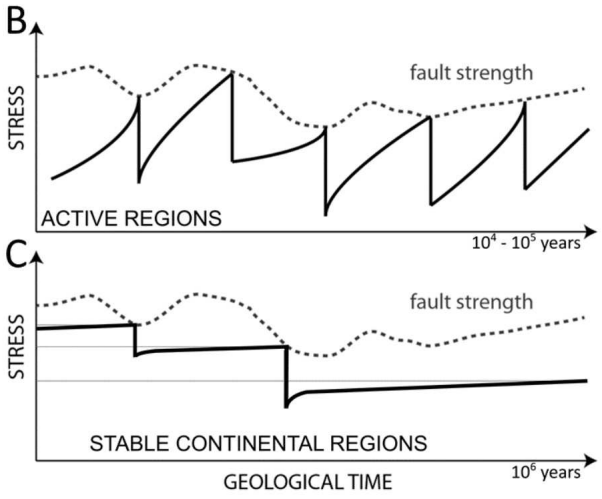



*Figure 7.2: B) Evolution temporelle des contraintes et cycle sismique (séismes majeurs) dans un domaine tectonique actif. C) Variations temporelle des contraintes et sismicité non cyclique dans un domaine continental stable. La courbe « fault strength » en pointillée représente la résistance frictionnelle du plan de faille. Les variations de ce paramètre sont associées à des modifications des contraintes normales, cisaillantes et de la pression de fluide. La courbe noire représente le chargement de contrainte élastique au niveau du plan de faille. D'après Camelbeeck et al., 2019.*

Enfin, en ce qui concerne la question des « petites » déformations de surfaces, c'est à dire de l'activité sismique, le modèle présenté dans le cas du M.C., suggère l'importance de prendre en compte l'aspect flexural de la dynamique lithosphérique. En effet, l'origine de l'activité sismique, (ou de la déformation de surface) en domaine intraplaque est hautement incertaine et un nombre conséquent de paramètres tant locaux que régionaux sont invoqués tel que les contraintes tectoniques (Dutour et al., 2002, dans le cas de la Provence), des effets de charges ( Silverii et al., 2016, dans le cas des karsts Apennin), des perturbations liées aux transferts de contraintes de coulomb (Stein, 1999 ; Hubert-Ferrari et al., 2000) ou de géométrie de failles (Talwani, 1988) ou encore des contrastes rhéologiques (Campbell, 1978 ; Dyksterhuis and Müller, 2008 ; Mazzotti and Gueydan, 2017 ; Tarayoun et al., 2018). Le rôle des contraintes induites par l'érosion ou la topographie est également invoqué (Calais et al., 2010 ; Camelbeeck et al., 2019) tout comme les activités anthropiques (Pomeroy et al., 1976 ; Camelbeeck et al., 2019)

Ces différentes propositions considèrent souvent les effets long-termes comme secondaires devant les effets transitoires tel que le GIA (e.g. Grllimund and Zoback, 2001) ou la circulation de fluide (e.g. Calais et al., 2016). Dans le cas d'une structure telle que le M.C., un effet long-terme possiblement non négligeable serait le chargement élastique induit par les contraintes flexurales. Le taux de flexure étant probablement stable sur une période de l'ordre de 1 Ma, il est possible de considérer cette flexure comme une source de contrainte stable long-terme (mais très localisée) suffisante à promouvoir une sismicité « régulière ».

Un tel fonctionnement serait à tester à l'aide de modèles numériques pour quantifier le possible taux de contrainte induit localement par la flexure et de comparer ces prédictions avec des données de paléo-sismologie. Le cas échéant, et pour le cas de l'activité sismique liée à une orogène intraplaque, des éléments de réponse pourraient être apportés vis à vis de la question de la stabilité

temporelle et spatiale de l'activité sismique (Fig. 7.2). Voir par exemple (Stein and Liu, 2009 ; Lamothe et al., 2010 ; Tuttle et Atkinson, 2010 ; Calais et al., 2016 ; Tarayoun et al., 2019) pour des discussions et propositions à cet égard.

Cette question de la récurrence possible des séismes (et de leur localisation spatiale) est particulièrement importante vis à vis de la problématique du risque sismique dont le séisme du Teil (11 Novembre 2019) est une illustration récente.

# VII.3. Quelques mots de fin

Le schéma régional présenté au début de ce chapitre se complique très fortement dès lors que l'on réduit les observations à une zone particulière puisque de nombreux phénomènes locaux tendent à brouiller le signal (e.g. Capture de la Cèze par le Chassezac, modèle de karstogenèse complexe). Seul une prise de recul suffisante vis à vis des spécificités propres à chaque site permet de dégager un signal régional, ce signal étant à confronter avec un maximum de données pour déduire la robustesse de l'interprétation. En ce sens, il s'agit d'effectuer une approche « statistique », en considérant que les fluctuations locales sont, au premier ordre, aléatoires relativement au signal régional.

Cependant, s'il semble en effet imprudent de généraliser sur la dynamique régionale à partir de quelques exemples ponctuels ou de processus locaux, il est également nécessaire d'étudier suffisamment en détail chaque site afin de comprendre son fonctionnement propre et possiblement revoir le modèle conceptuel initialement considéré. Autrement dit, et surtout, il est indispensable d'effectuer des incessants allers-retours entre les différentes échelles de temps et d'espace afin d'éviter d'apporter une réponse pré-construite à une question ponctuelle

Cet aspect est particulièrement flagrant dans le cas des zones karstiques puisque l'utilisation par défaut d'une spéléogenèse avec contrôle direct du niveau de base sur la formation, et le remplissage, de niveau de galeries sub-horizontales a dû être entièrement remis en cause à la vue des nouvelles données obtenues dans le cadre de ce travail.

A titre de perspective, et au-delà de la problématique scientifique relative à la déformation en domaine intraplaque, il m'est apparu durant ce travail de thèse la quantité conséquente de travaux préalables, notamment dans le cas concernant les datations d'édifices volcaniques. Cependant, ces publications (et les données associées) ne sont pas toujours facilement disponibles et la création d'une base de données géo-localisées recensant l'ensemble des travaux effectués sur une zone serait

à même de faciliter la recherche bibliographique permettant un gain de temps mais également de ne pas passer à côté de certains travaux antérieurs. Ce dernier point permettant de fait soit de ne pas refaire ce qui a déjà été fait, soit au contraire de répéter l'étude (ou par exemple des datations) afin d'apporter une plus forte fiabilité à ces données ou interprétations.

# Bibliographie

Aerden, D. G. A. M., & Malavieille, J. (1999). Origin of a large-scale fold nappe in the Montagne Noire, Variscan belt, France. *Journal of Structural Geology*, *21*(10), 1321–1333. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00098-X

Aguilar, G., Carretier, S., Regard, V., Vassallo, R., Riquelme, R., & Martinod, J. (2014). Grain size-dependent 10Be concentrations in alluvial stream sediment of the Huasco Valley, a semi-arid Andes region. *Quaternary Geochronology*, *19*, 163–172. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2013.01.011

Alexandre, P. (2007). U-Pb zircon SIMS ages from the French Massif Central and implication for the pre-Variscan tectonic evolution in Western Europe. *Comptes Rendus - Geoscience*, *339*(9), 613–621. https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.07.008

Ambert, P. (1982). Les reliefs pléistocènes anté-volcaniques du Languedoc central. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, *59*(485), 83–89. https://doi.org/10.3406/bagf.1982.5316

Ambert, P. (1984). La région de Millau (Grands Causses). Présentation d' une carte géomorphologique en couleurs en 1/25 000. *Mediterranée*, *52*(3), 43–56.

Ambert, P. (1989). Les maars languedociens. Leur contribution à l'évolution morphologique quaternaire. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, *66*(5), 379–385. https://doi.org/10.3406/bagf.1989.1504

Ambert, P., Boven, A., Leroy, S., Lovlie, R., & Seret, G. (1990). Chronostratigraphical revision of the palaeobotanical sequence of Bernasso, Escandorgue, southern France. *Comptes Rendus - Academie Des Sciences, Serie II*, *311*(3), 413–419.

Ambert, P., Quinif, Y., Roiron, P., & Arthuis, R. (1995). Les Travertins de la vallée du Lez (Montpellier, Sud de la France). Datations 230Th / 234U et environnements pléistocènes. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences (2a)*, *321*(May 2016), 667–674.

Anderson, J. G. (1986). Seismic strain rates in the central and eastern united states. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *76*(1), 273–290.

Argant, A., Argant, T., Barriquand, L., & Argant, J. (2020). The complete Skeleton of the Bear n ° 2 from the Galerie des Aiglons of the Azé Cave ( Saône-et-Loire , France ): Ursus spelaeus ladinicus. *Berichte Der Geologischen Bundesanstalt*.

Arnaud, J. (1998). La Combe Rajeau. *Spéléologie Magazine*, 15–19.

Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D. L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R. C., … Klein, M. (2010). The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, *268*, 1954–1959. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2010.02.107

Artemieva, I. M., & Thybo, H. (2013). EUNAseis: A seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic region. *Tectonophysics*, *609*, 97–153. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.004

Assameur, D. M., & Mareschal, J. (1995). Stress induced by topography and crustal density heterogeneities: implication for the seismicity of southeastern Canada. *Tectonophysics*, *241*, 179–192.

Audet, P. (2015). Layered crustal anisotropy around the San Andreas Fault near Parkfield, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *120*(5), 3527–3543. https://doi.org/10.1002/2014JB011821

Audet, P., & Bürgmann, R. (2011). Dominant role of tectonic inheritance in supercontinent cycles. *Nature Geoscience*, *4*(3), 184–187. https://doi.org/10.1038/ngeo1080

Audet, P., & Mareschal, J. C. (2004). Variations in elastic thickness in the Canadian Shield. *Earth and Planetary Science Letters*, *226*(1–2), 17–31. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.07.035

Audet, P., & Mareschal, J. C. (2004). Anisotropy of the flexural response of the lithosphere in the Canadian Shield. *Geophysical Research Letters*, *31*(20), 1–4. https://doi.org/10.1029/2004GL021080

Audet, P., Sole, C., & Schaeffer, A. J. (2016). Control of lithospheric inheritance on neotectonic activity in northwestern Canada? *Geology*, *44*(10), 807–810. https://doi.org/10.1130/G38118.1

Audra, P. (2007). Karst et spéléogenèse épigènes, hypogènes, recherches appliquées et valorisation. Mémoire de HDR, DS 7 - 23e section – Géographie. Université Sophia Antipolis. ISBN : 2–9504222-4-1

Audra, P., Camus, H., & Rochette, P. (2001). Le karst des plateaux jurassiques de la moyenne vallée de l'Ardèche: datation par paléomagnétisme des phases d'évolution plio-quaernaires (aven de la Combre Rajeau). *Bulletin de La Societe Geologique de France*, *172*(1), 121–129.

Audra, P., Mocochain, L., Camus, H., Gilli, É., Clauzon, G., & Bigot, J. Y. (2004). The effect of the messinian deep stage on karst development around the mediterranean sea. examples from Southern France. *Geodinamica Acta*, *17*(6), 389–400. https://doi.org/10.3166/ga.17.389-400

Audra, P., Mocochain, L., & Bigot, J.-Y. (2009). Spéléogenèse per ascensum par remontée du niveau de base. Interprétation des réseaux ennoyés, dénoyés, des sources vauclusiennes et des puits-cheminées. *Actes Du Colloque AFK - Pierre St Martin*, (17), 164–175.

Audra, P., & Palmer, A. N. (2011). Structure des réseaux karstiques : Les contrôles de la spéléogenèse épigène. *Geomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, *17*(4), 359–378. https://doi.org/10.4000/geomorphologie.9571

Audubert, P. F., Conan, M., & Maherault, R. *(2012). La Commission de volcanisme dans le Devès, 4–16. Saga Information - N° 317 - Mai 2012*

Avagyan, A., Ritz, J.F., Blard, P.H., Meliksetian, K.H., Munch, P.H., Valla, P., Tokhatyan, K., Mkrtchyan, M., Atalyan, T., Martirosyan, M. (2018). Volcanic eruptions witnessed by prehistoric men in Armenia, *Franco-Armenian Colloque LIA HEMNA, Lyon, Nov. 2018.*

Badhani, S., Cattaneo, A., Dennielou, B., Leroux, E., Colin, F., Thomas, Y., … Droz, L. (2020). Morphology of retrogressive failures in the Eastern Rhone interfluve during the last glacial maximum (Gulf of Lions, Western Mediterranean). *Geomorphology*, *351*, 1–19. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106894

Baird, A. F., McKinnon, S. D., & Godin, L. (2009). Stress channelling and partitioning of seismicity in the Charlevoix seismic zone, Québec, Canada. *Geophysical Journal International*, *179*(1), 559–568. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04275.x

Bajraktarova-Valjakova, E., Korunoska-Stevkovska, V., Georgieva, S., Ivanovski, K., Bajraktarova-Misevska, C., Mijoska, A., & Grozdanov, A. (2018). Hydrofluoric acid: Burns and systemic toxicity, protective measures, immediate and hospital medical treatment. Open Access

Macedonian Journal of Medical Sciences, 6(11), 2257–2269. https://doi.org/10.3889/oamjms.2018.429

Balco, G., & Rovey, C. W. (2008). An isochron method for cosmogenic-nuclide dating of buried soils and sediments. *American Journal of Science*, *308*(12), 1083–1114. https://doi.org/10.2475/10.2008.02

Barbarand, J., Lucazeau, F., Pagel, M., & Séranne, M. (2001). Burial and exhumation history of the south-eastern Massif Central (France) constrained by apatite fission-track thermochronology. *Tectonophysics*, *335*(3–4), 275–290. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00069-5

Barriquand, L., Dautun, S., & Guillot, L. (2016). Le site des grottes d'Azé : une succession d'évènements enregistrés pendant des millions d'années. In *Actes de la 26eme Rencontre d'Octobre - Jalès 2016* (pp. 9–24).

Barriquand, L., Gardette, F., Guillot, L., & Vergnaud, D. (2015). Benoit Dumolin et la Grotte de la Cailleverdiere à Blanot , Saone et Loire , France : un précurseur de la speleologie et de la karstologie en 1739. *Karstologia*, *66*(January), 25–36.

Barriquand, L., Quinif, Y., Baële, J., Deschamps, S., Guillot, L., & Papier, S. (2014). La karstification par fantômisation: le cas du Mâconnais. In *Actes de la 24ème Rencontre d'Octobre* – Azé. SpéléoClub de Paris (pp. 99–115)

Barruol, G., & Granet, M. (2002). A Tertiary asthenospheric flow beneath the southern French Massif Central indicated by upper mantle seismic anisotropy and related to the west Mediterranean extension. *Earth and Planetary Science Letters*, *202*(1), 31–47. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00752-5

Belton, D. X., Brown, R. W., Kohn, B. P., Fink, D., & Farley, K. A. (2004). Quantitative resolution of the debate over antiquity of the central Australian landscape: Implications for the tectonic and geomorphic stability of cratonic interiors. *Earth and Planetary Science Letters*, *219*(1–2), 21–34. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00705-2

Bennett, R. A., Friedrich, A. M., & Furlong, K. P. (2004). Codependent histories of the San Andreas and San Jacinto fault zones from inversion of fault displacement rates. *Geology*, *32*(11), 961–964. https://doi.org/10.1130/G20806.1

Berger, E. T. (2007). *Âges et dynamismes des jeunes volcans d'ardèche*. Documentation *Sithere*.

Bettinelli, P. (2007). *Déformation Intersismique de l'Himalaya du Népal à partir de données GPS*. Thèse de doctorat, Institut de Physique du Globe de paris.

Bigot, J.-Y. (2018). Les aménagements préhistoriques de l ' aven de Sot Manit. *Karstologia*, *71*, 1–10.

Bigot, J.-Y. (2020). *Compte rendu de sortie du 29 janvier 2020 dans le méandre d'Issensac et l'aven du Rocas*. En ligne: http://www.alpespeleo.fr/com/comdiv/cr.htm (valide au 20/07/2021).

Bigot, J.-Y. (2020). *Compte rendu de sortie du 24 juin 2020 dans les avens de Sot Manit et des Besses*. En ligne: http://www.alpespeleo.fr/com/comdiv/cr.htm (valide au 20/07/2021)

Bigot, J. Y., Rocher, J.-L., & Alpina club de Millau, C. (2017). *Compte rendu de la sortie du 18 février 2017 dans l'aven des Besses*. En ligne: http://www.alpespeleo.fr/com/comdiv/cr.htm (valide au 20/07/2021)

Binet, S., Probst, J. L., Batiot, C., Seidel, J. L., Emblanch, C., Peyraube, N., … Probst, A. (2020). Global warming and acid atmospheric deposition impacts on carbonate dissolution and CO2 fluxes in French karst hydrosystems: Evidence from hydrochemical monitoring in recent decades. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *270*(December), 184–200. https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.11.021

Bini, A., Delannoy, J. J., Maire, R., & Quinif, Y. (1989). Générations de cavités karstiques dans les chaînes alpines s.l. *Contre-Rendu de l'Académie Des Sciences, Sédimentologie*, *309*(2), 1183–1190.

Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *4*(3), 1–52. https://doi.org/10.1029/2001GC000252

Bierman, P. R., & Montgomery, D. R. (2014). *Key concepts in Geomorphology*. New-York: W.H. Freeman and Company Publishers. ISBN: 10-1-4292-3860-7

Blais, S., Maury, R. Brousse, R. (1971) - Contribution à l'estimation des vitesses de creusement des cours d'eau au flanc de coulées basaltiques. Travaux de l'Institut de Géographie , XLIII, Faculté des Lettres de Clermont-Ferrand, 3-15.

Blackwell, D. D. (1971). The Thermal Structure of the Continental Crust. In J. G. Heacock (Ed.), *The Structure and physical Properties of the Earth's Crust* (pp. 169–184).

Blard, P. H., Bourlès, D. L., Pik, R., & Lavé, J. (2008). In situ cosmogenic 10Be in olivines and pyroxenes. *Quaternary Geochronology*, *3*, 196–205. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.11.006

Blès, J. L., & Gros, Y. (1991). Stress field changes in the Rhone Valley from the Miocene to the present. *Tectonophysics*, *194*(3), 265–277. https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90264-S

Bodur, Ö. F., & Rey, P. F. (2019). The impact of rheological uncertainty on dynamic topography predictions. *Solid Earth*, *10*(6), 2167–2178. https://doi.org/10.5194/se-10-2167-2019

Boinet, N. (1999). Exploitation de la fracturation d'un massif par la karstification: Exemple du Causse de l'Hortus (Herault, France). *Geodinamica Acta*, *12*(3–4), 237–247. https://doi.org/10.1016/S0985-3111(00)88662-3

Bollati, I., Pellegrini, M., Reynard, E., & Pelfini, M. (2017). Water driven processes and landforms evolution rates in mountain geomorphosites: examples from Swiss Alps. *Catena*, *158*(June), 321–339. https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.07.013

Bosák, P., Pruner, P., & Kadlec, J. (2003). Magnetostratigraphy of cave sediments: Application and limits. *Studia Geophysica et Geodaetica*, *47*(2), 301–330. https://doi.org/10.1023/A:1023723708430

Bosted, P., Gracanin, T., Hackell, V., Scheffler, T., & Kempe, S. (2013). The Keokeo Cave System in Hawaii. 16th International Congress of Speleology, Brno, July 21 -28, 2013; At: Brno, Czech Republic. Volume: 3: 243-246

Bourguignon, L., Crochet, J. Y., Capdevila, R., Ivorra, J., Antoine, P. O., Agustí, J., … De Weyer, L. (2016). Bois-de-Riquet (Lézignan-la-Cèbe, Hérault): A late Early Pleistocene archeological occurrence in southern France. *Quaternary International*, *393*(July 2015), 24–40. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.06.037

Bourlés, D. L., Simon, Q., & Thouveny, N. (2020). La spectrométrie de masse par accélérateur. *Reflets de La Physique*, (66), 16–21. https://doi.org/10.1051/refdp/202066016

Bout, P. (1967). *Observations sur le Villafranchien d'Auvergne et du Velay (Compte rendu de l'excursion de l'A.F.E.Q. du 19 au 22 mai 1966)*. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* (Vol. 4). https://doi.org/10.3406/quate.1967.1048

Braun, J. (2010). The many surface expressions of mantle dynamics. *Nature Geoscience*, *3*(12), 825–833. https://doi.org/10.1038/ngeo1020

Braucher, R., Keddadouche, K., Aumaître, G., Bourlès, D. L., Arnold, M., Pivot, S., … Bard, E. (2018). Chlorine measurements at the 5MV French AMS national facility ASTER: Associated external uncertainties and comparability with the 6MV DREAMS facility. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, *420*, 40–45. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2018.01.025

Brichau, S., Respaut, J. P., & Monié, P. (2008). New age constraints on emplacement of the Cévenol granitoids, South French Massif Central. *International Journal of Earth Sciences*, *97*(4), 725–738. https://doi.org/10.1007/s00531-007-0187-x

Brown, M. (1995). The late-Precambrian geodynamic evolution of the Armorican segment of the Cadomian belt (France). *Géologie de La Franc*e n°3, 3-22.

Browne, B., & Szramek, L. (2015). Rates of Magma Ascent and Storage. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second Edi, pp. 203–214). Elsevier Inc. https://doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.00009-2

Brun, J.-P., & Van Den Driessche, J. (1994). Extensional gneiss domes and detachement fault systems: structure and kinematics. *Bulletin de La Société Géologique de France*, *165*(6), 519–530. https://doi.org/10.1007/978-94-011-2522-2_4

Bruxelles, L. (2001). Reconstitution morphologique du Causse du Larzac (Larzac central, Aveyron, France). Rôle des formations superficielles dans la morphogenèse karstique. *Karstologia*, *38–2*, 25–40.

Bruxelles, L. (2001). *Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central : causses de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault)*. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille 1.

Bruxelles, L. (2010). La grotte de Trabuc, Mialet, Gard. Fantômisation et karstification polyphasé. In *Grottes et karsts de France. Karstologia Mémoires* (pp. 306–307).

Bruxelles, L., & Astruc, J.-G. (2008). Vallées et vallons caussenards : les témoins de l'encaissement progressif du réseau hydrographique sur le Causse de Gramat. In *Journée AFK/AGSO/CFH* (pp. 77–84).

Bruxelles, L., & Astruc, J.-G. (2009). Mise en place et évolution des vallées quercynoises. Conséquences morphologiques et hydrodynamiques. *Géologues N°160*, p 88–94.

Bruxelles, L., & Camus, H. (2010). Géodynamique et évolution morphologique des grands Causses. *Karstologia Mémoires*, (19), 312–315.

Bruxelles, L., & Wienin, M. (2009). Les fantômes de roche de la mine de la Grande Vernissière (Fressac, Gard). Premières observations sur l'origine de certains karsts de la bordure cévenole. *Karstologia Mémoires*, *17*, 192–200.

Burchard, E. F. (1905). Glass sand of the middle mississippi basin. *Contributions to Economic Geology*, 459–472.

Burchard, E. F. (1905). The Requirements of sand and limestone for glass making. *Contributions to Economic Geology*, 452–458.

Burov, E. B. (2015). Plate Rheology and Mechanics. *Treatise on Geophysics: Second Edition*, *6*, 95–152. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00112-3

Burov, E. B., & Diament, M. (1995). The effective elastic thickness (Te) of continental lithosphere: What does it really mean? *Journal of Geophyiscal Research*, *100*(B3), 3905–3927.

Burov, E., & Gerya, T. (2014). Asymmetric three-dimensional topography over mantle plumes. *Nature*, *513*(7516), 85–89. https://doi.org/10.1038/nature13703

Burov, E., & Guillou-Frottier, L. (2005). The plume head-continental lithosphere interaction using a tectonically realistic formulation for the lithosphere. *Geophysical Journal International*, *161*(2), 469–490. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02588.x

Byrne, D. E., Sykes, L. R., & Davis, D. M. (1992). Great Thrust Earthquakes and Aseismic Slip Along the Plate Boundary of the Makran Subduction Zone. *Journal of Geophysical Research*, *97*(B1), 449–478. Retrieved from http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/91JB02165/full

Calais, E., Camelbeeck, T., Stein, S., Liu, M., & Craig, T. J. (2016). A new paradigm for large earthquakes in stable continental plate interiors. *Geophysical Research Letters*, *43*(20), 10,621-10,637. https://doi.org/10.1002/2016GL070815

Calais, E., Freed, A. M., Van Arsdale, R., & Stein, S. (2010). Triggering of New Madrid seismicity by late-Pleistocene erosion. *Nature*, *466*(7306), 608–611. https://doi.org/10.1038/nature09258

Calais, E., J. Y. Han, C. DeMets, and J. M. Nocquet (2006). Deformation of the North American plate interior from a decade of continuous GPS measurements, *Journal of Geophysical Research*, 111, B06402, doi:10.1029/2005JB004253

Calvet, M., Braucher, R., Sorriaux, P., Hez, G., Gunnell, Y., (2018). De la difficulté de dater les réseaux karstiques étagés. Poster, Congrès Chambéry Karst 2018.

Calvet, M., & Lemartinel, B. (2003). Vieilles formes et vieux versants. Le paradoxe des paysages méditerranéens. *Collection EDYTEM. Cahiers de Géographie*, *1*(1), 37–48. https://doi.org/10.3406/edyte.2003.859

Camacho, A., Hensen, B. J., & Armstrong, R. (2002). Isotopic test of a thermally driven intraplate orogenic model, Australia. *Geology*, *30*(10), 887–890. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030

Cambra, J., & Douillez, S. (2015). *Étude des profils de rivières dans l ' Hérault et le Gard*. Rapport de Stage, L3, Université de Montpellier – Géosciences Montpellier.

