Nancy-Université
INPL

AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.
Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur au même titre que sa version papier. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.
D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite entraîne une poursuite pénale.

Contact SCD INPL : scdinpl@inpl-nancy.fr

LIENS

Code de la propriété intellectuelle. Articles L 122.4
Code de la propriété intellectuelle. Articles L 335.2 – L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Ecole Doctorale Ressources Procédés Produits Environnements (RP2E)

THESE

présentée pour obtenir le grade de

Docteur de l'Institut National Polytechnique de Lorraine
en Géosciences

par

Nicolas BACKERT

Interaction tectonique-sédimentation dans le rift de Corinthe, Grèce.

Architecture stratigraphique et sédimentologie du Gilbert-delta de Kerinitis.

Soutenance publique le 28 mai 2009

Composition du Jury :

Michel GUIRAUD – Université de Bourgogne (Dijon)	Rapporteur
Mariano MARZO – Facultat de Geología (Barcelona, España)	Rapporteur
Yves GERAUD – Institut de Physique du Globe-Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (Strasbourg)	Examinateur
Gary NICHOLS – Royal Holloway, University of London (GB)	Examinateur
Alain CHEILLETZ – Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG)-Ecole Nationale Supérieure de Géologie (ENSG, Vandoeuvre-lès-Nancy)	Président du Jury
Mary FORD – CRPG-ENSG (Vandoeuvre-lès-Nancy)	Directrice de thèse
Fabrice MALARTRE – Géologie et Gestion des Ressources Minérales et Energétiques (G2R)-ENSG (Vandoeuvre-lès-Nancy)	Co-directeur de thèse

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier mes directeurs de thèse, Mary Ford et Fabrice Malartre pour leur patience et la très grande pédagogie dont ils ont fait preuve tout au long de cette thèse. Ils m'ont beaucoup appris sur le terrain et m'ont toujours soutenu. Leur complémentarité a été un atout pour moi.

Un grand merci à ma mère pour son aide dans les corrections des fautes d'orthographe, de grammaire et de ponctuation. «Tu fais des phrases trop longues» m'a-t-elle souvent dit. Je remercie mon frère pour son aide pour ma dernière mission de terrain en Grèce ainsi que pour la logistique. Je les remercie tous les deux du fond du cœur pour leur soutien dans tous les moments.

Mes remerciements vont également à Živilė qui m'a soutenu et donné de nombreux conseils de rédaction, étant passée par là elle-même.

Je remercie également Sylvain Bourlange avec qui j'ai eu de nombreuses discussions, dont beaucoup n'avaient pas attrait à la géologie : guitare, cyclo-tourisme, phasmes, etc. Il m'a également beaucoup aidé et passé pas mal de «trucs» lors des TD de géologie structurale à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie (ENSG). Un grand merci également à David Jousselin à qui je dois un bon complément en formation musicale! Je remercie Christian Le Carlier de Veslud pour son aide dans la manipulation du SIG Ilwis et de gOcad. J'adresse mes remerciements à Sébastien Rohais pour ses conseils. Un grand merci à Laurent Jolivet, que j'ai rencontré «dans le rift», pour sa grande gentillesse et sa bonne humeur.

Merci à mes amis d'ici mais également d'ailleurs pour leur intérêt et leur soutien : Lise, Sylvain, Laure, Sandrine, Mathieu ainsi qu'aux collègues du bureau d'à côté : Johan, Jenny, Nicolas dit «le Petit» pour leur sympathie et leur constante bonne humeur, mais également des autres bureaux : Emile, Romain, Céline, Johana, Magali, Maxence, Ewan…

Un merci aux collègues du CRPG et de l'UHP. Tout d'abord François Faure pour ses très judicieux conseils sur la façon de ne pas s'inquiéter de recevoir quinze plannings différents dans la journée lorsque j'étais ATER, ainsi que pour son très bon sens de l'orientation dans les couloirs de l'Université Henri Poincaré. Merci à Micheline Hanzo, Bernard Lathuilière, Christian Hibsch, Stéphanie Duchêne, Judith Sausse, Cécile Fabre et Liliane Roussel pour leur aide et leur gentillesse.

Mes remerciements vont également à «Jacky» l'imprimeur, à Larry, excellent «web-master» du CRPG, aux secrétaires (Nathalie et Aurélie) et à Cathy la bibliothécaire.

Mes périodes de terrain dans le Golfe de Corinthe auraient été bien différentes sans l'existence des appartements de la famille Dimitropoulos à Elionas et à Akrata. Un grand merci à Andreas d'Elionas pour sa grande hospitalité. J'aimerais également remercier toutes les personnes anonymes du Golfe de Corinthe, travaillant dans les champs ou se promenant tout simplement, qui ont montré à mon égard une très grande gentillesse, ainsi qu'une grande curiosité pour mon travail. Je leur dois beaucoup de raccourcis et d'informations. Je n'oublierai jamais l'aide formidable que j'ai reçue d'une famille d'Achladia, lorsque j'étais trempé jusqu'aux os par un orage. Merci également aux personnes qui m'ont invité à déjeuner sur le terrain ou qui s'inquiétaient tout simplement de savoir si j'avais assez d'eau et de nourriture et qui m'ont aidé à dégager ma voiture de mauvais pas… Merci à ma Citröen Saxo qui m'a accompagné par deux fois sur le terrain et à qui je dois beaucoup !

Un grand merci au personnel du CESS de Bar le Duc : Pascal et Florence pour leur très chaleureux accueil lorsque j'avais des cours à donner.

Et enfin……je présente mes excuses aux personnes que j'aurais malencontreusement oubliées mais je leur adresse mes plus sincères remerciements !

A mon père

Interaction tectonique-sédimentation dans le rift de Corinthe, Grèce.
Architecture stratigraphique et sédimentologie du Gilbert-delta de Kerinitis.

Résumé :

La stratigraphie synrift du bloc de faille est divisée en trois groupes stratigraphiques, représentant une épaisseur de 1624 m. Le Groupe inférieur est composé de sédiments fluvio-lacustres, le Groupe moyen comporte les Gilbert-deltas géants et leurs faciès fins associés, le Groupe supérieur est formé de Gilbert-deltas récents à actuels ainsi que de formations superficielles. La discordance basale de l'Unité du prérift présente une paléotopographie. La phase d'extension précoce (Groupe inférieur) est caractérisée par une très faible subsidence assurée par l'activité précoce de la faille de Pirgaki et des failles mineures. La transition avec la phase d'extension principale (Groupe moyen) est marquée par un approfondissement du bassin ainsi que par une augmentation du taux de subsidence. La phase d'abandon et de soulèvement du bloc (Groupe supérieur) est caractérisée par des évènements de creusement-comblement. Le Gilbert-delta géant de Kerinitis se serait déposé dans la période Pléistocène inférieur-Pléistocène moyen, en milieu marin. L'étude de la sédimentologie de faciès a permis de mettre en évidence quatre associations de faciès : topset, foreset, bottomset, prodelta. L'architecture stratigraphique est composée de onze Unités Stratigraphiques (SU) séparées par onze Surfaces Stratigraphiques (KSS). Dans un contexte de création continue d'espace d'accommodation, les SU se déposent pendant les maxima et les périodes de chute du niveau marin. Les KSS se mettent en place pendant des périodes d'augmentation du niveau marin. Les quatres étapes de construction du Gilbert-delta de Kerinitis ont enregistré le début, le maximum et l'arrêt de l'activité du système de failles.

Mots clés :
Rift de Corinthe – Bloc de faille – Stratigraphie synrift – Gilbert-delta – Sédimentologie de faciès – Architecture stratigraphique – Tectonique – Eustatisme.

Interaction between tectonics and sedimentation in the Corinth rift, Greece. Stratigraphic architecture and sedimentology of the Kerinitis Gilbert-delta.

Abstract:

Synrift stratigraphy on a normal fault block is subdivided into three groups. The Lower group is composed of continental sediments (fluvio-lacustrine). The Middle group contains the giant Gilbert-type fan deltas and their associated fine-grained facies. The Upper group is composed of the recent to present day Gilbert-deltas and superficial deposits. The Lower group is marked by a low subsidence rate on the young Pirgaki fault and some secondary faults. A marked increase in subsidence rate mark the transition to the Middle group. It is proposed that the increase in subsidence rate is due to the connexion between two major faults. The Upper group was deposited during uplift of the study area in the footwall of the Helike fault. It is suggested that the giant Kerinitis Gilbert-type fan delta was deposited during the Early to early Middle Pleistocene, under marine conditions. Facies characterizing a range of depositional processes are assigned to four facies associations: topset, foreset, bottomset and prodelta. The stratal architecture is composed of eleven Key Stratal Surfaces (KSS) separating eleven Stratal Units (SU). In this subsidence-dominated system, each SU records a highstand period and principally a period of decreasing eustatic sea level. The KSS, record transgressions that took place in periods of rapid sea level rise. The eustatic signal, controlling the deposition of the SU is of higher frequency than the tectonic signal, which controlled four stages of delta growth. The four delta growth stages are linked with the initiation, maximum growth and the abrupt death of the Pirgaki-Kerinitis fault system.

Key words:
Corinth rift – Fault block – Synrift stratigraphy – Gilbert-delta – Facies sedimentology – Stratigraphic architecture – Tectonics – Eustasy.

Laboratoire d'accueil :

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG)
CNRS – UPR 2300
15 rue Notre Dame des Pauvres
BP 20
54501 VANDOEUVRE-LES-NANCY
France

TABLE DES MATIERES

Remerciements 2
Résumé Français et mots clés 4
Résumé Anglais, titre de la thèse en Anglais et mots clés 5
Coordonnées du laboratoire d'accueil 6

INTRODUCTION 10
Relation tectonique-sédimentation en contexte de rift 10
Objectifs de la thèse et démarche 11
Organisation du mémoire 12
1. Contexte régional du rift de Corinthe **13**
1.1. Géodynamique de la Méditerranée orientale 13
1.1.1. Situation actuelle 13
1.1.2. Cinématique des plaques actuelle 14
1.1.3. Extension en zone égéenne 15
1.1.4. Situation du Golfe de Corinthe dans le domaine méditerranéen 17
1.1.5. Nappes helléniques 18
1.2. Golfe de Corinthe 21
1.2.1. Présentation 21
1.2.2. Problématiques et thèmes de recherche scientifiques 27
1.2.3. Modèles d'ouverture 28
1.2.4. Mouvements associés au Golfe de Corinthe 33
1.2.4.1. Distension 33
1.2.4.2. Soulèvement 33
2. Géologie du secteur rivière Meganitas – rivière Kerinitis **36**
2.1. Description générale du secteur d'étude 36
2.2. Stratigraphie du secteur d'étude 40
2.2.1. Groupe inférieur 40
2.2.2. Groupe moyen 45
2.2.2.1. Formation de Kerinitis 45
2.2.2.2. Formation de Selinous 46
2.2.2.3. Formation de Zoodhochos 49
2.2.3. Groupe supérieur 52
2.2.3.1. Formation de Kolokotronis 52
2.2.3.2. Formation de Kato Fteri 55
2.2.3.3. Formations de Kouloura, Koumaris, Pilioura et Kerinia 55
2.2.3.4. Formations superficielles 58
2.3. Histoire géologique du secteur d'étude 61
2.3.1. Paléotopographie de l'Unité du prérift 61
2.3.2. Groupe inférieur (phase d'extension précoce) 68
2.3.3. Groupe moyen (phase d'extension principale) 72
2.3.4. Groupe supérieur (phase d'abandon et de soulèvement du bloc) 74
2.4. Confrontations des données stratigraphiques et corrélations 77
2.4.1. Stratigraphie «onshore» 77
2.4.2. Stratigraphie «offshore» 87
2.4.3. Corrélations latérales et «offshore» 88
3. Etat des connaissances sur les Gilbert-deltas **94**
3.1. Les deltas 94
3.1.1. «Fan-deltas» 94

3.1.2. Classifications des deltas ... 96
3.2. Définition des Gilbert-deltas ... 102
3.3. Eléments caractéristiques des Gilbert-deltas ... 106
3.3.1. Topsets ... 107
3.3.2. Foresets ... 107
3.3.3. Bottomsets ... 109
3.3.4. Prodelta ... 110
3.4. Conditions nécessaires à la mise en place des Gilbert-deltas et milieux de dépôt 110
3.5. Intérêts de l'étude des Gilbert-deltas ... 112
3.5.1. Etude des paramètres de contrôle ... 112
3.5.2. Intérêt économique des Gilbert-deltas : réservoirs pétroliers ... 113
4. Sédimentologie du delta de Kerinitis ... 117
4.1. Le Gilbert-delta de Kerinitis ... 117
4.1.1. Etat des connaissances ... 117
4.1.2. Présentation du delta de Kerinitis ... 119
4.2. Méthodologie et classifications sédimentologiques ... 123
4.3. Sédimentologie de faciès ... 126
4.3.1. Faciès conglomératiques ... 126
4.3.2. Faciès arénitiques ... 130
4.3.3. Faciès fins (siltites et argilites) ... 133
4.3.4. Faciès calcaires ... 135
4.4. Associations de faciès ... 137
4.4.1. Association de faciès de topset ... 140
4.4.1.1. Sous-association de faciès «T1» ... 140
4.4.1.2. Sous-association de faciès «T2» : le Membre calcaire d'Aghios Andreas ... 143
4.4.1.3. Sous-association de faciès «T3» ... 150
4.4.2. Association de faciès de foreset ... 154
4.4.3. Association de faciès de bottomset ... 158
4.4.4. Association de faciès de prodelta ... 161
5. Architecture stratigraphique du delta de Kerinitis ... 168
5.1. Rapport A/S ... 168
5.2. Subdivisions architecturales ... 168
5.3. Architecture stratigraphique du delta de Kerinitis ... 172
5.3.1. Proto-delta ... 178
5.3.3. Delta inférieur : Unités Stratigraphiques 1 à 3 ... 178
5.3.3. Delta médian : Unités Stratigraphiques 4 à 9 ... 181
5.3.4. Delta supérieur : Unités Stratigraphiques 10 et 11 ... 191
5.4. Evolution du delta et facteurs de contrôle ... 198
5.4.1. Proto-delta ... 203
5.4.2. Delta inférieur (SU1 à SU3) ... 203
5.4.3. Delta médian (SU4 à SU9) ... 205
5.4.4. Delta supérieur (SU10 et SU11) ... 208
5.5. Discussion ... 209
5.5.1. Limites de l'interprétation séquentielle ... 209
5.5.2. Significations des surfaces d'érosion ... 211
5.5.3. Initiation du delta de Kerinitis ... 212
5.5.4. Evolution du système de failles de Pirgaki et de Kerinitis ... 213
5.6. Modélisations numériques des deltas ... 214
5.6.1. Approches quantitatives du rôle des paramètres dans l'architecture stratigraphique ... 215

5.6.1.1. Modélisations du groupe «Hardy-Gawthorpe» 215
5.6.1.2. Concept de bathymétrie initiale 221
5.6.1.3. Modélisations sous Dionisos 225
5.6.2. Comparaison entre approche qualitative et approche quantitative 229
5.6.2.1. Prograd-aggradation (PA) 230
5.6.2.2. Prograd-aggradation avec une forte composante progradante (PAP) 231
5.6.2.3. Progradation pure (PP) 231
5.6.2.4. Surface de transgression (sans dépôt de cortège transgressif) 233
5.6.2.5. Dépôts rétrogradants 235
5.6.2.6. Evolution PA – PAP 236
5.6.2.7. Evolution PAP – PP 236
5.6.2.8. Evolution PAP – PA 237
5.6.2.9. Evolution PA – PAP – PA 237
5.6.2.10. Géométrie TP1 238
5.6.2.11. Géométrie TF1 238
5.6.3. Conclusions 238
5.6.4. Perspectives de modélisation du delta de Kerinitis 240

CONCLUSION 243
Stratigraphie synrift 243
Histoire géologique du secteur d'étude et corrélations régionales 243
Gilbert-delta de Kerinitis 244
Sédimentologie 245
Architecture stratigraphique 245
Signification des surfaces d'érosion et des surfaces composites 247

ANNEXES 248
Annexe 1 : Backert, Ford & Malartre. Architecture and sedimentology of the Kerinitis Gilbert-type fan delta, Corinth rift, Greece (en révision à la revue ***Sedimentology***) 248
Annexe 2 : Backert, Ford & Malartre. Evolution tectono-sédimentaire d'un bloc de faille. Contribution à l'histoire géologique du rift de Corinthe, Grèce (en préparation pour le ***BSGF***) 301
Annexe 3 : Minute de terrain synthétique à l'échelle 1:25 000 328
Annexe 4 : Glossaire 330
Références bibliographiques 332
Autorisation de soutenance de la thèse 348

Introduction

Relation tectonique-sédimentation en contexte de rift

La subsidence, l'eustatisme, le taux d'apport sédimentaire (S) et le climat sont les paramètres actifs en contexte de rift. Leur rôle relatif est très souvent complexe et l'influence de ces paramètres est difficile à mettre en évidence. Dans le cadre de l'interaction tectonique-sédimentation, de quelles façons la tectonique peut-elle influencer et/ou contrôler la sédimentation ? Tout d'abord, la tectonique peut agir au niveau de la source des sédiments puisqu'elle peut jouer sur la taille et la localisation des bassins versants (Leeder *et al.*, 1988 ; Allen & Densmore, 2000 ; Gawthorpe *et al.*, 2003), sur la direction d'écoulement des cours d'eau en raison de basculement de bloc de faille (Gawthorpe *et al.*, 1994 ; Lambiase & Bosworth, 1995), sur le développement du réseau de drainage liée à l'érosion (Hardy & Gawthorpe, 2002) ainsi que sur la mise en place d'un délai retardant le début de la sédimentation (Uličný *et al.*, 2002). Ensuite, la tectonique peut agir au niveau de la zone d'accumulation des sédiments, en participant à la création de l'espace d'accommodation. C'est dans ce second cas que s'inscrit ce travail de thèse.

Dans des contextes de demi-grabens (par exemple, en mer de Barents et au Nord de la mer du Nord), où la tectonique est supposée contrôler au premier ordre la sédimentation, Prosser (1993) propose d'identifier, à partir de coupes sismiques, des cortèges sédimentaires d'origine tectonique («tectonic systems tracts»). Les différents faciès sismiques permettent à l'auteur de proposer une évolution de ces deux rifts en quatre étapes caractérisées par des relations S-subidence tectonique différentes : l'étape d'initiation du rift (S = subsidence) dominée par des dépôts fluviatiles, l'étape de climax (S < subsidence) avec un S faible, l'étape «immediate post-rift» (S > subsidence) avec une augmentation de la taille des bassins de drainage et l'étape «late post-rift» (S = ?subsidence). L'étape post-rift peut enregistrer un contrôle eustatique. Les trois premières étapes sont équivalentes aux trois étapes d'évolution de la sédimentation synrift proposées par Lambiase & Morley (1999). Lambiase & Bosworth (1995) présentent le même type d'évolution générale (relation entre S et la subsidence) mais intègrent le soulèvement des épaules du rift.

La compréhension de la relation tectonique-sédimentation est un enjeu majeur dans le domaine pétrolier. En effet, la répartition des faciès et l'architecture stratigraphique sont des éléments clés dans l'exploration pétrolière. La connaissance de la relation tectonique-sédimentation permet de prédire la distribution des roches mères, des réservoirs et des couches imperméables jouant le rôle de couvertures (Lambiase & Morley, 1999). L'évolution de la topographie générée par la tectonique détermine les processus sédimentaires ainsi que la répartition des faciès. Ce travail de thèse, ciblé sur l'étude d'analogues comme les Gilbert-deltas géants et les faciès associés de la côte Sud du Golfe de Corinthe permet d'apporter des informations sur la localisation et la nature de réservoirs potentiels en contexte de rift.