Camelbeeck, T., Vanneste, K., & Lecocq, T. (2019). Natural and man-induced destructive earthquakes in stable continental regions. *Bulletin of the Royal Academy for Overseas Sciences*, (July), 1–18.

Camus, H. (1997). Formation des réseaux karstiques et creusement des vallées : l'exemple du Larzac méridional (Hérault, France). *Karstologia : Revue de Karstologie et de Spéléologie Physique*, *29*(1), 23–42. https://doi.org/10.3406/karst.1997.2387

Campbell, D. L. (1978). Investigation of the stress-concentration mechanism for intraplate earthquakes. *Geophysical Research Letters*, *5*(6), 477–479. https://doi.org/10.1029/GL005i006p00477

Campbell, I. A. (1977). Stream discharge, suspended sediment and erosion rates in the Red Deer River basin. Alberta, Canada. *Hydrological Sciences-Bulletin-des Sciences Hydrologiques*, XXII, 4 12/1977

Camps, P., Singer, B. S., Carvallo, C., Goguitchaichvili, A. T., Fanjat, G., & Allen, B. (2011). The Kamikatsura event and the Matuyama-Brunhes reversal recorded in lavas from Tjörnes Peninsula, northern Iceland. *Earth and Planetary Science Letters*, *310*(1–2), 33–44. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.07.026

Cardinal, T., Audin, L., Rolland, Y., Schwartz, S., Petit, C., Zerathe, S., Guillou, V. (2021). Geomorphology Interplay of fluvial incision and rockfalls in shaping periglacial mountain gorges. *Geomorphology*, *381*, 107665. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107665

Cazes, G. (2013). *Mesures paléo-inclinométriques à partir de spéléothèmes*. Mémoire de Master, Université de Montpellier

Célérier, J., Sandiford, M., Hansen, D. L., & Quigley, M. (2005). Modes of active intraplate deformation, Flinders Ranges, Australia. *Tectonics*, *24*(6). https://doi.org/10.1029/2004TC001679

Champagnac, J.-D., Molnar, P., Anderson, R. S., Sue, C., & Delacou, B. (2007). Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology*, *35*(3), 195–198. https://doi.org/10.1130/G23053A.1

Champagnac, J.-D., Van Der Beek, P., Diraison, G., & Dauphin, S. (2008). Flexural isostatic response of the Alps to increased Quaternary erosion recorded by foreland basin remnants, SE France. *Terra Nova*, *20*(3), 213–220. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00809.x

Chéry, J. (2008). Geodetic strain across the San Andreas fault reflects elastic plate thickness variations (rather than fault slip rate). *Earth and Planetary Science Letters*, *269*(3–4), 352–365. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.01.046

Child, D., Elliott, G., Mifsud, C., Smith, A. M., & Fink, D. (2000). Sample processing for earth science studies at ANTARES. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, *172*(1–4), 856–860. https://doi.org/10.1016/S0168-583X(00)00198-1

Cliff, R. A., Spötl, C., & Mangini, A. (2010). U-Pb dating of speleothems from Spannagel Cave, Austrian Alps: A high resolution comparison with U-series ages. *Quaternary Geochronology*, *5*, 452–458. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.12.002

Cockburn, H. A. P., Brown, R. W., Summerfield, M. A., & Seidl, M. A. (2000). Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. *Earth and Planetary Science Letters*, *179*(3–4), 429–435. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00144-8

Coe, R. S., Prévot, M., & Camps, P. (1995). New evidence for extraordinarily rapid change of the geomagnetic field during a reversal. *Nature*, *374*(6524), 687–692. https://doi.org/10.1038/374687a0

Collectif. (2007). *Paleozoic orogenies in the french massif central: A cross section from Béziers to Lyon*. *Geologie de la France*. Livret guide d'excursion 07-12 septembre 2007, Paleozoic orogenies in the French Massif Central A cross section from Béziers to Lyon. Géologie de la France n°2.

Conseil d'Architecture d'Urbanisme et de l'Environnement du Lot. (2016). *Les dolines habitées causse de Martel*.

Corbel, J. (1954). Les phénomènes karstiques dans les grands causses. *Revue de Géographie de Lyon*, *29*(4), 287–315.

Cornou, C., Ampuero, J.-P., Aubert, C., Audin, L., Baize, S., Billant, J., (…) Weng, H. (2020). Rapid response to the Mw4.9 earthquake of November 11, 2019 in Le Teil, Lower Rhône Valley, France. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences*, n°53, p 1-23. https://doi.org/10.5802/crgeos.30

Corsini, M., & Rolland, Y. (2009). Late evolution of the southern European Variscan belt: Exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence. *Comptes Rendus - Geoscience*, *341*(2–3), 214–223. https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.12.002

Crosby, B. T., & Whipple, K. X. (2006). Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, *82*, 16–38. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.08.023

Cruden, A. R., & Weinberg, R. F. (2018). Mechanisms of magma transport and storage in the lower and middle crust-magma segregation, ascent and emplacement. In *Volcanic and Igneous Plumbing Systems: Understanding Magma Transport, Storage, and Evolution in the Earth's Crust* (pp. 13–53). Elsevier Inc. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809749-6.00002-9

D'Lemos, R. S., Strachan, R. A., & Topley, C. G. (1990). The Cadomian orogeny in the North Armorican Massif: A brief review. *Geological Society Special Publication*, *51*(51), 3–12. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.051.01.01

Darvill, C. (2013). Cosmogenic nuclide analysis. In *Geomorphological Techniques,* Chap. 4, Sec. 2.10. (pp. 1–25). British Society for Geomorphology; London, UK. ISSN: 2047-0371.

Dautria, J. M., Liotard, J. M., Bosch, D., & Alard, O. (2010). 160 Ma of sporadic basaltic activity on the Languedoc volcanic line (Southern France): A peculiar case of lithosphere-asthenosphere interplay. *Lithos*, *120*(1–2), 202–222. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.04.009

De Geor De Herve, A., Baubron, J. C., Cantagrel, J. M., & Makhoul, J. (1991). Le volcanisme de l'Aubrac (Massif central): un bref episode basaltique (250 000 ans) au Miocene superieur (7,5 Ma). *Geologie de La France*, *4*, 3–14.

Define, E. (1992). Etapes de l'installation et de l'encaissement du réseau hydrographique dans le haut bassin versant de la Loire-première approche, 23–35. Dans *Rythmes morphologiques en domaine volcanisé.* Actes du Colloque AGF. 1992.

Define, E., & Alexandre, P. (2014). Velay and Mézenc Massif: Harsh Volcanic Highlands Around the Loire River Source. In M. Fort & M.-F. André (Eds.), *Landscapes and Landforms of France* (pp. 93–103). https://doi.org/10.1007/978-94-007-7022-5

Define, E., & Berger, E. T. (1991). Réflexions préliminaires à l'étude des rythmes et vitesses dévolution morphologique aux confins du Velay oriental et du Haut Vivarais. *Physio-Géo*, *21*, 23–32.

Define, E., Gauthier, A., & Pastre, J.-F. (2005). L'évolution plio-quaternaire du bassin du Puy (Massif Central, France) : rythmes morphosédimentaires et volcanismeThe plio-pleistocene evolution of the Le Puy Basin (French Massif Central): morphosedimentary rhythms and volcanism. *Quaternaire*, (vol. 16/3), 177–190. https://doi.org/10.4000/quaternaire.397

Define, E., Raynal, J., Arthur, A., & Alexandre, P. (2019). L'englacement quaternaire du Massif central. Dans: *Histoire de la découverte géologique du Massif central français*, Edition: Mémoire N° 8, Société d'Histoire Naturelle d'Auvergne, p: 146-171.

Degeai, J. P., & Pastre, J. F. (2008). Évolution morphostructurale du plateau volcano-sédimentaire de gergovie au miocène inférieur: Implications géodynamiques sur la phase tarditectonique du rift de limagne (Massif central, France). *Revue Canadienne Des Sciences de La Terre*, *45*(6), 641–650. https://doi.org/10.1139/E08-018

Delmas, M., Calvet, M., & Gunnell, Y. (2009). Variability of Quaternary glacial erosion rates - A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, *28*(5–6), 484–498. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.11.006

Delouis, B., Ampuero, J.-P., Audin, L., Bernard, P., Brenguier, F., Grandin, R., … Voisin, C. (2019). *Rapport d'évaluation du groupe de travail (GT) CNRS - INSU sur le séisme du Teil du 11 novembre 2019 et ses causes possibles*.

Demarcq, G., Mein, P., Ballesio, R., & Romaggi, J.-P. (1989). Le gisement d'Andance (Coiron, Ardeche, France) dans le Miocene superieur de la vallee du Rhone : un essai de correlations marin-continental. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, *8*(4), 797–806.

Demoulin, A., Mather, A., Whittaker, A. (2017). Fluvial archives, a valuable record of vertical crustal deformation,. *Quaternary Science Reviews, Volume 166, 10-37. ISSN 0277-3791*. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.011.

Dennen, W. H., Blackburn, W. H., & Quesada, A. (1970). Aluminum in quartz as a geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *27*(4), 332–342. https://doi.org/10.1007/BF00389817

DIACT Massif-Central. (2006). *Schéma interrégional d'aménagement et de développement du Massif central*.

Dubois, J., Diament, M. (2005). *Géophysique*, 3ième édition. Edition Dunod, Paris. ISBN 2 10 0491185 7

Dubois, C., Quinif, Y., Baele, J.-M., Barriquand, L., Bini, A., Bruxelles, L., Dandurand, G., Havron, C., Kaufmann, O., Lans, B., Maire, R., Martin, J., Rodet, J., Rowberry, M.D., Tognini, P., Vergari, A. (2014) *The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems*, Earth-Science Reviews, Vol 131, p: 116-148, ISSN 0012-8252, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.01.006.

Dubois, C., & Quinif, Y. (2019). The ghost-rock of the chansin quarry (Belgium) – A remarkable example of pseudogallery. *Geologica Belgica*, *22*(3–4), 175–181. https://doi.org/10.20341/gb.2019.004

Dunai, T. J. (2010). *Cosmogenic Nuclides. Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge University Press. 198 p. Doi: 10.1017/CBO9780511804519

Dutour, A., Philip, H., Jaurand, E., & Combes, P. (2002). Mise en évidence de déformations en faille inverse avec ruptures de surface cosismiques dans des dépôts colluviaux würmiens du versant nord du mont Ventoux (Provence occidentale, France). *Comptes Rendus - Geoscience*, *334*(11), 849–856. https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01820-5

Dyksterhuis, S., & Müller, R. D. (2008). Cause and evolution of intraplate orogeny in Australia. *Geology*, *36*(6), 495–498. https://doi.org/10.1130/G24536A.1

Müller, D., Dyksterhuis, S., and Rey, P. 2012. Australian paleo-stress fields and tectonic reactivation over the past 100 Ma, *Australian Journal of Earth Sciences*, 59(1), 13-28.

Eme, B. (2007). *Utilisation des modèles numériques de terrain dans l'étude-reconstitution géomorphologique d'une zone à évolution lente. Cas du Nord de la Moyenne vallée de l'Hérault*. Rapport de Stage, Master BGAE, Université de Montpellier.

Etchecopar, A., Vasseur, G., & Daignieres, M. (1981). An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, *3*(1), 51–65.

Farrant, A.R., Smart, P.L. (2011). *Role of sediment in speleogenesis; sedimentation and paragenesis*, Geomorphology, Vol 134, Issues 1–2, p: 79-93, ISSN 0169-555X, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.006.

Fauquette, S., Suc, J., Popescu, S., Guillocheau, F., Violette, S., Jost, A., … Baby, G. (2020). Pliocene uplift of the Massif Central (France) constrained by the palaeoelevation quantified from the pollen record of sediments preserved along the Cantal Stratovolcano (Murat area). *Journal of the Geological Society of London*, (May), 1–27. https://doi.org/10.1144/jgs2020-010

Faure, M., Charonnat, X., Chauvet, A., Chen, Y., Talbot, J. Y., Martelet, G., … Milesi, J.-P. (2001). Evolution tectonique du domaine para-autochtone des Cévennes dans le Massif central français et son importance pour la formation des concentrations métalliques. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, *172*(6), 687–696. https://doi.org/10.2113/172.6.687

Favier, C., Guerin, C., & Chenue, S. (2016). *Etude du remplissage du réseau Lachambre par étude magnétique*. Montpellier. Rapport de Stage, L3, Géosciences Montpellier.

Fialko, Y. (2006). Interseismic strain accumulation and the earthquake potential on the southern San Andreas fault system. *Nature*, *441*(7096), 968–971. https://doi.org/10.1038/nature04797

Fischer, K. M., Ford, H. A., Abt, D. L., & Rychert, C. A. (2010). The Lithosphere-Asthenosphere Boundary. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *38*(March), 551–575. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040809-152438

Fifield, L. K. (1999). Accelerator mass spectrometry and its applications. *Rep. Prog. Phys.*, *62*, 1223–1274. https://doi.org/10.1088/0034-4885/77/5/056502

Fjeldskaar, W. (1994). The amplitude and decay of the glacial forebulge in Fennoscandia. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, *74*(1), 2–8.

Ford, D., & Williams, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology* (2nd ed.). John Wiley & Sons, Ltd. https://doi.org/10.1002/9781118684986

Fujioka, T., & Chappell, J. (2011). Desert landscape processes on a timescale of millions of years, probed by cosmogenic nuclides. *Aeolian Research*, *3*(2), 157–164. https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2011.03.003

Gardner, T. W., Jorgensen, D. W., Shuman, C., & Lemieux, C. R. (1987). Geomorphic and tectonic process rates: effects of measured time interval. *Geology*, *15*(3), 259–261. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<259:GATPRE>2.0.CO;2

Gargani, J. (2004). Eustatisme, érosion et isostasie flexurale : modélisation numérique appliquée au Rhône messinien. *Comptes Rendus - Geoscience*, *336*(10), 901–907. https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.04.001

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., & Pagel, M. (2009). Effect of alpha-damage annealing on apatite (U-Th)/He thermochronology. *Chemical Geology*, *266*(3–4), 157–170. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.06.001

Gay, I., & Macaire, J. J. (1999). Estimation des taux d'erosion chimique tardiglaciaires et holocenes par la methode des bilans d'alteration. Application au bassin du lac Chambon (Massif central, France). *Comptes Rendus de l'Academie de Sciences - Serie IIa: Sciences de La Terre et Des Planetes*, *328*(6), 387–392. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(99)80104-9

Gébelin, A., Brunel, M., Monié, P., Faure, M., & Arnaud, N. (2007). Transpressional tectonics and Carboniferous magmatism in the Limousin, Massif Central, France: Structural and 40Ar/39Ar investigations. *Tectonics*, *26*(2). https://doi.org/10.1029/2005TC001822

Genti, M. (2015). *Impact des processus de surface sur la déformation actuelle des Pyrénées et des Alpes*. Thèse de doctorat de l'Université de Montpellier 2.

Gibbard, P. L., & Lewin, J. (2009). River incision and terrace formation in the Late Cenozoic of Europe. *Tectonophysics*, *474*, 41–55. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.017

Giresse, P., & Martzluff, M. (2016). Les calcrètes palustres (Tuïres) du Pliocène supérieur de la plaine du Roussillon. Pierres monumentales d'usage historique ancien. *Geologie de La France*, *2016*(1), 7–25.

Giusti, C. (2008). Asymetrie topographique et morphogénétique dans le sud du Massif Central ( France ). *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, *2*, 254–270.

Glasser, N. F., Hughes, P. D., Fenton, C., Schnabel, C., & Rother, H. (2012). 10Be and 26Al exposure-age dating of bedrock surfaces on the Aran ridge, Wales: evidence for a thick Welsh Ice Cap at the Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Science*, *27*(1), 97–104. https://doi.org/10.1002/jqs.1519

Godard, V., Dosseto, A., Fleury, J., Bellier, O., & Siame, L. (2019). Transient landscape dynamics across the Southeastern Australian Escarpment. *Earth and Planetary Science Letters*, *506*, 397–406. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.11.017

Godard, V., Ollivier, V., Bellier, O., Miramont, C., Shabanian, E., Fleury, J., … Guillou, V. (2016). Weathering-limited hillslope evolution in carbonate landscapes. *Earth and Planetary Science Letters*, *446*, 10–20. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.04.017

Gohau, G. (1987). *Histoire de la Géologie* (La Découve). Paris.

Gomberg, J., & Ellis, M. (1994). Topography and tectonics of the central New Madrid seismic zone: results of numerical experiments using a three-dimensional boundary element program. *Journal of Geophysical Research*, *99*(B10). https://doi.org/10.1029/94jb00039

Götze, J., Plötze, M., Tichomirowa, M., Fuchs, H., & Pilot, J. (2001). Aluminium in quartz as an indicator of the temperature of formation of agate. *Mineralogical Magazine*, *65*(3), 407-413. doi:10.1180/002646101300119484

Goumy, T., Montheil, L., & Parisot, S. (2016). *Quantification du taux de dénudation dans la région du Lac du Salagou depuis les dernières coulées volcaniques*. Rapport de Stage, L3, Géosicences Montpellier.

Grad, M., Tiira, T., & ESC, W. G. (2009). The Moho depth map of the European Plate. *Geophysical Journal International*, *176*(1), 279–292. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03919.x

Granet, M., Wilson, M., & Achauer, U. (1995). Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth and Planetary Science Letters*, *136*(3–4), 281–296. https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00174-B

Granger, D. E., & Muzikar, P. F. (2001). Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides; theory, techniques, and limitations. *Earth and Planetary Science Letters*, *188*, 269–281.

Granger, D. E., Fabel, D., & Palmer, A. N. (2001). Pliocene - Pleistocene incision of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic 26Al and10Be in Mammoth Cave sediments. *Bulletin of the Geological Society of America*, *113*(7), 825–836. https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0825:PPIOTG>2.0.CO;2

Granger, D. E., Gibbon, R. J., Kuman, K., Clarke, R. J., Bruxelles, L., & Caffee, M. W. (2015). New cosmogenic burial ages for Sterkfontein Member 2 Australopithecus and Member 5 Oldowan. *Nature*, *522*(7554), 85–88. https://doi.org/10.1038/nature14268

Granger, D. E., Kirchner, J. W., & Finkel, R. C. (1997). Quaternary downcutting rate of the New River, Virginia, measured from differential decay of cosmogenic 26Al and 10Be in cave-deposited alluvium. *Geology*, *25*(2), 107–110.

Granger, D. E., & Schaller, M. (2014). Cosmogenic nuclides and erosion at the watershed scale. *Elements*, *10*(5), 369–373. https://doi.org/10.2113/gselements.10.5.369

Granger, D. E., & Stock, G. M. (2004). Using cave deposits as geologic tiltmeters: Application to postglacial rebound of the Sierra Nevada, California. *Geophysical Research Letters*, *31*(L22501), 1–4. https://doi.org/10.1029/2004GL021403

Griset, H., & Pallier, C. (2000). *Caracterisation de L'incision du Canyon du Rieutord par l'Analyse des dépôts sédimentaires et karstiques*. Rapport de Master, Géosciences Montpellier

Grollimund, B., & Zoback, M. D. (2001). Did deglaciation trigger intraplate seismicity in the New Madrid seismic zone? *Geology*, *29*(2), 175–178. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029

Gubbins, D. (1999). The distinction between geomagnetic excursions and reversals. *Geophysical Journal International*, *137*(1), 2–4. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00810.x

Guennoc, P., Gorini, C., & Mauffret, A. (2000). Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift Oligo-Aquitanien et de la surface messinienne. *Géologie de La France*, *3*(1), 67–98.

Guennoc, P., & Lenôtre, N. (2010). Evolution des côtes françaises au rythme des mouvements verticaux. *Géosciences*, (January 2009), 46–55.

Gueydan, F., Précigout, J., & Montési, L. G. J. (2014). Strain weakening enables continental plate tectonics. *Tectonophysics*, *631*(C), 189–196. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.02.005

Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1949). *Seismicity of the earth and associated phenomena*. *Bulletin of the Geological Society of America*. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56[603:SOTE]2.0.CO;2

Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1956). Earthquake Magnitude, intensity, energy, and acceleration. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105–145. https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004

Guyodo, Y., & Valet, J.-P. (1999). Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature*, *399*(6733), 249–252. https://doi.org/10.1038/20420

Hack, J. T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research U.S. Geological Survey*, *1*(4), 421-'429.

Haeuselmann, P., Granger, D. E., Jeannin, P.-Y., & Lauritzen, S.-E. (2007). Abrupt glacial valley incision at 0.8 Ma dated from cave deposits in Switzerland. *Geology*, *35*(2), 143–146. https://doi.org/10.1130/G23094A

Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, *42*, 71–108. https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0071

Harmand, D., Adamson, K., Rixhon, G., Jaillet, S., Losson, B., Devos, A., … Audra, P. (2017). Relationships between fluvial evolution and karstification related to climatic, tectonic and eustatic forcing in temperate regions. *Quaternary Science Reviews*, *166*, 38–56. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.02.016

Head, J. W., & Crumpler, L. S. (1987). Evidence for Divergent Plate-Boundary Characteristics and Crustal Spreading on Venus. *Science*, *238*(December), 1380–1385.

Hess, H. H. (1962). History of Ocean Basins. *Petrologic Studies*, *Buddington*(November), 599–620. https://doi.org/10.1130/petrologic.1962.599

Hobléa, F., Hauselmann, P., & Kubik, P. (2011). Datation par la méthode des isotopes cosmogéniques de sédiments endokarstiques du mont Granier (Réserve Naturelle des Hauts de Chartreuse, France) ; implications morphogéniques et paléogéographiques. *Geomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, (4), 395–406. https://doi.org/10.4000/geomorphologie.9607

Hodell, D. A., Elmstrom, K. M., & Kennett, J. P. (1986). Latest miocene benthic δ18O changes, global ice volume, sea level and the “messinian salinity crisis.” *Nature*, *320*(6061), 411–414. https://doi.org/10.1038/320411a0

Honda, R., & Honda, M. (1961). Cosmic-Ray-Induced in Terrestrial Materials. *Journal of Geophyiscal Research*, *66*(10), 3533–3539.

Hubert-Ferrari, A., Barka, A., Jacques, E., Nalbant, S. S., Meyer, B., Armljo, R., … King, G. C. P. (2000). Seismic hazard in the Marmara sea region following the 17 august 1999 Izmit earthquake. *Nature*, *404*(6775), 269–273. https://doi.org/10.1038/35005054

Huggett, R. J. (2007). *Fundamentals of Geomorphology*. Edition Francis and Taylor. ISBN 978-0-203-94711-1

House, K., & Catto, N. (2008). Gypsum Karst : Human Initiation and Response, NL, Canada. In *EGU General Assembly 2008* (Vol. 10).

Hurtrez, J. E., & Lucazeau, F. (1999). Lithological control on relief and hypsometry in the Herault drainage basin (France). *Comptes Rendus de l’Academie de Sciences - Serie IIa: Sciences de La Terre et Des Planetes*, *328*(10), 687–694. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(99)80178-5

Husson, E., Séranne, M., Combes, P.-J., Camus, H., Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.-J., & Melinte-Dobrinescu, M. C. (2012). Marine karstic infillings : Evidence of extreme base level changes and geodynamic consequences (Paleocene of Languedoc , south of France). *Bulletin de La Societe Geologique de France*, *183*(5), 425–441. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.183.5.425

Hyndman, R. D., & Currie, C. A. (2011). Why is the North America Cordillera high? Hot backarcs, thermal isostasy, and mountain belts. *Geology*, *39*(8), 783–786. https://doi.org/10.1130/G31998.1

IRSN. (2019). *Note d'information. Séisme du Teil du 11 novembre 2019*.

Jackson, M. J., Banerjee, S. K., Marvin, J. A., Lu, R., & Gruber, W. (1991). Detrital Remanence, Inclination Errors, and Anhysteretic Remanence Anisotropy: Quantitative Model and Experimental Results. *Geophysical Journal International*, *104*(1), 95–103. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb02496.x

Jaillet, S., Pons-Branchu, E., Brulhet, J., & Hamelin, B. (2004). Karstification as geomorphological evidence of river incision: The karst of Cousance and the Marne valley (eastern Paris Basin). *Terra Nova*, *16*, 167–172. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00544.x

Jansen, J., Sandiford, M., Fujioka, T., Cohen, T., Struck, M., Anderson, R., & Egholm, D. (2021). Geomorphic imprints of dynamic topography and intraplate tectonism in central Australia. In *EGU General Assembly 2021*.

Japsen, P., Chalmers, J. A., Green, P. F., & Bonow, J. M. (2012). Elevated, passive continental margins: Not rift shoulders, but expressions of episodic, post-rift burial and exhumation. *Global and Planetary Change*, *90–91*, 73–86. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.05.004

Jiménez-Díaz, A., Ruiz, J., Villaseca, C., Tejero, R., & Capote, R. (2012). The thermal state and strength of the lithosphere in the Spanish Central System and Tajo Basin from crustal heat production and thermal isostasy. *Journal of Geodynamics*, *58*(December 2017), 29–37. https://doi.org/10.1016/j.jog.2012.01.005

Johnston, A. C., The seismicity of 'stable continental interiors'. In S. Gregersen and P. W. Basham, editors, Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins : Neotectonics and Postglacial Rebound, pages 299–327. Kluwer Academic Publishers, 1989.

Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J. P., & Rouchy, J. M. (2006). Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology*, *188–189*(April 2016), 9–33. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.02.004

Jolivet, J., & Martin, C. (2008). La morphologie karstique dans le canyon de la Cèze et sur le plateau de Méjannes-le-Clap (Garrigues nord, Gard, France) – Rapports avec l'évolution paléogéographique mio-pliocène. *Physio-Géo - Géographie Physique et Environnement*, *2*, 53–75. https://doi.org/10.4000/physio-geo.413

Jolivet, L., Romagny, A., Augier, R., Bessière, E., Do Couto, D., Gorini, C., … Suc, J. P. (2019). Géodynamique de la Méditerranée occidentale: une série de bassins d'arrières-arc dans un environnement montagneux. *Géochronique*, (149), 20–26.

Jones, C. E., An, K., Blom, R. G., Kent, J. D., Ivins, E. R., & Bekaert, D. (2016). Anthropogenic and geologic influences on subsidence in the vicinity of New Orleans, Louisiana. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *121*(5), 3867–3887. https://doi.org/10.1002/2015JB012636

Josnin, J.-Y., Arthaud, F., & Drogue, C. (1998). Mouvements verticaux quaternaires dans le Languedoc méditerranéen oriental et leurs conséquences sur I'hydrogéologie karstique. *Compte-Rendu de l'Académie Des Sciences, Sciences de La Terre et Des Planètes*, *326*, 709–716.

Jull, A. J. T., & Burr, G. S. (2006). Accelerator mass spectrometry: Is the future bigger or smaller? *Earth and Planetary Science Letters*, *243*, 305–325. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.018

Kaufmann, O., Bini, A., Tognini, P., & Quinif, Y. (1999). Etude microscopique d ' une altérite de type fantôme de roche. In *Colloque européen, Karst 99* (pp. 129–133).

Kelly, D. P. (1998). A review of the Inhalation toxicity of Hydrogen Fluoride. In Halon Options Technical Working Conference (pp. 254–260).

Kennedy, B. A. (2006). Inventing the Earth. deas on Landscape Development since 1740. 160 p. Blackwell Publishing. ISBN-13: 978-1-4051-0187-5

Kenner, S. J., & Segall, P. (2000). A mechanical model for intraplate earthquakes: Application to the New Madrid Seismic Zone. *Science*, *289*(5488), 2329–2332. https://doi.org/10.1126/science.289.5488.2329

Kohl, C. P., & Nishiizumi, K. (1992). Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ -produced cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *56*, 3583–3587. https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90401-4

Kooi, H., Cloetingh, S., & Burrus, J. (1992). Lithospheric Necking and Regional Isostasy at Extensional Basins. 1. Subsidence and Gravity Modeling with an Application to the Gulf of Lions Margins (SE France), *Journal of Geoph. Res.* Vol. 97, N° B12 p: 17,553-17,571

Kuang, J., Long, L. T., & Mareschal, J. C. (1989). Intraplate seismicity and stress in the southeastern United States. *Tectonophysics*, *170*(1–2), 29–42. https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90101-7

Kubik, P. W., Ivy-Ochs, S., Masarik, J., Frank, M., & Schlüchter, C. (1998). 10Be and26Al production rates deduced from an instantaneous event within the dendro-calibration curve, the landslide of Köfels, Ötz Valley, Austria. *Earth and Planetary Science Letters*, *161*(1–4), 231–241. https://doi.org/10.1016/s0012-821x(98)00153-8

Kumarapeli, P. S. (1985). Vestiges of Iapetan rifting in the craton west of the northern Appalachians. *Geoscience Canada*, *12*(2), 54–59.

Lachenbruch, A. H. (1969). *The Effect of Two-Dimensional Topography on Superficial Thermal Gradients*. *Geological Survey Bulletin 1203-E*.

Lageat, Y., De Goër de Hervé, A., & Cantagrel, J. M. (1992). Les apports des datations volcaniques à la connaissance de l'évolution géomorphologique. L'exemple de la région de clermont-ferrand (massif central Français), Colloque AGF, 1992: Rythmes morphologiques en domaine volcanisé. p 51–74.

Lageat, Y., & ge Goer de Herve, A. (1991). La vitesse de l'érosion linéaire. Réflexions à propos du Massif Central Français.pdf. *Physio-Géo*, *21*, 5–13.

Lal, D. (1991). Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, *104*(2–4), 424–439. https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90220-C

Lamothe, P., Santerre, R., Cocard, M., & Mazzotti, S. (2010). A crustal deformation study of the Charlevoix seismic zone in Quebec. *Geomatica*, *64*(3), 337–346.

Langlois, C. (2011). mini manuel de Géologie Géophysique. Edition Dunod, Paris, 2011. ISBN 978-2-10-051855-5

Lapenna, V., Lorenzo, P., Perrone, A., Piscitelli, S., Sdao, F., & Rizzo, E. (2003). High-resolution geolectrical tomographies in the study of Giarrossa landslide (southern Italy). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, *62*(3), 259–268. https://doi.org/10.1007/s10064-002-0184-z

Lardeaux, J. M., Ledru, P., Daniel, I., & Duchene, S. (2001). The Variscan French Massif Central - A new addition to the ultra high pressure metamorphic “club”: Exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics*, *332*(1–2), 143–155. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00253-5

Lascu, I., Feinberg, J. M., Dorale, J. A., Cheng, H., & Edwards, R. L. (2016). Age of the Laschamp excursion determined by U-Th dating of a speleothem geomagnetic record from North America. *Geology*, *44*(2), 139–142. https://doi.org/10.1130/G37490.1

Lebatard, A.-E., & Bourlès, D. L. (2015). Quantification des processus superficiels et datation par les radionucléides cosmogéniques 10Be, 26Al et 36Cl. *Quaternaire*, *26*(vol. 26/3), 193–213. https://doi.org/10.4000/quaternaire.7339

Le Carlier De Veslud, C., Alexandre, P., Cuney, M., Ruffet, G., Cheilletz, A., & Virlogeux, D. (2004). 40 Ar/39Ar thermochronology and thermal evolution of Meso-Variscan granitoids of the Charroux-Civray plutonic complex (Seuil du Poitou). *Bulletin de La Société Géologique de France*, *175*(2), 147–156. https://doi.org/10.2113/175.2.147

Le Carlier de Veslud, C., Alexandre, P., Ruffet, G., Cuney, M., & Cheilletz, A. (2013). A two-stage exhumation in Western French Massif Central: New geochronological evidences of syn-collisional extension. *Lithos*, *175–176*, 1–15. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.04.013

Le Griel, A. (1992). Les enseignements a tirer du volcanisme sur l’age de la tectonique responsable des reliefs du massif central français, étude de deux exemples significatifs. Dans *Rythmes morphogéniques et domaine volcanisé, exemples du Massif Central français*., Dec 1992, Clermont-Ferrand, France. pp. 37-50. halshs-00783867.

Le Pichon, X. (1968). Sea Floor Spreading and Continental Drift. *Journal of Geophysical Research*, *73*(12), 3661–3697. https://doi.org/10.1007/978-94-010-2899-8

Lebatard, A.-E., & Bourlès, D. L. (2015). Quantification des processus superficiels et datation par les radionucléides cosmogéniques 10Be, 26Al et 36Cl. *Quaternaire*, *26*(vol. 26/3), 193–213. https://doi.org/10.4000/quaternaire.7339

Ledru, P., Courrioux, G., Dallain, C., Lardeaux, J. M., Montel, J. M., Vanderhaeghe, O., & Vitel, G. (2001). The Velay dome (French Massif Central): Melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics*, *342*(3–4), 207–237. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00165-2

Leitch, A. M., & Davies, G. F. (2001). Mantle plumes and flood basalts: Enhanced melting from plume ascent and an eclogite component. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *106*(B2), 2047–2059. https://doi.org/10.1029/2000jb900307

Leonhardt, R., & Fabian, K. (2007). Paleomagnetic reconstruction of the global geomagnetic field evolution during the Matuyama/Brunhes transition: Iterative Bayesian inversion and independent verification. *Earth and Planetary Science Letters*, *253*(1–2), 172–195. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.10.025

Leroy, M., Gueydan, F., & Dauteuil, O. (2008). Uplift and strength evolution of passive margins inferred from 2-D conductive modelling. *Geophysical Journal International*, *172*(1), 464–476. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03566.x

Le Sech, C., & Ngô, C. (2014). *Physique nucléaire. Des quarks aux applications*. *Nuclear Physics* (Vol. 28). https://doi.org/10.1016/0029-5582(61)90088-8

Lesparre, N., Boudin, F., Champollion, C., Chéry, J., Danquigny, C., Seat, H. C., … Longuevergne, L. (2016). New insights on fractures deformation from tiltmeter data measured inside the Fontaine de Vaucluse karst system. *Geophysical Journal International*, Volume 208, Issue 3, March 2017, Pages 1389–1402. https://doi.org/10.1093/gji/ggw446

Lidberg, M., Johansson, J.M., Scherneck, H.G. and Milne, G.A.. Recent results based on continuous GPS observations of the GIA process in Fennoscandia from BIFROST. Journal of Geodynamics, 50(1) :8–18, 2010. doi : 10.1016/j.jog.2009.11.010.

Loget, N., & Van Den Driessche, J. (2009). Wave train model for knickpoint migration. *Geomorphology*, *106*(3–4), 376–382. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.10.017

Lotout, C., Pitra, P., Poujol, M., & Van Den Driessche, J. (2016). Ordovician magmatism in the Lévézou massif (French Massif Central): tectonic and geodynamic implications. *International Journal of Earth Sciences*, *106*(2), 501–515. https://doi.org/10.1007/s00531-016-1387-z

Lucazeau, F., & Vasseur, G. (1989). Heat flow density data from France and surrounding margins. *Tectonophysics*, *164*, 251–258. https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90018-8

Lucazeau, F., Vasseur, G., & Bayer, R. (1984). Interpretation of heat flow data in the french massif central. *Tectonophysics*, *103*(1–4), 99–119. https://doi.org/10.1016/0040-1951(84)90077-5

Ly, M. H. (2020). Le plateau de Gergovie ( Massif Central Français ) : phréatomagmatisme et évolution des phénomènes volcano - sédimentaires. *Géologie de La France*, (1), 1–25.

Malcles, O., Vernant, P., Chéry, J., Camps, P., Cazes, G., Ritz, J. F., & Fink, D. (2020). Determining the Plio-Quaternary uplift of the southern French Massif Central; a new insight for intraplate orogen dynamics. *Solid Earth*, *11*(1), 241–258. https://doi.org/10.5194/se-11-241-2020

Manchuel, K., Traversa, P., Baumont, D., Cara, M., Nayman, E., & Durouchoux, C. (2018). The French seismic CATalogue (FCAT-17). *Bulletin of Earthquake Engineering*, *16*(6), 2227–2251. https://doi.org/10.1007/s10518-017-0236-1

Manigault, B. (1985) Etude néotectonique - Rapport nivellement Cézallier. DOC. B.R.G.M., Orléans, n° 95-10, pp.. 225-243.

Marchand, E., Séranne, M., Bruguier, O., & Vinches, M. (2020). LA-ICP-MS dating of detrital zircon grains from the Cretaceous allochthonous bauxites of Languedoc (south of France): Provenance and geodynamic consequences. *Basin Research*. https://doi.org/10.1111/bre.12465

Martel, E.-A., Gaupillat, G., Sidéridès, N.-A., Putick, W., Rupin, E., Lalande, P., … Bourguet, J. (1894). *Les Abîmes. Les eaux souterraines, les Cavernes, les sources, la spélaeologie*. Paris.

Martelet, G., Pajot, G., Debeglia, N., Dupont, F., & Peyrefitte, A. (2009). *Nouvelle carte gravimétrique de la France*. RCGF09 – Réseau et Carte Gravimétrique de la France, 2009. Rapport BRGM/RP-57908-FR, 77 p. 26 fig., 2 ann.

Martin, C., Didon-Lescot, J.-F., & Jolivet, J. (2008). Réflexion sur le rôle hydrologique des aménagements anciens des versants et des talwegs : l'exemple des Cévennes. *Travaux Du Laboratoire de Géographie Physique Appliquée*, *26*, 31–40. https://doi.org/10.3406/tlgpa.2008.1045

Martini, J. (2019). Données nouvelles sur la "rivière souterraine fossile de Saint Remèze" et ses affluents: modèles spéléo-géniques et évolution morphologique régionale du Sud-Ardèche au Néogène supérieur. *Karstologia*, *74*, 15–30.

Masson, C., Mazzotti, S., & Vernant, P. (2019). Precision of continuous GPS velocities from statistical analysis of synthetic time series. *Solid Earth*, *10*(1), 329–342. https://doi.org/10.5194/se-10-329-2019

Masson, C., Mazzotti, S., Vernant, P., & Doerflinger, E. (2019). Extracting small deformation beyond individual station precision from dense Global Navigation Satellite System (GNSS) networks in France and western Europe. *Solid Earth*, *10*(6), 1905–1920. https://doi.org/10.5194/se-10-1905-2019

Matmon, A., Bierman, P. R., Larsen, J., Southworth, S., Pavich, M., & Caffee, M. (2003). Temporally and spatially uniform rates of erosion in the southern Appalachian Great Smoky Mountains. *Geology*, *31*(2), 155–158. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0155:TASURO>2.0.CO;2

Mattauer, M. (2002). La faille normale oligocène des Matelles (environs de Montpellier). Une difficile confrontation entre un modèle à la mode et les observations de terrain. *Géologie de La France*, (1), 39–43.

Mauffrey, M. (2016). *Impact des variations du climat et du niveau marin sur les canyons sous-marins du Golfe du Lion (France) et de la marge de l'Ebre (Catalogne) au cours du Plio-Quaternaire*. Thèse de doctorat en Sciences de la Terre. Université de Perpignan, 2015. Français. <NNT : 2015PERP0047>. <tel-01300859>

Mazzotti, S. (2007). Geodynamic models for earthquake studies in intraplate North America. *Special Paper of the Geological Society of America*, *425*(02), 17–33. https://doi.org/10.1130/2007.2425(02)

Mazzotti, S., & Gueydan, F. (2017). Control of tectonic inheritance on continental intraplate strain rate and seismicity. *Tectonophysics*, *746*(January), 602–610. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.12.014

Mazzotti, S., Lambert, A., Van der Kooij, M., & Mainville, A. (2009). Impact of anthropogenic subsidence on relative sea-level rise in the Fraser River delta. *Geology*, *37*(9), 771–774. https://doi.org/10.1130/G25640A.1

Mazzotti, S., Jomard, H., & Masson, F. (2020). Processes and deformation rates generating seismicity in metropolitan France and conterminous Western Europe. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*. https://doi.org/10.1051/bsgf/2020019

Mazzotti, S., & Townend, J. (2010). State of stress in central and eastern North American seismic zones. *Lithosphere*, *2*(2), 76–83. https://doi.org/10.1130/l65.1

McHargue, L. R., & Damon, P. E. (1991). The global beryllium 10 cycle. *Reviews of Geophysics*, *29*(2), 141–158. https://doi.org/10.1029/91RG00072

Meade, B. J., Hager, B. H., McClusky, S. C., Reilinger, R. E., Ergintav, S., Lenk, O., … Özener, H. (2002). Estimates of seismic potential in the Marmara Sea region from block models of secular deformation constrained by global positioning system measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *92*(1), 208–215. https://doi.org/10.1785/0120000837

Miallier, D., Michon, L., Évin, J., Pilleyre, T., Sanzelle, S., & Vernet, G. (2004). Volcans de la chaîne des Puys (Massif central, France): Point sur la chronologie Vasset-Kilian-Pariou-Chopine. *Comptes Rendus - Geoscience*, *336*(15), 1345–1353. https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.08.002

Milesi, G., Monié, P., Münch, P., Soliva, R., Taillefer, A., Bruguier, O., … Martin, C. (2020). Tracking geothermal anomalies along a crustal fault using (U-Th)/He apatite thermochronology and rare-earth element (REE) analyses: The example of the Têt fault (Pyrenees, France). *Solid Earth*, *11*(5), 1747–1771. https://doi.org/10.5194/se-11-1747-2020

Miller, K. G., Kominz, M. A., Browning, J. V., Wright, J. D., Mountain, G. S., Katz, M. E., Sugarman, P. J., Cramer, B. S., Christie-Blick, N., Pekar, S. F. (2005). The phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, *310*(5752), 1293–1298. https://doi.org/10.1126/science.1116412

Miller, S. R., Sak, P. B., Kirby, E., & Bierman, P. R. (2013). Neogene rejuvenation of central Appalachian topography: Evidence for differential rock uplift from stream profiles and erosion rates. *Earth and Planetary Science Letters*, *369–370*(May), 1–12. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.04.007

Mifsud, C., Fujioka, T., & Fink, D. (2013). Extraction and purification of quartz in rock using hot phosphoric acid for in situ cosmogenic exposure dating. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, *294*, 203–207. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2012.08.037

Mocochain, L. (2007). *Les manifestations géodynamiques -externes et internes- de la crise de salinité messinienne sur une plate-forme carbonatée péri-méditerranéenne : Le karst de la Basse Ardèche (Moyenne Vallée du Rhône ; France). Thèse de doctorat de l'Université d'Aix-Marseille I*

Mocochain, L., Philippe, A., Jean-yves, B., Clauzon, G., Bellier, O., & Monteil, P. (2009). Quel est l'âge du canyon de l'Ardèche ? *Karstologia Mémoires*, (17), 201–213.

Molliex, S., Rabineau, M., Leroux, E., Bourlès, D. L., Authemayou, C., Aslanian, D., … Jouët, G. (2016). Multi-approach quantification of denudation rates in the Gulf of Lion source-to-sink system (SE France). *Earth and Planetary Science Letters*, *444*, 101–115. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.043

Molnar, P., England, P. C., & Jones, Craig, H. (2015). Mantle dynamics, isostasy, and the support of high terrain. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 3782–3803. https://doi.org/10.1002/2015JB012608.Received

Morgenstern, A. (2012). *Thermokarst and thermal erosion : degradation of Siberian ice-rich permafrost*. Retrieved from http://epic.awi.de/31461/1/Morgenstern2012Dissertation.pdf

Nicod, J. (1997). Les canyons karstiques "Nouvelles approches de problèmes géomorphologiques classiques" (spécialement dans les domaines méditerranéens et tropicaux). *Quaternaire*, *8*(2–3), 71–89. https://doi.org/10.3406/quate.1997.1563

Nehlig, P. (2012). Géologie du bassin de la Loire. *Géosciences*, BRGM p: 10–23. hal-00663278

Nehlig, P., Boivin, P., De Goër de Hervé, A., Mergoil, J., Poutrau, G., Sustrac, G., & Thiéblemont, D. (2003). Les volcans du Massif Central. *Géologues*, 1–41.

Nehme, C., Farrant, A., Ballesteros, D., Todisco, D., Rodet, J., Sahy, D., Mouralis, D. (2020). Reconstructing fluvial incision rates based upon palaeo-water tables in Chalk karst networks along the Seine valley (Normandy, France). *Earth Surf. Process. Landforms*, *4*5: 1860-*1876.* https://doi.org/10.1002/esp.4851

Nguyen, H. N., Vernant, P., Mazzotti, S., Khazaradze, G., & Asensio, E. (2016). 3-D GPS velocity field and its implications on the present-day post-orogenic deformation of the Western Alps and Pyrenees. *Solid Earth*, *7*(5), 1349–1363. https://doi.org/10.5194/se-7-1349-2016

Nishiizumi, K., Winterer, E. L., Kohl, C. P., Klein, J., Middleton, R., Lal, D., & Arnold, J. R. (1989). Cosmic ray production rates of 10Be and 26Al in quartz from glacially polished rocks. *Journal of Geophysical Research*, *94*(B12), 17907–17915. https://doi.org/10.1029/jb094ib12p17907

Nitecki, M. H., Lemke, J. L., Pullman, H. W., & Johnson, M. E. (1978). Acceptance of plate tectonic theory by geologists. *Geology*, *6*(11), 661–664. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1978)6

Nocquet, J. M., & Calais, E. (2004). Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and Applied Geophysics*, *161*(3), 661–681. https://doi.org/10.1007/s00024-003-2468-z

Nomade, S., Genty, D., Sasco, R., Scao, V., Féruglio, V., Baffier, D., … Geneste, J. M. (2016). A 36,000-year-old volcanic eruption depicted in the chauvet-pont d'Arc cave (Ardèche, France)? *PLoS ONE*, *11*(1), 1–10. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0146621

O'Hara, K. D. (2018). *A Brief History of Geology*. 274 p. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004

Oldow, J. S., Bally, A. W., & Ave Lallemant, H. G. (1990). Transpression, orogenic float, and lithospheric balance. *Geology*, *18*(10), 991–994. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018

Olivetti, V., Balestrieri, M. L., Godard, V., Bellier, O., Gautheron, C., Valla, P. G., … Manchuel, K. (2020). Cretaceous and late Cenozoic uplift of a Variscan Massif: The case of the French Massif Central studied through low-temperature thermochronometry. *Lithosphere*. https://doi.org/10.1130/l1142.1

Olivetti, V., Godard, V., Bellier, O., & Team, A. (2016). Cenozoic rejuvenation events of Massif Central topography (France); Insights from cosmogenic denudation rates and river profiles. *Earth and Planetary Science Letters*, *444*, 179–191.

Osborne, R. A. L. (2014). Understanding the Origin and Evolution of Jenolan Caves: The Next Steps. *Proceedings of the Linnean Society of New South Wales*, *136*(1), 77–98.

Ouimet, W. B., Whipple, K. X., Crosby, B. T., Johnson, J. P., & Schildgen, T. F. (2008). Epigenetic gorges in fluvial landscapes. *Earth Surface Processes and Landforms*, *34*(March), 613–628. https://doi.org/10.1002/esp

Page, W. D., Alt, J. N., Cluff, L. S., & Plafker, G. (1979). Evidence for the recurrence of large-magnitude earthquakes along the makran coast of Iran and Pakistan. *Tectonophysics*, *52*, 533–547. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41783-1.50081-7

Palmer, A. N. (1987). Cave levels and their interpretation. *National Speleological Society Bulletin*, *49*(December), 50–66.

Parés, J. M., Ortega, A. I., Benito-Calvo, A., Aranburu, A., Arsuaga, J. L., Bermúdez De Castro, J. M., & Carbonell, E. (2016). Paleomagnetic constraints on the Atapuerca karst development (N Spain). *Special Paper of the Geological Society of America*, *516*(February), 285–300. https://doi.org/10.1130/2016.2516(22)

Parizot, O., Missenard, Y., Vergely, P., Haurine, F., Noret, A., Delpech, G., … Sarda, P. (2020). Tectonic Record of Deformation in Intraplate Domains : Case Study of Far-Field Deformation in the Grands Causses. *Geofluids*, 1–19.

Pastre, J. F., Lageat, Y., Cantagrel, J.-M., & Defive, E. (2007). Morphogenèse plio-quaternaire et repères volcaniques : l'exemple de la vallée de l'Allier (Massif central, France). In *Du continent au bassin versant. Théories et pratiques en géographie physique (Hommage au Professeur Alain Godard)* (pp. 543–560).

Pastre, J.-F. (2001). L'impact du volcanisme du Devès sur l'évolution morpho-sédimentaire plio-quaternaire de la haute vallée de l'Allier (Massif central, France) / Impact of the Devès volcanism on the Plio-Quaternary geomorphic and sedimentary evolution of the upper Allier ri. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, *7*(2), 127–136. https://doi.org/10.3406/morfo.2001.1096

Pautot, G. (1970). La Marge continentale au large de l'estérel (France) et les mouvements verticaux pliocènes. *Marine Geophysical Researches*, *1*, 61–84.

Petit, C., Rolland, Y., Braucher, R., Bourlès, D. L., Guillou, V., & Petitperrin, V. (2019). River incision and migration deduced from 36 Cl cosmic-ray exposure durations: The Clue de la Cerise gorge in southern French Alps. *Geomorphology*, *330*, 81–88. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.01.011

Peyaud, J. B., Barbarand, J., Carter, A., & Pagel, M. (2005). Mid-Cretaceous uplift and erosion on the northern margin of the Ligurian Tethys deduced from thermal history reconstruction. *International Journal of Earth Sciences*, *94*(3), 462–474. https://doi.org/10.1007/s00531-005-0486-z

Plagnes, V., Causse, C., Genty, D., Paterne, M., & Blamart, D. (2002). A discontinuous climatic record from 187 to 74 ka from a speleothem of the Clamouse Cave (south of France). *Earth*

*and Planetary Science Letters*, *201*(1), 87–103. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00674-X

Polyak, V., Hill, C., & Asmerom, Y. (2008). Age and Evolution of the Grand Canyon Revealed by U-Pb Dating of Water Table-Type Speleothems. *Science*, *319*(7), 1377–1380.

Pomeroy, P. W., D. W. Simpson, and M. L. Sbar (1976). Earthquakes triggered by surface quarrying-- The Wappinger Falls, New York sequence of June, 1974, Bull. Seism. Soc. Am. 66,685-700.

Precigout, J., Gueydan, F., Gapais, D., Garrido, C. J., & Essaifi, A. (2007). Strain localisation in the subcontinental mantle - a ductile alternative to the brittle mantle. *Tectonophysics*, *445*(3–4), 318–336. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.09.002

Quenardel, J.-M., Santallier, D., Burg, J.-P., Bril, H., Cathelineau, M., & Marignac, C. (1991). Le Massif Central. *Sciences Géologiques Bulletin*, *44*(1), 105–206. https://doi.org/10.3406/sgeol.1991.1866

Quesne, D., & Kersuzan, 1. (2018). Géologie de la France, 1ère édition. Ed. Omniscience, 256 p. ISBN-10: 2916097937

Quinif, Y., & Bruxelles, L. (2011). L'altération de type « fantôme de roche » : processus, évolution et implications pour la karstification'Ghost rock' weathering: processes, evolution and implications for the karstification. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, *17*(4), 11–20. https://doi.org/10.4000/geomorphologie.9555

Quinif, Y. (2017). Fantômisation et spéléogenèse: implications et questionnement. *Karstologia*, *69*, 33–46.

Quinif, Y. (2020). Les chantoirs belges, des pertes capturées au détriment de karst de type fantôme de roche. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, *26*(3). https://doi.org/10.4000/geomorphologie.14476

Raynal, J. P., Paquereau, M. M., Daugas, J. P., Miallier, D., Fain, J., & Sanzelle, S. (1985). Contribution à la datation du volcanisme quaternaire du Massif central français par thermoluminescence des inclusions de quartz et comparaison avec d'autres approches : implications chronostratigraphiques et paléoenvironnementales. *Bulletin de l'Association Française Pour l'étude Du Quaternaire*, *4*, 183–207. https://doi.org/10.3406/quate.1985.1544

Raynal, J., Vernet, G., & Daugas, J. (2003). Evolution récente de la Limagne d'Auvergne ( France ) : impacts du volcanisme et aspects des peuplements humains au Tardiglaciaire et à l'Holocène . *Variazoni Climatico-Ambientali e Impatto Sull'uomo Nell'area Circum-Mediterranea Durante l'Olocene, Territorio Storico et Ambiente 3*, (1), 461–475.

Reid, H. F. (1910). *The California Earthquake of April 18, 1906. Volume II: The mechanics of the earthquake*. Washington: The Carnegie Institution of Washington.

Ricordel, C. (2007). *Datations par paléomagnétisme des paléoaltérations du Massif Central et de ses bordures : implications géodynamiques.*

Rihs, S., Poidevin, J. L., & Condomines, M. (1999). Premiers âges U/Th sur la grotte des Demoiselles (Hérault) : évolution karstique et relation paléoclimatique [First U/Th ages from the « Grotte des Demoiselles » (Hérault-France) : karstic evolution and palaeoclimatic relationship]. *Quaternaire*, *10*(4), 293–297. https://doi.org/10.3406/quate.1999.1650

Ritz, J-F., Baize, S., Ferry, M., Larroque, C., Audin, L., Delouis, B., Mathot, E. (2020). Surface rupture and shallow fault reactivation during the 2019 Mw 4.9 Le Teil earthquake, France. *Communications Earth & Environment*. https://doi.org/10.1038/s43247-020-0012-z

Rodet, J. (2014). The primokarst, former stages of karstification, or how solution caves can born. *Geologica Belgica*, *17*(1), 58–65.

Rolland, Y., Petit, C., Saillard, M., Braucher, R., Bourlès, D. L., Darnault, R., & Cassol, D. (2017). Inner gorges incision history: A proxy for deglaciation? Insights from Cosmic Ray Exposure dating (10Be and 36Cl) of river-polished surfaces (Tinée River, SW Alps, France). *Earth and Planetary Science Letters*, *457*, 271–281. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.10.007

Russ, D. P. (1979). Late Holocene faulting and earthquake recurrence in the Reelfoot Lake area, northwestern Tennessee. *Bulletin of the Geological Society of America*, *90*(11), 1013–1018. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1979)90

Sacek, V., Braun, J., & van der Beek, P. A. (2012). The influence of rifting on escarpment migration on high elevation passive continental margins The influence of rifting on escarpment migration on high elevation passive continental margins. *Journal of Geophyiscal Research*, (April). https://doi.org/10.1029/2011JB008547

Saillard, M., Petit, C., Rolland, Y., Braucher, R., Bourlès, D. L., Zerathe, S., … Jourdon, A. (2014). Late Quaternary incision rates in the Vésubie catchment area (Southern French Alps) from in

situ-produced 36Cl cosmogenic nuclide dating: Tectonic and climatic implications. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 300–316. https://doi.org/10.1002/2013JF002871.Received

Sanchis, E., & Séranne, M. (2000). Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin: The Tertiary Ales basin, southern France. *Tectonophysics*, *322*(3–4), 219–242. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00097-4

Sandiford, M., Hand, M., & McLaren, S. (2001). Tectonic feedback, intraplate orogeny and the geochemical structure of the crust: A central Australian perspective. *Geological Society Special Publication*, *184*, 195–218. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.184.01.10

Sartegou, A. (2017). *Évolution morphogénique des Pyrénées orientales : apports des datations de systèmes karstiques étagés par les nucléides cosmogéniques et la RPE*. Thèse de doctorat, Université de Perpignan - Via domitia.

Sartégou, A., Mialon, A., Thomas, S., Giordani, A., Lacour, Q., Jacquet, A., Team, A. (2018). When TCN meet high school students: deciphering western Cévennes landscape evolution (Lozère, France) using TCN on karstic networks. *4th Nordic Workshop on Cosmogenic Nuclides*, Juin 2018, Geiranger, Norway. ⟨hal-01925926⟩

Sasco, R., Guillou, H., Nomade, S., Scao, V., Maury, R. C., Kissel, C., & Wandres, C. (2017). 40Ar/39Ar and unspiked 40K-40Ar dating of upper Pleistocene volcanic activity in the Bas-Vivarais (Ardèche, France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *341*, 301–314. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.06.003

Sassolas-Serrayet, T., Cattin, R., & Ferry, M. (2018). The shape of watersheds. *Nature Communications*, *9*(1), 1–8. https://doi.org/10.1038/s41467-018-06210-4

Sassolas-Serrayet, T., Cattin, R., Ferry, M., Godard, V., & Simoes, M. (2019). Estimating the disequilibrium in denudation rates due to divide migration at the scale of river basins. *Earth Surface Dynamics*, *7*(4), 1041–1057. https://doi.org/10.5194/esurf-7-1041-2019

Savage, J. C., & Burford, R. O. (1973). Geodetic Determination of Relative Plate Motion in Central California. *Journal of Geophysical Research*, *78*(5), 832–845.

Savelli, C. (2002). Time-space distribution of magmatic activity in the Western Mediterranean and peripheral orogens during the past 30 Ma (a stimulus to geodynamic considerations). *Journal of Geodynamics*, *34*(1), 99–126. https://doi.org/10.1016/S0264-3707(02)00026-1

Scalera, G., & Braun, T. (2003). Ott Christoph Hilgenberg in twentieth-century geophysics. In *Why expanding Earth? - A book in honour of O.C. Hilgenberg* (pp. 25–41).

Schaller, M., Von Blanckenburg, F., Hovius, N., & Kubik, P. (2001). Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, *188*(3–4), 441–458. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00320-X

Schlupp, A., Clauzon, G., & Avouac, J.-P. (2001). Mouvement post-messinien sur la faille de Nîmes: implications pour la sismotectonique de la Provence. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, *172*(6), 697–711.

Schiller, M., Dickinson, W., Ditchburn, R. G., Graham, I. J., & Zondervan, A. (2009). Atmospheric 10 Be in an Antarctic soil: Implications for climate change. *Journal of Geophysical Research*, *114*(F1), 1–8. https://doi.org/10.1029/2008jf001052

Scotese, R. S. (2004). Cenozoic and Mesozoic Paleogeography: Changing Terrestrial Biogeographic Pathways (pp. 9–26). Dans *Frontiers of Biogeography: New Directions in the Geography of Nature*. Chapitre 1. Publié par Sinauer Associates; ISBN 0-87893-478-2

Segala, M. (2018). Alfred Wegener et la dérive des continents. *Bibnum, Sciences de La Terre*, 0–18.

Séranne, M., Benedicto, A., Labaum, P., Truffert, C., & Pascal, G. (1995). Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology*, *12*(8), 809–820. https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98849-Z

Séranne, M. (1999). The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. *Geological Society Special Publication*, *156*, 15–36. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.03

Seranne, M., Camus, H., & Reynaud, J. (2011). Evolution post-rift du golfe du Lion en Languedoc : une marge pas si passive que ça ! Livret guide de l'excursion pour l'UPA. Unpublished document Géosciences Montpellier, 49p.

Sérrane, M., Camus, H., Lucazeau, F., Barbarand, J., & Quinif, Y. (2002). Surrection et érosion polyphasées de la Bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, *173*(2), 97–112. https://doi.org/10.2113/173.2.97

Silverii, F., D'Agostino, N., Métois, M., Fiorillo, F., & Ventafridda, G. (2016). Transient deformation of karst aquifers due to seasonal and multiyear groundwater variations observed

by GPS in southern Apennines (Italy). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *121*(11), 8315–8337. https://doi.org/10.1002/2016JB013361

Simon-Coinçon, R. (1993). Incidence du paléodrainage mio-pliocène et de la tectonique sur le réseau hydrographique actuel dans le sud-ouest du Massi central. *Géologie de La France*, *1*, 29–39.

Sparavigna, A. C., & Marazzato, R. (2015). *Using Google Ngram Viewer for Scientific Referencing and History of Science*. Retrieved from https://arxiv.org/ftp/arxiv/papers/1512/1512.01364.pdf

Spassov, S., & Valet, J. (2012). Detrital magnetizations from redeposition experiments of different natural sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, *351–352*, 147–157. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.07.016

Stein, R. S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurence. *Nature*, *402*, 605–609. https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00036-1

Stein, S., & Liu, M. (2009). Long aftershock sequences within continents and implications for earthquake hazard assessment. *Nature*, *462*(November), 87–89. https://doi.org/10.1038/nature08502

Stern, R. J. (2018). The evolution of plate tectonics. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, *376*(2132), 1–21. https://doi.org/10.1098/rsta.2017.0406

Sternai, P., Caricchi, L., Garcia-Castellanos, D., Jolivet, L., Sheldrake, T. E., & Castelltort, S. (2017). Magmatic pulse driven by sea-level changes associated with the Messinian salinity crisis. *Nature Geoscience*, *10*(10), 783–787. https://doi.org/10.1038/ngeo3032

Stock, G. M., Granger, D. E., Sasowsky, I. D., Anderson, R. S., & Finkel, R. C. (2005). Comparison of U-Th, paleomagnetism, and cosmogenic burial methods for dating caves: Implications for landscape evolution studies. *Earth and Planetary Science Letters*, *236*(1–2), 388–403. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.024

Stone, J. O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research*, *105*(B10), 753–759.

Stone, J. O., Allan, G. L., Fifield, L. K., & Cresswell, R. G. (1996). Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *60*(4), 679–692. https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00429-7

Stone, J. O., Allan, G. L., Fifield, L. K., Evans, J. M., & Chivas, A. R. (1994). Limestone erosion measurements with cosmogenic chlorine-36 in calcite - preliminary results from Australia. *Nuclear Inst. and Methods in Physics Research, B*, *92*, 311–316. https://doi.org/10.1016/0168-583X(94)96025-9

Stose, G. W. (1905). The glass-sand industry in eastern west Virginia. *Contributions to Economic Geology*, 473–475.

Struck, M., Jansen, J. D., Fujioka, T., Codilean, A. T., Fink, D., Egholm, D. L., … Kotevski, S. (2018). Soil production and transport on postorogenic desert hillslopes quantified with 10Be and 26Al. *Bulletin of the Geological Society of America*, *130*(5–6), 1017–1040. https://doi.org/10.1130/B31767.1

Strunk, A., Olsen, J., Sanei, H., Rudra, A., & Larsen, N. K. (2020). Improving the reliability of bulk sediment radiocarbon dating. *Quaternary Science Reviews*, *242*(106442), 1–13. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106442

Suc, J., Popescu, S., Fauquette, S., Bessedik, M., Jiménez-moreno, G., Taoufiq, N. B., … Klotz, S. (2018). Reconstruction of Mediterranean flora , vegetation and climate for the last 23 million years based on an extensive pollen dataset. *Ecologia Mediterranea*, *44*(2), 53–85.

Suc, J., Saint Martin, J.-P., Saint Martin, S., Popescu, S., & Fauquette, S. (2019). Evolution des environnements marins et continentaux depuis 23 Ma dans le domaine méditerranéen. *Géochronique*, (Septembre), 18–23.

Sun, W., Wang, Q., Li, H., Wang, Y., Okubo, S., Shao, D., … Fu, G. (2009). Gravity and GPS measurements reveal mass loss beneath the Tibetan Plateau: Geodetic evidence of increasing crustal thickness. *Geophysical Research Letters*, *36*(2), 0–4. https://doi.org/10.1029/2008GL036512

Synal, H. A. (2013). Developments in accelerator mass spectrometry. *International Journal of Mass Spectrometry*, *349–350*, 192–202. https://doi.org/10.1016/j.ijms.2013.05.008

Suzanne, P., Lyberis, N., Chorowicz, J., Nurlu, M., Yurur, T., & Kasapoglu, E. (1990). La géométrie de la faille nord anatolienne à partir d'images Landsat-MSS. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, *4*(8), 589–599.

Talwani, P., The Intersection Model for Intraplate Earthquakes. Seismological Research Letters, 59(4) :305–310, oct 1988. doi : 10.1785/gssrl.59.4.305

Tarayoun, A. (2019). *Localisation de la déformation et de la sismicité en domaine intraplaque : réactivation des paléo-structures crustales et lithosphériques*. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier.

Tarayoun, A., Mazzotti, S., Craymer, M., & Henton, J. (2018). Structural Inheritance Control on Intraplate Present-Day Deformation: GPS Strain Rate Variations in the Saint Lawrence Valley, Eastern Canada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *123*(8), 7004–7020. https://doi.org/10.1029/2017JB015417

Tarayoun, A., Mazzotti, S., & Gueydan, F. (2019). Quantitative impact of structural inheritance on present-day deformation and seismicity concentration in intraplate deformation zones. *Earth and Planetary Science Letters*, *518*, 160–171. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.04.043

Tassy, A. (2008). *Utilisation couplée des cosmonucleides et du paleomagnetisme pour la datation de grottes en Ardèche - Implications géodynamiques*. Mémoire de Master de l'Université d'Aix-Marseille

Tassy, A., Mocochain, L., Bellier, O., Braucher, R., Gattacceca, J., & Bourlès, D. L. (2013). Coupling cosmogenic dating and magnetostratigraphy to constrain the chronological evolution of peri-Mediterranean karsts during the Messinian and the Pliocene: Example of Ardèche Valley, Southern France. *Geomorphology*, *189*, 81–92. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.01.019

Tauxe, L., Steindorf, J. L., & Harris, A. (2006). Depositional remanent magnetization: Toward an improved theoretical and experimental foundation. *Earth and Planetary Science Letters*, *244*(3–4), 515–529. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.02.003

Taylor, J. R. (1998). *An Introduction to Error Analysis: The Study of Uncertainties in Physical Measurements* (Vol. 51). https://doi.org/10.1063/1.882103

Temovski, M., & Bigot, J. Y. (2014). *Compte rendu de la sortie du 1 er août 2014 dans l'aven des Besses*. En ligne : http://alpespeleo.fr – valide au 12 juillet 2021.

Thomas, F., Godard, V., Bellier, O., Shabanian, E., Ollivier, V., Benedetti, L., Molliex, S. (2017). Morphological controls on the dynamics of carbonate landscapes under a mediterranean climate. *Terra Nova*, *29*(3), 173–182. https://doi.org/10.1111/ter.12260

Thomsen, L. (1986). Weak elastic anisotropy. *Geophysics*, *51*(10), 1954–1966. https://doi.org/10.1190/1.1442051

Tricart, P. (1984). From Passive Margin To Continental Collision: a Tectonic Scenario for the Western Alps. *American Journal of Science*. https://doi.org/10.2475/ajs.284.2.97

Tucker, G. E., & Slingerland, R. L. (1994). Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: a numerical modeling study. *Journal of Geophysical Research*, *99*(B6). https://doi.org/10.1029/94jb00320

Turcotte, D., & Schubert, G. (2014). *Geodynamics, 3rd edition*. Cambridge University Press https://doi.org/10.1002/1521-3773(20010316)40:6 ISBN: 9-781107006539

Tuttle, M. P., & Atkinson, G. M. (2010). Localization of large earthquakes in the Charlevoix seismic zone, Quebec, Canada, during the past 10,000 years. *Seismological Research Letters*, *81*(1), 140–147. https://doi.org/10.1785/gssrl.81.1.140

Van Gelderen, M., Haagmans, R., & Bilker, M. (1999). Gravity changes and natural gas extraction in Groningen. *Geophysical Prospecting*, *47*(6), 979–993. https://doi.org/10.1046/j.1365-2478.1999.00159.x

Vanara, N., Maire, R., Wenhong, D., Shouyue, Z., Barbary, J.-P., Bottazzi, J., … Po, L. (2019). Les karsts à l' épreuve du temps : l' exemple de la Chine du sud-ouest. *Karstologia*, *74*(January), 0–14.

Vasseur, G., Bernard, P., Van de Meulebrouck, J., Kast, Y., & Jolivet, J. (1983). Holocene paleotemperatures deduced from geothermal measurements. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *43*(3–4), 237–259. https://doi.org/10.1016/0031-0182(83)90013-5

Vérard, C. (2018). Plate tectonic modelling: Review and perspectives. *Geological Magazine*, 1–34. https://doi.org/10.1017/S0016756817001030

Vernant, P. (2003). *Cinématique actuelle et dynamique de l'Iran: GPS et modélisation numérique*. Thèse de doctorat, Université de Montpellier 2, Sciences et techniques du Languedoc.

Vernant, P., Hivert, F., Chéry, J., Steer, P., Cattin, R., & Rigo, A. (2013). Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. *Geology*, *41*(4), 467–470. https://doi.org/10.1130/G33942.1

Vernant, P., Malcles, O., Ritz, J., Fink, D., Cazes, G., & Chéry, J. (2020). *First quantitative evidences of ghost-rock karstification controlling regional karst geometry*. EGU2020, https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-9099

Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., … Chéry, J. (2004). Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, *157*, 381–398. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x

Vernet, J. L., Mercier, N., Bazile, F., & Brugal, J. P. (2008). Travertins et terrasses de la moyenne vallée du Tarn à Millau (sud du Massif Central, Aveyron, France): Datations OSL, contribution à la chronologie et aux paléoenvironnements. *Quaternaire*, *19*(1), 3–10. https://doi.org/10.4000/quaternaire.1422

Vestøl, O., Ågren, J., Steffen, H., Kierulf, H., & Tarasov, L. (2019). NKG2016LU: a new land uplift model for Fennoscandia and the Baltic Region. *Journal of Geodesy*, *93*(9), 1759–1779. https://doi.org/10.1007/s00190-019-01280-8

Vieira, F., & Hamza, V. (2018). Global Heat Flow: New Estimates Using Digital Maps and GIS Techniques. *International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applications*, *1*(1), 6–13. https://doi.org/10.31214/ijthfa.v1i1.6

Vine, F. and Hess, H. 1968. Sea floor spreading. *Princeton University Technical Report*. The Sea 4, 35 pp.

Volant, P., Levret, A., Carbon, D., Scotti, O., Combescure, D., Verdel, T., … Laurent, P. (2009). An archaeo-seismological study of the Nîmes Roman aqueduct, France: Indirect evidence for an M > 6 seismic event? *Natural Hazards*, *49*(1), 53–77. https://doi.org/10.1007/s11069-008-9276-9

Wang, L., & Liu, H. (2006). An efficient method for identifying and filling surface depressions in digital elevation models for hydrologic analysis and modelling. *International Journal of Geographical Information Science*, *20*(2), 193–213. https://doi.org/10.1080/13658810500433453

Wang, F., Michalski, G., Seo, J. H., Granger, D. E., Lifton, N. A., & Caffee, M. (2015). Beryllium-10 concentrations in the hyper-arid soils in the Atacama Desert, Chile: Implications for arid soil formation rates and El Niño driven changes in Pliocene precipitation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *160*, 227–242. https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.03.008

Watts, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press. ISBN : 0 521 00600 7

Watts, A. B. (2012). Models for the evolution of passive margins. *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins*, (August), 32–57. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-56356-9.00002-X

Westaway, R. (2004). Pliocene and Quaternary surface uplift evidenced by sediments of the Loire Allier river system (France) [ Mise en évidence du soulèvement des surfaces continentales au Quaternaire et au Pliocène d'après les sédiments du système Loire-Allier (France).]. *Quaternaire*, *15*(1), 103–115. https://doi.org/10.3406/quate.2004.1758

Wegener, A. (1912). Die entstehung der kontinente. *Geologische Rundschau*, *3*(4), 276-292

Wegener, A. (1928). Two notes concerning my theory of continental drift

White, W. B., & Culver, D. C. (2012). Cave, Definition of. In *Encyclopedia of Caves* (pp. 103–107). https://doi.org/10.1016/B978-0-12-383832-2.00016-5

White, J. D. L., & Ross, P. (2011). Maar-diatreme volcanoes : A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *201*, 1–29. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.01.010

Wickert, A. D. (2016). Open-source modular solutions for flexural isostasy: GFlex v1.0. *Geoscientific Model Development*, *9*(3), 997–1017. https://doi.org/10.5194/gmd-9-997-2016

Wickham, H., & Stryjewski, L. (2011). 40 Years of Boxplots, 1–17. Retrieved from http://had.co.nz/stat645/project-03/boxplots.pdf

*Wilcken, K. M., Fink, D., Hotchkis, M. A. C., Garton, D., Button, D., Mann, M., … O'Connor, A. (2017). Accelerator Mass Spectrometry on SIRIUS: New 6 MV spectrometer at ANSTO. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, 406, 278–282. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2017.01.003*

*Wilcken, K. M., Fujioka, T., Fink, D., Fülöp, R. H., Codilean, A. T., Simon, K., … Kotevski, S. (2019). SIRIUS Performance: 10Be, 26Al and 36Cl measurements at ANSTO. Nuclear*

*Instruments and Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2019.02.009*

Wilson, J. T. (1965). A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, (4995), 239–241.

Wilson, J. T. (1966). Did the atlantic close and then reopen?: A commentary. *Nature*, *211*(August 13), 676–681. https://doi.org/10.12789/geocanj.2016.43.109

Wilson, J. T. (1969). Static or mobile earth: The current scientific revolution. *Proceedings of the American Philosophical Society*, *112*(5), 309–320. https://doi.org/10.1016/0040-1951(69)90033-x

Wong, T. fong, & Brace, W. F. (1979). Thermal expansion of rocks: some measurements at high pressure. *Tectonophysics*, *57*(2–4), 95–117. https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90143-4

Xiao, M., & Shwiyhat, N. (2012). Experimental Investigation of the Effects of Suffusion on Physical and Geomechanic Characteristics of Sandy Soils. *Geotechnical Testing Journal*, *35*(6), 1–11. https://doi.org/10.1520/GTJ104594

Yagiz, S. (2009). Predicting uniaxial compressive strength, modulus of elasticity and index properties of rocks using the Schmidt hammer. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, *68*(1), 55–63. https://doi.org/10.1007/s10064-008-0172-z

Yang, S., Odah, H., & Shaw, J. (2000). Variations in the geomagnetic dipole moment over the last 12000 years. *Geophysical Journal International*, *140*, 158–162. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2000.00011.x

Zeyen, H., Novak, O., Landes, M., Prodehl, C., Driad, L., & Hirn, A. (1997). Refraction-seismic investigations of the northern Massif Central (France). *Tectonophysics*, *275*(1–3), 99–117. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00017-6

Zoback, M. Lou, & Richardson, R. M. (1996). Stress perturbation associated with the Amazonas and other ancient continental rifts. *Journal of Geophysical Research*, *101*(B3), 5459–5475.

## Annexe

La publication parue à Solid-Earth (EGU) est mise en annexe. La numérotation des pages n’est pas modifiée vis à vis de la publication initiale.

Solid Earth, 11, 241–258, 2020
https://doi.org/10.5194/se-11-241-2020
© Author(s) 2020. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 4.0 License.

Solid Earth Open Access EGU

# Determining the Plio-Quaternary uplift of the southern French Massif Central; a new insight for intraplate orogen dynamics

**Oswald Malcles[1], Philippe Vernant[1], Jean Chéry[1], Pierre Camps[1], Gaël Cazes[2,3], Jean-François Ritz[1], and David Fink[3]**

[1]Geosciences Montpellier, CNRS and University of Montpellier, Montpellier, France
[2]School of Earth and Environmental Sciences, University of Wollongong, Wollongong, Australia
[3]Australian Nuclear Science and Technology Organisation, Lucas Heights, Australia

**Correspondence:** Oswald Malcles (oswald.malcles@umontpellier.fr)

Received: 29 May 2019 – Discussion started: 11 June 2019
Revised: 16 January 2020 – Accepted: 21 January 2020 – Published: 26 February 2020

**Abstract.** The evolution of intraplate orogens is still poorly understood. Yet, it is of major importance for understanding the Earth and plate dynamics, as well as the link between surface and deep geodynamic processes. The French Massif Central is an intraplate orogen with a mean elevation of 1000 m, with the highest peak elevations ranging from 1500 to 1885 m. However, active deformation of the region is still debated due to scarce evidence either from geomorphological or geodetic and seismologic data. We focus our study on the southern part of the Massif Central, known as the Cévennes and Grands Causses, which is a key area to study the relationship between the recent geological deformation and landscape evolution. This can be done through the study of numerous karst systems with trapped sediments combined with the analysis of a high-resolution digital elevation model (DEM).

Using the ability of karst to durably record morphological evolution, we first quantify the incision rates. We then investigate tilting of geomorphological benchmarks by means of a high-resolution DEM. We finally use the newly quantified incision rates to constrain numerical models and compare the results with the geomorphometric study.