Le rift de Corinthe est un lieu privilégié pour l'étude de l'interaction entre tectonique et sédimentation car c'est une structure géologique très jeune, sismiquement la zone la plus active d'Europe, à fort taux d'extension et dont le remplissage sédimentaire affleure dans de très bonnes conditions. Le rift de Corinthe constitue donc un cas particulier parmi les rifts continentaux.

De nombreuses équipes de recherches françaises et internationales travaillent sur le rift de Corinthe, dans des domaines aussi variés que la géophysique (sismologie, cinématique, imagerie tomographique, etc.), la géologie structurale (comportement des matériaux, propagation des failles), la cartographie, la stratigraphie, la sédimentologie, etc.

L'installation du «Corinth Rift Laboratory» (Cornet *et al.*, 2004) dédié à l'étude de failles actives telles que la faille d'Aigion, témoigne de cette forte dynamique de recherche.

L'équipe de recherche nancéienne a des coopérations avec des laboratoires de Paris, Strasbourg, Rennes ; à l'étranger, en Allemagne (Université de Lüneburg), au Royaume-Uni (Université de Southampton). Cette équipe de recherche a défini trois zones d'étude sur la côte sud du rift de Corinthe, entre les villes d'Aigion (à l'Ouest) et de Derveni (à l'Est). Ce travail de thèse s'inscrit dans cette dynamique de recherche avec un secteur d'environ 130 km^2 situé à l'Ouest de la zone d'étude.

Objectifs de la thèse et démarche

L'interaction entre tectonique et sédimentation est un thème de recherche qui se retrouve dans beaucoup de travaux concernant les structures tectoniques actives. Cette thèse s'inscrit dans cette thématique en proposant l'analyse d'un bloc de faille, depuis le remplissage synrift à l'étude complète et de détail d'un Gilbert-delta. Aucun travail antérieur concernant le Gilbert-delta de Kerinitis n'a atteint ce point de précision. Cette étude constitue en outre un apport scientifique sur la connaissance des Gilbert-deltas : sédimentologie, conditions de mise en place, influence relative de la subsidence tectonique, de l'eustatisme, du climat et du flux sédimentaire sur l'évolution de ce type d'édifice. Cette thèse est portée par les objectifs suivants :

- Etablir la stratigraphie synrift et mettre en évidence le réseau de failles d'un secteur d'étude compris entre la rivière Meganitas et la rivière Kerinitis (Sud d'Aigion) ;
- Proposer une histoire géologique de ce bloc de faille et le replacer à l'échelle régionale ;
- Comprendre l'influence des paramètres subsidence tectonique, eustatisme, taux de sédimentation, climat sur les conditions et les étapes de mise en place du Gilbert-delta de Kerinitis.

Afin de répondre aux objectifs définis pour ce travail de thèse, la démarche suivante a été suivie. Le réseau de failles ainsi que les formations constituant le remplissage synrift sont cartographiés à différentes échelles (1:25000 et 1:5000). Les différentes formations sédimentaires sont identifiées par leurs faciès ainsi que par leurs environnements de dépôt. Pour chaque formation, des logs sont levés afin de mettre en évidence l'enchaînement vertical des faciès. L'établissement de la stratigraphie synrift permet de proposer un modèle d'évolution géologique du secteur d'étude. Les corrélations latérales vers l'Ouest et l'Est ainsi que des corrélations vers le domaine «offshore» permettent de replacer le secteur d'étude à l'échelle de la marge Sud du Golfe de Corinthe. L'influence relative de la subsidence tectonique, de l'eustatisme, du climat et du taux d'apport sédimentaire sur les étapes de construction du delta de Kerinitis est basée sur une étude détaillée de la sédimentologie de faciès et de l'architecture stratigraphique. La sédimentologie de faciès est abordée par le levé de logs détaillés, par la définition de faciès regroupés dans des associations de faciès. L'architecture stratigraphique est basée sur la description et l'analyse géométrique d'unités stratigraphiques et de surfaces clés.

Organisation du mémoire

Le mémoire est constitué de cinq chapitres.

Dans un **premier temps**, le contexte régional du rift de Corinthe est précisé par l'analyse du cadre géodynamique de la Méditerranée orientale dans lequel le rift est inscrit, caractérisé par une cinématique des plaques actuelle et par différents modèles expliquant l'extension en zone égéenne. Le rift de Corinthe est présenté au travers des problématiques scientifiques qui y sont liées, des modèles d'ouverture disponibles dans la littérature et des mouvements verticaux et horizontaux dont il est affecté.

Dans un **second temps**, la géologie du secteur rivière Méganitas – rivière Kerinitis est décrite. Une présentation générale du secteur d'étude est proposée, suivie par la description de la stratigraphie synrift permettant de proposer une histoire géologique détaillée. La stratigraphie du remplissage synrift proposée est comparée aux schémas stratigraphiques antérieurs. La signification de la zone d'étude basée sur des corrélations latérales et «offshores» à l'échelle régionale est envisagée.

Dans un **troisième temps**, un état des lieux de la connaissance des Gilbert-deltas est proposé. La définition, les éléments caractéristiques, les conditions nécessaires à la mise en place et l'intérêt de l'étude de ces appareils sont successivement présentés.

Dans un **quatrième temps**, la sédimentologie du delta de Kerinitis est détaillée, précédée par une présentation du Gilbert-delta de Kerinitis et de ses caractéristiques à l'affleurement.

Dans un **cinquième temps**, l'architecture stratigraphique du delta de Kerinitis est analysée. Le rapport du taux de création d'espace d'accommodation sur le taux d'apport sédimentaire (A/S), base de l'étude qualitative, et les subdivisions architecturales sont définis. L'architecture stratigraphique du delta de Kerinitis détaillée étape par étape ainsi que l'interprétation en terme d'influence relative de la subsidence tectonique, de l'eustatisme et du taux d'apport sédimentaire sur l'évolution du delta sont proposées. Une discussion sur les limites de l'interprétation séquentielle, sur la signification des surfaces érosives, sur l'initiation du delta de Kerinitis et sur l'évolution des failles contrôlant la mise en place du delta de Kerinitis est envisagée. Enfin, l'étude des résultats des modélisations numériques des deltas permet de les comparer à l'approche qualitative proposée, et de suggérer des valeurs de paramètres permettant de modéliser le delta de Kerinitis sous Dionisos.

1. Contexte régional du rift de Corinthe

1.1. Géodynamique de la Méditerranée orientale

De manière schématique, la zone méditerranéenne est une zone de double convergence :
- entre la plaque eurasienne et la plaque africaine ;
- entre la plaque arabe et la plaque eurasienne.

Cette dernière zone de convergence résulte en l'expulsion vers l'Ouest de la plaque Anatolie (Fig. 1.1). Ce schéma tectonique conduit à une tectonique de surface complexe. La variété des contextes tectoniques est due au taux de convergence et au taux de retrait du panneau plongeant («slab») variables (Jolivet *et al.*, 2003). Vers la transition Eocène-Oligocène, la lithosphère océanique d'une portion de la Téthys est isolée par une série de collisions continentales pour former la Méditerranée. La géométrie des blocs continentaux de la région va conduire au cours de l'Oligocène et du Miocène à une évolution tridimensionnelle complexe où subduction, construction de chaînes de montagnes et ouverture de bassins arrière-arc se succèdent sur de courts laps de temps (Jolivet, 2008).

1.1.1. Situation actuelle

Le domaine méditerranéen oriental est caractérisé par plusieurs types de zones tectoniques :
- les zones en convergence correspondent aux zones de subduction : subduction hellénique et subduction calabraise. Ces deux zones de subduction forment la ride méditerranéenne (prisme d'accrétion) qui s'étend depuis la Sicile jusqu'à Chypre sur une longueur de plus de 2000 km (Stanley & Wezel, 1985 ; Fig. 1.1). La subduction hellénique a une longueur de 1500 km pour une largeur de 200 km (Stanley & Wezel, 1985). La ride méditerranéenne est de dimension comparable aux Alpes occidentales (Hughen & Mascle, 2005) ;
- les zones en extension sont représentées par la zone égéenne et la zone tyrrhénienne qui sont deux zones d'extension arrière-arc ;
- les zones de grands décrochements tels que la faille du Levant (senestre) qui guide la remontée vers le Nord de l'Arabie et la faille nord-anatolienne (dextre) qui permet le coulissement vers l'Ouest du bloc anatolien. La faille nord-anatolienne est relayée par des structures extensives telles que le rift de Corinthe (Meyer, 2008).

La déformation actuelle est contrôlée par plusieurs mouvements tectoniques (Jolivet, 2008) :
- la convergence Nord-Sud Afrique/Asie qui se fait selon un mouvement assez lent, entre 0,9 à 1 cm/an à l'Est à 0,5 cm/an à l'Ouest, produisant de l'extension dans la région méditerranéenne (Jolivet & Facenna, 2000) ;
- l'expulsion latérale vers l'Ouest de l'Anatolie accommodée par la faille nord-anatolienne ;
- le retrait des zones de subduction ;
- l'effondrement gravitaire de certaines chaînes de montagnes méditerranéennes sous leur propre poids.

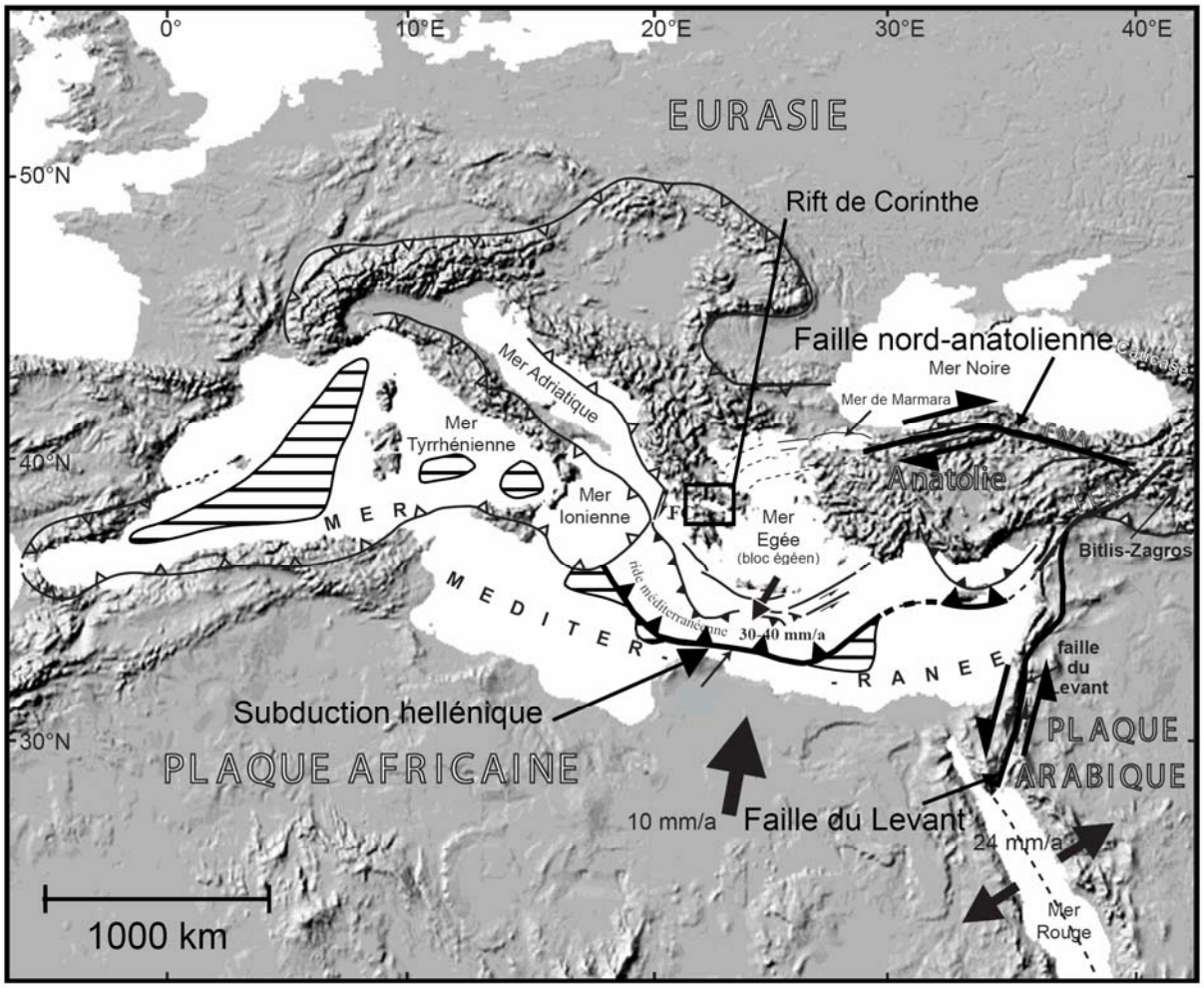


Figure 1.1 : Carte structurale de la zone méditerranéenne (modifié d'après Flotté, 2003). Les flèches noires sont issues des données NUVEL-1A (DeMets *et al.*, 1994). Les zones hachurées horizontalement représentent la croûte océanique de la Méditerranée occidentale et de la mer Tyrrhénienne.

1.1.2. Cinématique des plaques actuelle

Le mouvement des plaques actuel est donné par des mesures GPS continues réalisées à partir de stations dispersées sur la zone d'étude. Dans la zone Est de la Méditerranée, la plaque africaine se déplace de 1 à 0,9 cm/a vers le Nord par rapport à une plaque eurasienne fixe (DeMets *et al.*, 1994 ; Fig. 1.2). La direction moyenne de l'extension en zone égéenne se fait selon un axe Nord-Sud (Brunn, 1960 ; Tapponnier, 1977 ; Dewey & Sengör, 1979 ; Sengör *et al.*, 1985 ; Taymaz *et al.*, 1991 ; Jackson, 1994). La vitesse moyenne d'extension interne de la zone Egée qui est proposée par Gautier *et al.* (1999) est de 12 mm/a. L'Anatolie et l'Egée sont latéralement extrudées vers l'Ouest, vers la zone de subduction hellénique à une vitesse de 30 à 40 mm/a (McKenzie, 1970, 1972). Au premier ordre, le mouvement de l'Anatolie est bien décrit par une rotation rigide d'une valeur de 1,2°/Ma, dont le pôle eulérien est situé près du Caire (Meyer, 2008 ; Fig. 1.2). Actuellement, le centre de la région égéenne ne se déforme pas et se comporte comme un bloc rigide, ce qui est en accord avec la quasi-absence de sismicité (McClusky *et al.*, 2000). Bien que l'extension soit actuellement très localisée au niveau des rifts de Corinthe-Patras et d'Evvia, du Péloponnèse et de l'Ouest de l'Anatolie, elle était plus largement répartie au Miocène.

Le mouvement actuel vers le Sud du bloc égéen induit une extension de 1 à 1.5 cm/a à la fois dans le rift de Corinthe-Patras mais également à l'Ouest de la Turquie (Jolivet, 2001).

Pourtant, le fait que les vecteurs de déplacement aient des valeurs absolues plus grandes au Sud de l'Egée qu'au Sud-Ouest de l'Anatolie montre qu'il existe une déformation additionnelle, interne à l'Egée (Fig. 1.2). Une partie de cette déformation, identifiable dans le Nord de l'Egée, est associée au décrochement anatolien et à sa propagation. Une autre déformation, bien visible dans le Sud de l'Egée, montre des directions radiales d'étirement associées à l'extension arrière-arc.

D'après des mesures géodésiques, McClusky *et al.* (2000) estiment une valeur de coulissement sur la faille nord anatolienne de 24 ± 1 mm/a.

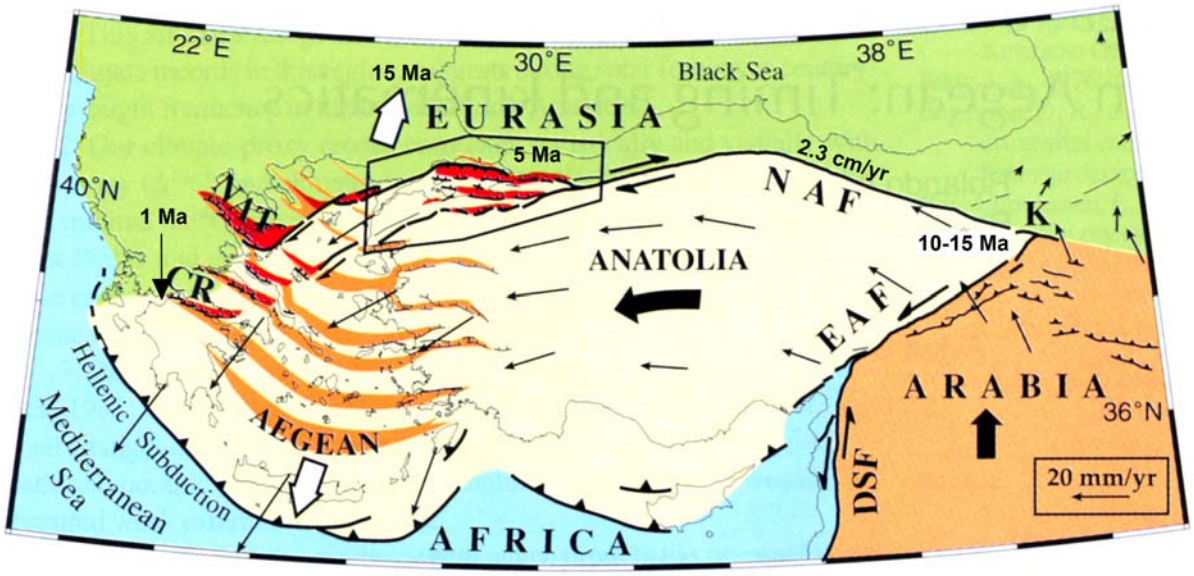


Figure 1.2 : Contexte tectonique de l'extrusion continentale en Méditerranée orientale (modifié d'après Armijo *et al.*, 1999). Le bloc Anatolie-Egée se déplace vers la zone de subduction hellénique (vers l'Ouest) à partir de la zone de collision Arabie-Eurasie. L'estimation des mouvements se fait à partir d'une plaque eurasienne fixe. Les données GPS (Système de Positionnement Global) et SLR (Satellite Laser Ranging) sont représentées sous forme de vecteurs dont la longueur est fonction de la valeur absolue (l'échelle est donnée, Reilinger *et al.*, 1997). En Egée, deux régimes de déformation sont superposés (Armijo *et al.*, 1996) : une extension lente, généralisée qui débute tôt (bandes oranges et flèches blanches) et une deuxième phase plus localisée, plus rapide et qui consiste en une transtension associée à la propagation tardive de la faille nord anatolienne (NAF). Les valeurs en Ma correspondent au début de l'extension (d'après Meyer, 2008). EAF = Faille Est Anatolienne, K = Jonction triple de Karliova, DSF = Faille de la mer Morte, NAT = Fossé tectonique nord égéen, CR = Rift de Corinthe. La région encadrée correspond à la zone d'entrée de la faille nord anatolienne dans la zone égéenne.

1.1.3. Extension en zone égéenne

La découverte de dômes métamorphiques en mer Egée (Cyclades, Egée du Nord) et dans sa périphérie (massif du Menderes en Turquie, massif du Rhodope dans le Nord de la Grèce) constitue une preuve de l'extension en zone égéenne (Jolivet, 2001 ; Jolivet *et al.*, 2003 ; Jolivet, 2008). Ces dômes sont constitués de roches métamorphiques (HP-BT) exhumées et formées lors de l'orogenèse alpine et de la structuration des Hellénides (Gautier *et al.*, 1993 ; Jolivet *et al.*, 1994).

L'extension aurait également provoqué la formation de bassins profonds en région égéenne, dont l'ouverture est datée du Miocène inférieur (Jolivet, 2001).

L'origine de l'extension en région égéenne est un point controversé. Trois modèles expliquant cette extension sont présentés.
- L'extension égéenne serait due au déplacement vers le Sud de la zone de subduction hellénique (Malinverno & Ryan, 1986).
- L'extension égéenne serait due à l'effondrement gravitaire de chaînes de montagnes.
- L'extension actuelle dans la région égéenne permettrait d'accommoder le déplacement sur la faille nord anatolienne (Jackson & McKenzie, 1984 ; McKenzie & Jackson, 1986 ; Kissel *et al.*, 1986, 1987 ; Westaway, 1990 ; Taymaz *et al.*, 1991).

Brun (2008) propose que l'extension égéenne soit une conséquence du recul de la subduction hellénique qui débute à l'Eocène, il y a environ 45 Ma. L'initiateur de cette dynamique de recul pourrait être la subduction océanique du Pinde, malgré sa dimension réduite.
D'après Jolivet (2001), la zone de subduction hellénique se serait déplacée vers le Sud depuis 25-30 Ma d'une distance de 200 à 300 km, ce qui correspond à une valeur de 0,6 à 1,2 cm/a.
D'après Jolivet & Facenna (2000) et Heidback (2005), le moteur de l'extension de la zone égéenne serait le retrait du «slab» au niveau de la zone de subduction hellénique. La convergence progressive entre l'Afrique et l'Eurasie en Méditerranée Ouest et Est a réduit la vitesse absolue de la plaque subductante africaine. Ceci a provoqué une augmentation du retrait du «slab» dans les régions où la subduction océanique était encore active ainsi qu'à un relâchement des contraintes compressives. Cet enchaînement de phénomènes a permis l'installation des conditions nécessaires à l'ouverture des bassins d'arrière-arc.
Heidback (2005) montre, d'après des résultats de modélisations 3D que les forces principales nécessaires aux processus de déformation à l'Est de la Méditerranée sont l'indentation de la plaque arabique dans l'Eurasie, ainsi que le retrait de la zone de subduction de l'arc hellénique (induit par des forces de traction du slab). Ces deux processus sont nécessaires pour expliquer l'échappement vers l'Ouest du bloc Anatolie-Egée. La région égéenne est fortement déformée par l'extension provoquée par le retrait vers le Sud Sud-Ouest de la zone de subduction de l'arc hellénique.
Westaway (1994) propose que si le début de l'extension en mer Egée a effectivement débuté aux alentours de 15 Ma, c'est à dire environ 10 Ma avant le début de l'activité de la faille nord anatolienne, alors l'extension égéenne comporterait deux phases :
- une première sous l'influence de l'effondrement de la zone de Benioff ;
- une seconde sous l'influence du mouvement de la faille nord anatolienne (depuis environ 5 Ma).

Le mécanisme de l'extension pourrait être un effondrement de la croûte égéenne (Berckemer, 1977) après un épaississement par la superposition de nappes helléniques au début du Cénozoïque. La zone de subduction hellénique agirait comme une zone de relâchement des contraintes ce qui permettrait l'effondrement gravitaire (Jolivet *et al.*, 1994 ; Jolivet, 2001).

Un large éventail de valeurs de déplacement, entre 15 km et 120 km et d'âges de début d'activité, entre 16-4 Ma, de la faille nord anatolienne sont proposés dans la littérature (Ketin, 1969 ; Sengör, 1979 ; Barka, 1981 ; Barka & Handcock, 1984 ; Sengör *et al.*, 1985 ; Barka & Kadinsky-Cade, 1988 ; Westaway, 1994 ; Le Pichon *et al.*, 1995 ; Gautier *et al.*, 1999 ; McClusky et al., 2000).

D'après Gautier *et al.* (1999), Le Pichon *et al.* (1995) et Heidback (2005), l'extrusion de l'Anatolie ne peut pas être la cause de l'extension égéenne car elle est postérieure. En effet, l'échappement tectonique n'a pas commencé avant la fin du Miocène. En conséquence, l'échappement vers l'Ouest de l'Anatolie ne peut pas expliquer la majeure partie de l'extension égéenne qui a débuté bien avant (Seyitoglu *et al.*, 1992, 1997 ; Gautier *et al.*, 1998). Des études locales ont montré que le sens de déformation dans la partie nord-est de la zone égéenne, dans laquelle la faille nord anatolienne pénètre actuellement a changé à partir de 5 Ma (Mercier *et al.*, 1989). Cet évènement constitue une confirmation indépendante de l'âge d'entrée en activité de la faille nord anatolienne.

D'après la littérature, l'estimation du début de l'extension en zone égéenne est très variable. L'extension égéenne débuterait suivant les auteurs à 25-30 Ma (Miocène ; Jolivet & Faccenna, 2000 ; Jolivet, 2001), 20 Ma (Gautier *et al.*, 1999), 16-15 Ma (Mercier *et al.*, 1989 ; Westaway, 1994 ; Le Pichon *et al.*, 1995 ; Armijo *et al.*, 1996), 13-11 Ma (Le Pichon & Angelier, 1979 ; Meulenkamp & Hilgen, 1986 ; Jolivet *et al.*, 1994) et 6-5 Ma (Dewey & Sengör, 1979 ; Westaway, 1991 ; Jackson, 1994). Jolivet & Facenna (2000) précisent que les plus vieux indices de l'extension post-orogénique sont représentés par les «metamorphic core complexes» ainsi que les bassins développés dans les Cyclades. Ils datent le début de l'extension à la fin de l'Oligocène – début du Miocène (Lister *et al.*, 1984 ; Gautier & Brun, 1994b ; Jolivet *et al.*, 1994).
Un changement marqué dans le régime d'extension de la zone égéenne a été observé après le Pléistocène inférieur (Jolivet, 2001). Au Pliocène inférieur ainsi qu'au Pléistocène inférieur, l'extension était orientée Nord Nord-Est – Sud Sud-Ouest (NNE-SSO) ou Nord-Sud (N-S) dans l'Egée et Est-Ouest (E-O) dans le Péloponnèse. Depuis quelque temps, l'extension est orientée E-O dans l'arc externe (Crète et Péloponnèse) et NNO-SSE ou N-S dans la région égéenne. Ce changement peut être attribué soit à la collision naissante entre l'arc hellénique et la marge lybienne, soit à la récente accélération de la convergence (Jolivet, 2001 ; Jolivet *et al.*, 2003).

1.1.4. Situation du Golfe de Corinthe dans le domaine méditerranéen

Le Golfe de Corinthe est la structure tectonique qui exprime le plus visiblement l'extension actuelle en zone égéenne. Par conséquent, les hypothèses qui peuvent expliquer l'ouverture du Golfe de Corinthe sont les mêmes que celles qui sont proposées pour l'extension de l'Egée. Ces hypothèses sont :
- un retrait vers le Sud de la zone de subduction hellénique ;
- l'effondrement gravitaire de la croûte épaissie par l'orogénèse hellénique ;
- le Golfe de Corinthe représenterait la prolongation en zone Egée de la faille nord anatolienne.
Ces différentes explications proposées ne sont pas indépendantes. Par exemple, l'effondrement gravitaire de la croûte épaissie est permis par le retrait du panneau plongeant africain, qui, en quelque sorte, libère de l'espace.

Selon Armijo *et al.* (1996), la faille nord anatolienne aurait commencé à se propager dans l'Egée il y a 5 Ma, cette extension aurait initié un «proto Golfe de Corinthe» lent. L'extension de la faille nord anatolienne vers le Sud et l'Ouest a progressivement réactivé d'anciennes structures extensives. Le rift de Corinthe réactivé il y a 1 Ma semble être la structure de ce type la plus récente. Armijo *et al.* (1996, 1999) suggèrent que l'extension dans le Golfe de Corinthe est reliée à la propagation vers le Sud de la faille nord anatolienne.

A partir de données géodésiques combinant des mesures satellitaires et GPS, Le Pichon *et al.* (1995) proposent que la quantité d'extension cumulée dans le Golfe de Corinthe soit plus grande à l'Est qu'à l'Ouest. Les auteurs suggèrent que la Grèce centrale représente une zone de transition entre une rotation anti-horaire de l'Anatolie et de l'Egée au Sud-Est et une rotation horaire du Nord de la Grèce, au Nord du Golfe de Corinthe. Cette situation conduit donc à une déformation dans le sens horaire au Nord du Golfe de Corinthe et à une déformation dans le sens anti-horaire au Sud. Il en découlerait des taux d'extension instantanés plus faibles à l'Est qu'à l'Ouest du rift de Corinthe. Ce paradoxe entre l'extension cumulée et l'extension actuelle s'explique par le fait que le Golfe de Corinthe se serait ouvert d'abord à l'Est et le processus de rifting se serait par la suite propagé vers l'Ouest depuis les 2,6 derniers Ma (Doutsos & Poulimenos, 1992). Cette différence de quantité d'ouverture se reflète également dans la répartition des épaisseurs de sédiments sous le Golfe actuel, cette épaisseur est plus importante à l'Est qu'à l'Ouest. L'épaisseur des sédiments à l'Est du Golfe atteint une valeur de 2.4 km (Clément, 2000). Bell *et al.* (2008), en utilisant les données de tomographie sismique de Zelt *et al.* (2004) proposent une épaisseur de sédiments de 2 km à l'Ouest du Golfe, passant à 2,8 km à l'Est.

1.1.5. Nappes helléniques

Le rift de Corinthe est superposé selon un angle quasiment droit aux nappes de charriage de la chaîne hellénique orientées NNO-SSE (Fig. 1.3). Ce sont la nappe ionienne, la nappe du Gavrovo-Tripolitsa, la nappe du Pinde et la nappe du Parnasse. La superposition des nappes du Gavrovo-Tripolitsa et du Pinde constitue une épaisseur d'environ 10 km. Ces nappes à vergence Ouest recoupent l'ensemble de la Grèce et se sont mises en place lors d'un évènement orogénique qui s'est propagé vers l'Ouest entre le début du Paléocène et le début du Miocène. La nappe ionienne se trouve à la base de l'empilement des nappes (à l'Ouest), la nappe de Gavrovo-Tripolitsa au milieu et la nappe du Pinde au sommet (à l'Est, Doutsos & Poulimenos, 1992). Chacune de ces nappes a subi une déformation polyphasée pendant la déformation hellénique.

La **nappe ionienne** affleure principalement en Epire et en Akarnanie, dans l'Ouest de la Grèce continentale et de manière plus ponctuelle dans le Nord-Ouest du Péloponnèse (Fig. 1.3). Elle comprend une séquence sédimentaire datant du Trias à l'Oligocène. Elle est composée de dépôts évaporitiques à la base (Trias), puis de faciès calcaires mésozoïques (de bassin) et de faciès de type «flysch» au sommet (turbidites clastiques, Oligocène), (Fleury, 1980). Les faciès triasiques évaporitiques sont considérés comme de très bons niveaux de décollement en Grèce continentale et dans le Nord-Ouest du Péloponnèse.

La **nappe du Gavrovo-Tripolitsa** s'étend du Sud du Péloponnèse ainsi qu'en Crète jusqu'au massif du Gavrovo au Nord en Epire (Fig. 1.3). Cette nappe est par la suite chevauchée par la nappe du Pinde dont le front atteint la zone ionienne. La nappe du Gavrovo-Tripolitsa comprend des séries sédimentaires du Trias à l'Eocène supérieur. Ce sont des sédiments carbonatés mésozoïques de plateforme d'une épaisseur de 1000 à 1500 m surmontés par des «flyschs» (turbidites clastiques éocènes) d'une centaine de mètres d'épaisseur (Thiébault, 1982). Dans le Sud du Péloponnèse, ces niveaux affleurent dans des fenêtres tectoniques qui recoupent la nappe du Pinde et sont métamorphisés. La nappe des Phyllades est composée de phyllites et de quartzites et a une épaisseur de 1,5 à 2 km. Selon Lekkas & Papanikolaou (1978) et Thiébault (1982), la nappe des Phyllades pourrait correspondre à la base de la nappe Gavrovo-Tripolitsa.

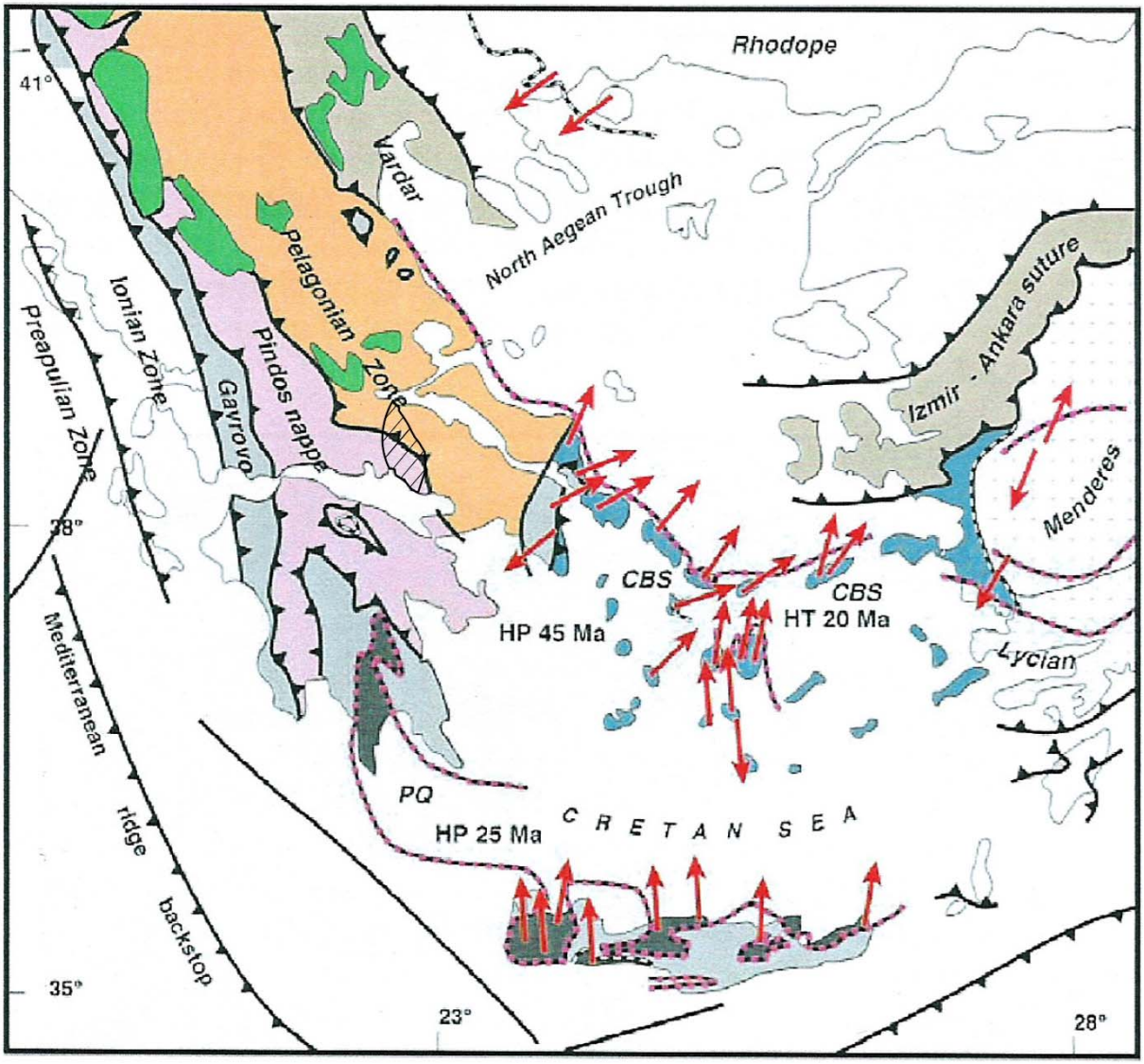


Figure 1.3 : Schéma structural de la zone égéenne montrant les nappes de la chaîne hellénique (Buick & Holland, 1989 ; Faure *et al.*, 1991 ; Lee & Lister, 1992 ; Gautier *et al.*, 1993 ; Gautier & Brun, 1994a ; Jolivet *et al.*, 1994, 1996 ; Foster & Lister, 1999, *in* Jolivet *et al.*, 2003, modifié). La nappe Phyllite-Quartzite (ou nappe des phyllades) est représentée en vert foncé, les ophiolites en vert clair, les «Cycladic Blueschists» en bleu, la zone de suture en vert pâle, la nappe du Parnasse en hachuré. L'unité Phyllite-Quartz (nappes des phyllades) est exhumée le long d'un détachement (tiretés rouges). Les flèches rouges représentent les directions d'extension de détachements à faible pendage qui exhument des roches de haute pression dans les Cyclades et en Crète. CBS = Cycladic Blueschists, PQ = Phyllite-Quartzite, HP = Haute Pression, HT = Haute Température.

La **nappe du Pinde** affleure dans le Péloponnèse et dans le Dodécanèse. Elle forme la majeure partie du pourtour du Golfe de Corinthe (Fig. 1.3). Cette série s'individualise dès la base du Trias moyen qui comprend des coulées volcaniques (Fleury, 1980).
Les premiers dépôts sans volcanisme apparaissent au Trias supérieur. A la limite Trias-Lias, un premier ensemble radiolaritique se met en place dans la partie axiale du bassin. Il est suivi par la généralisation au Lias du faciès calcaire du domaine pindique. Le Dogger et le Malm se caractérisent par des faciès radiolaritiques qui affleurent largement dans la zone frontale (Ouest) des écailles du Pinde (Fleury, 1980).

La fin du Jurassique et le début du Crétacé montrent un changement de configuration de la marge orientale du bassin pindique lié à la tectogenèse des zones internes (rapprochement de la nappe ophiolitique). La sédimentation est alors marquée par l'arrivée de matériel détritique dans certaines régions pindiques orientales («premier flysch du Pinde», Sébrier, 1977 ; Fig. 1.4.a).

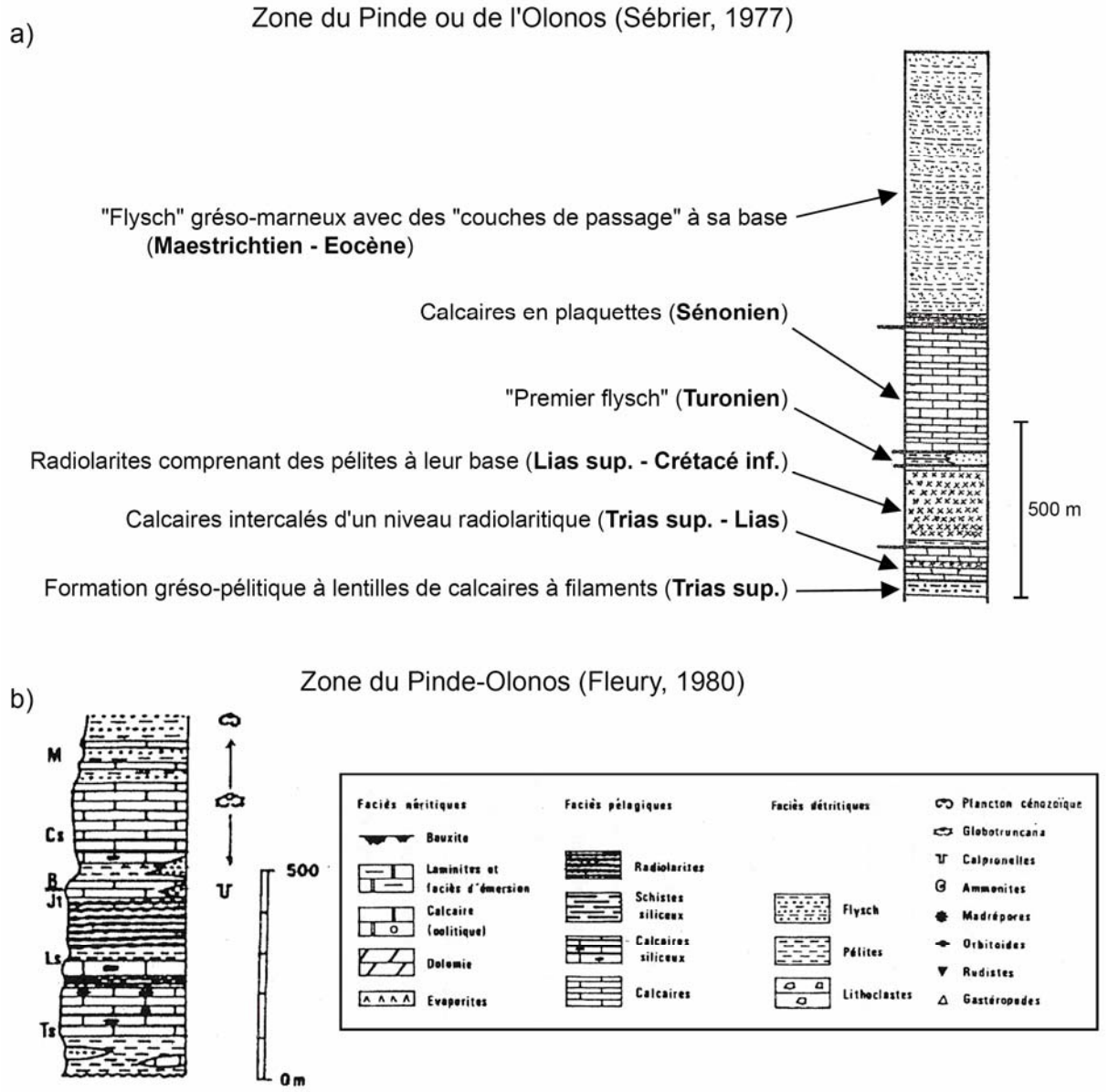


Figure 1.4 : Colonnes stratigraphiques de la nappe du Pinde d'après a) Sébrier (1977), modifié et d'après b) Fleury (1980). La colonne proposée par Sébrier (1977) est synthétique. Celle de Fleury (1980) comporte des informations paléontologiques ainsi qu'un profil d'érosion.