We show that absolute burial age ($^{10}$Be/$^{26}$Al on quartz cobbles) and the paleomagnetic analysis of karstic clay deposits for multiple cave system over a large elevation range correlate consistently. This correlation indicates a regional incision rate of $83 +17/-5$ m Ma$^{-1}$ during the last ca. 4 Myr (Pliocene–Quaternary). Moreover, we point out through the analysis of 55 morphological benchmarks that the studied region has undergone a regional southward tilting. This tilting is expected as being due to a differential vertical motion between the northern and southern part of the studied area.

Numerical models show that erosion-induced isostatic rebound can explain up to two-thirds of the regional uplift deduced from the geochronological results and are consistent with the southward tilting derived from morphological analysis. We presume that the remaining unexplained uplift is related to dynamic topography or thermal isostasy due to the Massif Central Pliocene–Quaternary magmatism.

Integrating both geochronology and morphometrical results into lithospheric-scale numerical models allows a better understanding of this intraplate–orogen evolution and dynamic. We assume that the main conclusions are true to the general case of intraplate deformation. That is to say, once the topography has been generated by a triggering process, rock uplift is then enhanced by erosion and isostatic adjustment leading to a significant accumulation of mainly vertical deformation.

## 1 Introduction

For the past few decades, plate–boundary dynamics have been, to a first order, well understood. This is not the case for intraplate regions, where short-term ($10^3$–$10^5$ years) regional strain rates are low and the responsible dynamical processes are still in debate (e.g., Calais et al., 2010, 2016; Vernant et al., 2013; Tarayoun et al., 2017). Intraplate deformations evidenced by seismic activity are sometimes explained by a transient phenomenon (e.g., glacial isostatic rebound or

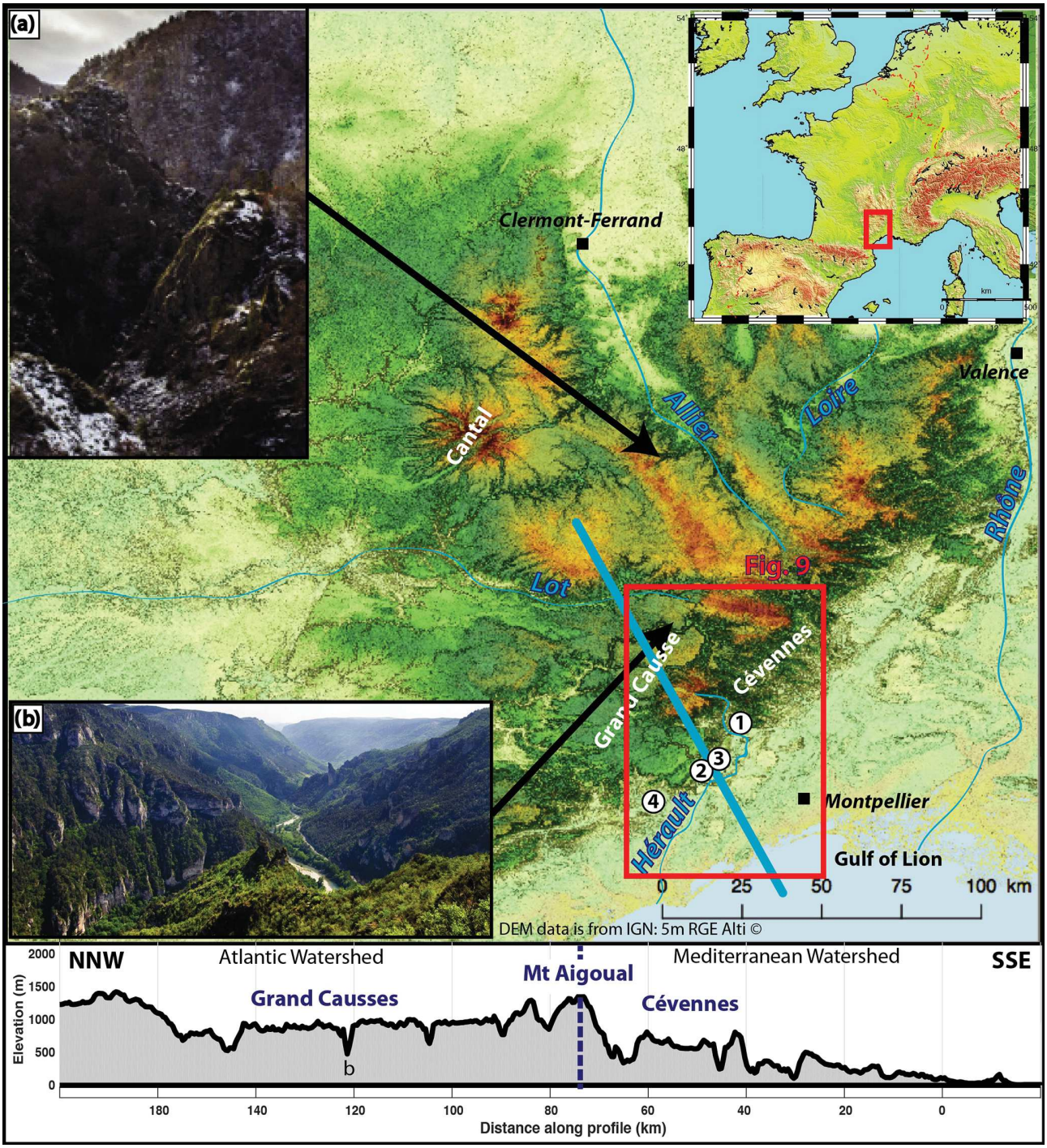



**Figure 1.** A 30 m resolution DEM of the French Massif Central and grey scale underlying the DEM is the DEM derived slope map. Examples of finite incision typical of the French Massif Central in **(a)** crystalline basement (Seuge canyon) and **(b)** limestone plateau (Tarn canyon). Location of the study area in red box (Fig. 9) and enumerated site (1) is the Rieutord canyon (43.958° N, 3.709° E) where TCN measurements were taken; (2) and (3) are the Leicasse cave system (43.819° N, 3.56° E), and the Garrel cave system (43.835° N, 3.616° E), respectively, where paleomagnetic analyses have been done, and (4) is the Lodève basin (43.669° N, 3.382° E) with dated basaltic flows. Bottom panel is an example of typical topographic profile used for the numerical model set up. Note the southwestern area with large plateau dissected by a canyon, and the rugged area with a steep valley is called the Cévennes. They are typical regional limestone and crystalline morphology, respectively.

hydrological loading). However, to explain the persistence through time of intraplate deformation and explain the high finite deformation that we can observe in the topography in many parts of the world as for instance the Ural Mountains in Russia, the Blue Mountains in Australia, or the French Massif Central, one needs to invoke continuous processes at the geological timescale.

Located in the southwestern Eurasian plate (Fig. 1), the French Massif Central is an ideal case to study these processes because a high-resolution digital elevation model (DEM) encompasses the whole region, and widespread karstic areas are present along its southern and western edges, allowing the possibility to quantification of the landscape evolution rates thanks to terrestrial cosmogenic nuclides (TCN) burial ages. The region is characterized by a mean elevation of 1000 m with summits higher than 1500 m. Such a topography is likely to be the result of recent active uplift, and as the Cévennes mountains experiences an exceptionally high mean annual rainfall (the highest peak, Mont Aigoual, records the highest mean annual rainfall in France of 4015 mm) it raises the question of a possible link between erosion and uplift as previously proposed for the Alps (Champagnac et al., 2007; Vernant et al., 2013; Nocquet et al., 2016). This region currently undergoes a small but discernible deformation, but no significant quantification can be deduced due to the scarcity in seismicity (Manchuel et al., 2018). In addition, GPS velocities are below the uncertainty threshold of GPS analyses (Nocquet and Calais, 2003; Nguyen et al., 2016).

In this study we focus on the Cévennes mountains and the Grands Causses (Fig. 1) area, where cave systems with trapped sediments are known over a widespread altitude range. South and west of the crystalline Cévennes mountains, prominent limestone plateaus, named Grands Causses, rise to 1000 m and are dissected by few canyons that are several hundreds of meter deep. The initiation of incision, its duration, and the geomorphic processes leading to the present-day landscape remain poorly constrained. A better understanding of the processes responsible for this singular landscape would bring valuable information on intraplate dynamics, especially where large relief exists.

## 2 Geological background

The oldest rock units in the study area were formed during the Variscan orogeny (late Paleozoic, $\sim$ 300 Ma; Brichau et al., 2007) and constitute the crystalline basement of the Cévennes. Between 200 and 40 Ma (Mesozoic and middle Cenozoic), the region was mainly covered by the sea, ensuring the development of an important detrital and carbonate sedimentary cover, which can reach several kilometers of thickness in some locations (Sanchis and Séranne, 2000; Barbarand et al., 2001). During the Mesozoic Era, an episode of regional uplift and subsequent erosion and alteration (called the Durancian event) is proposed for the origin of the flat, highly elevated surface that persists today across the landscape (Bruxelles, 2001; Husson, 2014).

The area is affected by the major NE–SW trending Cévennes Fault system, a lithospheric-scale fault, inherited from the Variscan orogen. This fault system was reactivated several times (e.g., as a strike-slip fault during the Pyrenean orogen or as a normal fault during the Oligocene extension). During the Pyrenean orogeny, between 85 to 25 Ma (Tricart, 1984; Sibuet et al., 2004), several fault and fold systems affected the geological formations south of the Cévennes Fault, while very few deformations occurred farther north within the Cévennes and Grands Causses areas (Arthaud and Laurent, 1995). Finally, the Oligocene extension ($\sim$ 30 Ma) led to the counterclockwise rotation of the Corso-Sardinian block and the opening of the Gulf of Lion, reactivating some of the older compressive structures as normal faults. The main drainage divide between the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea is located in our study area and is inherited from this extensional episode (Séranne et al., 1995; Sanchis and Séranne, 2000).

Afterwards, during the Pliocene–Quaternary period, intense volcanic activity affected the region, from the Massif Central to the Mediterranean shoreline. This activity is characterized by several volcanic events that are well constrained in age (Dautria et al., 2010). The last eruption occurred in the Chaîne des Puys during the Holocene (i.e., the past 10 kyr; Nehlig et al., 2003; Miallier et al., 2004). Some authors proposed that this activity was related to a hotspot underneath the Massif Central that led to an observed positive heat-flow anomaly and a possible regional Pliocene–Quaternary uplift (Granet et al., 1995; Barruol and Granet, 2002). Geological mapping at a different scale can be found at: http://infoterre.brgm.fr/ (last access: 21 February 2020).

Despite this well-described overall geological evolution, the onset of active incision that has shaped the deep valleys and canyons (e.g., Tarn or Vis river, Fig. 1) across the plateaus and the mechanisms that controlled this incision are still debated. One hypothesis proposes that canyon formation was driven by the Messinian salinity crisis with a drop of more than 1000 m in Mediterranean Sea level (Moccochain, 2007). This, however, would not explain the fact that the Atlantic watersheds show similar incision. Other studies have suggested that the incision is controlled by the collapse of cave galleries that lead to fast canyon formation mostly during the late Quaternary, thus placing the onset of canyon formation at only a few hundreds of thousands of years ago (Corbel, 1954). More recently, it has been proposed (based on relative dating techniques and sedimentary evidence) that incision during the Quaternary was negligible (i.e., less than a few tens of meters) and that the regional morphological structures seen today occurred around 10 Ma (Séranne et al., 2002; Camus, 2003).

## 3 Materials and methods

In this paper, we provide new quantitative constraints on both the timing of incision and the rate of river downcutting in the central part of the Cévennes and the Grands Causses that has resulted in the large relief between plateau and channel bed.

We employ two methods to infer allochthonous karstic infilling age and associated river downcutting. First, we use quartz cobbles to measure the concentration of cosmogenic $^{10}$Be and $^{26}$Al isotopes. The $^{10}$Be/$^{26}$Al ratios provide burial ages of these karstic infillings. Second, paleomagnetic analyses of clay deposits are used to obtain paleo-polarities. In both cases, vertical profiles among tiered caves systems and horizontal galleries could provide local incision rate information. By analyzing a high-resolution DEM (5 m), we show that the region is affected by a southeastward regional tilting. Our results allow quantification of the role of the Pliocene–Quaternary incision on the Cévennes landscape evolution and constraint of the numerical modeling from which we derive the regional uplift rates and tilt of geomorphological markers.

If incision is initiated by uplift centered on the north of the area where elevations are at a maximum, it will lead to tilting of fossilized topographic markers as strath terraces. Our research approach provides an opportunity to discriminate between three possible explanations for the current terrain morphology. The first is based on old uplift and old incision (Fig. 2a). In this case, apparent incision rates would be very low. For instance, if incision commenced 10 Ma (Sérrane et al., 2002), we would find surface tilting, but cosmogenic burial dating with $^{10}$Be/$^{26}$Al, which cannot discern ages older than $\sim 5$ Ma due to excessive decay of $^{26}$Al, would not be possible. The second possibility (Fig. 2b) is that the uplift is old, and incision consequently follows but with a time lag. Here the incision rate would be rather fast, but no tilting is expected for the river-related markers because no differential uplift occurs after their formation. Finally, the third possibility (Fig. 2c) is that uplift and incision are concurrent and recent (i.e., within the timescale of cosmogenic burial dating), and thus we would expect burial ages $< 5$ Myr, relatively high incision rates, and tilting of morphological markers. These different proposals for the temporal evolution of the region will be compared using numerical modeling.

## 4 Determining the incision rates in the Cévennes and the Grands Causses regions

### 4.1 Principles and methods

#### 4.1.1 Karst model

No evidence of important aggradation events has been reported in the literature for the studied area. Therefore, we base our analysis on a per descensum infill model of the karst networks whereby sediments are transported and then deposited within cave galleries close to base level. When cave systems and entry passages are near the contemporaneous river channel elevation (including higher levels during floods), the deposition into caves of sediments, from clay to cobbles, occurs, especially during flood events. Subsequent river incision into bedrock creates a relative base level drop (due to uplift or sea level variations). The galleries associated with the former base level are now elevated above the new river course and become disconnected from further deposition. Hence fossilized and trapped sediments throughout the cave network represent the cumulative result of incision. In this commonly used model (Granger et al., 1997; Audra et al., 2001; Stock et al., 2005; Harmand et al., 2017), the higher the gallery elevation (relative to the present-day base level), the older the deposits in that gallery. As a result, the objective here is to quantify a relative lowering of the base level in the karst systems, with the sediments closest to the base level being the youngest deposits, and note that we do not date the cave network creation which may very well predate river sediment deposition.

Within individual canyons, successions of gallery networks across the full elevation range, from plateau top to modern river channel, were not always present, and often sampling could not be conducted in a single vertical transect. Thus, we make the assumption of lateral altitudinal continuity, i.e., that within a watershed, which may contain a number of canyons, the sediments found in galleries at the same elevation were deposited at the same time. Inside one gallery, we use the classical principle of stratigraphy sequence (i.e., the older deposits are below the younger ones). More information and detailed relationships concerning the karstic development and geometric relationship between karstic network and morphological markers can be found in Camus (2003). In any cases, our aim is not to date the formation of the galleries or to explain the formation processes (e.g., past preferential alteration layer) but to use the time information brought by the sediments that have been trapped in the cave system. Therefore, we apply the commonly used model (example in Harmand et al., 2017) that has been proven by Granger et al. (1997, 2001). For the cave topographic survey, we refer the reader to https://data.oreme.org/karst3d/karst3d_map (last access: 21 February 2020), which provides a 3-D survey.

#### 4.1.2 Burial ages

Burial dating using TCN is now a common tool to quantify incision rates in a karstic environment (Granger and Muzikar, 2001; Stock et al., 2005; Moccochain, 2007; Tassy et al., 2013; Granger et al., 2015; Calvet et al., 2015; Genti, 2015; Olivetti et al., 2016; Harmand et al., 2017; Rovey II et al., 2017; Rolland et al., 2017; Sartégou, 2017; Sartégou et al., 2018a). This method relies on the differential decay of TCN in detrital rocks that were previously exposed to cosmic ra-

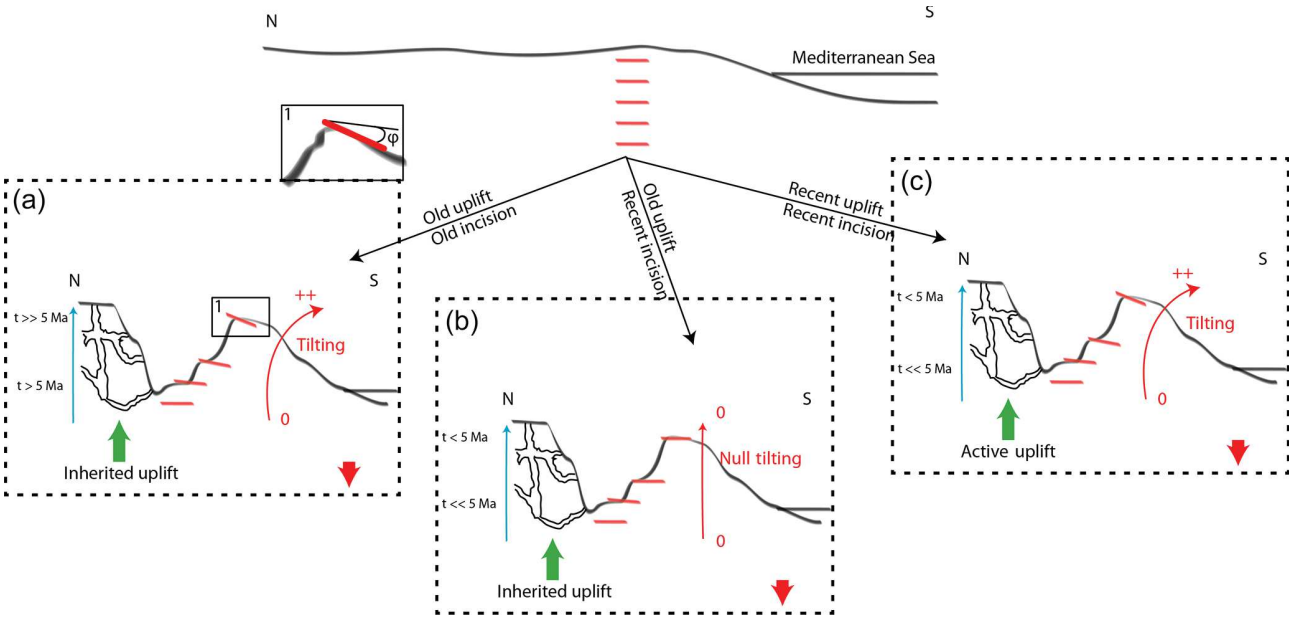



**Figure 2.** Conceptual models for landscape evolution. Top panel is the initial stage (prior to uplift). Each panel represents a possible scenario explaining current morphology: **(a)** old uplift and old incision, **(b)** old uplift and recent incision, and **(c)** both recent uplift and incision. Blue arrows and associated ages show expected result (or absence of) for burial dating. Red level represents morphological markers that are fossilized when reaching the surface, accumulating afterward (or not) the differential uplift by finite tilting.

diation before being trapped in the cave system. With this in mind, the $^{10}$Be and $^{26}$Al nuclide pair is classically used as (i) both nuclides are produced in the same mineral (i.e., quartz), (ii) their relative production ratio is relatively well constrained (we use a standard $^{26}$Al/$^{10}$Be pre-burial ratio of 6.75; see Balco et al., 2008), and (iii) their respective half-lives (about 1.39 and 0.70 Myr for $^{10}$Be and $^{26}$Al, respectively) are well suited to karstic and landscape evolution study, with a useful time range of $\sim$ 100 kyr to $\sim$ 5 Myr.

To quantify the incision rate of the limestone plateau of the Cévennes area, we analyzed quartz cobble infillings from four caves of the Rieutord canyon (Fig. 1), this canyon is well suited for such a study because horizontal cave levels are tiers over 200 m above the current river level and are directly connected to the canyon, leading to a straight relationship between river elevation and the four cave infillings that we have sampled (Cuillère Cave, Route Cave, Camp de Guerre Cave and Dugou Cave). Furthermore, the source of the cobbles is well known and identified as the upstream part of the Rieutord river, some tens of kilometers northward, providing a unique sediment origin composed of granite and metamorphic rocks embedded with numerous quartz veins. All samples (Example Fig. 3) were collected far enough away ($>$ 20 m) from the cave entrance and deep enough below the surface ($>$ 30 m) to avoid secondary in situ cosmogenic production of $^{10}$Be and $^{26}$Al in the buried sediments.

The quartz cobbles were first crushed and purified for their quartz fraction by means of sequential acid attack with aqua regia ($HNO_3 + 3HCl$) and diluted hydrofluoric acid (HF).



**Figure 3.** Example of quartz cobbles sampled for burial dating. Location: Cuillère Cave (Site 1, Fig. 1).

Samples were then prepared according to ANSTO's protocol (see Child et al., 2000), and $\sim$ 300 µg of a $^{9}$Be carrier solution was added to the purified quartz powder before total dissolution. Accelerator mass spectrometry (AMS) measurements were performed on the 6MV SIRIUS AMS instrument at ANSTO, and results were normalized to KN−5–4 (for Be,

see Nishiizumi et al., 2007) and KN−4–2 (for Al) standards. Uncertainties for the final $^{10}$Be and $^{26}$Al concentrations include AMS statistics, 2 % (Be) and 3 % (Al) standard reproducibility, 1 % uncertainty in the Be carrier solution concentration, and 4 % uncertainty in the natural Al measurement made by inductively coupled plasma optical emission spectrometry (ICP-OES), in quadrature. Sample-specific details and results are found in Table 1.

#### 4.1.3 Paleomagnetic analysis

In parallel with burial dating, we analyzed the paleomagnetic polarities within endokarstic clay deposits within two main cave systems: the Grotte-exsurgence du Garrel (Garrel) and the Aven de la Leicasse (Leicasse) (Fig. 1). These two cave systems allowed us to collect samples along a more continuous range of elevations than the one provided by the Rieutord samples (for burial age determination) and also to extend the spatial coverage to the southern Grands Causses region. Thanks to the geometry of these two cave systems, we sampled a 400 m downward base level variation. The sampling was done along vertical profiles from a few tens of centimeters to 2 m high by means of Plexiglas cubes with a 2 cm edge length (Fig. 4), which are used as a pastry cutter. We were not able to analyse clay samples from Rieutord canyon because no reliable clay infilling was found in the Rieutord caves.

Demagnetization was performed with an applied alternative field up to 150 mT using a 2G760 cryogenic magnetometer, equipped with the 2G600 degaussing system controller. Before this analysis, each sample remained at least 48 h in a null magnetic field, preventing a possible low-coercivity viscosity overprinting the detrital remanent magnetization (DRM) (Hill, 1999; Stock et al., 2005; Hajna et al., 2010). If the hypothesis of instantaneously locked-in DRM seems reasonable compared with the studied time span, it is important to keep in mind that the details of DRM processes (as for instance the locked in time) are not well understood (Tauxe et al., 2006; Spassov and Valet, 2012) and could possibly lead to small variations (few percents) in the following computed incision rates.

Because fine clay particles are expected to be easily reworked in the cave, careful attention was paid to the site selection, and current active galleries were avoided. Clays deposits had to show well-laminated and horizontal layering in order to prevent analysis of in situ-produced clay (from decalcification) or downward drainage by an underneath diversion gallery that could strongly affect the obtained inclination (and also the declination to a minor extent). Note that for the paleo-polarity study alone, small inclination or declination variations will not result in false polarities.




**Figure 4.** Example of clay sampling for the paleomagnetic study. Location at the entrance shaft (highest elevation of every samples, $\sim$ 580 m a.s.l.; Leicasse cave system, Site 2, Fig. 1).

### 4.2 Quantifying the average incision rates

#### 4.2.1 Local incision rate from burial ages (Rieutord canyon)

The relationship between burial ages and incision is shown in Fig. 5. For the four caves, we observed a good relationship between burial ages and finite incision, except for the Camp de Guerre Cave (CDG) site; the higher the cave is, the older the burial ages are. Burial ages for the Cuillère Cave, Dugou Cave, Camp de Guerre Cave and Route Cave are $2.16 \pm 0.15$, $0.95 \pm 0.14$, $0.63 \pm 0.1$, and $0.21 \pm 0.1$ Myr, respectively. This is consistent with the supposed cave evolution and first-order constant incision of the Rieutord canyon. The CDG age has to be considered with caution. The CDG cave entrance located in a usually dry thalweg can act as a sinkhole or an overflowing spring depending on the intensity of the rainfall. The sample was collected in a gallery that showed evidence of active flooding $\sim$ 10 m above the Rieutord riverbed; therefore the older than expected age, given the elevation of the cave, is probably due to cobbles that came from upper galleries during flood events. Forcing the linear regression to go through the origin leads to an incision rate of $83 \pm 35$ m Ma$^{-1}$.