Au centre du bassin se déposent des calcaires pélagiques à Calpionelles. A la fin du Crétacé inférieur (Albo-Aptien), de nouvelles déformations des zones orientales entraînent des apports sableux (Fleury, 1980). L'axe du bassin est le lieu de dépôt de pélites à radiolaires. Au Crétacé supérieur se généralisent des faciès carbonatés pélagiques (calcaires en plaquettes, Fig. 1.4.a). Les carbonates d'eau profonde mésozoïques représentent une épaisseur de 1,5 km (Auboin *et al.*, 1963 ; Pham *et al.*, 2000).

Au Maastrichtien, une reprise d'érosion des régions orientales marque le retour de formations détritiques dans certaines régions bordières, ainsi que dans l'axe du bassin pindique. Le phénomène s'amplifie au Paléocène. L'Eocène voit l'installation du dépôt des «flyschs» (subsidence importante correspondant à des turbidites sableuses), alimentés en partie par le front orogénique à l'Est (Fleury, 1980).
Le terme «Olonos», souvent associé au Pinde (Fig. 1.4.a et b), est utilisé dans le Péloponnèse (Sébrier, 1977).

La **nappe du Parnasse** affleure en Grèce continentale et au Nord-Est du Péloponnèse (Fig. 1.3). La nappe du Parnasse correspond à un haut-fond subsident où se sont déposés des calcaires néritiques du Trias au Crétacé supérieur (Flotté, 2003). Ce haut fond séparait le sillon du Pinde du bassin de la zone béotienne caractérisée par des faciès néritiques du Trias au Jurassique supérieur, pélagiques au Crétacé inférieur puis terrigènes («flysch») du Crétacé à l'Eocène (Cadet *et al.*, 1980).

Ghisetti & Vezzani (2005), en sommant l'épaisseur des Unités du prérift superposées en marge Sud du rift de Corinthe, estiment que l'épaisseur du prérift serait de 8 à 11 km à l'Est pour décroître vers l'Ouest à une valeur de 2 à 5 km.

1.2. Golfe de Corinthe

1.2.1. Présentation

Le Golfe de Corinthe est une structure d'allongement Est-Ouest. Il se trouve entre la Grèce continentale au Nord et le Péloponnèse au Sud. Il est orienté ONO-ESE (N100°E), (Fig. 1.5). Le rift de Corinthe a une longueur de 105 km pour une largeur maximale de 30 km au niveau du Golfe d'Itea (côte Nord, Fig. 1.5) et au premier tiers de la distance entre les villes d'Akrata et de Xylocastro (équivalent sur la côte Sud, Fig. 1.5). Il se resserre vers son entrée Ouest où sa largeur se réduit à 2 km (Perissoratis *et al.*, 2000), au niveau de Rion-Antirion (Fig. 1.5). C'est à cet endroit qu'a été construit le bel ouvrage d'art qui relie les deux villes de Rion (côte Sud) et Antirion (côte Nord) et achevé en 2004. Le Golfe de Corinthe s'élargit à nouveau vers l'Ouest, après la ville de Patras, passant au Golfe de Patras (Fig. 1.5). Le Golfe de Corinthe se ferme vers l'Est au niveau du canal de Corinthe.

Heezen *et al.* (1966) a défini simplement le Golfe de Corinthe comme étant constitué d'une côte («continental shelf»), d'une pente («continental slope») et d'un fond, c'est-à-dire trois zones morphologiques.

La bathymétrie du Golfe présente une forte asymétrie entre la partie Est et la partie Ouest. Le maximum de profondeur se trouve à proximité de la ville de Xylocastro (Fig. 1.5), avec une valeur de -860 m (Brooks & Ferentinos, 1984). Vers l'Ouest, la profondeur diminue progressivement pour atteindre de -60 m à -62 m au niveau du resserrement de Rion-Antirion (Perissoratis *et al.*, 2000 ; Moretti *et al.*, 2003). A partir du maximum de profondeur, la profondeur diminue également vers l'Est.

La côte Sud est très découpée. Aux embouchures des rivières, la côte présente localement des structures radiales (Figs 1.5 et 1.6) typiques de la formation de deltas. Ces structures radiales se forment par dépôt de sédiments lors de déplacement latéraux successifs de la rivière à la faveur de crues ou lorsque le cours de la rivière est affecté par l'activité tectonique (ou par celle de l'Homme). Les rivières Selinous et Kerinitis sont de bons exemples de cours d'eau affectés par le jeu de failles normales. Des recherches ont mis en évidence les positions successives de la rivière Kerinitis avec le temps (Pavlides *et al.*, 2004). Ces positions sont en outre clairement identifiables sur des photos aériennes.



Figure 1.5 : Vue satellite du Golfe de Corinthe. Le pont Rion-Antirion se distingue entre le Golfe de Corinthe à l'Est et le Golfe de Patras à l'Ouest. La terminaison Est du Golfe de Corinthe est marquée par l'isthme de Corinthe avec le canal de Corinthe qui relie le Golfe à la mer Egée.

La rivière a migré dans le sens inverse des aiguilles d'une montre à partir de 1200 BP (Pavlides *et al.*, 2004).

Dans le cadre de Corinthe, les deltas qui se forment sont de type gilbertien. Quelques structures équivalentes se forment sur la côte Nord mais elles sont beaucoup moins répandues en raison d'un moins grand nombre de rivières se jetant dans le Golfe. Les deltas de la côte Nord sont le delta de la rivière Mornos (Piper *et al.*, 1980, 1990 ; Lykousis, 1990), les deltas de l'Acheloos et de l'Evinos (Piper & Panagos, 1981 ; Piper *et al.*, 1982).

Le Golfe de Corinthe présente une asymétrie bathymétrique N-S car les pentes de la côte Nord sont moins prononcées (entre 10° et 20°) que les pentes de la côte Sud (entre 30° et 40°), (Brook & Ferentinos, 1984). Cette pente peut représenter (1) un mur de faille comme dans la région des villes de Platanos et d'Akrata (faille d'Eliki Est, Fig. 1.6) ou (2) l'inclinaison de dépôts sédimentaires (pente de stabilité). Ce second cas est bien illustré sur la figure 1.6. La ligne de côte est nettement visible à l'Est de la ville d'Aigion. Vers le large, une seconde linéation se distingue bien, c'est la ligne de rupture de pente (entre la zone rouge et la bande jaune, Fig. 1.6), se situant aux environs de -50 m. Les lignes de côte et de rupture de pente sont clairement disjointes vers l'Est mais ne cessent de se rapprocher jusqu'à ce que qu'elles soient quasiment confondues au niveau du point d'entrée en mer de la trace du segment Est de la faille Heliki. Entre Aigion et Diakopfto se développent des Gilbert-deltas au profil tripartite très caractéristique à l'exutoire des rivières Selinous, Kerinitis, Vouraikos et Ladopotamos. Ces deltas se forment sur le «hangingwall» des failles d'Heliki et d'Aigion.

Il est possible d'expliquer la répartition des profondeurs de la façon suivante :
- la zone de déplacement latéral de la rivière correspond à la plaine alluviale ;
- la ligne de côte (le 0 m) est une zone de transition entre le milieu continental et le milieu marin ;
- la zone en rouge (de 0 m à -50 m) contient des dépôts de debris-flow modernes (McNeill *et al.*, 2007), elle serait interprétée comme le résultat de l'augmentation du niveau marin relatif ;
- la zone de rupture de pente est interprétée comme le passage du toit du delta (topset) au front du delta (foreset) ;
- la bande jaune très pentée correspond au front du delta (entre -100 et -200 m) ;
- la zone verte (entre -200 m et -300 m) correspond aux dépôts de pieds de delta (bottomset) et de bassin profond (prodelta).
Il n'est plus possible d'effectuer cette zonation plus loin vers l'Est.

La morphologie sous-marine de la partie centrale-ouest du Golfe est dominée par un réseau de canyons orientés SO-NE qui nourissent un chenal axial (Fig. 1.6). Ce chenal n'a été observé que dans cette partie du Golfe (McNeill *et al.*, 2005 et Fig. 1.6). La côte Sud est caractérisée par ces canyons qui sont rares sur la côte Nord (Ferentinos *et al.*, 1988 ; Papatheodorou & Ferentinos, 1997). Les canyons de la côte Sud entre les villes d'Aigion et de Dervini sont bien développés lorsqu'aucune faille ne limite la côte. Par exemple, ils sont absents au niveau de la ville d'Akrata car la trace de la faille d'Eliki passe au niveau de la côte. Par contre, ils sont bien identifiés aux débouchés des rivières Vouraikos et Kerinitis (Fig. 1.6). Puisque ces canyons sont localisés au niveau des points d'entrée des rivières dans le Golfe, ils seraient creusés par les écoulements gravitaires qui se produisent à la faveur de crues ou de déstabilisations de la pente, dans des dépôts de Gilbert-deltas (Ferentinos *et al.*, 1988 ; Lykousis *et al.*, 2007b). Des déstabilisations d'origine gravitaire affectent également les pentes des deltas (Ferentinos *et al.*, 1988). Des levées ont été identifiées de part et d'autre du chenal axial sur la coupe sismique publiée par McNeill *et al.* (2005) ce qui confirme leur origine gravitaire (leur Fig. 3a et Fig. 1.6) tout comme la rupture de câbles sous-marins sur la côte Sud (Heezen *et al.*, 1966). La pente du flanc Nord du chenal axial est accentuée par la présence d'une faille à pendage vers le Sud (McNeill *et al.*, 2005).

Le fond du Golfe serait constitué de 1000 m de turbidites associées à des «debris flows» (Brooks & Ferentinos, 1984) sur un total d'environ 2 km de sédiments synrifts. A partir d'une compilation de données publiées, Bell e*t al.* (2008) proposent un âge de 1,5 Ma pour les sédiments les plus vieux situés sous la partie Ouest du Golfe actuel et suggèrent un taux de sédimentation de 0,45 à 0,6 mm/a pour les unités datant d'au plus 400 ka, sous le Golfe actuel (zone centrale du Golfe). Westaway (2002) propose une valeur moyenne de sédimentation dans tout le Golfe d'environ 0,25 mm/a en rappelant que Perissoratis *et al.* (2000) proposent un taux d'apport sédimentaire par les rivières au Golfe d'environ 850 000 t/an. A partir de carottes de sédiments et de surfaces datées sur des lignes sismiques, Moretti *et al.* (2004) estiment le taux maximum de sédimentation au centre du Golfe de Corinthe à 1,8 mm/a au cours des derniers 20 ka.

Le rift de Corinthe est le siège d'une sismicité active (Fig. 1.7). Le premier tremblement de terre mentionné dans les textes de philosophes et historiens date de 373 BC. Ce dernier est responsable de la destruction de l'ancienne ville d'Helike (Marinatos, 1960 ; Pavlides *et al.*, 2003).

Par la suite, les failles responsables des séismes de 1748 (magnitude, M proche de 6), 1817 (M≈6), 1861, 1888 (M≈6) ont été plus ou moins bien identifiées, certains d'entre eux provoquant des ruptures en surface qui ont été transcrits dans les écrits de l'époque. L'étude de la faille d'Aigion a montré qu'il y a eu trois séismes importants dans l'intervalle 540-1160 AD – 1817-1888 (Pantosti *et al.*, 2004).

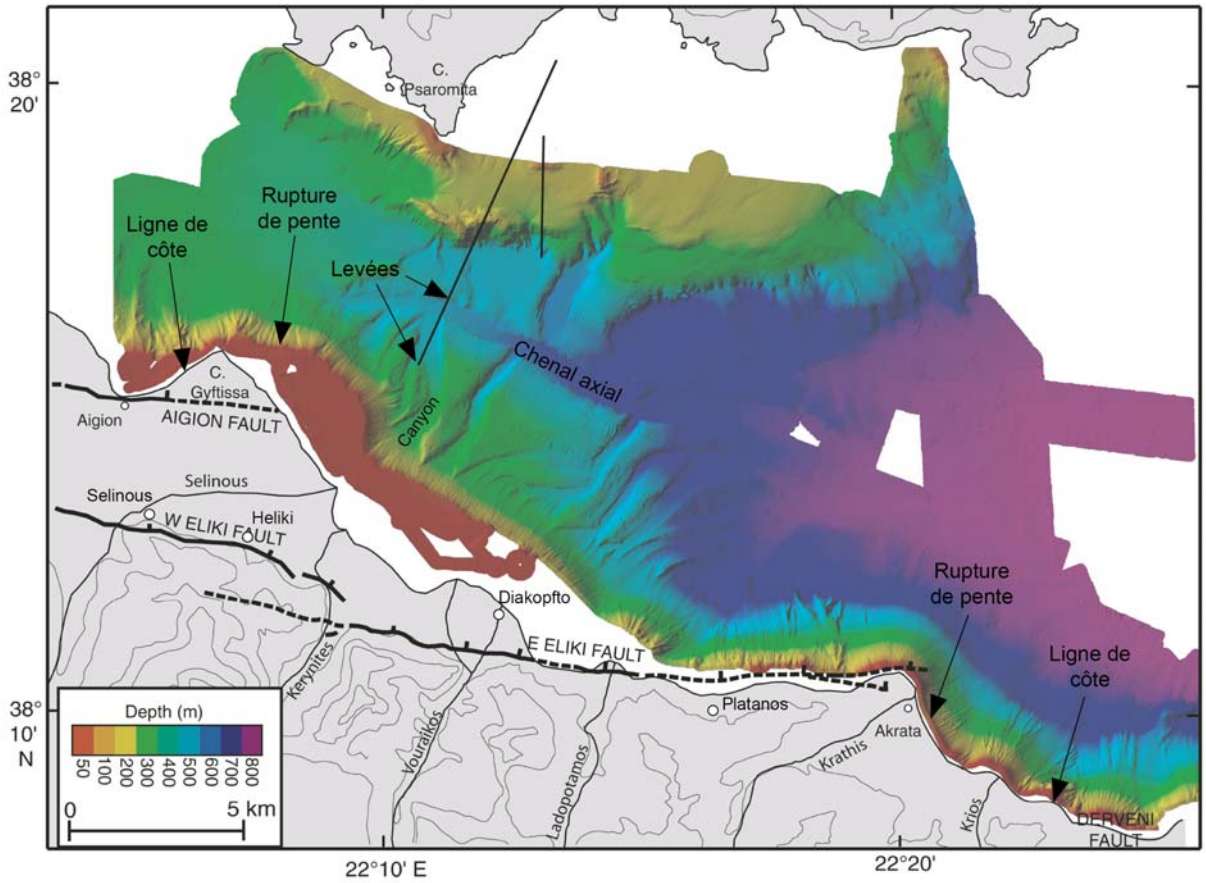


Figure 1.6 : Carte bathymétrique de la partie centrale-ouest du Golfe de Corinthe, entre les villes d'Aigion (à l'Ouest) et de Derveni (à l'Est). Le fond du Golfe est découpé par des canyons ainsi que par un chenal qui est orienté selon l'axe du Golfe ainsi que par des failles actives. La ligne de côte ainsi que la rupture de pente sur le flanc Sud sont indiquées (modifié d'après McNeill *et al.*, 2005).

A partir de 1965, le développement de l'instrumentation géophysique a permis une meilleure étude des séismes (Pacchiani, 2006 ; Fig. 1.7). Le dernier séisme de grande ampleur, d'une magnitude de 6,2 a été ressenti à Aigion le 15 juin 1995 (Fig. 1.7) provoquant un raz de marée et des dégâts dans la ville. L'épicentre se situe au large de cette ville, près de la côte Nord. Le séisme le plus récent dont l'épicentre était localisé dans le Golfe de Corinthe date du 26 mai 2008.

Le rift de Corinthe présente à la fois des failles «offshores» et des failles «onshores».
- Les failles «offshores» présentent très souvent de forts pendages avec des escarpements significatifs montrant que la déformation est répartie sur tout le réseau de failles. La côte Nord est limitée par des failles qui sont distribuées en échelon avec une orientation Est-Ouest. Les failles majeures le long de la côte Sud et qui limitent le Golfe actuel ont une direction Ouest-Nord-Ouest et sont plus importantes (Fig. 1.8). L'assemblage en échelon des failles permet d'accommoder la différence entre leur direction et la direction N-S de l'extension.

- Les failles «onshores» constituent sur la côte Sud, entre Aigion et Derveni, un réseau de failles normales dont les majeures ont une direction comprise entre N90°E et N110°E, un pendage moyen de 45° à 65°N et limitant des blocs de 4 à 6 km de large (Fig. 1.8). La taille des blocs augmente vers l'Est, au niveau des villes d'Akrata et de Corinthe. Les failles de Corinthe ont été étudiées afin de contraindre la propagation ainsi que la connectivité des failles normales (Roberts *et al.*, 1993 ; Roberts, 1996a et b ; Morewood & Roberts, 1999 ; Cowie & Roberts, 2001 ; Ford *et al.*, 2007a). Les glissements récents ont été estimés par l'utilisation de marqueurs géomorphologiques (McNeill & Collier, 2004 ; DeMartini *et al.*, 2004 ; Houghton *et al.*, 2003). La déformation en extension recoupe environ à angle droit la fabrique héritée de l'orogénèse hellénique (N-S).

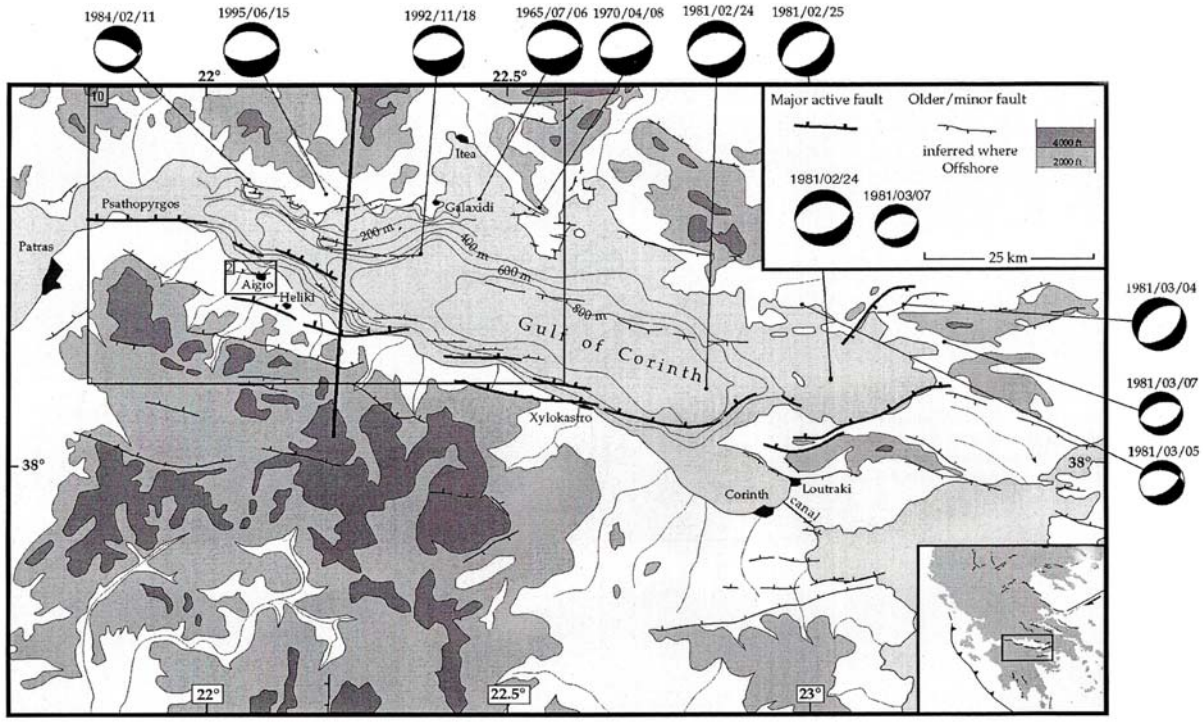


Figure 1.7 : Localisation des principaux séismes du Golfe de Corinthe depuis 1965 (1965, 1970 : Baker *et al.*, 1997 ; 1981, 1984 : Taymaz *et al.*, 1990 ; 1992 : Bernard *et al.*, 1997 ; les mécanismes sont de Hatzfeld *et al.*, 1996 ; 1995 : Bernard *et al.*, 1997) et des failles actives (d'après Armijo *et al.*, 1996).

Les failles du flanc Sud sont supposées être plus anciennes que les failles du flanc Nord (Dufaure, 1975 ; Sébrier, 1977 ; Jackson & McKenzie, 1983 ; Ori, 1989). Ceci a amené Dufaure (1975), Ori (1989) et Seger & Alexander (1993) à proposer que le rift de Corinthe, était, au début de son histoire, limité par des failles sur son flanc Sud, le rendant plus large qu'actuellement. Plus tard, des failles à pendage Sud se sont développées, ce qui a provoqué un soulèvement de la côte Nord et une diminution de la largeur du rift jusqu'à atteindre sa dimension actuelle.

Le Golfe de Corinthe a été pendant longtemps considéré comme un demi graben asymétrique (Sorel, 2000 ; Rigo *et al.*, 1996). Il était supposé que seule la côte Sud soit limitée par une faille active et que la côte Nord ne subisse que de la flexure (Armijo *et al.*, 1996). Moretti *et al.* (2003) publient des coupes sismiques interprétées à partir de données pétrolières qui sont présentées en figure 1.9.

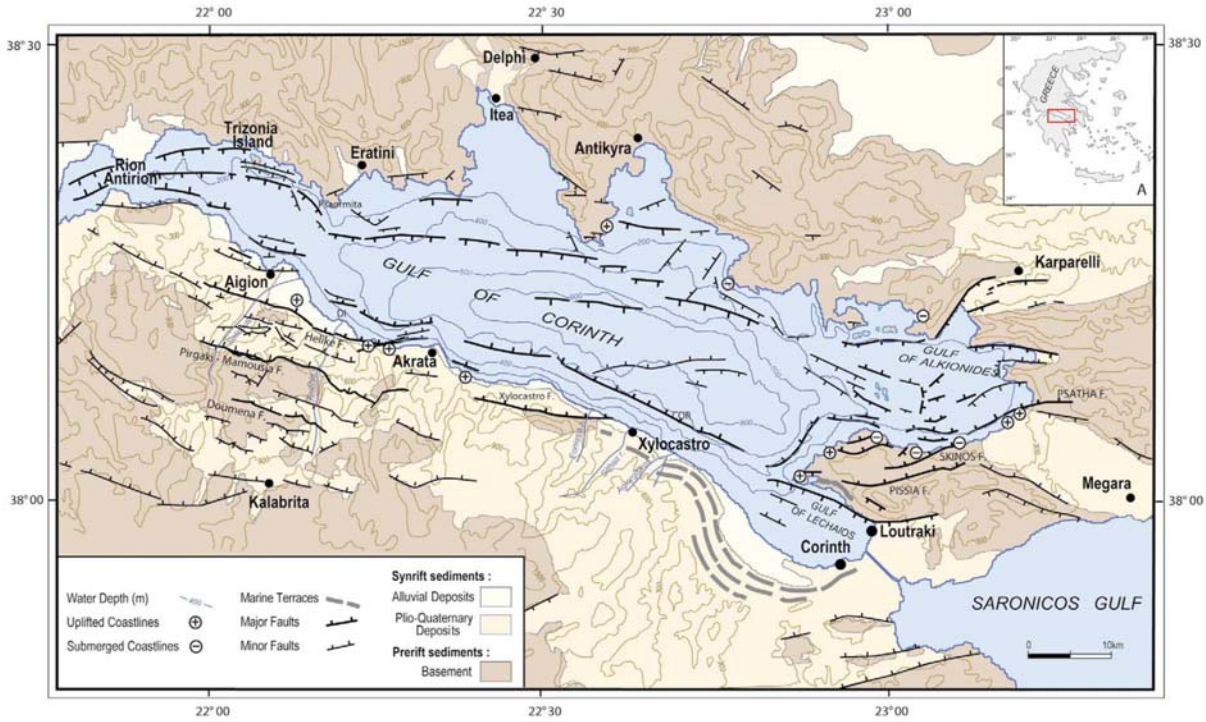


Figure 1.8 : Carte structurale du Golfe de Corinthe, modifiée d'après Armijo *et al.* (1996), Sakellariou *et al.* (2001) et Stefatos *et al.* (2002). Le schéma structural de la côte Sud au niveau de la ville d'Aigion est inspiré de la carte de Ghisetti *et al.* (2001), (d'après Moretti *et al.*, 2003).

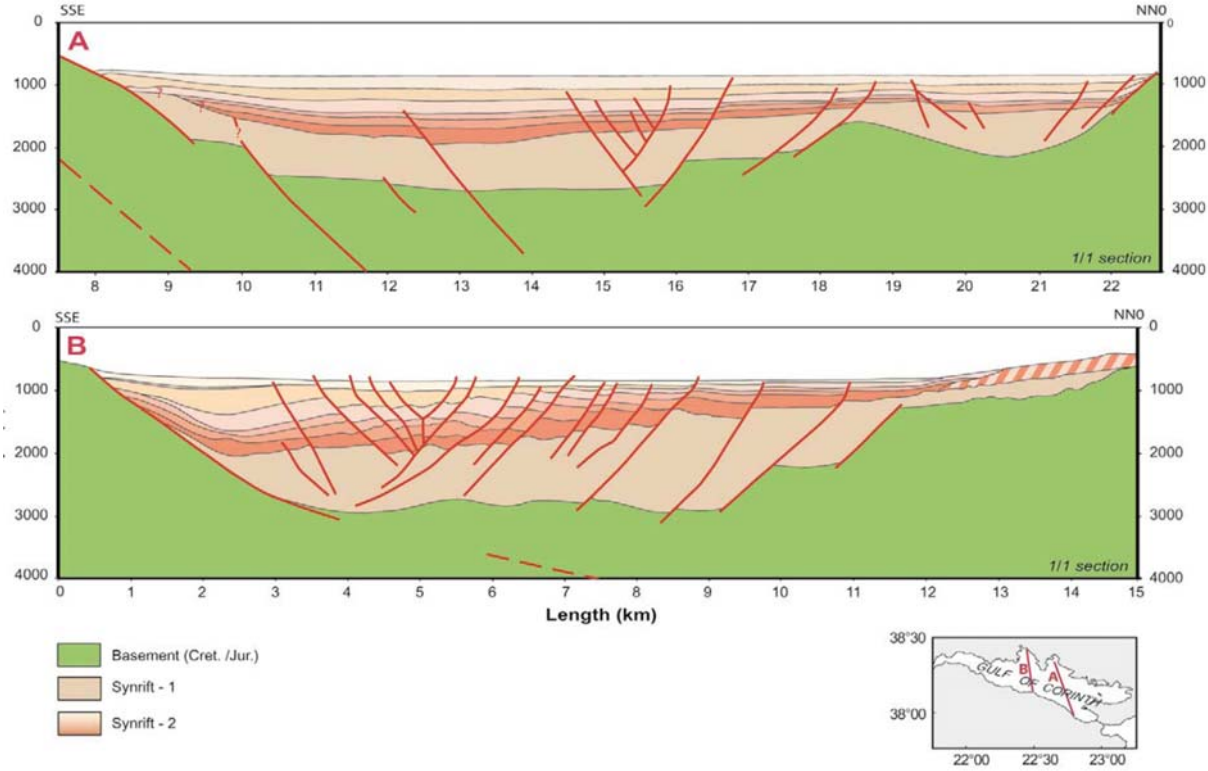


Figure 1.9 : Coupes sismiques à travers le rift de Corinthe démontrant bien qu'il ne représente pas un demi-graben asymétrique. La position des coupes A et B est donnée dans l'encart (d'après Moretti *et al.*, 2003).

Il est clairement visible qu'à la fois le flanc Nord et le flanc Sud du rift sont affectés par des failles normales. Sur ces coupes sismiques (Fig. 1.9) peuvent être reconnues l'unité synrift inférieure et l'unité synrift supérieure identifiées par Sachpazi *et al.* (2003) puis par Bell *et al.* (2008). Sur la coupe de la figure 1.9.b, les failles à pendage vers le Nord contrôlent l'unité synrift supérieure et les failles à pendage Sud contrôlent l'unité synrift inférieure. Ces données mettent en évidence que la mise en place du graben était contrôlée et est toujours contrôlée par les déplacements le long de diverses failles et non pas par une seule et unique (Fig. 1.8 et Moretti *et al.*, 2003). Le schéma de subsidence actuel ne peut pas être expliqué par un modèle de demi-graben (Moretti *et al.*, 2003).

L'activité des failles de la côte sud subit, depuis le début du rifting, une migration vers le Nord (Goldsworthy & Jackson, 2001 ; Moretti *et al.*, 2003 ; Leeder *et al.*, 2003). La migration totale est estimée de 25 à 30 km (Armijo *et al.*, 1996). Cela se traduit par l'arrêt de l'activité des failles situées les plus au Sud (par exemple, la faille de Pirgaki, au Sud de la ville d'Aigion, Fig. 1.8) et par la prise de relais des failles localisées plus au Nord (par exemple, les failles d'Heliki ou d'Aigion, Fig. 1.8).
Moretti *et al.* (2003) proposent une évolution du Golfe de Corinthe en deux phases marquées par un déplacement du dépocentre. Durant la première phase, le dépocentre était localisé au Nord du bassin. Il a ensuite progressivement migré vers le Sud pendant la seconde phase. Une évolution Est-Ouest du dépocentre a été mise en évidence par Sakellariou *et al.* (2001) et Stefatos *et al.* (2002). Le dépocentre aurait évolué depuis une localisation au Sud dans la partie Est du Golfe vers une localisation au Nord dans la partie Ouest.

1.2.2. Problématiques et thèmes de recherche scientifiques

Le Golfe de Corinthe est une structure géologique exceptionnelle car c'est un rift jeune et actif dont le taux d'extension atteint des valeurs considérables. Il est en outre le rift le plus actif d'Europe. Le rift de Corinthe constitue un laboratoire géologique naturel dont l'étude a motivé la mise en place du projet européen «Corinth Rift Laboratory» (Cornet *et al.*, 2004). Les principaux thèmes et problématiques de recherche sont les suivants :
- Quel est le moteur ou quels sont les moteurs de l'ouverture du rift ?
- Différents modèles tectoniques du rift ont été proposés (*cf.* § 1.2.3). Lequel semble être le plus apte à expliquer les observations géologiques et de quelle façon le démontrer ?
- Comment a évolué le rift de Corinthe depuis son ouverture jusqu'à nos jours ? Cette question est liée au modèle tectonique suivi et pose également la question du nombre d'étapes d'évolution et de l'âge de début d'ouverture.
- Combien d'étapes de mise en place du rift est-il possible de mettre en évidence ? Quelle est leur durée ? Différents modèles ont été proposés qui suggèrent une évolution en une, deux ou trois étapes (*cf.* § 1.2.3). Quelle est la signification de ces étapes en terme de changements tectoniques, environnementaux, stratigraphiques ?
- Un thème de recherche actif dans le Golfe est l'étude du réseau de failles normales. Si son étude est assez aisée en surface, il en est très différemment en profondeur. A cette problématique se rattachent plusieurs questions. Quel est le degré de connectivité des failles ? Quelle est leur longueur moyenne ? Quelles sont les dimensions des blocs que ces failles limitent ?
- Comment se comportent les failles en profondeur ? Existe-t-il un détachement ou pas sur lequel elles viendraient se brancher ?

- Nature du remplissage sédimentaire synrift : épaisseur ? stratigraphie ? Comment varie latéralement cette stratigraphie (passage latéraux ? variations d'épaisseur) ? Comment établir des corrélations latérales ?

1.2.3. Modèles d'ouverture

L'âge du début d'ouverture du Golfe est toujours en débat. D'après Keraudren & Sorel (1987) et Ori (1989), elle est censée avoir commencé au Pliocène.

Une zone de microsismicité, d'une épaisseur de 1 à 2 km, à pendage Nord est située sous le Nord du Péloponnèse et sous la côte Nord du Golfe. Ces microséismes sont interprétés par Bernard *et al.* (1997) et Rietbrock *et al.* (1996) comme un plan de glissement de direction E-O et de pendage Nord d'une valeur de 20°. Les valeurs des pendages des failles en surface sur la côte Sud sont en moyenne de 45 à 65°. Il faut donc expliquer le type de contact qu'il y a entre ces failles très pentées et ce plan de glissement à faible pendage.

Il existe actuellement deux grandes familles de modèles d'ouverture différentes qui reposent sur des données ainsi que des concepts géologiques différents. Il s'agit 1) des modèles proposant un détachement à faible pendage qui s'appuient sur des données de microsismicité (Rigo *et al.*, 1996) ou sur des données de terrain (Sorel, 2000 ; Flotté & Sorel, 2001 ; Flotté, 2003 ; Flotté *et al.*, 2005) et 2) le modèle sans détachement (Westaway, 2002). Dans le groupe 1), le type de contact en profondeur entre les failles de surface et le détachement varie selon le modèle considéré.

- **Modèle à détachement à faible pendage basé sur la microsismicité**

Rigo *et al.* (1996) utilisent des données de microsismicité recueillies dans la région de Psathopyrgos (Section a, Fig. 1.10.a et Fig. 1.7) et d'Aigion (Section b, Fig. 1.10.b). Le maximum de l'activité sismique semble se concentrer dans une bande située entre 6 et 11 km de profondeur. La zone sismogénique entre les villes de Patras et d'Aigion ne dépasse pas les 15 km de profondeur (± 2 km). Rigo *et al.* (1996) proposent un plan nodal à faible pendage vers le Nord, d'une valeur de 15° (± 10°) en utilisant les mécanismes au foyer et correspondant à un détachement. Ce détachement se prolongerait vers le Nord pour finalement disparaître dans la zone ductile de la partie inférieure de la croûte (Fig. 1.10).
Dans leur modèle, présenté en figure 1.10, Rigo *et al.* (1996) proposent que les failles qui coupent la surface ne sont pas listriques. Les auteurs suggèrent des segments de failles incurvés qui sont censés représenter la continuité des failles de surface en profondeur. Ces segments se branchent de façon tangentielle sur le plan à faible pendage. Sur la section b (Fig. 1.10.b), le détachement soulignerait la base de la zone sismogénique.

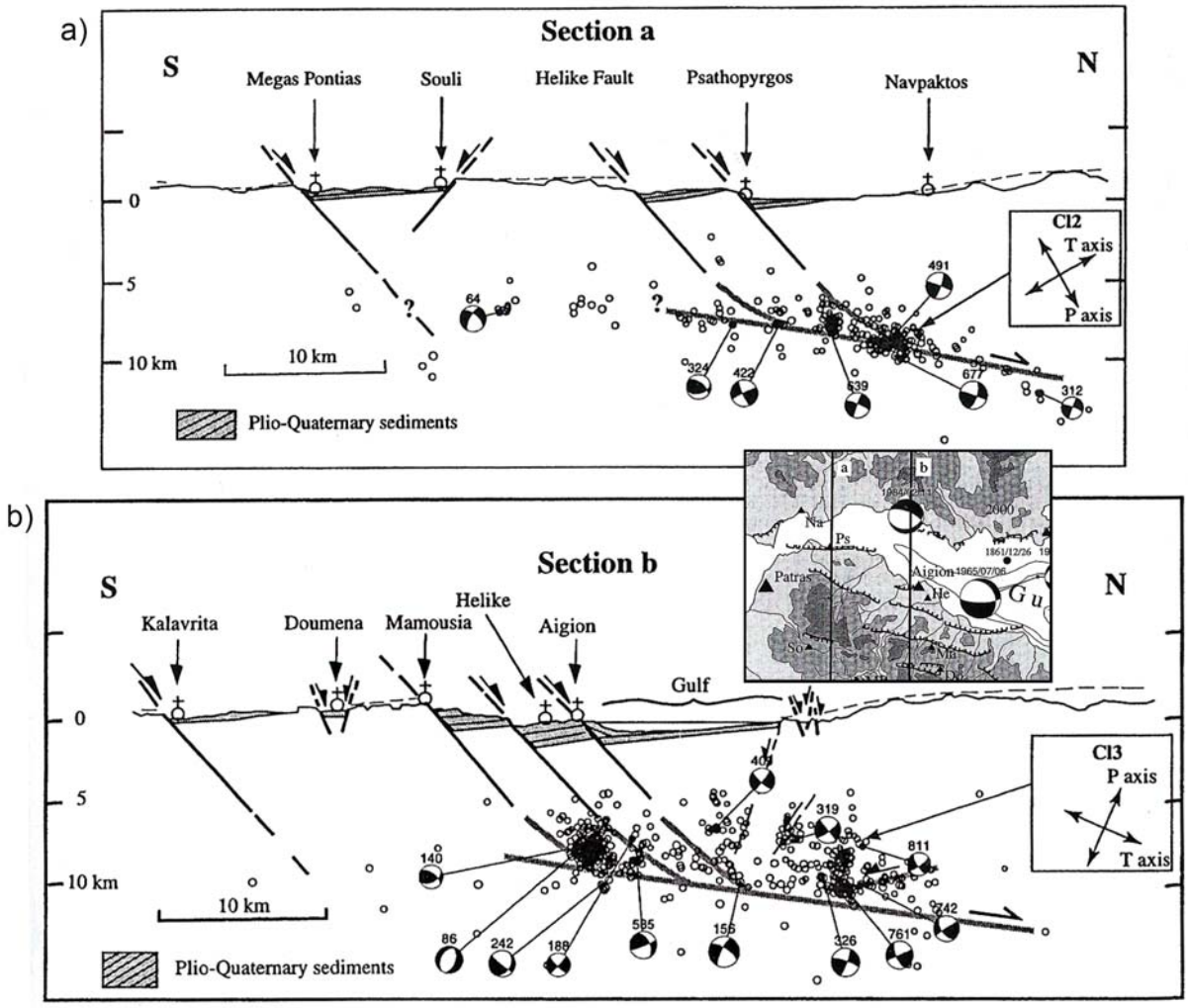


Figure 1.10 : Modèle de détachement à faible pendage de Rigo *et al.* (1996). a) Coupe orientée Nord-Sud passant à l'Est de la ville de Patras. b) Coupe orientée Nord-Sud et passant à proximité de la ville d'Aigion. La localisation des tracés est donnée sur la carte dans l'encart (modifié d'après Rigo *et al.*, 1996).