**Table 1.** Samples analytical results and parameters. Cave abbreviations are RTE for the Route Cave, CDG for the Camp de Guerre Cave, DUG for the Dugou Cave and CUI for the Cuillère Cave. Main parameters are the geographical coordinate (lat and long in decimal degrees), the elevation (a.s.l.), and the height (a.b.l., computed relatively to the surface river elevation). The concentration (atoms $g^{-1}$ quartz) of $^{10}$Be and $^{26}$Al in collected sand samples are all AMS $^{10}$Be/Be and $^{26}$Al/Al isotopic ratios, corrected for full procedural chemistry blanks and normalized to KN−5–4 and KN−4–2, respectively. The error in the parenthesis is for total analytical error in final average $^{10}$Be and $^{26}$Al concentrations based on statistical counting errors in final $^{10}$Be/Be ($^{26}$Al/Al) ratios measured by AMS in quadrature, with a 1 % error in $^{9}$Be spike concentration (or a 4 % error in $^{27}$Al assay in quartz) and a 2 % (or 3 %) reproducibility error based on repeat of AMS standards. Burial age (minimum) assuming no post-burial production by muons at given depth (all deeper than 30 m) in cave below surface and assuming initial $^{26}$Al/$^{10}$Be ratio is given by the production ratio of 6.75. The burial age error determined by using a $\pm 1\sigma$ range in the measured $^{26}$Al/$^{10}$Be ratio.

| Cave | Lat | Long | Elevation | Height | Conc $^{10}$Be ($10^4$ atoms $g^{-1}$) | $\sigma^{10}$Be ($10^3$ atoms $g^{-1}$) | Conc $^{26}$Al ($10^5$ atoms $g^{-1}$) | $\sigma^{26}$Al ($10^4$ atoms $g^{-1}$) | $^{26}$Al/$^{10}$Be (and $\sigma$) | Burial age and $\sigma$ (mega-annums) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| RTE | 43.960 | 3.707 | 175 | 8 | 3.54 | 1.18 | 2.16 | 1.47 | $6.11 \pm 0.46$ | $0.20 \pm 0.15$ |
| CDG | 43.955 | 3.710 | 185 | 10 | 8.87 | 3.12 | 4.29 | 3.28 | $4.83 \pm 0.41$ | $0.67 \pm 0.16$ |
| DUG | 43.957 | 3.711 | 245 | 115 | 1.27 | 5.68 | 0.529 | 0.636 | $4.15 \pm 0.53$ | $0.99 \pm 0.25$ |
| CUI | 43.959 | 3.711 | 354 | 175 | 1.70 | 7.14 | 0.375 | 0.528 | $2.20 \pm 0.32$ | $2.28 \pm 0.28$ |

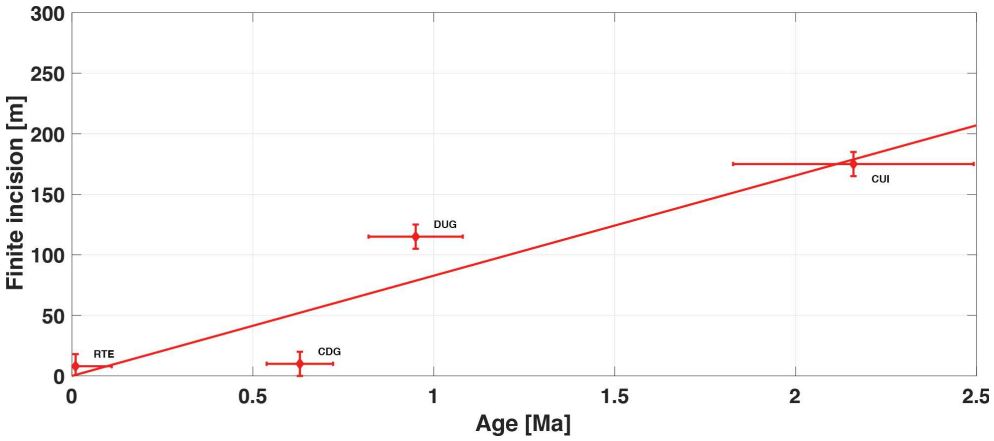



**Figure 5.** Correlation diagram of finite incision and burial age for the Rieutord canyon (Site 1, Fig. 1). Finite incision is the elevation of the sampling site relative to the current riverbed. RTE for Route Cave, CDG for Camp de Guerre Cave, DUG for Dugou Cave and CUI for Cuillère Cave.

These results show that at least half of the 300 m deep Rieutord canyon is a Quaternary incision. Extrapolating the obtained rate yields an age of $4.4 \pm 1.9$ Ma for the beginning of the canyon incision, which suggests that the current landscape has been shaped during the Pliocene–Quaternary period. To extend our spatial coverage and bring stronger confidence in our results, we combine Rieutord burial ages with paleomagnetic data from watersheds located on the other side of the Hérault watershed.

#### 4.2.2 Local incision rate from paleomagnetic data (southern Grands Causses)

A total of 100 clay-infilling samples distributed over of 13 sites (i.e., profiles) was studied. The lowest sample elevation above sea level (a.s.l.) is in the Garrel cave system (ca. 190 m) and the highest is in the Leicasse cave system (ca. 580 m a.s.l.). In the Leicasse cave system, we sampled eight profiles totalizing 60 samples. Profiles elevations are located between ca. 200 and ca. 400 m above the base level (a.b.l.), which corresponds to the elevation of the Buèges river spring at 170 m a.s.l.

In the Garrel cave system, we sampled five profiles for a total of 40 samples that range between 20 and 80 m a.b.l., defined by the Garrel spring at 180 m a.s.l. Given the very marginal difference in elevation between the local base levels from these two caves, we assume that they have the same local base level. At each studied site, if all the profile samples have the same polarity, the site is granted with the same polarity, either normal or reverse. If not (i.e., the profile displays normal and reverse polarities), we consider it as a transitional site. Figure 6 shows the results plotted with respect to the paleomagnetic scale ($x$ axis) for the past 7 Ma and their elevation above the base level ($y$ axis). The measured paleomagnetic polarities on each site are plotted several times for given incision rates supposed to be constant through time (this al-

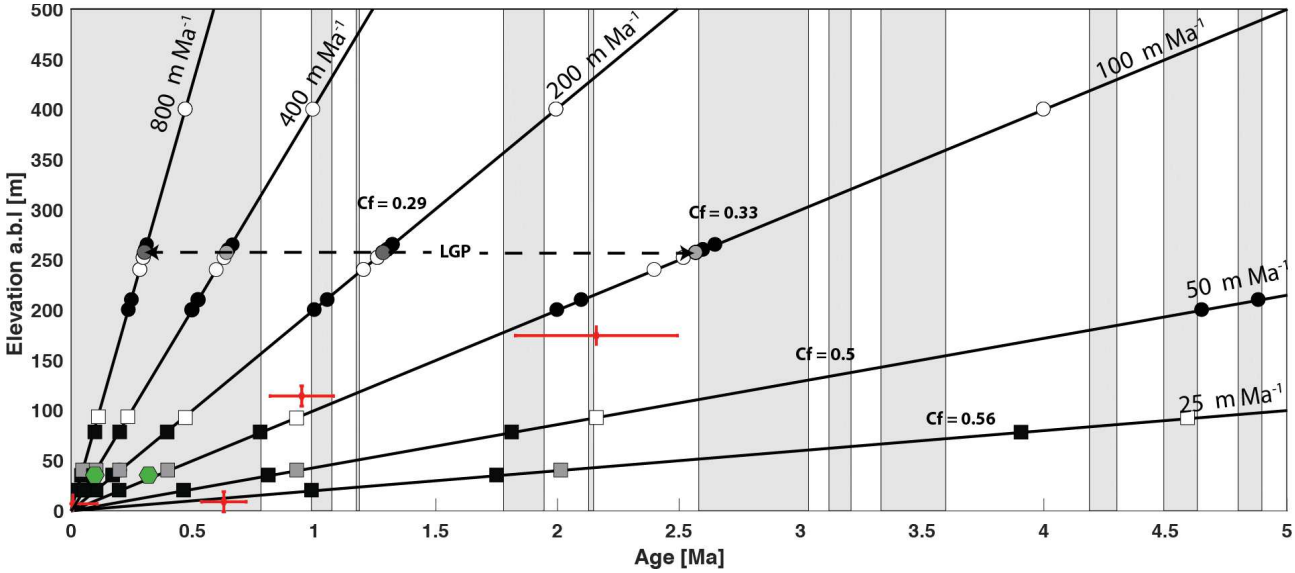



**Figure 6.** Constraining the incision rate in the Cévennes margin, using paleomagnetic polarities from clay deposits (black, grey, and white symbols) and burial ages (red crosses). Circles are from the Leicasse cave system, with LGP being the les Gours sur Pattes profile (see text); squares are from the Garrel cave system. Black, grey, and white symbols correspond to normal, transitional, and reverse polarities, respectively. Straight black lines define possible incision rates that are supposed stable through time (numbers in white rectangles define the correlation factor (Cf) values between the measured paleomagnetic polarities and the predicted paleomagnetic scale (see also Fig. 8). Green hexagons show the U−Th ages obtained on speleothems in the Garrel cave system by Camus (2003).

lows the determination of different age models and analysis of their correlation with the distribution of paleomagnetic data; see below). First, we note a good agreement between samples located at the same elevation and being part of the same stratigraphic layer (Camus, 2003). This syngenetic deposition allows, as best explanation to prevent from a possible partial endokarstic reworking. Second, the different elevations of the galleries where we collected the samples allow us to propose that the Leicasse deposits encompass at least three chrons, while the Garrel deposits encompass only one. Third, one sample presents a transitional signal, and this sample that is located (geometrically) between one with a reversal signal (lower samples) and one with a normal signal (upper ones) is observed at les Gours sur Pattes (LGP) sampling site (Fig. 7). This provides a strong constraint on the age of the sediment emplacement in the Leicasse cave system with respect to the magnetostratigraphic timescale (Fig. 6).

Compared to the Leicasse cave system, the elevation/polarity results for the Garrel cave system are less constrained. Only one site shows a reverse polarity at 90 m a.b.l., and the transitional polarity found at 40 m a.b.l. is unclear (see tables in the Supplement). The rest of the polarities (72 samples) are all normal. Given that a U–Th age younger than 90 kyr was obtained for two speleothems (Camus, 2003) covering our samples collected at 40 m a.b.l. (Fig. 6), we consider that the emplacement of the clay deposits occurred during the most recent normal period and are therefore younger than 0.78 Ma (Fig. 6). The transition between the highest normal sample and the reversed one is located somewhere between 78 and 93 m a.b.l., suggesting a maximum base level lowering rate of $109 \pm 9\,\mathrm{m\,Ma^{-1}}$.

To go further in the interpretation of our data and better constraint the incision rate, we performed a correlation analysis between observed and modeled polarities for a 0 to $200\,\mathrm{m\,Ma^{-1}}$ incision rate range (linear rate, each $1\,\mathrm{m\,Ma^{-1}}$). Modeled polarities are found using the intersection between sample elevation and incision rate line.

We obtained 10 possible incision rates with the same best correlation factor (Fig. 8) spanning from 43 to $111\,\mathrm{m\,Ma^{-1}}$ (mean of $87 \pm 24\,\mathrm{m\,Ma^{-1}}$). Taking into account the transitional signal of the LGP site in the Leicasse cave system yields a linear incision rate of $83\ {+17}/{-5}\,\mathrm{m\,Ma^{-1}}$. Proposed uncertainties are based on previous and next transition-related estimated incision rate.

Using a similar approach for the Rieutord crystalline samples, we computed for the same incision-rate space, the distance, in a least-squares sense, between the modeled ages and the measured ones in order to check the cost function shape and acuteness. With this method, we determined a linear incision rate of $85 \pm 11\,\mathrm{m\,Ma^{-1}}$ (Fig. 8). Those two results, based on independent computations, suggest the same first-order incision rate for the last 4 Ma of $84\ {+21}/{-12}\,\mathrm{m\,Ma^{-1}}$. Given that the Rieutord, Garrel and Buèges rivers are all tributaries of the Hérault River, we propose that this rate represents the incision rate for the Hérault River watershed, in-

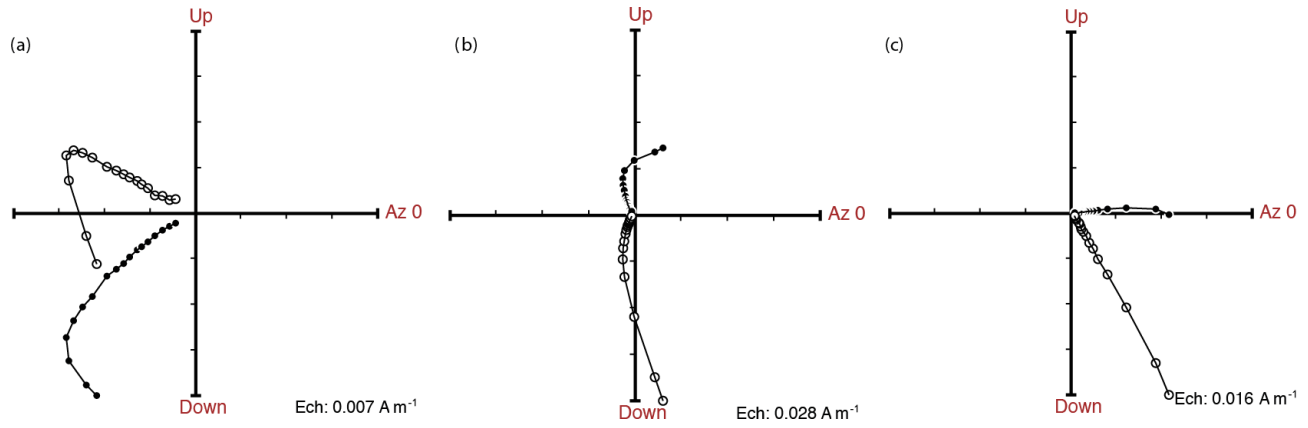



**Figure 7.** Zijderveld diagram for three samples from les Gours sur Pattes (Leicasse, Site 2, Fig. 1) site. Stratigraphical order is from **(a)** (the older, base of the profile) to **(c)** (the younger, top of the profile).

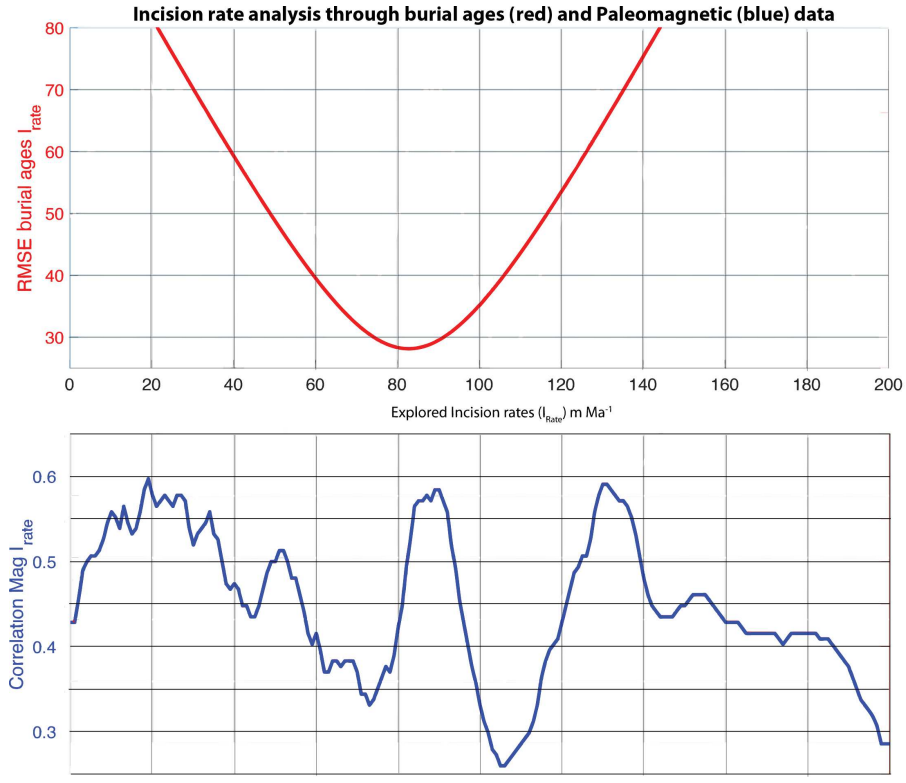



**Figure 8.** Best incision rates based on paleomagnetic data (blue) and burial ages (red). The blue curve is the normalized smoothed (10 m $Ma^{-1}$ sliding window for better visualization) correlation between theoretical and observed polarities. The highest correlation corresponds to the best incision rates. The red curve is the RMSE for the linear regression through the burial ages data set shown on Fig. 4.

ducing approximately 300–350 m of finite incision over the Pliocene–Quaternary period.

If the landscape is at first order in an equilibrium state, that is to say, if we preclude our incision rates from being a regressive erosional signal, the incision needs to be balanced by an equivalent amount of uplift. If the uplift rate is roughly correlated to the regional topography, lowest uplift rates would be expected in the south of our sampling sites, inducing regional tilting of morphological benchmarks. In the next part, we search for such evidence, which would suggest a differential uplift.

## 5 Geomorphometric signature

### 5.1 Tested hypothesis and methods

According to the Massif Central centered uplift hypothesis, morphological markers such as strath terraces, fluvio-karstic surfaces, or abandoned meanders should display a southward tilting due to differential uplift between the northern and the southern part of the region.

To investigate these differential vertical movement signals, we used the morphological markers available in the study area (Fig. 9). We used a 5 m resolution DEM analysis to identify the markers corresponding to surfaces with slope $< 2°$. This cutoff slope angle prevents the identification of surfaces related to local deformation such as a landslide or sinkhole. We point out that surface slope increase through time (e.g., apparent tilting) could be due to diffusion processes and unrelated to differential vertical displacements. However, that problem is address by the automatic selection and correction and the final manual check for residue random distribution (see below).The local river slope is on the order of 0.1°, so the 2° cutoff angle is far from precluding the identification of tilted markers. We also use a criterion based on an altitudinal range for a surface. This altitudinal span is set individually for each surface based on the elevation, slope, and a curves map analysis and encompass from a few meters to tens of meters, depending on the size of the marker. We checked 80 % of the identified surfaces in the field in order to avoid misinterpretation. Some pictures are provided in the Supplement. The dip direction and angle of the surface are computed in a two steps approach. First, we fit a plan using extracted points from the DEM inside the delimited surface. Second, based on this plan we remove the DEM points with residuals 3 times larger than the standard error and compute more accurate plan parameters (second fitting). This outlier suppression removes any inaccurate DEM points and corrects for inaccurate surface delimitation (e.g., integration of a part of the edge of a strath terrace or diffusion processes marks).

Because no obvious initially horizontal markers are known, we propose to correct the marker current slope by the initial one that quantifies the tilt since the marker emplacement. To do so we follow the method used by Champagnac et al. (2008) for the ForeAlps (Western Alps, France). We identify the drain related to the marker formation and compute its current local slope and direction. This method assumes that landscapes are at the equilibrium state and that the river slope has remained constant since the marker formation. This assumption seems reasonable given the major river profiles and because most of the markers used are far from the watershed high-altitude areas, precluding a recessive erosional signal. Finally, we removed the local river plan from the DEM extracted surface.

### 5.2 Morphometrical results

Following this methodology, we obtained 61 surfaces (e.g., strath terraces). We then applied three quality criteria to ensure the robustness of our results, which are as follows: (1) the minimal surface considered is 2500 $m^2$, based on a comparison between the 5 m resolution DEM and a real-time kinematic (RTK) GPS survey over three strath terraces (Hérault River); (2) final plans with dip angles larger than 2° are removed; and (3) the residuals for each geomorphological marker must be randomly distributed without marker edge signal or clear secondary structuration. Only 38 markers meet those three quality criteria.

If the identified and corrected markers have indeed registered a differential uplift between the north and the south, we expected the following signals:

- The dipping direction of the tilted markers should be parallel to the main gradient of the topography, i.e., between 150 and 180° E for our studied region. This expectation is the most important one, with regard to uncertainties in the uplift rate and lithospheric elastic parameters.

- There should be a latitudinal tilting trend, i.e., an increase in the tilt angle along the topography gradient. Indeed, null or small tilts are expected near the shoreline and within the maximum uplift area of the Cévennes and Massif Central, while the maximum tilt is expected at a mid-distance between these two regions, i.e., about 50 km inland from the shoreline.

- There should be a positive altitudinal tilting trend (an increase in dip angle with altitude). This trend would be representative of the accumulation of finite tilt. However, it supposes a linear relationship between the altitude and the age of the marker formation. If, at first order, this straightforward hypothesis seems reasonable for river-controlled markers (e.g., strath terraces), other surfaces are hardly expected to follow such an easy relationship.

Among the three expected signal, southward dipping is robustly recorded with a mean tilt angle of $0.60 \pm 0.40°$ with an azimuth of 128° N ±36° E (Fig. 10). Latitudinal trend and altitudinal trend are less robustly reached, but that is not

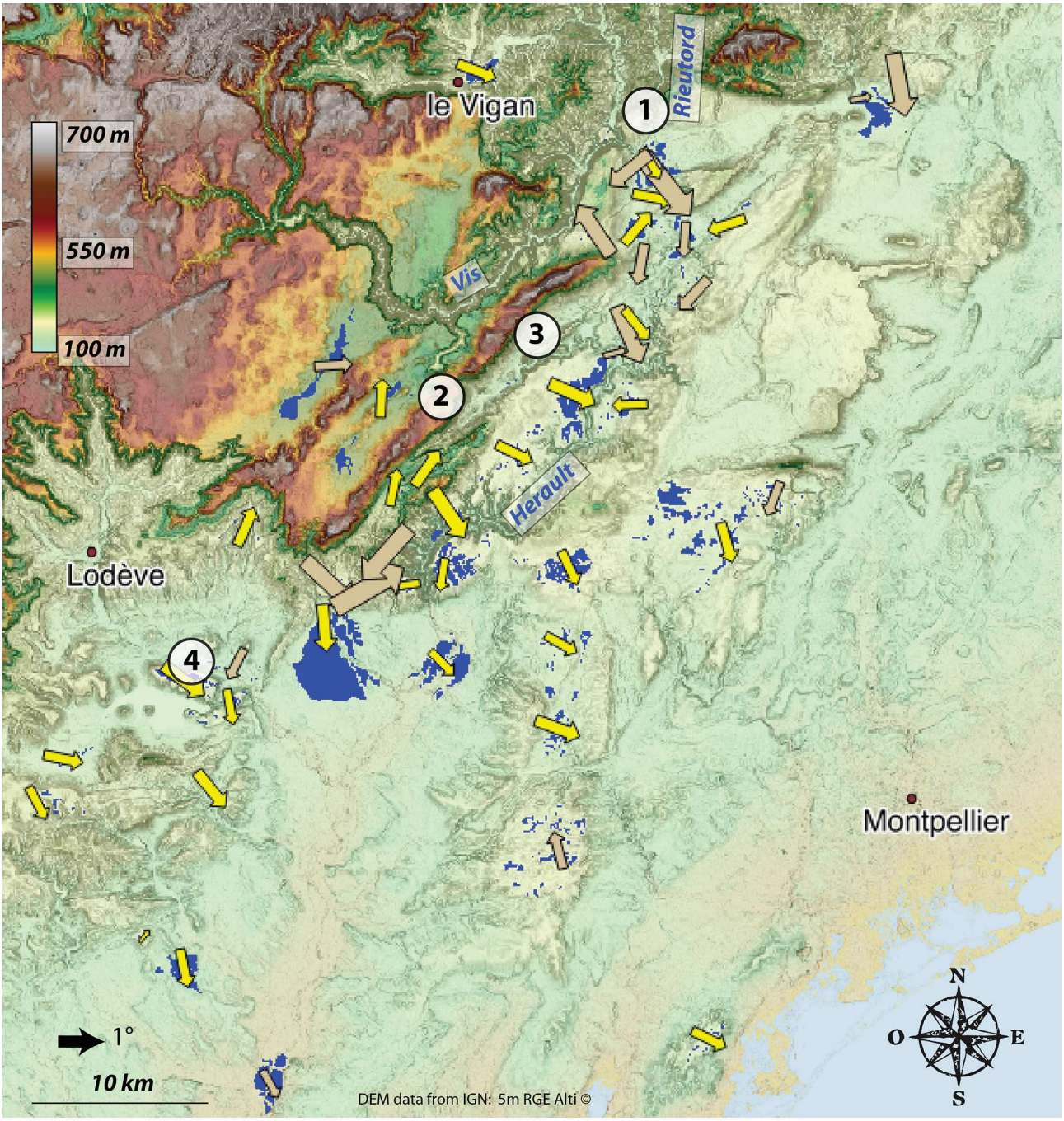



**Figure 9.** Tilting map of geomorphological benchmark (blue areas). Base map is 30 m resolution DEM with slope shadow. Arrows are oriented according to the marker downward dip. The arrow size is set according to the corrected tilting angle (the bigger the arrow, the more the tilting). Yellow and brown arrows are for robust and less robust surfaces, respectively. Several arrows are hidden because of their small size and too high of proximity to bigger ones. Enumerated site (1) is the Rieutord canyon, (2) is the Leicasse cave system, (3) is the Garrel cave system, and (4) is the Lodève basin with dated basaltic flows. See Fig. 1 for geographical coordinates.

surprising because of the strong susceptibility to local phenomenon or, even so, a lack of robust age constraint.

## 6 Discussion

Both geomorphological and geochronological evidence suggest a Pliocene–Quaternary uplift of the Cévennes area. The origin of such an uplift could be associated with several processes: erosion-induced isostatic rebound, dynamic topography due to mantle convection, thermal isostasy, residual flexural response due to the Gulf of Lion formation, etc. For the Alps and Pyrenees mountains, isostatic adjustment due to erosion and glacial unloading has been recently quantified (Champagnac et al., 2007; Vernant et al., 2013; Genti, 2015; Chéry et al., 2016). Because the erosion rates measured in the Cévennes are similar to those of the eastern Pyrenees (Calvet et al., 2015; Sartégou et al., 2018a), we investigate by numerical modeling how an erosion-induced isostatic rebound could impact the southern Massif Central morphology and deformation.

We define a representative cross section parallel to the main topographic gradient (i.e., NNW–SSE) and close to the field investigation areas (Fig. 11). We study the lithospheric elastic response to erosion with the 2-D finite element model ADELI (Hassani and Chery, 1996; Chéry et al., 2016). The model is composed of a plate accounting for the elasticity of both the crust and uppermost mantle. Although the lithosphere rigidity of the European plate in southern Massif Central is not precisely known, vertical gradient temperatures provided by borehole measurements are consistent with heat flow values ranging from 60 to 70 mW m$^2$ (Lucazeau and Vasseur, 1989). Therefore, we investigate plate thickness ranging from 10 to 50 km as done by Stewart and Watts (1997) for studying the vertical motion of the alpine forelands.

We choose values for Young's and Poisson parameters of $10^{11}$ Pa and 0.25, respectively, both commonly used values for lithospheric modeling (e.g., Kooi and Cloething, 1992; Champagnac et al., 2007; Chéry et al., 2001). This leads to long-term rigidity of the lithosphere model ranging from $10^{21}$ to $10^{25}$ N m. Since the effect of mantle viscosity on elastic rebound is assumed to be negligible at the timescale of our models (1 to 2 Myr), we neglect the viscoelastic behavior of the mantle. Therefore, the base of the model is supported by an hydrostatic pressure boundary condition balancing the weight of the lithosphere (Fig. 11). Horizontal displacements on vertical sides are set to zero since geodetic measurements show no significant displacements (Nocquet and Calais, 2003; Nguyen et al., 2016). The main parameters controlling our model are the erosion (or sedimentation) triggering isostatic rebound and the elastic thickness.

The erosion profile (Fig. 11) is based on topography, our newly proposed incision rate, and other studies (Olivetti et al., 2016, for onshore denudation and Lofi et al., 2003; Leroux et al., 2014, for offshore sedimentation). This profile is a simplification of the one that can be expected, from Olivetti et al. (2016), and does not aim to precisely match the published data because of the following: (i) the explored time span ($\sim$ 1 Myr) is not covered by thermochronological data ($>$ 10 Myr) or cosmogenic denudation rate (10s–100s kyr); (ii) we base our erosion rate on being linked with local (10s km$^2$) slopes that are higher near the drainage divide. We, by this aim, can invoke any kind of erosion processes (e.g., landslides); and (iii) the model assumes a cylindrical structure, and consequently, high-frequency lateral variations in term or actual denudation rate or proxy (slope, elevation, etc.) must be averaged. Concerning this erosion profile, parametric study (highest erosion rate ranging from 1 to 1000 m Ma$^{-1}$) gives no difference in the interpretation, and for a few percent change in the used erosion rate, the model result (uplift rate) changes by a few percent.

The flexural rigidity controls the intensity and wavelength of the flexural response and ranges from $10^{21}$ to $10^{25}$ N m. It can be expressed as a variation in elastic thickness ($T_e$) ranging from 4.4 to 96 km (Fig. 12). We also test a possible $T_e$ variation between inland and offshore areas. For the following discussion, we use an elastic thickness of 15 km corresponding to a value of $D$ (flexural rigidity) of $3.75 \times 10^{23}$ N m. In this case, the inland and offshore parts are largely decoupled and the large sedimentation rate in the Gulf of Lion does not induce a flexural response on the Cévennes and Grands Causses areas.

With a maximum erosion rate of 80 m Ma$^{-1}$ (Fig. 11), the models display uplift rates of 50 m Ma$^{-1}$ over more than 100 km. As previously explained, the finite incision is permitted by an equal amount of uplift considering that the incision is not due to regressive erosion.

Every model shows a general uplift. However, the uplift amplitudes are smaller than the expected ones. To obtain the same uplift rate as the incision rates, the applied erosion rate over the model must be increased. However, we assume that the landscape is at equilibrium, so, if the erosion rate is increased, it will be higher than the incision rate leading to the decay of relief over the area. No evidence of such evolution is found over the region, and if further studies need to be done to quantify the actual erosion rate, we mostly think that a second process is acting, inducing the rest of the uplift that cannot be obtained by the erosion-induced isostatic adjustment. Finally, models predict a seaward tilt of the surface at the regional scale (Fig. 13), in agreement with the observed tilting of morphological markers.

We assume that the sediments collected in the karst were deposited per descensum; i.e., we do not know if the galleries existed a long time before or were formed just before the emplacement of the sediments, but the more elevated the sediments are, the older their deposit is. If there is no evidence of an important aggradation episode leading to more a complex evolution as proposed for the Ardèche canyon (Moccochain et al., 2007; Tassy et al., 2013), we point out that

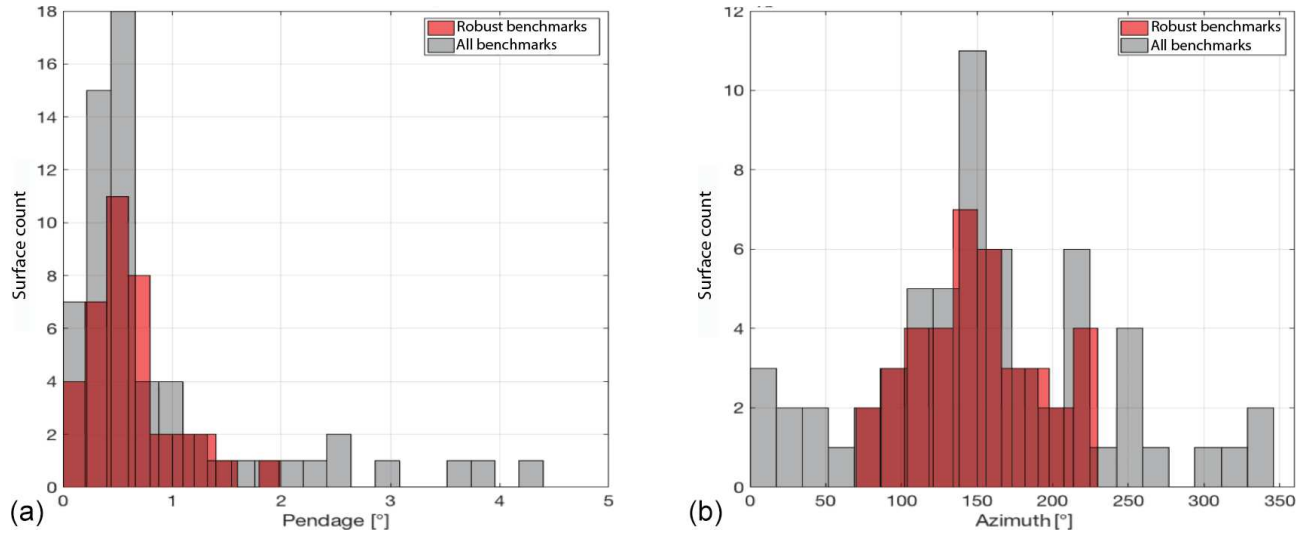



**Figure 10.** Tilting and azimuth distribution. Panel **(a)** is density distribution for surface maximum tilting in degree. Panel **(b)** is azimuth of maximum dipping relative to the north. For each histogram, red and grey populations are for robust and primary detected markers.

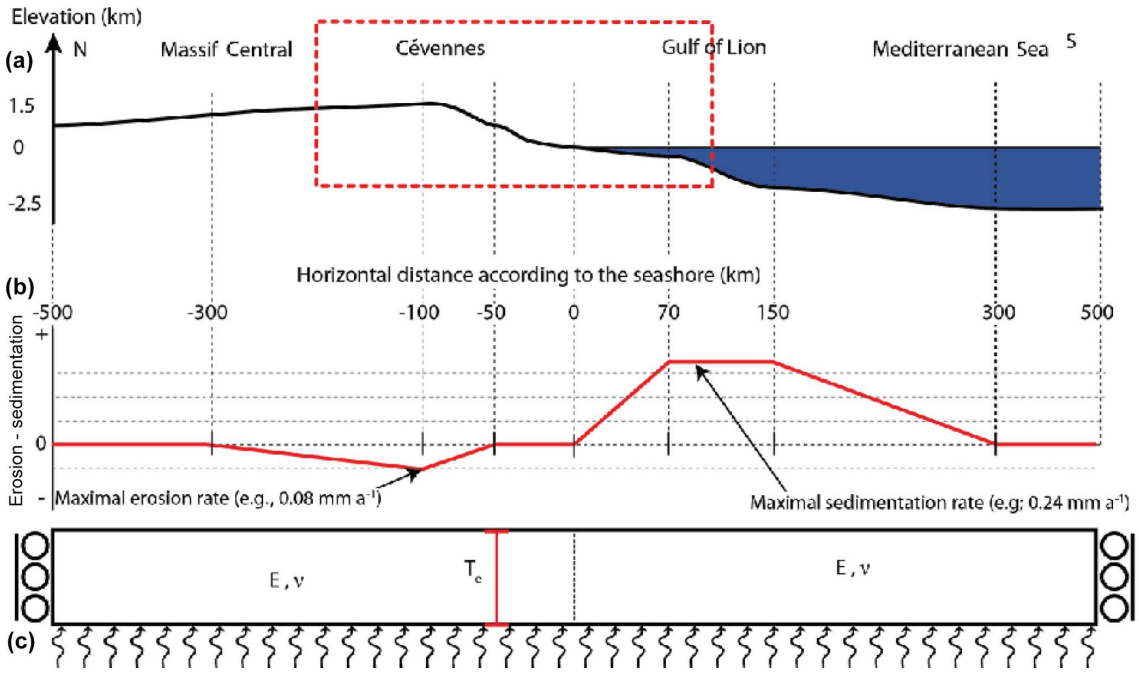



**Figure 11. (a)** Schematic topographic profile. The red box delimits the area shown Figs. 1 and 9. **(b)** Surface processes profile; negative values are for erosion, and positive values are for sedimentation. **(c)** Model setup with two compartments (one for the Cévennes area and the second one for the Gulf of Lion). The base of the model is compensated in pressure, and the right and left limits are fixed at zero horizontal velocity and free vertical velocity. $T_e$ is the equivalent elastic thickness (in kilometers), $E$ (in pascals) and $\nu$ are the Young's modulus and the Poisson coefficient, respectively, whose values are independent in each compartment.

small aggradation or null erosion period could, however, be possible. Some processes could explain such a relative stability, e.g., variation in erosion (due to climatic fluctuation) or impact of eustatic variations (in river profile, flexural response, etc.). Such transient variations have been shown for the Alps (Saillard et al., 2014; Rolland et al., 2017) and are proposed as being related to climato-eustatic variations and therefore should last 10 to 100 kyr at most.

Based on our sampling resolution, we cannot evidence such transient periods, and we must use an average base level lowering rate in the karst, which we correlate to the incision of the main rivers. The TCN-based incision rate de-

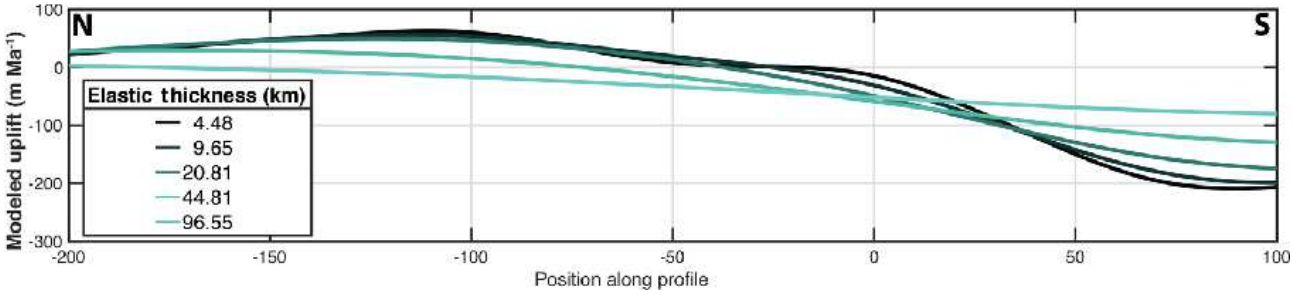



**Figure 12.** Modeled uplift according to different $T_e$. Most plausible $T_e$ are between 10 and 30 km.

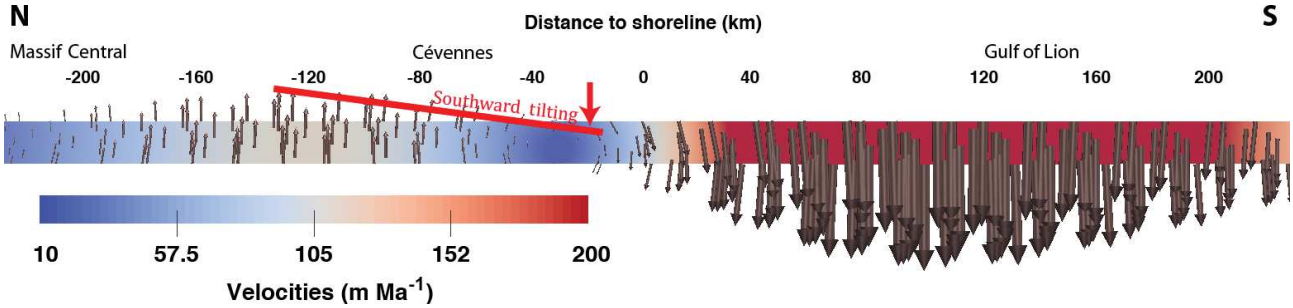



**Figure 13.** Modeling result for $T_e = 15$ km. Erosion–sedimentation rate profile is the same as in Fig. 6. Velocity field is shown using arrow for orientation; velocity magnitudes are quantified by the font color code. Black values on top are distance relative to the seashore (positive value landward and negative values seaward). Red line represents the southward, modeled tilting due to differential uplift.

rived from the Rieutord samples ($83 \pm 35\,\mathrm{m\,Ma^{-1}}$) is consistent with the one derived from the Garrel samples (U–Th ages: $85.83\,\mathrm{m\,Ma^{-1}}$, according to the sole U–Th exploitable result; Camus, 2003) and from the Garrel–Leicasse combination (paleomagnetic approach: $84\,{+21}/{-12}\,\mathrm{m\,Ma^{-1}}$).

This mean incision rate of ca. $85\,\mathrm{m\,Ma^{-1}}$ lasting at least 4 Ma, highlights the importance of the Pliocene–Quaternary period in the Cévennes and Grands Causses morphogenesis. Furthermore, the 300 to 400 m of incision precludes a relative base level controlled by a sea-level drop. Indeed, documented sea level variations are less than 100 m (Haq, 1988; Miller et al., 2005). Furthermore, the Hérault River does not show any significant knickpoints or evidence of unsteadiness in its profile as would be expected if the incision was due to eustatic variations. Therefore, we propose that the incision rate of $\sim 85\,\mathrm{m\,Ma^{-1}}$ is due to a Pliocene–Quaternary uplift of the Cévennes and Grands Causses region.

Other river–valley processes could lead to a local apparent high incision rate, for instance a major landslide or alluvial fan (Ouimet et al., 2008). This hypothesis of an epigenetic formation of the Rieutord is irrelevant because (i) none of the possible causes had been found in the Rieutord canyon and (ii) the consistency of the TCN-based incision rate and the paleomagnetic-based incision rate for two other cave systems. Indeed, the use of two independent approaches and three locations is a good argument in favor of the robustness of our proposed mean $85\,\mathrm{m\,Ma^{-1}}$ incision rate. Yet, using more data, particularly burial dating co-localized with clay samples and adding sampling sites would give a stronger statistical validation. In the Lodève basin (Point 4, Fig. 1), inverted reliefs allow another independent way to quantify minimal incision rate. The K/Ar and paleomagnetic dated basaltic flows spanning from 1 to 2 Myr old that were deposited at the bottom of the former valley (Dautria et al., 2010) are now located at ca. 150 m above the current riverbed, leading to an average incision rate of $77 \pm 10\,\mathrm{m\,Ma^{-1}}$, in agreement with karst-inferred incision rates.

Furthermore, preliminary results from canyons on the other side of the Grands Causses (Tarn and Jonte) based on in situ terrestrial cosmogenic dating suggest similar incision rates (Sartégou et al., 2018b) and confirm a regional base level lowering of the Cévennes and Grands Causses region during the Pliocene–Quaternary. This is consistent with the similarities of landscapes and lithologies observed both on the Atlantic and Mediterranean watersheds (e.g., Tarn river).

Once the regional pattern of the Pliocene–Quaternary incision established for the Cévennes–Grands Causses area, the next question is how this river downcutting is related to the regional uplift? First order equilibrium shape and absence of major knick points in the main river profiles preclude the hypothesis of regressive erosion. Hence, back to the three conceptual models presented in part 1 (Fig. 2); we can discard, at first order, the models A (old uplift–old incision) and

B (old uplift–recent incision) because the obtained incision rate shows recent incision and surface tilting tends to prove a current uplift. Therefore, the incision rate has to be balanced to the first order by the uplift rate. We add that eustatic variations are too low in magnitude (100–120 m) and cannot explain such total incision (up to 400 m). Furthermore, no obvious evidence of active tectonics is reported for the area, raising the questions about the processes responsible for this regional uplift. Very few denudation rates are reported for our study area (Schaller et al., 2001; Molliex et al., 2016; Olivetti et al., 2016), and converting canyon incision rates into denudation and erosion rates is not straightforward, especially given the large karst developed in the area. Using a first order erosion–sedimentation profile, that follows the main topography gradient direction we have modeled the erosion-induced isostatic rebound. If this process could create between half and two-thirds of the Pliocene–Quaternary uplift, a previously existing topography is needed to trigger erosion, so it cannot explain the onset of the canyon-carving or the full uplift rates. Other, processes have to be explored such as dynamic topography or thermal anomaly beneath the Massif Central; the magmatism responsible for the important increase in volcanic activity since $\sim 6$ Myr (Michon and Merle, 2001; Nehlig et al., 2003) could play a major role, notably in the initiation of Pliocene–Quaternary uplift. Further studies should aim to address the problem of uplift onset, giving more clues concerning the stable continental area, but owing to the data we presently have, discussing such an onset is out of the scope of this paper.

## 7 Conclusion

Main results of this study are the following three points:

1. Mean incision rate of the Cévennes area is $83\ {}^{+17}_{-5}\,\mathrm{m\,Ma^{-1}}$ during the last 4 Ma.
2. This incision is due to regional uplift with higher vertical velocities northward.
3. This uplift is partly due (1/2 to 2/3) to isostatic adjustment induced by erosion.

Furthermore, our study highlights the importance of multidisciplinary approach especially in the study of low-deformation rate areas.

To the contrary of previous studies that focused on one cave, we have shown that combining karst burial ages and paleomagnetic analysis of clay deposits in several caves over a large elevation range can bring good constraints on incision rates. This multi-cave system approach diminishes the intrinsic limits of the two single methods: low sampling density (and analysis cost) for the TCN ages and a difficulty setting the position of paleomagnetic results. Our estimated paleo-base-level ages are Pliocene–Quaternary (ca. last 4 Ma) and allow the derivation of a mean incision rate of $83\ {}^{+17}_{-5}\,\mathrm{m\,Ma^{-1}}$ for the Cévennes area. The landscape and especially the river profiles suggest a first-order equilibrium, allowing the consideration of the incision rate as an uplift rate.

We have shown using a geomorphological analysis that at least south of the Cévennes, several surfaces are tilted toward the SSE. This kind of study had been performed before on large structures (Champagnac et al., 2007) or endokarstic markers (Granger and Stock, 2004), but it is the first time that it is performed at such a scale with small markers. Numerical modeling yields the same pattern of SSE dipping, allowing more confidence in the geomorphometric results.

Our multidisciplinary approach brings the first absolute dating of the Cévennes landscapes and suggests that the present-day morphology is partly inherited from the Plio-Quaternary erosion-induced isostatic rebound.

We propose that related erosional isostatic adjustment is of major importance for the understanding of the southern French Massif Central landscape evolution and explains a large part of the uplift.

At a larger scale, we assume that the main conclusion of our study can be extrapolated to the majority of the intraplate orogens. That is to say, once the forces responsible for the initial uplift (e.g., plate tectonics or dynamic topography) fade out, the uplift continues thanks to erosion-induced isostatic adjustment.

An analysis at the scale of the Massif Central is now needed before nailing down our interpretations of the Massif Central dynamics.

*Code and data availability.* Surface analysis was performed using QGIS version 2.18, MATLAB® code and IGN DEM (RGE Alti®) 5 m. Modeling was performed using ADELI code (Hassani and Chery, 1996; Chéry et al., 2016). Data for TCN and paleomagnetic analysis are provided in the paper itself or in the Supplement. Additional information for geologic background are available at http://infoterre.brgm.fr/ (last access: 21 February 2020) (French Geological Survey data visualizer) and in Karst3D Team (2019, https://doi.org/10.15148/940c2882-49f1-49db-a97e-12303cace752).

*Supplement.* The supplement related to this article is available online at: https://doi.org/10.5194/se-11-241-2020-supplement.

*Author contributions.* OM, PV, and GC did the sampling. GC and DF performed the TCN analysis. PC and OM did the magnetic measurements and interpretations. OM did the surface identification and analysis. OM, PV, and JC performed the numerical model. OM, PV, JFR, GC, PC, JC and DF interpreted and wrote the paper.

*Competing interests.* The authors declare that they have no conflict of interest.

*Acknowledgements.* We are grateful to ANSTO for providing facilities for chemical extraction for the TCN analysis. We thank the reviewers for useful remarks and comments that we think help to increase the level of the paper.

*Review statement.* This paper was edited by Federico Rossetti and reviewed by two anonymous referees.

## References

Arthaud, F. and Laurent, P.: Contraintes, déformations et déplacements dans l'avant-pays pyrénéen du Languedoc méditerranéen, Godin. Acta, 8, 142–157, 1995.

Audra, P., Camus, H., and Rochette, P.: Le karst des plateaux de la moyenne vallée de l'Ardèche: datation par paléomagnétisme des phases d'évolution plio-quaternaires (aven de la Combe Rajeau), Bull. Soc. Géol. France, 172, 121–129, 2001.

Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A., and Dunai, T. J.: A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from Be-10 and Al-26 measurements, Quat. Geochronol., 3, 174–195, 2008.

Barbarand, J., Lucazeau, F., Pagel, M., and Séranne, M.: Burial and exhumation history of the south-eastern Massif Central (France) constrained by en apatite fission-track thermochronology, Tectonophysics, 335, 275–290, 2001.

Barruol, G. and Granet, M.: A Tertiary astenospheric flow beneath the southern French Massif Central indicated by upper mantle seismic anisotropy and related to the west Mediterranean extension, Earth Planet. Sci. Lett., 202, 31–47, 2002.

Brichau, S., Respaut, J. P., and Monié, P.: New age constraints on emplacement of the Cévenol granitoids, South French Massif Central, Int. J. Earth Sci. 97, 725–738, https://doi.org/10.1007/s00531-007-0187-x, 2007.

Bruxelles, L.: Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central: causses de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault) Evolution morphogénétique, conséquences géologiques et implcations pour l'aménagement, Thèse, spécialité: Milieux physiques méditerranéens, Université d'Aix-Marseille I, Université de Provence, UFR Sciences géographiques et de l'aménagement, 2001.

Calais, E., Freed, A. M., Van Arsdale, R., and Stein, S.: Triggering of New Madrid seismicity by late-Pleistocene erosion, Nature, 466, 608–611, https://doi.org/10.1038/nature09258, 2010.

Calais, E., Camelbeeck, T., Stein, S., Liu, M., and Craig, T. J.: A new paradigm for large earthquakes in stable continental plate interiors, Geophys. Res. Lett., 43, 10621–10637, https://doi.org/10.1002/2016GL070815, 2016.

Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Hez, G., Bourlès, D., Guillou, V., Delmas, M., and ASTER team: Cave levels as proxies for measuring post-orogenic uplift: Evidence from cosmogenic dating of alluvium-filled caves in the French Pyrenees, Geomorphology, 246, 617–633, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.07.013, 2015.

Camus, H.: Vallée et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud-cévenole. Relation avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats, Thèse de doctorat, Université Bordeaux, Bordeaux, 3, 692 pp., 2003.

Champagnac, J. D., Molnar, P., Anderson, R. S., Sue, C., and Delacou, B.: Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps, Geology, 35, 195–198, https://doi.org/10.1130/G23053A.1, 2007.

Champagnac, J.-D., van der Beek, P., Diraison, G., and Dauphin, S.: Flexural isostatic response of the Alps to increased Quaternary erosion recorded by foreland basin remnants, SE France, Terra Nova, 20, 213–220, https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00809.x, 2008.

Chéry, J., Zoback, M. D., and Hassani, R.: An integrated mechanical model of the San Andreas Fault in central and northern California, J. Geophys. Res., 106, 22051–22066, 2001.

Chéry, J., Genti, M., and Vernant, P.: Ice cap melting and low-viscosity crustal root explain the narrow geodetic uplift of the Western Alps, Geophys. Res. Lett., 43, 1–8, 2016.

Child, D. P., Elliott, G., Mifsud, C., Smith, A. M., and Fink, D.: Sample processing for earth science studies at ANTARES, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B Beam Interactions with Materials and Atoms, 172, 856–860, https://doi.org/10.1016/S0168-583X(00)00198-1, 2000.

Corbel, J.: Les phénomènes karstiques dans les Grands Causses, in: Revue de géographie de Lyon, 29, 287–315, https://doi.org/10.3406/geoca.1954.1990, 1954.

Dautria, J. M., Liotard, J. M., Bosch, D., and Alard, O.: 160 Ma of sporadic basaltic activity on the Languedoc volcanic line (Southern France): A peculiar cas of lithosphere-astenosphere interplay, Lithos, 120, 202–222, https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.04.009, 2010.

Genti, M.: Impact des processus de surface sur la déformation actuelle des Pyrénées et des Alpes, Géophysique, Thèse, Université de Montpellier, Montpellier, 2015 (in French).

Granet, M., Wilson, M., and Achauer, U.: Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central, Earth Planet. Sc. Lett., 136, 281–296, 1995.