Bernard *et al.* (2006) ont travaillé à l'Ouest du Golfe, dans la région d'Aigion. Ils ont identifié une bande de sismicité entre 5 et 10 km de profondeur, de 2 à 2,5 km d'épaisseur qui présente un faible pendage vers le Nord sur laquelle viennent se brancher les failles normales actives et à pendage élevé. Ces résultats se rapprochent donc de ceux de Rigo *et al.* (1996).

- **Modèle de détachement à faible pente basé sur des données de terrain**

Doutsos & Poulimenos (1992) proposent que les failles à pente accentuée viennent se brancher sur une faille normale à faible pendage à une profondeur de 7 à 10 km. Dans le modèle présenté par les auteurs, les failles qui affleurent en surface sont listriques. La coupe de référence est orientée Nord-Sud et passe par la ville d'Aigion (Figs 1.6 et 1.8). Le tracé du détachement à faible pendage est en tiretés mais son allure ne semble pas montrer qu'il peut rejoindre la surface.

En outre, Doutsos & Poulimenos (1992) qualifient cette portion du rift de Corinthe de graben asymétrique, peut-être en raison de pendages plus importants pour les failles de la côte Nord, visibles sur leur modèle, de l'absence de failles listriques sur le flanc Nord ? La raison la plus évidente doit être la présence du détachement à faible pendage sous la côte Nord qui évoque le modèle d'extension «simple shear». Le modèle de Doutsos & Poulimenos (1992) semble constituer le précurseur parmi les auteurs favorables à l'existence d'un détachement en profondeur.

Sorel (2000) identifie des dépôts bréchiques de climat froid («cold-climate breccia», Sorel, 2000 ou «cryoclastic breccias», Flotté *et al.*, 2005). Ces brèches scellent une faille à faible pendage Nord (25°) qui s'horizontalise vers le Nord. D'après l'étude de la coupe de la vallée de la rivière Krathis (Fig. 1.11.a, Fig. 1.6), Sorel (2000) met en évidence des structures de type «rollover», ainsi que des basculements de formations sédimentaires vers le Sud.
Selon le modèle proposé par Sorel (2000), les failles (ex. les failles de Stolos, Valimi et Voutsimo, Fig. 1.11.a) qui contrôlent ces basculements rejoignent une faille de détachement dont le mouvement est ainsi transmis en surface. Il y aurait eu une constante migration vers le Nord du Golfe depuis le début de l'ouverture (Sorel, 2000), avec formation de nouvelles failles normales, les anciennes failles à fort pendage de la partie Sud se trouvent bloquées (Flotté *et al.*, 2005). Selon le modèle de Sorel (2000), les sédiments les plus anciens sont situés au Sud. Les sauts de failles vers le Nord ont conduit à la migration de la sédimentation vers le Nord (Sorel *et al.*, 1997). La migration vers le Nord du Golfe est accompagnée par l'accumulation de déplacement sur une faille de détachement située à faible profondeur (Fig. 1.11.b). Le détachement est appelé le détachement du Khelmos (Figs 1.11.a et b) et représente, d'après Sorel (2000) l'expression du détachement sismiquement actif et situé sous le Golfe actuel. Le détachement de Khelmos serait actuellement inactif, le déplacement se poursuivrait sur la faille d'Heliki (Sorel, 2000). Les failles normales à fort pendage ne représenteraient que des structures de second ordre par rapport au détachement du Khelmos et leur profondeur serait dépendante de l'épaisseur du toit du détachement.
Sorel (2000) propose un début d'ouverture du Golfe de Corinthe il y a 900 000 ans avec une unique étape d'ouverture, basé sur la mise en évidence des dépôts bréchiques.

Flotté *et al.* (2005) précisent l'évolution dans le temps du détachement du Khelmos qui représente l'expression de la Faille Majeure du Nord Péloponnèse (NPMF, Flotté *et al.*, 2005) dans le rift de Corinthe. Flotté & Sorel (2001) proposent un intervalle d'âge pour le début d'ouverture du Golfe entre 1 et 1,5 Ma.

- **Modèle sans détachement**

Westaway (2002) critique à la fois le taux d'extension d'une valeur de 15 mm/a proposé par Sorel (2000) en estimant qu'il est surestimé, ainsi que la nécessité d'avoir des failles normales à faible pendage pour obtenir ce taux d'extension élevé. Westaway (2002) ne confirme pas la valeur du pendage initial du détachement proposée par Sorel (2000) après avoir repris des calculs de restauration.
Selon son modèle, Westaway (2002) estime qu'il est possible de mettre en place des structures de type «rollover» sans structure de type détachement (Fig. 1.12.b). Westaway (1996) a montré que le relief a augmenté de façon conséquente il y a environ 1 Ma. Cette idée avait déjà été évoquée par Ori (1989) d'après l'étude de Gilbert-deltas. Ainsi Westaway (2002) estime qu'il est difficile de concevoir qu'une seule faille à faible pendage ait pu jouer pendant cette période de changement.

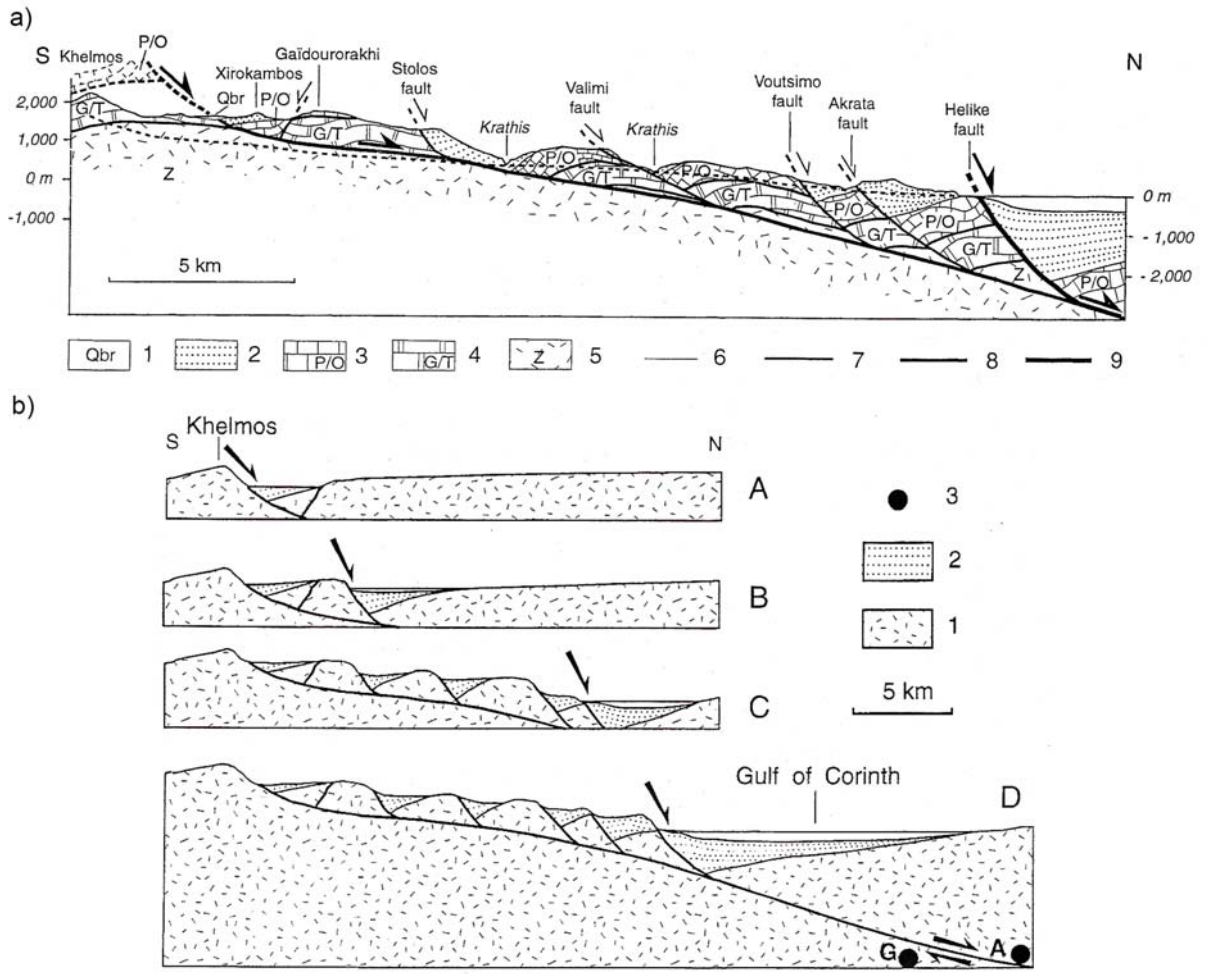


Figure 1.11 : a) Coupe orientée Nord-Sud le long de la vallée de la rivière Krathis d'après Sorel (2000). 1 : Brèche Pléistocène inférieur à début Pléistocène moyen (QBr = Brèches quaternaires). 2 : Dépôts synrifts Pléistocène inférieur à Holocène. 3 : Nappe du Pindos-Olonos (P/O) constituée de plus de 500 m de calcaires sénoniens. 4 : Nappe du Gavrovo-Tripolitsa (G/T). 5 : Groupe de Zarouchla. 6 : Contact stratigraphique. 7 : Chevauchements alpins ou failles normales bloquées. 8 : Détachement de Khelmos (bloqué). 9 : Faille d'Héliki (active et probablement connectée au détachement sismique sous le Golfe). La ligne en tiretés symbolise le profil de la rivière Krathis. b) Modèle d'évolution du Golfe de Corinthe en quatre étapes d'après Sorel (2000). A) : «Early rift» caractérisé par l'activité de la faille du Khelmos. B) Etape d'activité de la faille de Stolos. C) Etape d'activité de la faille d'Akrata (300-400 ka). D) Etat actuel avec proposition de connexion du détachement de Khelmos avec la faille sismique à faible pendage sous le Golfe. 1 : «Socle» alpin. 2 : Sédiments synrifts. 3 : Microséismes. G et A localisent par projection sur la coupe respectivement les séismes de Galaxidi et d'Aigion.

L'auteur appuie cette critique par les résultats de Westaway (1998, 1999) qui montrent que pour créer une faille normale à faible pendage, il est nécessaire d'avoir une rotation des contraintes par d'importants flux de croûte inférieure et dirigés vers le toit de la faille. Ainsi, Westaway (1996, 1998, 2002) suggère fortement que l'augmentation du relief a été créée par un important flux de croûte inférieure sous le «footwall». Cela va avoir pour action de faire tourner les contraintes dans le sens opposé expliquant ainsi pour quelle raison les failles limitant la partie Ouest du Golfe présentent un pendage élevé (Fig. 1.12.a).

La rotation des contraintes permet également d'expliquer la diminution progressive du pendage des failles, les rendant inactives et leur remplacement par de nouvelles failles au pendage à nouveau plus élevé et à l'orientation optimale par rapport au nouveau champ des contraintes (Fig. 1.12.a).

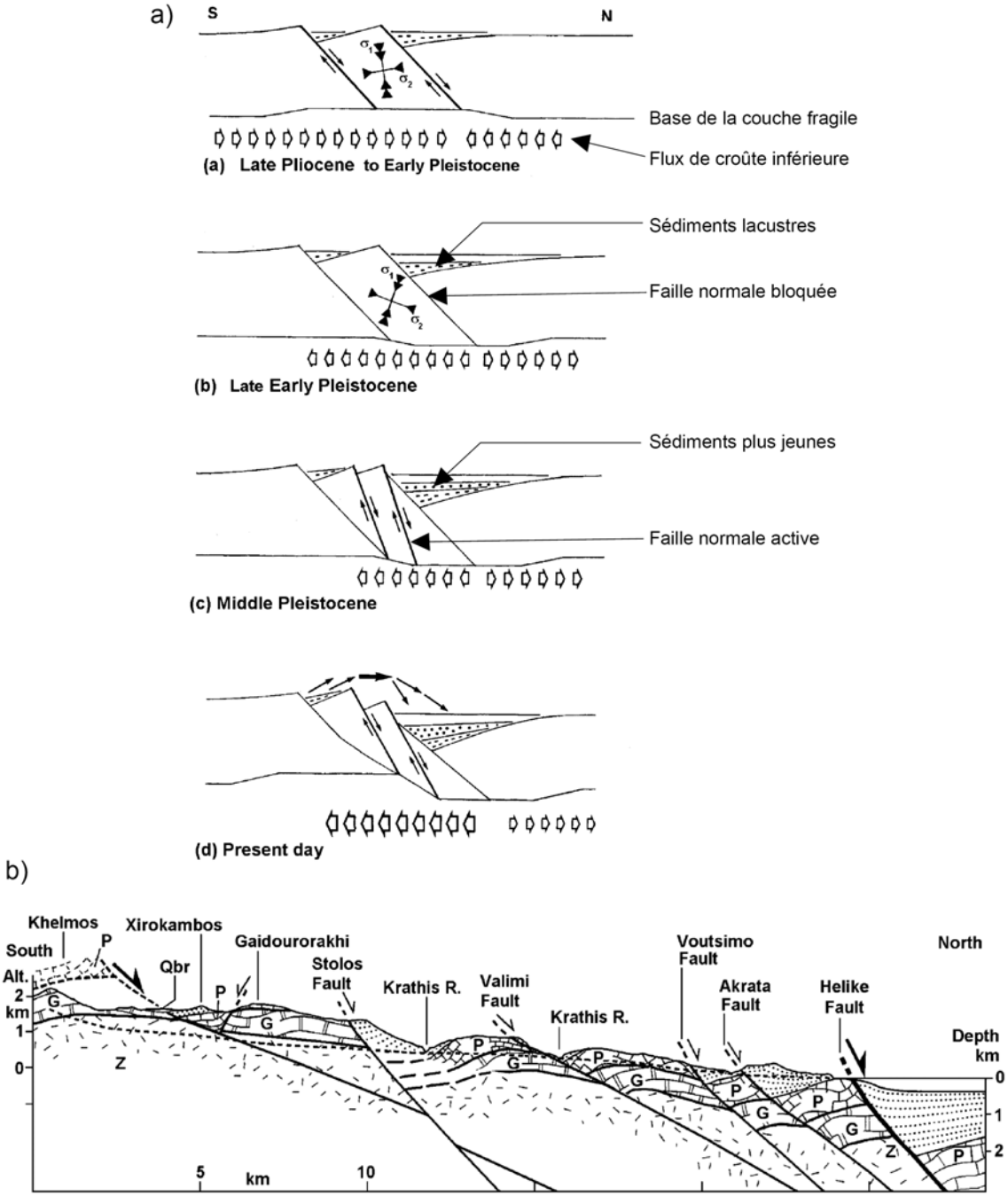


Figure 1.12 : a) Evolution du Golfe de Corinthe selon Westaway (1998) proposant une relation entre les processus de surface et le champ de contrainte appliqué au Golfe de Corinthe. La dimension des flèches blanches correspond aux taux de flux généré par les processus de surface. Le processus peut se reproduire jusqu'à ce qu'il n'y ait plus de sédiment sur le «footwall» (image d). b) Interprétation de la coupe de la vallée de la rivière Krathis (Sorel, 2000) par Westaway (2002). L'auteur montre ainsi qu'il est possible d'expliquer toutes les structures observées en surface sans faire appel à un détachement à faible pendage et en s'inspirant de l'évolution des failles normales montrée en Fig. 1.12.a. Il est intéressant de comparer avec la coupe de la figure 1.11.a (la légende est la même qu'en Fig. 1.11.a).

1.2.4. Mouvements associés au Golfe de Corinthe

Des observations géologiques montrent, d'une façon générale, que la côte Sud est soumise à un soulèvement et que la côte Nord, par contre, est soumise à de la subsidence (Sébrier, 1977 ; Doutsos & Poulimenos, 1992 ; Armijo *et al.*, 1996 ; Bernard *et al.*, 2006), avec un taux de l'ordre de 0,1 mm/a (Lykousis *et al.*, 2007a).

1.2.4.1. Distension

D'après Le Pichon *et al.* (1995), le différentiel de rotation entre une rotation horaire du Nord de la Grèce (Grèce continentale) et une rotation anti-horaire du Péloponnèse induit de l'extension N-S. Des mesures GPS dans la partie centrale du Golfe donnent une extension de 15 ± 3 mm/a (Lyon-Caen *et al.*, 1994). L'essentiel de la déformation du rift est compris dans une étroite bande d'environ 10 km de large sous le Golfe (Briole *et al.*, 2000 ; Avallone *et al.*, 2004)

Briole *et al.* (2000) proposent un taux d'ouverture à l'Est de 0,5 cm/an et à l'Ouest de 1,5 cm/a. Billiris *et al.* (1991) ainsi que d'autres études géodésiques ont estimé un taux d'extension maximum pour l'ensemble du Golfe d'une valeur d'environ 15 mm/a (10 mm/a pour Billiris *et al*, 1991).

L'extension totale accommodée par les systèmes de failles au Sud du Golfe a été calculée par Flotté (2003) qui estime celle-ci à 12,5 km le long de la longitude de Psathopyrgos (Fig. 1.7) et à 15 km le long des vallées de la rivière Vouraikos et de la rivière Krathis (Fig. 1.6). Ces valeurs montrent que l'extension totale augmente vers l'Est.

1.2.4.2. Soulèvement

Le soulèvement sur le secteur rivière Meganitas – rivière Kerinitis (Chapitre 2) comme sur toute la côte Sud est avéré par une exhumation du remplissage synrift Plio-pléistocène, à des altitudes de 800 à 900 m. La mise en évidence d'un soulèvement récent est permise par l'étude de creusements sous l'action des vagues («notches»), visibles en bord de mer et soulevés à quelques mètres au-dessus du niveau marin actuel. Ils se développent notamment à l'Est de la marge Sud du rift de Corinthe, dans la péninsule de Perachora (Pirazzoli *et al.*, 1994 ; Kershaw & Guo, 2001).

Les causes du soulèvement observé sur la côte Sud sont encore actuellement une source de débats. Néanmoins, plusieurs hypothèses existent, entrant dans deux catégories :
- un soulèvement au niveau du «footwall» des failles (cause locale) ;
- un soulèvement régional.

Moretti *et al.* (2003) proposent que le soulèvement ne puisse pas être dû à un classique soulèvement d'épaules de rift lié à la faible densité des anomalies d'un manteau chaud. Tiberi (2000) a d'ailleurs montré l'absence de manteau chaud sous le rift. D'après Moretti *et al.* (2003), le soulèvement du Péloponnèse ne serait pas lié à l'extension. Ils proposent d'expliquer le soulèvement de la côte Sud par un phénomène relié à la subduction telle qu'une anomalie gravimétrique dans la plaque subductante. Leeder *et al.* (2003) proposent que la géométrie 3D de la plaque africaine plongeante dans la zone de subduction hellénique permette d'expliquer le différentiel de taux de soulèvement le long de la côte Sud du rift, mais également selon un axe N-S. Ce phénomène serait indépendant du régime extensif. Armijo *et al.* (1996) expliquent le soulèvement des terrasses à l'Est du rift essentiellement par le rebond élastique du mur de faille majeure.

Collier *et al.* (1992) proposent un phénomène plus régional en supposant que l'ensemble du Péloponnèse (et donc le rift de Corinthe) subit actuellement un soulèvement. D'après Armijo et al. (1996), le soulèvement régional pourrait avoir deux origines différentes. La première serait liée au phénomène de sous-placage (LePichon & Angelier, 1981 ; Roberts & Jackson, 1991) conduisant à un épaississement de la croûte en arrière de la zone de subduction hellénique. La seconde origine serait liée à un phénomène d'érosion au niveau des épaules du rift.

Il est généralement admis que les terrasses marines résultent de l'interaction entre le taux de variations du niveau marin et le taux de soulèvement tectonique (Chappell, 1974 ; Lajoie, 1986 ; Valensise & Ward, 1991). Par conséquent, une manière d'estimer le taux de soulèvement est d'étudier les terrasses marines quaternaires présentes sur la côte Sud dans la région d'Aigion et entre les villes d'Aigion et d'Akrata (De Martini *et al.*, 2004 ; McNeill & Collier, 2004) ; entre les villes de Xylocastro et Corinthe (Armijo *et al.*, 1996 ; Fig. 1.8) et au niveau de l'isthme de Corinthe (Keraudren & Sorel, 1987 ; Collier *et al.*, 1992). McNeill & Collier (2004) précisent qu'il existe deux types de terrasses marines : les terrasses se formant par sédimentation et les terrasses qui résultent de phénomènes érosifs. Ces dernières sont les plus couramment rencontrées car c'est le type de terrasse le mieux préservé. McNeill & Collier (2004) utilisent ce type de terrasse marine. L'utilisation des terrasses marines ne peut se faire que sur des périodes récentes, allant jusqu'à 0,3 à 0,5 Ma.

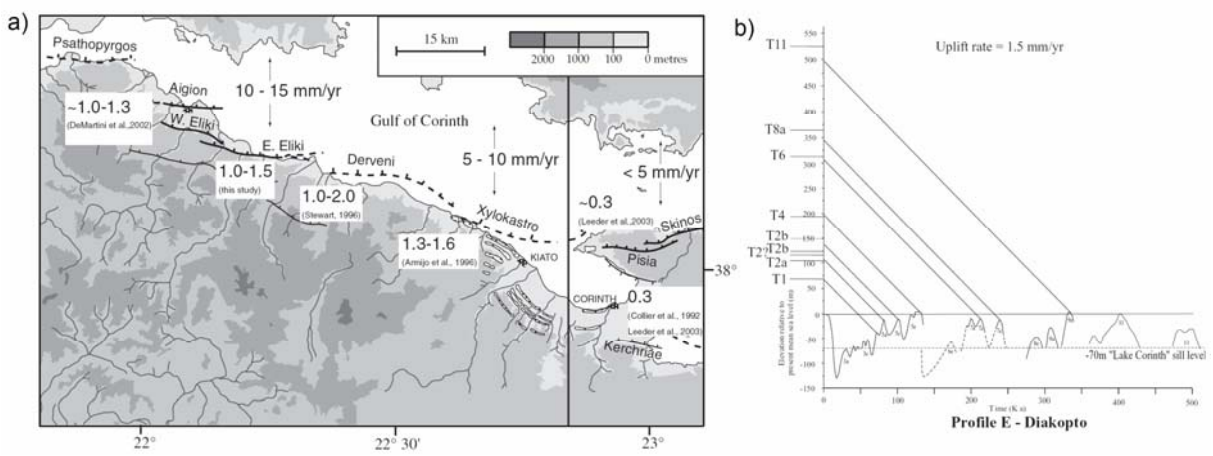


Figure 1.13 : a) Synthèse des valeurs du taux de soulèvement (d'après McNeill & Collier, 2004) à partir de différentes études et du taux d'extension (Clarke *et al.*, 1998). b) Exemple de corrélation entre altitude des terrasses et courbes de variations du niveau marin (d'après McNeill & Collier, 2004 et Fig. 1.6 pour localiser la ville de Diakopfto,).

Les terrasses sont des types de morphologies aisément identifiables dans le paysage par le profil en marches d'escalier que présente leur succession verticale. Après avoir déterminé leur altitude et leur âge, il est possible de comparer avec la courbe de variations du niveau marin (Fig. 1.13.b). En conjecturant que les terrasses représentent des hauts niveaux marins (McNeill & Collier, 2004), il est possible d'accéder au taux de soulèvement. Généralement, ce sont des datations isotopiques sur coraux qui permettent de dater les terrasses marines.

A partir d'une cartographie des failles couplée à une étude sédimentologique des terrasses, Doutsos & Piper (1990) suggèrent que les terrasses observées par Armijo *et al.* (1996) ne sont pas d'origine marine. D'après eux, elles seraient le résultat des effets de processus de sédimentation et de l'activité de failles normales.

Le soulèvement est estimé entre 1,0 et 1,5 mm/a dans la région d'Aigion (Stewart & Vita Finzi, 1996 ; De Martini *et al.*, 2002 ; McNeill & Collier, 2004 ; Fig. 1.13.a), avec un maximum de 2,0 mm/a au niveau de la ville de Derveni (Stewart, 1996) et un intervalle de 1,3 à 1,6 mm/a estimé avec les terrasses de Xylocastro (Armijo *et al.*, 1996). A Corinthe, le taux de soulèvement chute à 0,3 mm/a (Collier *et al.*, 1992 ; Leeder *et al.*, 2003). Par conséquent, le taux de soulèvement a tendance à diminuer vers l'Est.

2. Géologie du secteur rivière Meganitas – rivière Kerinitis

Ce chapitre constitue l'essentiel de l'article Backert, Ford & Malartre. Evolution tectono-sédimentaire d'un bloc de faille. Contribution à l'histoire géologique du rift de Corinthe, Grèce. En préparation pour le *Bulletin de la Société Géologique de France* (Annexe 2).

2.1. Description générale du secteur d'étude

Le bloc de faille de Pirgaki est limité au Sud par la faille de Pirgaki, au Nord par le segment Ouest de la faille d'Helike et à l'Est par la faille de Kerinitis (Fig. 2.1). Il fait 6 km de largeur pour 30 km de long. Le secteur d'étude est localisé sur ce bloc de faille, au Sud de la ville d'Aigion (Fig. 2.2). La zone d'étude fait 13,5 km de long pour 9,5 km de large, représentant une superficie d'environ 130 km^2. La minute de terrain synthétique peut être consultée en Annexe 3.

Le secteur d'étude comporte trois rivières, de l'Ouest vers l'Est : les rivières Meganitas, Selinous et Kerinitis (Fig. 2.2). Le cours de la rivière Kerinitis a été affecté par l'activité du segment Ouest de la faille d'Heliki. En effet, elle présente deux bifurcations, la première vers l'Ouest, la seconde vers le Nord, amenant localement la rivière à couler parallèlement à la trace de la faille d'Helike. Des études ont montré que son cours s'est déplacé avec le temps d'Est en Ouest depuis au moins les 2000 dernières années (Pavlides *et al.*, 2004). La rivière Selinous paraît moins affectée par l'activité tectonique.

Le Sud de la zone d'étude est dominé par les reliefs de l'Unité du Prérift, correspondant à la nappe du Pinde (Figs 1.3 et 1.4 et § 1.1.5). Elle forme des massifs montagneux qui peuvent dépasser localement les 2000 m d'altitude (Fig. 2.3). Dans la région d'Aigion, la nappe du Pinde est majoritairement représentée par des calcaires pélagiques (Crétacé) présentant une intense déformation polyphasée, exprimée sous forme de plis et de fractures. Ces reliefs représentent la source primaire des sédiments synrifts. Les bassins versants des rivières actuelles qui irriguent la zone d'étude sont situés au sein de ces reliefs (exemple de la rivière Kerinitis, Fig. 2.3). L'Unité du prérift affleure en de nombreux endroits sur le secteur d'étude (Figs 2.2 et 2.3). Dans la vallée de la rivière Selinous (centré sur le village d'Achladia) ainsi qu'au Sud-Ouest du village de Kerinia (Fig. 2.2), l'affleurement de l'Unité du prérift correspond à des nez de blocs basculés. Au niveau du monastère Tachiarchion (Sud-Ouest du secteur), l'Unité du Prérift présente une forme triangulaire. A cet endroit, l'affleurement de l'Unité du prérift correspondrait à une paléotopographie car aucune faille n'a été mise en évidence.

Le réseau de failles cartographiées sur le secteur rivière Meganitas – rivière Kerinitis est composé de trois catégories de failles.

La **première catégorie** est celle des failles majeures dont le déplacement vertical est supérieur à 1000 m. Ce sont les failles de Pirgaki (PF, déplacement vertical minimum de 1475 m, pendage de 58 à 60°N), de Mamoussia (MF), de Kerinitis (KF) et le segment Ouest de la faille d'Helike (WHF, Fig. 2.2). La faille d'Helike saute vers le Sud (Fig. 2.1) d'environ 600 m et se poursuit par le segment Est (EHF) de cette faille. Elle a une forte expression morphologique, avec un saut topographique de 400 à 500 m dans la zone d'étude et de 800 m plus à l'Est. Ces failles majeures ont une orientation ONO-ESE et un pendage moyen de 55° vers le Nord. Chacune d'elles séparent l'Unité du prérift de formations synrifts. La faille de Kerinitis représente une faille de relais entre la faille de Pirgaki et la faille de Mamoussia (§ 5.5.4 et Ford *et al*., 2007b). Elle a un azimut moyen de N054°E et un pendage de 45° vers le NO (Pacchiani, 2006). La faille de Peleniko (PlF) est interprétée comme une faille de relais (pendage NO) à la faille de Pirgaki vers l'Ouest.

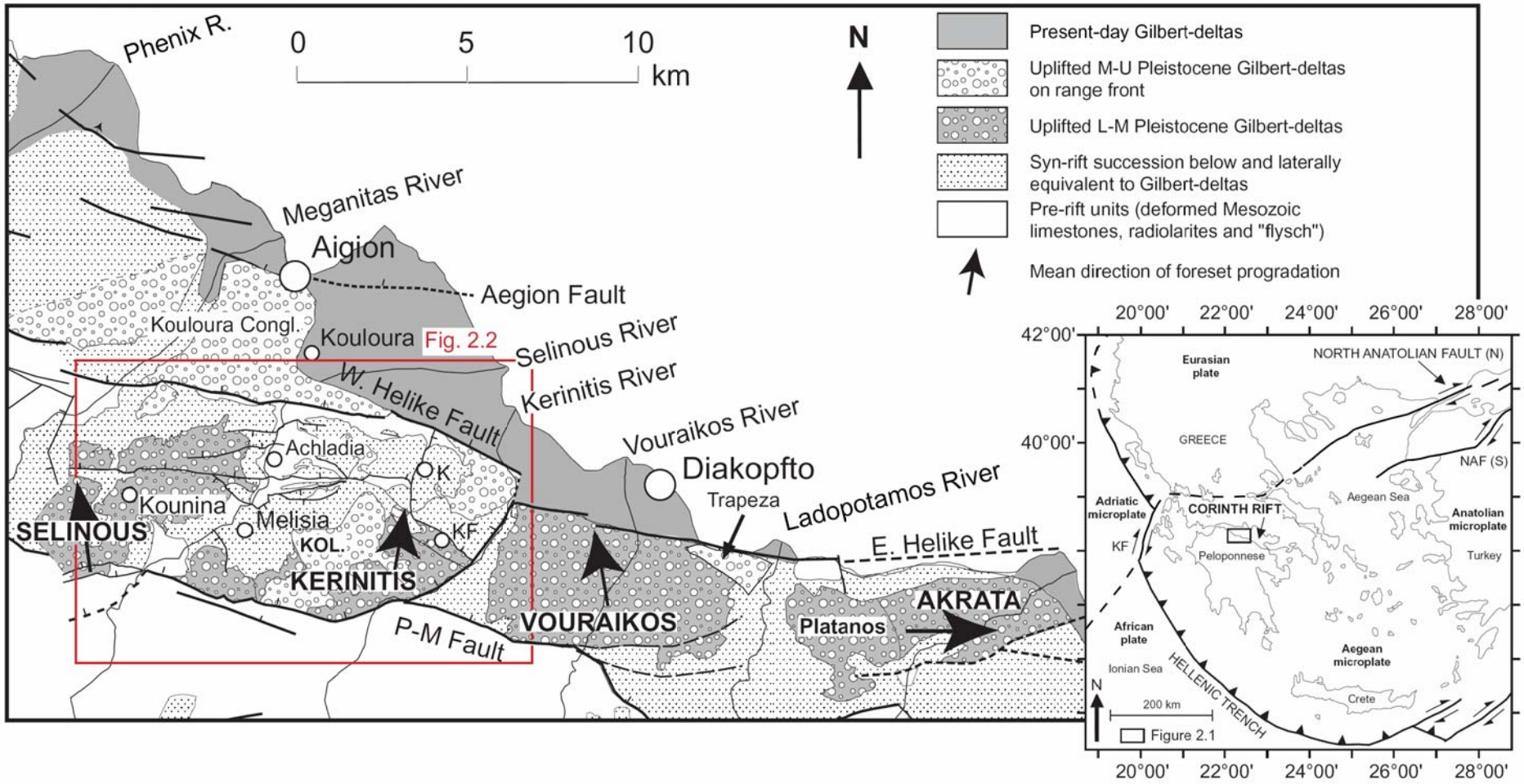


Figure 2.1 : Carte de la marge Sud du rift de Corinthe localisant le secteur rivière Meganitas - rivière Kerinitis (zone d'étude, dans le cadre rouge, Fig. 2.2) et montrant la répartition des dépôts prérifts et synrifts. Cette carte est basée sur les résultats de cette étude ainsi que sur les travaux de Ghisetti & Vezzani (2004, 2005), Ford *et al.* (2007b) et Rohais *et al.* (2008). En encart : carte structurale de la région égéenne localisant le rift de Corinthe, ainsi que la figure. Abréviations : NAF (S) = branche Sud de la faille Nord anatolienne, KF = faille de Kephalonia, P-M Fault = faille de Pirgaki-Mamoussia, KOL. = Gilbert-delta de Kolokotronis, KF = village de Kato Fteri, K = village de Kerinia.

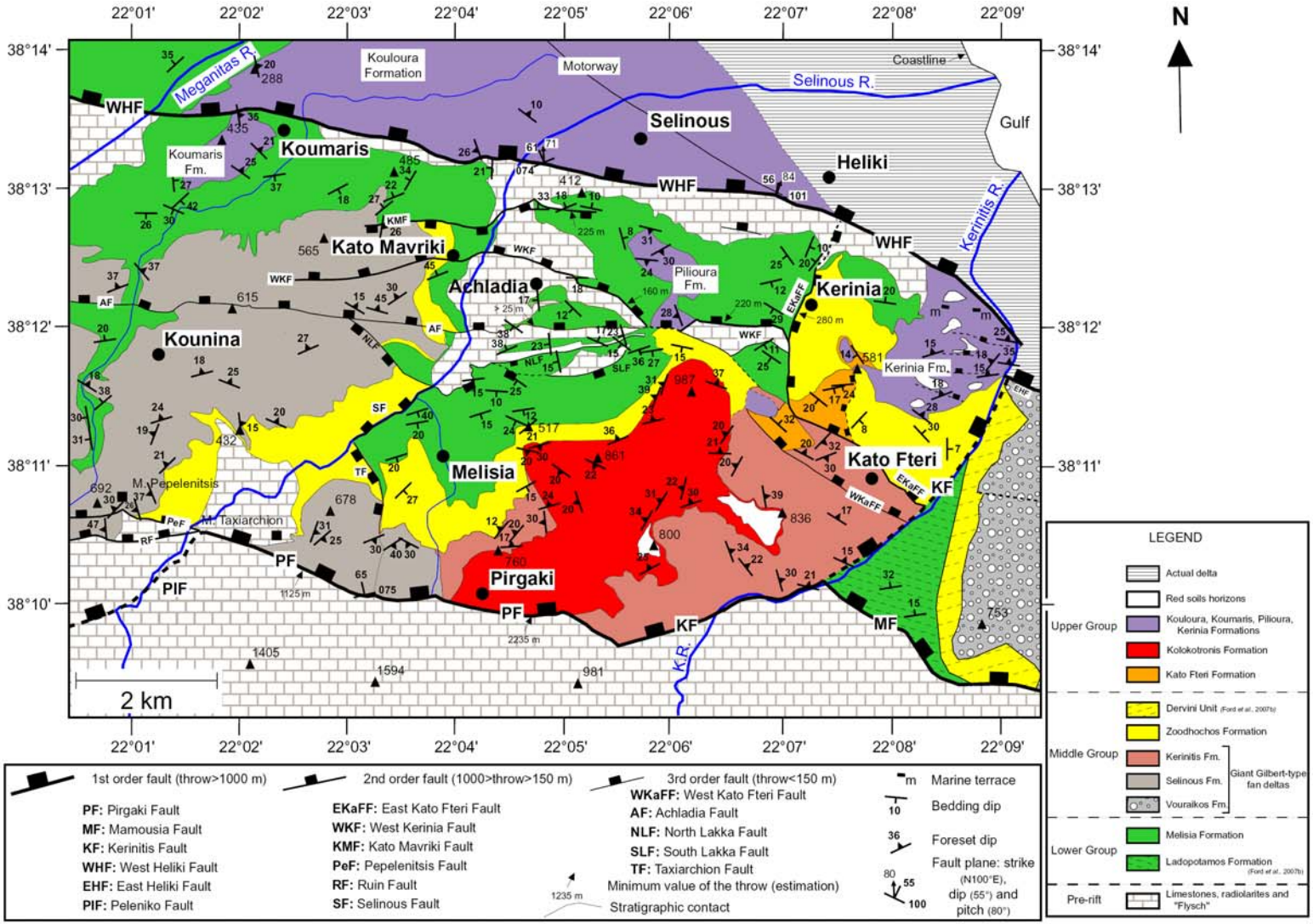


Figure 2.2 : Carte géologique du secteur rivière Meganitas - rivière Kerinitis, localisé sur le bloc de faille de Pirgaki-Mamoussia, de 6 km de largeur, limité au Sud par la faille de Pirgaki et au Nord par la faille d'Helike. La zone d'étude couvre une surface d'environ 130 km^2. Le remplissage synrift, d'une épaisseur minimale de 1624 m, s'est déposé sur la "hangingwall" de la faille de Pirgaki et comprend trois Groupes. La carte est dominée par les Gilbert-deltas du Groupe moyen et du Groupe supérieur et présente de nombreux pointements de prérift. La zone d'étude est localisée sur la figure 2.1.

Ghisetti *et al.* (2001) proposent une valeur de rejet maximum vertical pour la faille de Pirgaki d'environ 800 à 1000 m. Dart *et al.* (1994) envisagent une valeur de rejet vertical d'environ 2000 m. D'après les données issues des coupes de cette étude, la faille de Pirgaki présente un rejet vertical minimal de 1475 m. Cette valeur a été calculée en utilisant l'épaisseur du remplissage synrift, évitant de surestimer la valeur du déplacement vertical sur la faille, en raison de la paléotopographie de l'Unité du prérift (Fig. 2.2).

Flotté (2003) propose, à partir de la mise en évidence de brèches scellant la faille de Pirgaki (près du village de Pirgaki, Fig. 2.2), une fin d'activité de la faille entre 350-380 ka (stade isotopique 10) ou vers 250-300 ka (stade isotopique 8). L'âge du blocage de la faille de Pirgaki proposé par Flotté (2003) est donc plus récent que ce qui est proposé dans ce travail (âge d'environ 700 ka, Chapitre 5).