Granger, D. E. and Muzikar, P. F.: Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations, Earth Planet. Sc. Lett., 188, 269–281, 2001.

Granger, D. E. and Stock, G. M.: Using cave deposits as geologic tiltmeters: Application to postglacial rebound of the Sierra Nevada, California, Geophys. Res. Lett., 31, L22501, https://doi.org/10.1029/2004GL021403, 2004.

Granger, D. E., Kirchner, J. W., and Finkel, R. C.: Quaternary downcutting rate of the New River, Virginia, measured from differential decay of cosmogenic $^{26}$Al and $^{10}$Be in cave-deposited alluvium, Geology, 25, 107–110, 1997.

Granger, D. E., Fabel, D., and Palmer, A. N.: Pliocene-Pleistocene incision of the Green River, Kentucky determined from radioactive decay of comogenic $^{26}$Al and $^{10}$Be in Mammoth Cave sediments, GSA Bulletin, 113, 825–836, 2001.

Granger, D. E., Gibbon, R. J., Kuman, K., Clarke, R. J., Bruxelles, L., and Caffee, M. W.: New cosmogenic burial ages for Sterkfontein Member 2 Australopithecus and Member 5 Oldowan, Nature Lett., 522, 85, https://doi.org/10.1038/nature14268, 2015.

Hajna, Z. N., Mihevc, A., Pruner, P., and Bosák, P.: Palaeomagnetic research on karst sediments in Slovenia, Int. J. Speleol., 39, 47–60, 2010.

Haq, B. U., Herdenbol, J., and and Vail, P. R.: Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, Society

Economic Paleontologists Mineralogists Special Publication, 42, 71–108, Tulsa, Oklahoma, 1988.

Harmand, D., Adamson, K., Rixhon, G., Jaillet, S., Losson, B., Devos, A., Hez, G., Calvet, M., and Audra, P.: Relationships between fluvial evolution and karstification related to climatic, tectonic and eustatic forcing in temperate regions, Quat. Sci. Rev., 2017 1–19, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.02.016, 2017.

Hassani, R. and Chery, J.: Anaelasticity explains topography associated with Basin and Range normal faulting, Geology, 24, 1095, https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1095:AETAWB>2.3.CO;2, 1996.

Hill, C. A.: Sedimentology and Paleomagnetism of sediments, Kartchner caverns, Arizona, J. Cave Karst Studies, 61, 79–83, 1999.

Husson, E.: Intéraction géodynamique/karstification et modélisation 3D des massifs carbonatés: Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification. Exemple des paléokarsts crétacés à néogènes du Languedoc montpelliérain, Sciences de la Terre, Université Montpellier 2 – Sciences et techniques du Languedoc, 236 pp., 2014.

Karst3D Team: KARST3D, OSU OREME (Collection), https://doi.org/10.15148/940c2882-49f1-49db-a97e-12303cace752, 2019.

Kooi, H., Cloetingh, S., and Burrus, J.: Lithospheric Necking and Regional Isostasy at Extensional Basins 1. Subsidence and Gravity Modeling With an Application to the Gulf of Lions Margin (SE France), J. Geophys. Res., 97, 17553–17571, 1992.

Leroux, E., Rabineau, M., Aslanian, D., Granjeon, D., Droz, L., and Gorini, C.: Stratigraphic simulations of the shelf of the Gulf of Lions: testing subsidence rates and sea-level curves during the Pliocene and Quaternary, Terra Nova, 26, 230–238, https://doi.org/10.1111/ter.12091, 2014.

Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Dos Reis, A. T., Mountain, G. S., Ryan, W. B. F., Steckler, M. S., and Fouchet, C.: Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis, Mar. Geol., 198, 289–317, https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00120-8, 2003.

Lucazeau, F. and Vasseur, G.: Heat flow density data from France and surrounding margins, Tectonophysics, 164, 251–258, 1989.

Manchuel, K., Traversa, P., Baumont, D., Cara, M., Nayman, E., and Durouchoux, C.: The French seismic CATalogue (FCAT-17), Bull. Earthquake Eng., 16, 2227–2251, https://doi.org/10.1007/s10518-017-0236-1, 2018.

Miallier, D., Michon, L., Évin, J., Pilleyre, T., Sanzelle, S., and Vernet, G.: Volcans de la chaîne des Puys (Massif central, France): point sur la chronologie Vasset–Kilian–Pariou–Chopine, Comptes Rendus Geoscience, 336, https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.08.002, 2004.

Michon, L. and Merle, O.: The evolution of the Massif Central rift: Spatio-temporal distribution of the volcanism, Bulletin de la Society Geologique de France, 172, 201–211, https://doi.org/10.2113/172.2.201, 2001.

Miller, K. G., Kominz, M. A., Browning, J. V., Wright, J. D., Mountain, G. S., Katz, M. E.,Sugarman, P. J., Cramer, B. S., Christie-Blick, N., and Pekar, S. F.: The Phanerozoic record of global sea-level change, Science, 310, 1293–1298, https://doi.org/10.1126/science.1116412, 2005.

Mocochain, L.: Les manifestations geodynamiques – Externes et internes – de la crise de salinité messinienne sur une plateforme carbonatée peri-méditerranéenne: le karst de la basse ardèche (moyenne vallée du rhône, France), Thèse de doctorat, Université Aix- Marseille I – Université de Provence U.F.R des Sciences géographiques et de l'aménagement Centre Européen de Recherches et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement, 196 pp., 2007.

Molliex, S., Rabineau, M., Leroux, E., Bourlès, D. L., Authemayou, C., Aslanian, D., Chauvet, F., Civet, F., and Jouët, G.: Multi-approach quantification of denudation rates in the Gulf of Lion source-to-sink system (SE-France), Earth Planet. Sc. Lett., 444, 101–115, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.043, 2016.

Nehlig, P., Boivin, P., de Goër, A., Mergoil, J., Prouteau, G., Sustrac, G., and Thiéblemont, D.: Les volcans du Massif central, Revue BRGM: Géologues, Numéro Spécial: Massif central, Orleans (France), 2003.

Nguyen, H. N., Vernant, P., Mazzotti, S., Khazaradze, G., and Asensio, E.: 3-D GPS velocity field and its implications on the present-day post-orogenic deformation of the Western Alps and Pyrenees, Solid Earth, 7, 1349–1363, https://doi.org/10.5194/se-7-1349-2016, 2016.

Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M. W., Southon, J. R., Finkel, R. C., and McAninch, J.: Absolute calibration of 10Be AMS standards, Nucl. Instrum. Meth. B, 258, 403–413, 2007.

Nocquet, J.-M. and Calais, E.: Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996–2001, Geophys. J. Int., 154, 72–88, https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01935.x, 2003.

Nocquet, J.-M., Sue, C., Walpersdorf, A., Tran, T., Lenôtre, N., Vernant, P., Cushing, M., Jouanne, F., Masson, F., Baize, S., Chéry, J., and Van der Beek, P. A.: Present-day uplift of the western Alps, Sci. Rep.-UK, 6, 28404, https://doi.org/10.1038/srep28404, 2016.

Olivetti, V., Godard, V., Bellier, O., and ASTER team: Cenozoic rejuvenation events of Massif Central topography (France): Insights from cosmogenic denudation rates and river profiles, Earth Planet. Sc. Lett., 444, 179–191, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.049 0012-821X, 2016.

Ouimet, W. B., Whipple, K. X., Crosby, B. T., Johnson, J. P., Schildgen, T. F.: Epigenetic gorges in fluvial landscapes, Earth Surf. Process. Landf., 33, 1993–2009, https://doi.org/10.1002/esp.1650, 2008.

Rolland, Y., Petit, C., Saillard, M., Braucher, R., Bourlès, D., Darnault, R., Cassol, D., and ASTER Team: Inner gorges incision history: A proxy for deglaciation? Insights from Cosmic Ray Exposure dating ($^{10}$Be and $^{36}$Cl) of river-polished surfaces (Tinée River, SW Alps, France), Earth Planet. Sc. Lett., 457, 271–281, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.10.007, 2017.

Rovey II, C. W., Balco, G., Forir, M., and Kean, W. F.: Stratigraphy, paleomagnetism, and cosmogenic-isotope burial ages of fossil-bearing strata within Riverbluff Cave, Greene County, Missouri, Quaternary Res., 2017, 1–13, https://doi.org/10.1017/qua.2017.14, 2017.

Saillard, M., Petit, C., Rolland, Y., Braucher, R., Bourlès, D. L., Zerathe, S., Revel, M., and Jourdon, A.: Late Quaternary incision rates in the Vésubie catchment area (Southern French Alps) from

in situ-produced $^{36}$Cl cosmogenic nuclide dating: Tectonic and climatic implications, J. Geophys. Res.-Earth Surf., 119, 1121–1135, https://doi.org/10.1002/2013JF002985, 2014.

Sanchis, E. and Séranne, M.: Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin: the Tertiary Alès basin, southern France, Tectonophysics, 322, 219–242, https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00097-4, 2000.

Sartégou, A.: Évolution morphogénique des Pyrénées orientales: apports des datations de systèmes karstiques étagés par les nucléides cosmogéniques et la RPE, Géomorphologie. Thèse de l'Université de Perpignan, Perpignan, France, 2017 (in French).

Sartégou, A., Bourlès, D. L., Blard, P.-H., Braucher, R., Tibari, B., Zimmermann, L., Leanni, L., Aumaitre, G., and Keddadouche, K.: Deciphering landscape evolution with karstic networks – A Pyrenean case study, Quat. Geochronol., 43, 12–29, https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.09.005, 2018a.

Sartégou, A., Mialon, A., Thomas, S., Giordani, A., Lacour, Q., Jacquet, A., André, D., Calmels, L., Bourlès, D. L., Bruxelles, L., Braucher, R., Leanni, L., and ASTER team: When TCN meet high school students: deciphering western Cévennes landscape evolution (Lozère, France) sin g TCN on karstic networks, Poster 4th Nordic Workshop on Cosmogenic Nuclides, 4–6 June 2018, Geiranger, Norway, 2018b.

Schaller, M., von Blanckenburg, F., Hovius, N., and Kubik, P. W.: Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments, Earth Planet. Sc. Lett., 188, 441–458, 2001.

Séranne, M., Benedicto, A., Labaum, P., Truffert, C., and Pascal, G.: Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny, Mar. Petrol. Geol., 12, 809–820, 1995.

Séranne, M., Camus, H., Lucazeau, F., Barbarand, J., and Quinif, Y.: Surrection et érosion polyphasées de la Bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente, Bull. Soc. Géol. France, 173, 97–112, 2002.

Sibuet, J.-C., Srivastava, S. P., and Spakman, W.: Pyrenean orogeny and plate kinematics, J. Geophys. Res.-Sol. Ea., 109, B08104, https://doi.org/10.1029/2003JB002514, 2004.

Spassov, S. and Valet, J.-P.: Detrial magnetisations from redeposition experiments of different natural sediments, Earth Planet. Sc. Lett., 351–352, 147–157, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.07.016, 2012.

Stewart, J. and Watts, A. B.: Gravity anomalies and spatial variation of flexural rigidity at mountain ranges, J. Geophys. Res., 102, 5327–5352, https://doi.org/10.1029/96JB03664, 1997.

Stock, G. M., Granger, D. E., Sasowsky, I. D., Anderson, R. S., and Finkel, R. C.: Coomparison of U-Th, paleomagnetism, and cosmogenic burial methods for dating caves: Implications for landscape evolution studies, Earth Planet. Sc. Lett., 236, 388–403, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.024, 2005.

Tarayoun, A., Mazzotti, S., and Gueydan, F.: Quantitative impact of structural inheritance on present-day deformation and seismicity concentration in intraplate deformation zones, Earth Planet. Sc. Lett., 518, 160–171, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.04.043, 2017.

Tassy, A., Mocochain, L., Bellier, O., Braucher, R., Gattacceca, J., and Bourlès, D.: Coupling cosmogenic dating and magnetostratigraphy to constrain the chronological evolution of peri-Mediterranean karsts during the Messinian an the Pliocene: Example of Ardèche Valley, Southern France, Geomorphology, 189, 81–92, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.01.019, 2013.

Tauxe, L., Steindorf, J. L., and Harris, A.: Depositional remanent magnetisation: Toward an improved theatrical and experimental foundation, Earth Planet. Sc. Lett., 244, 515–529, https://doi.org/10.1016/J.epsl.2006.02.003, 2006.

Tricart, P.: From passive margin to continental collision: A tectonic scenario for the western Alps, Am. J. Sci., 284, 97–120, 1984.

Vernant, P., Hivert, F., Chéry, J., Steer, P., Cattin, R., and Rigo, A.: Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges, Geology, 41, 467–470, https://doi.org/10.1130/G33942.1, 2013.

# Remerciements

Voici probablement la partie la plus compliquée de l'exercice de rédaction d'une thèse. Si l'exercice est convenu, il n'en demeure pas moins sincère et la difficulté revient, non pas tant à trouver les mots appropriés à ces remerciements, qu'a n'oublier personne. Alors, avant toute chose, merci à toutes les personnes qui ont participé, de près ou de loin à ce travail de thèse. Maintenant dédouané d'un oubli involontaire, il donc temps de donner des noms.

Tout d'abord donc, merci à mes deux directeurs de thèse sans qui ce travail n'aurait pas pu avoir lieu. Avant tout, merci à vous deux pour la confiance que vous m'avez manifestés durant ces dernières années et à la liberté dont j'ai pu profiter durant cette thèse.

Merci Jean-François (Ritz), pour m'avoir accepter en tant que thésard, et pour les nombreuses discussions toujours intéressante tant en relation avec la science que non scientifique. Cette fin de thèse est loin de signifier un « au-revoir » et il reste beaucoup de chantier ouvert, ou a ouvrir !, pour mieux comprendre, entre autre, l'évolution sismique et morphologique de notre région. Voici donc une petite « phrase à tiroir » de plus !

Merci Philippe (Vernant), pour m'avoir mi le doigt dans l'engrenage en Master, et de m'avoir entrainé dans le casse-tête de la karstogenèse. Je n'en suis pas encore sorti... mais comme on dit « encore un tir, et ça passe ». Quoique avec ces histoires de fantômes, je ne suis plus si certain de l'adage. Là encore, cette fin de thèse est bien loin d'un « au revoir » !

Merci aussi à Lucilla (Benedetti), Marc (Calvet), Stéphane (Mazzotti), Laurent (Bruxelles) et Aurélie (Tassy) d'avoir bien voulu juger de mon travail de thèse.

Merci aux gens de Géosciences Montpellier en général, j'ai grâce à vous mieux compris comment fonctionnais un laboratoire de recherche. Merci aussi aux gens de l'anciennement DESTEM, en particulier à Franck (Perdieu) et à Anne (Soave) avec qui j'ai eu le plus d'interactions et qui ont toujours su répondre avec efficacité et rapidité  en toute circonstances ! Merci en règle général aux membres de l'équipe G2Zo pour la bonne ambiance régnant pendant les réunions ou autour d'un repas. C'est bien malheureusement quelque chose qui est en veille depuis près d'un an, probablement pour une histoire de pangolin...

Merci en particulier à Cédric (Champollion) pour les nombreuses discussions de tout et de rien, notamment autour d'un café durant la période de rédaction et à Stéphane (Mazzotti) pour les échanges, entre autres choses, sur la dynamique intraplaque et sur la mécanique de la lithosphère.

Merci aussi à Delphine (Bosch) et à Michel (Condomine) pour nos discussions sur les protocoles de

chimie et d'analyses en cours d'implémentation, et à Françoise (Roger) pour nos nombreuses interactions, notamment vis à vis du laboratoire de préparation « cosmo » et à Fred (Bouchette) pour le prêt en confiance du matériel ! Merci à Cyprien (Astoury) pour pas mal de choses en fait. C'est dommage pour toi, mais il va probablement falloir me supporter encore quelque temps. Merci à l'ensemble des doctorants de GM, en particulier ceux de ma « promotion », Agathe (Faucher), Sylvain (Mayolle), Gaëtan (Milési) et Maxime (Henriquet), avec une note particulière pour Timothée (Sassolas-Serrayet), le bureau « Ardéchois » n'aura pas pris, tant pis ! Merci pour ces (très) nombreux échanges sur la sciences, la zététiques et l'esprit citrique en général. J'ai bon espoir que nos échange, à défaut de nous avoir rendu plus productifs, nous on rendu de meilleurs scientifiques. Bon vent l'ami ! Merci aussi à Juliette (Grosset), de difficilement fléchir, mais de réfléchir, sur les questions de flexures.

Merci aux spéléologues de tous bord, participants aux Rik-Rak, ou m'ayant directement aidé dans le choix de cavités et durant les prélèvements. Merci donc en particulier aux anciens membres du GSUM, qui n'aura pas duré autant qu'espéré, à Jean-Louis (Galera) pour la campagne de prélèvement sur la Cèze, à Michel (Roux) pour sa connaissance des cavités d'intérêt dans le secteur de l'Hérault. Un remerciement particulier à Lionel (Barriquand) pour son accueil dans le Maconnais (mon courage pour la fin de thèse!) et au personnel de la Grotte de Blanot pour nous avoir permis d'accéder aux remplissages. Merci aussi à Etienne (Fabre) pour son accueil en montagne noire. Là aussi j'espère, les choses ne sont que commencées ! La liste des collègues maltraités lors des prélèvements ne serait pas complète sans mentionner Jean (Chéry) et Yann (Guessard) pour, entre autre, avoir bien voulu charrier de petits kits quelques peu remplis de sables et galets. Merci aussi à Laurent (Bruxelles), pour les échanges sur la karstogenèse, sa participation aux Comités de Suivi et son guidage au sein de la grotte de Trabuc. Merci donc également au personnel de la grotte de Trabuc de nous avoir laisser libre champ pour travailler. Et tant qu'a parler de champs, merci à la famille Monteil, propriétaire du terrain sur lequel nous avons échantillonné à Saint-Etienne d'Issensac de nous avoir autorisé l'accès.

Merci aussi aux gens du Cerege et de ASTER pour leur accueil dans la bonne humeur, en particulier à Régis (Braucher) et Valéry (Guillou) pour leur aide dans les préparations des échantillons. Merci aussi à Didier (Bourlès) pour son accueil et ses explications sur le fonctionnement de l'AMS. Ce sont malheureusement des remerciements qui n'atteindrons jamais leur destinataire…

For a few people down under, here are some grateful thoughts. Thanks David, for being part of that project and for the discussions concerning the AMS. I think that it's a lot due to your enthusiasm that I had the chance to have the funding for a second stay at ANSTO. Here it is, a moment to

thanks all the people of the SAAFE for, among other things, their kindness and reactivity. A special thanks to Charles (Mifsud) at ANSTO from whom I've learned a lot concerning chemistry and safety protocols. Thank you Steve (Kotevski) and Krista (Simon) for the good mood and everything else during my stays in Oz. Thanks as well to Toshiyuki (Fujioka) for the discussion about almost everything, sometimes quite late in the evening. Hope you'll come and have a look to the Massif-Central area as we said. Here comes at last a weird French-kangaroo, named Gaël (Cazes), to whom I'd like to say only one word: "Ta". I'm sure you'll understand.

Un très grand merci aussi à toute ma famille ! Et particulièrement à William (Malcles) et Henri (Gras) pour les bon moments, quoi que trop rares, m'ayant permis de relâcher un peu de vapeur au moment opportun. Surtout un Merci particulier à Claire (Malcles) d'avoir soutenu ma décision de reprise « du chemin des bancs de la fac », j'espère que le « deal » est rempli ! Merci aussi pour l'impressionnante réactivité dans la relecture orthographique.

Enfin et surtout, un remerciement particulier pour toi Alizia, pour trop de choses pour pouvoir les lister, pour nos discussions sur les questions de sciences depuis des années (il s'agit de remerciement de thèse après tout), mais aussi de montagne, de sport, de voyage, de tout, et de rien. Pour les moments partagés, et pour tout simplement avoir été toi. Merci.

## Résumé

L'origine des déformations en domaine intraplaque est mal connue et ne s'intègre pas pleinement au sein de la théorie de la tectonique des plaques. Le cas des orogènes en particulier puisque, au-delà de la question de l'activité sismique, un mécanisme de production de forte topographie est nécessaire. La question même de l'âge de ces orogènes intraplaques est sujette à discussion : ces zones sont-elles actuellement actives ou s'agit-il de reliefs hérités ? Le Massif-Central (France) est un exemple de ce genre d'orogène. L'axe principal de cette thèse consiste en la caractérisation de la dynamique du Massif-Central à travers des approches géomorphologiques et géochronologiques.
Une analyse des morphologies régionales fait ressortir la présence d'un signal régional interprétable au-delà des nombreuses variations et spécificités locales. Le centre du massif, entre plateau Ardéchois et massif de la Margeride présente des morphologies héritées, actuellement portée à une altitude supérieure à 1000 m. Cette zone à morphologie héritée est progressivement démantelée à partir des régions périphériques. Cette érosion régressive est à l'origine du creusement des vallées et canyons régionaux.
La production de plus d'une centaine de nouvelles mesures de concentrations en isotopes cosmogéniques au sein des sédiments alluviaux actuels, ou anciens et piégés dans l'endokarst, a permis de quantifier les vitesse moyennes d'évolution du paysage. Une vitesse de dénudation régionale de ~ 60 $mm.ka^{-1}$ sur les derniers ~ 10 à 20 ka est obtenu. La vitesse d'incision long terme, déduite des étagements de sédiments au sein des karsts est estimé à ~ 80 – 100 $m.Ma^{-1}$. Cette différence entre les vitesses d'érosion linéaire au niveau du système fluviatile et d'érosion diffusif au niveau des versants permet de déduire une vitesse d'incision relative réelle, donc de création de relief, de l'ordre de 20 à 40 $m.Ma^{-1}$. Au niveau de la Faille des Cévennes, les résultats obtenus indiquent un mouvement vertical différentiel sur les derniers ~ 5 Ma avec une surrection du compartiment Nord de la faille de l'ordre de 40 $m.Ma^{-1}$. En posant une hypothèse de linéarité dans le temps long (> Ma) des taux d'incision et de dénudation, il est possible de remonter à l'époque d'initiation du creusement et du début de la surrection : ~ 6 Ma. Des compléments sur la vitesse d'incision sur le temps courts (~ 50 ka) mettent en avant une probable cyclicité de ces processus érosifs sur cette gamme de temps.
L'intégration de ces nouveaux taux d'érosions dans des modèles numériques permet de tester la réponse de la lithosphère à ce forçage La réaction mécanique de la lithosphère à ce déchargement est associée à une surrection, ce processus est souvent invoqué pour expliquer les mouvements verticaux loin des zones de frontières de plaques. Cette hypothèse est une extrapolation des résultats déduits du rebond glacio-eustatiques observé, par exemple au Canada, en lien avec la disparition des calotte glaciaire il y a ~ 10-15 ka. Dans le cas de la réaction à l'érosion, le formalise de flexure de plaque élastique semble être en limite de validité du fait de la forte non linéarité spatio-temporelle des processus érosifs engendrant des taux de contrainte variables et une réponse rhéologique lithosphérique complexe. Ces questions nécessiterons une intégration plus complète au sein de modèles numériques 3D et permettrons également de préciser le rôle de ces processus dans les dynamiques de failles tel que mis en évidences au niveau du faisceau cévenol, et à terme d'apporter une meilleur estimation de l'aléa sismique.

## Abstract

The origin of intraplate deformations is poorly understood and does not fit into the theory of plate tectonics. The case of orogens in a stable continental domain is emblematic in this regard since beyond the question of seismic activity, a mechanism for topographic support is needed. The very question of the activity of these intraplate orogenes zones is open to discussion: are these zones currently active or are they inherited landforms? The Massif-Central (France) is an example of this kind of orogen and the main axis of this thesis consists in the characterization of the activity of the Massif-Central through geomorphological and geochronological approaches.
An analysis of regional morphologies highlights the presence of a regional signal that can be interpreted beyond the local noise. The center of the region, between the Ardèche and the Margeride area, presents inherited morphologies currently raised to an altitude of ca. 1000 m. This zone with an inherited morphology is gradually dismantled from the peripheral zones. This regressive erosion is at the origin of the formation of the deep regional valleys and canyons.
The obtention of more than a hundred new measurements of cosmogenic isotope concentrations in current alluvial sediments and karstic infilling, permits the quantification of the landscape evolution pace. An average regional denudation rate of the order of 60 $mm.ka^{-1}$ during the last ~ 10 to 20 ka is obtained. In relation with newly quantified ~ 80-100 m $Ma^{-1}$ incision rate, a proposal of relief creation rate of ~ 20 m $Ma^{-1}$ is possible. Locally, at the level of the Cévennes Fault, the results point to a differential vertical movement over the last ~ 5 Ma with the northern part being uplifted 40 m $Ma^{-1}$ faster than the southern part. Assuming the long-time linearity (> Ma) of this rate, it is possible to go date the initiation of the incision and of the uplift: ~ 6 Ma. Short-time incision speeds (~ 50 ka) highlight a probable cyclicity of these erosive processes over this time range.
Integrating these newly erosion rate in numerical models allow to test the lithospheric response to erosion. This reaction is associated with uplift, a process often invoked to explain vertical movements in intraplate area. This hypothesis is an extrapolation of the classical GIA. In the case of the erosion reaction, the formalization of thin elastic plate bending seems to be near the limit of validity due to the highly non-linear spatio-temporal pattern of erosion resulting in complex stress rate and related lithospheric rheology. These questions will require a more complete integration within 3D numerical models and will also make it possible to specify the role of these processes in the dynamics of faults as evidenced at the level of the Cévennes fault system, and ultimately to provide a better estimate of the seismic hazard.