La **seconde catégorie** est celle des failles de second ordre (mineures), dont le déplacement vertical est compris entre 1000 et 150 m. Ces failles peuvent être synthétiques, antithétiques ou obliques. Elles séparent l'Unité du prérift de formations synrifts ou bien séparent des formations synrifts. Ces failles ne présentent aucun plan de faille à l'affleurement. Elles sont repérées sur le terrain par les formations qu'elles séparent ainsi que par l'état d'endommagement de la roche. Du Sud vers le Nord (Fig. 2.2), ce sont la faille des ruines (RF) à pendage Nord, la faille de Pepelenitsis (PeF) à pendage Nord, la faille de Selinous (SF) oblique et à pendage Nord-Ouest, la faille Est Kato Fteri (EKaFF) qui passe de synthétique (pendage Nord) à oblique (pendage Est), la faille Ouest Kerinia (WKF) à pendage Nord et la faille de Kato Mavriki (KMF) à pendage Sud.

La **troisième catégorie** comprend les failles de troisième ordre (mineures), dont le déplacement vertical est inférieur à 150 m. Ces failles sont soit synthétiques soit antithétiques. Ce sont la faille de Taxiarchion (TF) à pendage Ouest, la faille Ouest Kato Fteri (WKaFF) à pendage Nord, la faille Sud Lakka (SLF) à pendage Sud, la faille Nord Lakka (NLF) à pendage Sud, la faille d'Achladia (AF) à pendage Nord. Les valeurs de l'azimut et du pendage de la faille d'Achladia correspondant à la trace cartographique sont estimées grâce à l'utilisation du logiciel gOcad. Le meilleur plan a comme azimut N092°E et comme pendage 50°N. Les traces d'autres failles sont portées en tiretés sur la carte car leur position n'est pas suffisamment contrainte.

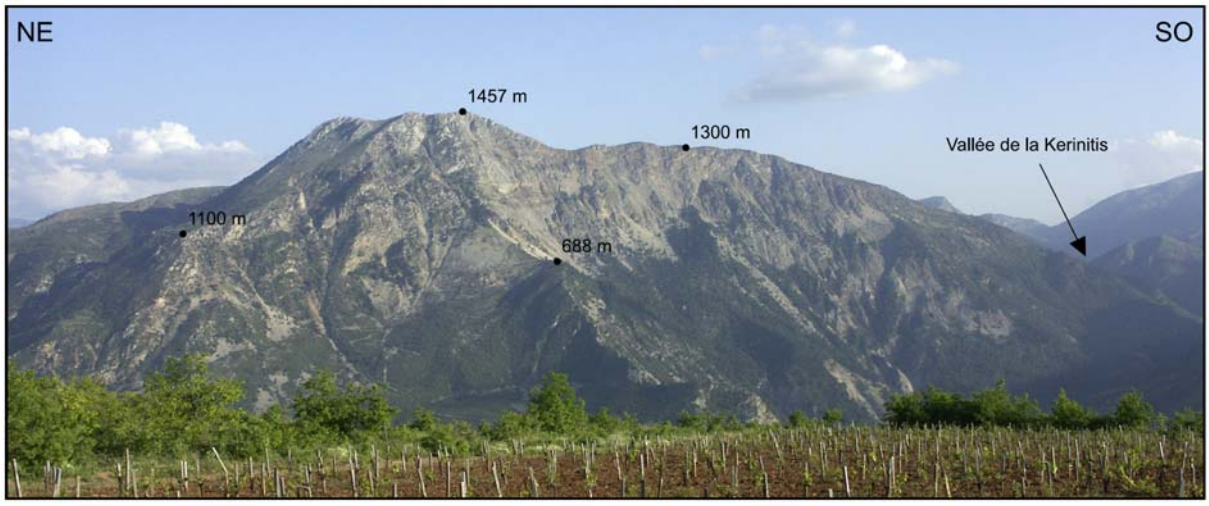


Figure 2.3 : Massif du Pousskio formé des calcaires de la nappe du Pinde (Unité du prérift). La photo a été prise depuis le sommet du delta de Kerinitis. En contre-bas coule la rivière Kerinitis (Fig. 2.2. pour une localisation).

2.2. Stratigraphie du secteur d'étude

La répartition des formations du remplissage synrift est contrôlée par le réseau de failles normales. La séquence synrift est dominée par les Gilbert-deltas.

La stratigraphie du secteur rivière Meganitas – rivière Kerinitis est formée de trois groupes stratigraphiques (Fig. 2.4) : le Groupe inférieur, le Groupe moyen et de Groupe supérieur.

Le remplissage synrift est le mieux préservé et le plus complet dans le secteur du village de Melisia (Fig. 2.2). A cet endroit, il a une épaisseur minimale estimée à 1624 m (colonne B, Fig. 2.4). Le Groupe inférieur comporte des sédiments fluvio-lacustres, le Groupe moyen est dominé par des Gilbert-deltas géants et leur équivalents latéraux constitués de sédiments de granulométrie fine et le Groupe supérieur est composé de Gilbert-deltas anciens et actuels ainsi que de formations superficielles marines et continentales.

2.2.1. Groupe inférieur

- **Description :**

Le Groupe inférieur est composé de la Formation de Melisia. Elle a été définie dans la région du village de Melisia (Fig. 2.2), situé à environ 7,5 km au Sud d'Aigion (Fig. 2.1). Sur une grande partie du secteur d'étude, la Formation de Melisia est basculée vers le Sud.

Le log de référence a été levé à environ 1 km au Nord-Est du village de Melisia à l'endroit où les affleurements sont les plus continus. La formation de Melisia est constituée de six parties bien individualisées (Fig. 2.5).

La **première partie** d'une épaisseur d'environ 37 m est en discordance sur l'Unité du prérift (Fig. 2.6.a). Elle est composée à la base par des bancs arénitiques et silteux sur environ 8 m. Les 29 m restants sont occupés par des silts fins de couleur jaunâtre à beige (Fig. 2.6.b). Ces silts présentent une stratification délimitant des bancs de 2 à 8-10 cm correspondant à des couches moins argileuses que les interbancs. La stratification plane représente la seule structure sédimentaire. Ces silts sont très riches en coquilles de mollusques dont de très nombreuses coquilles de gastéropodes «tigrées» (Fig. 2.6.c). Ils peuvent également contenir des restes végétaux, notamment des fragments de feuilles. Dans la région d'Achladia (environ 5,5 km au Sud d'Aigion, Fig. 2.2), le contact entre l'Unité du prérift et la Formation de Melisia peut se faire par l'intermédiaire d'un banc de brèche à éléments calcaires du Pinde d'une épaisseur de l'ordre du mètre.

La **seconde partie** présente une épaisseur de 45 m. Elle est composée de bancs conglomératiques (de 40 cm à 1,5 m d'épaisseur au maximum avec une moyenne d'environ 70 cm), de texture matrice- ou «clast-support» et de bancs arénitiques (fins à grossiers de 40 cm à 2 m d'épaisseur avec une moyenne de 90 cm), parfois bien triés, qui peuvent éventuellement contenir des coquilles. Les bancs arénitiques les plus épais peuvent présenter des litages obliques de mégarides soulignées par des clastes (de l'Unité du prérift) d'une taille supérieure à la moyenne granulométrique du banc.

La **troisième partie** d'une épaisseur de 53 m est dominée par une granulométrie silteuse à arénite fine avec quelques rares bancs conglomératiques matrice- ou «clast-support». Il y a deux types de bancs silteux. Les deux types présentent une puissance de 50 cm à 1 m (et un maximum d'environ 2 m). Le premier type est constitué par des silts jaunâtres localisés au sommet de cette partie (d'une épaisseur d'environ 4 m). Cependant, un autre faciès s'y ajoute. Ce sont des silts fins de couleur blanchâtre à lamines millimétriques bien marquées alternativement blanches et grises.

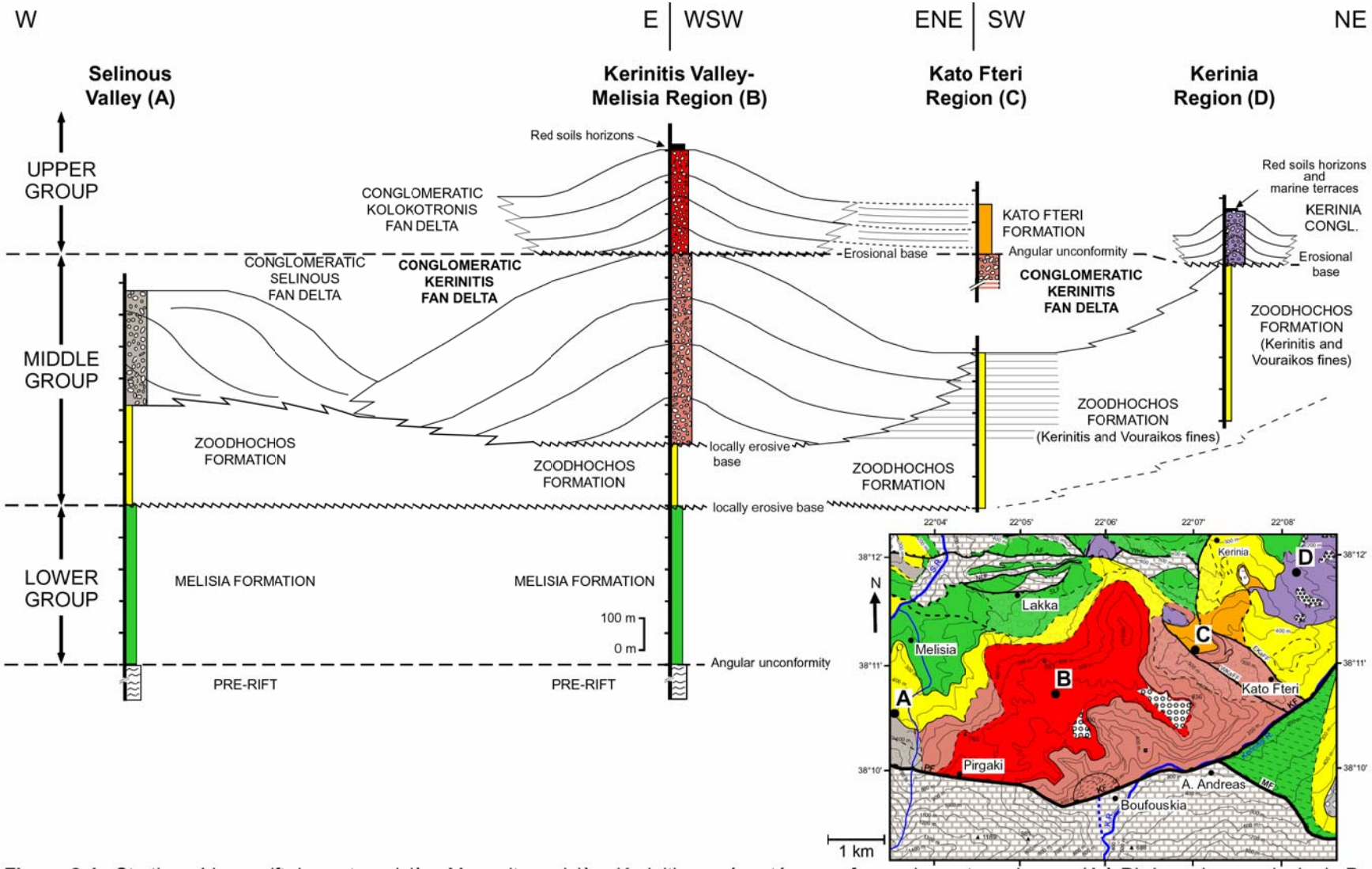


Figure 2.4 : Stratigraphie synrift du secteur rivière Meganitas - rivière Kerinitis représentée sous forme de quatre colonnes (A à D). La colonne principale B représente la succession stratigraphique la plus complète de la zone d'étude, d'une épaisseur minimale de 1624 m. La stratigraphie synrift est composée du Groupe inférieur, du Groupe moyen et du Groupe supérieur. En encart : Carte géologique localisant les quatre colonnes stratigraphiques (modifié d'après Backert *et al.*, 2009).

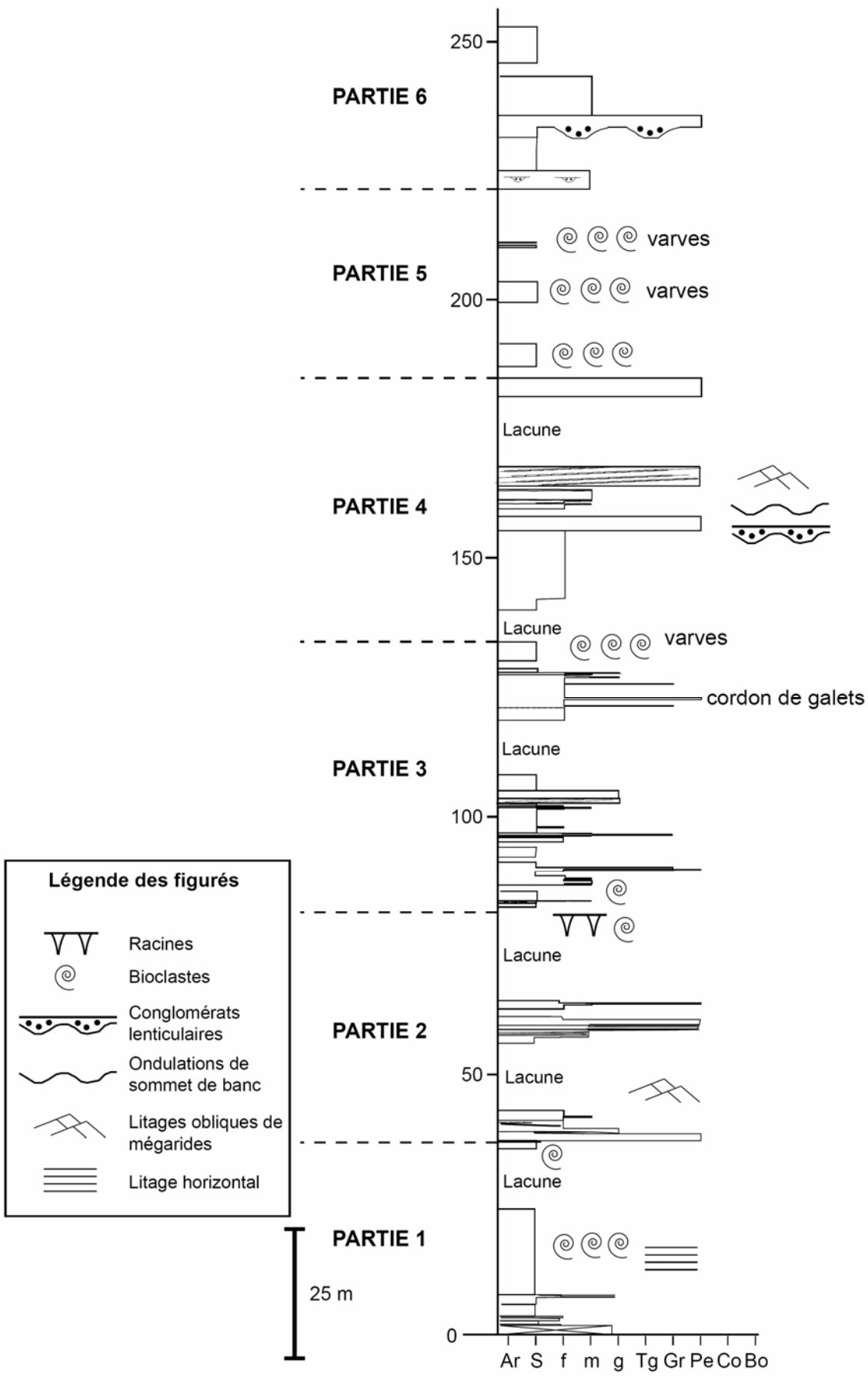


Figure 2.5 : Log de référence de la Formation de Melisia.

Ces niveaux également très bioclastiques contiennent une majorité de coquilles du gastéropode *Adelinella elegans* caractérisant la fin du Pliocène et/ou le début du Pléistocène (Gillet, 1963, Keraudren, 1979 et Figs 2.6.d, e). Ces silts peuvent également contenir des fragments de végétaux. Le second type est formé par des silts également bioclastiques mais de couleur à dominante rougeâtre. Ces silts peuvent localement présenter des horizons argileux (de 5 cm d'épaisseur). A la base de la partie 3, un horizon de ce type de silt présente des racines fossiles parfois associées à de petits horizons argileux. Au-dessus repose un banc arénitique dont la base érosive est constituée par des clastes de la classe «pebble» flottants et qui contient aussi des bioclastes. Superposée à ce banc arénitique se trouve une couche d'environ 1 m de silts blanchâtres (*cf.* ci-dessus pour une description). Les bancs arénitiques sont souvent bien triés et peuvent atteindre plus de 2 m d'épaisseur pour un minimum de 10 cm et une moyenne d'environ 70 cm. Ils sont plus ou moins riches en bioclastes.
La **quatrième partie** montre une épaisseur de 50 m. Elle est constituée par des bancs arénitiques de granulométrie fine à grossière d'une épaisseur allant de 3 cm à 13 m ; en moyenne de 1,6 m. Ces bancs peuvent présenter un sommet ondulant. Cette partie contient également quatre bancs conglomératiques (moyenne «pebble», de 3 à 4 m d'épaisseur). Certains présentent des stratifications obliques de mégarides. Cette stratification peut affecter toute l'épaisseur du banc (le banc de conglomérat repose alors sur un horizon arénitique) soit être comprise dans une couches intercalée entre deux bancs horizontaux. Les autres conglomérats présentent des couches horizontales de granulométries différentes et localement en forme de lentille.
La **cinquième partie** présente une épaisseur de 36 m. Elle est entièrement constituée de silts bioclastiques jaunâtres (*cf.* partie 1) ainsi que de silts blanchâtres à lamines millimétriques (*cf.* partie 3, premier type de silt).
La **sixième partie** a une épaisseur de 32 m. A la base de cette partie, sur environ 9 m se trouvent superposés des bancs d'arénite moyenne très bien triée et séparés par des horizons d'environ 2 cm de silt ocre. Au-dessus, sur 4,5 m s'observe une alternance de bancs arénitiques et conglomératiques d'environ 50 cm chacun. Les bancs arénitiques peuvent contenir des intraclastes silteux et des petits chenaux conglomératiques. Les conglomérats sont «matrice-support» et présentent localement des bases chenalisées. Un conglomérat «clast-support» de 2,5 m est superposé à cette alternance. Environ 7,5 m d'arénite moyenne bien triée à petits bancs silteux sont superposés à ce conglomérat. Enfin, sur les 8,5 m restants se trouve un banc silteux de couleur brune.

Interprétation des parties 1 et 5 : La présence d'une faune d'origine continentale (vraisemblablement lacustre), (A. Prieur, comm. pers., 2006) ainsi que la pauvreté en terme de structure sédimentaire amène à interpréter ces dépôts silteux comme des dépôts de basse énergie probablement de type lacustre. En effet, les silts blanchâtres pourraient être interprétés comme des rhythmites (Reineck & Singh, 1980 ; Talbot & Allen, 1996) qui sont rencontrés dans les environnements lacustres.

Interprétation des parties 2, 4 et 6 : Les conglomérats «clast-support» et plus particulièrement les conglomérats bien triés de la classe granulométrique «pebble» enregistrent le dépôt de la charge de fond transportée par des écoulements fluviatiles (Collinson, 1996). Les bancs pluri-métriques de conglomérats stratifiés (*cf.* partie 4) qui présentent des couches de granulométrie différente représenteraient des changements de l'énergie du courant pendant des périodes de crue (Steel & Thompson, 1983). Le litage oblique dans les niveaux conglomératiques (*cf.* partie 4) correspond à la migration de barre vers l'aval (Reineck & Singh, 1980). Les conglomérats «matrice-support» correspondraient à des «debris flows».

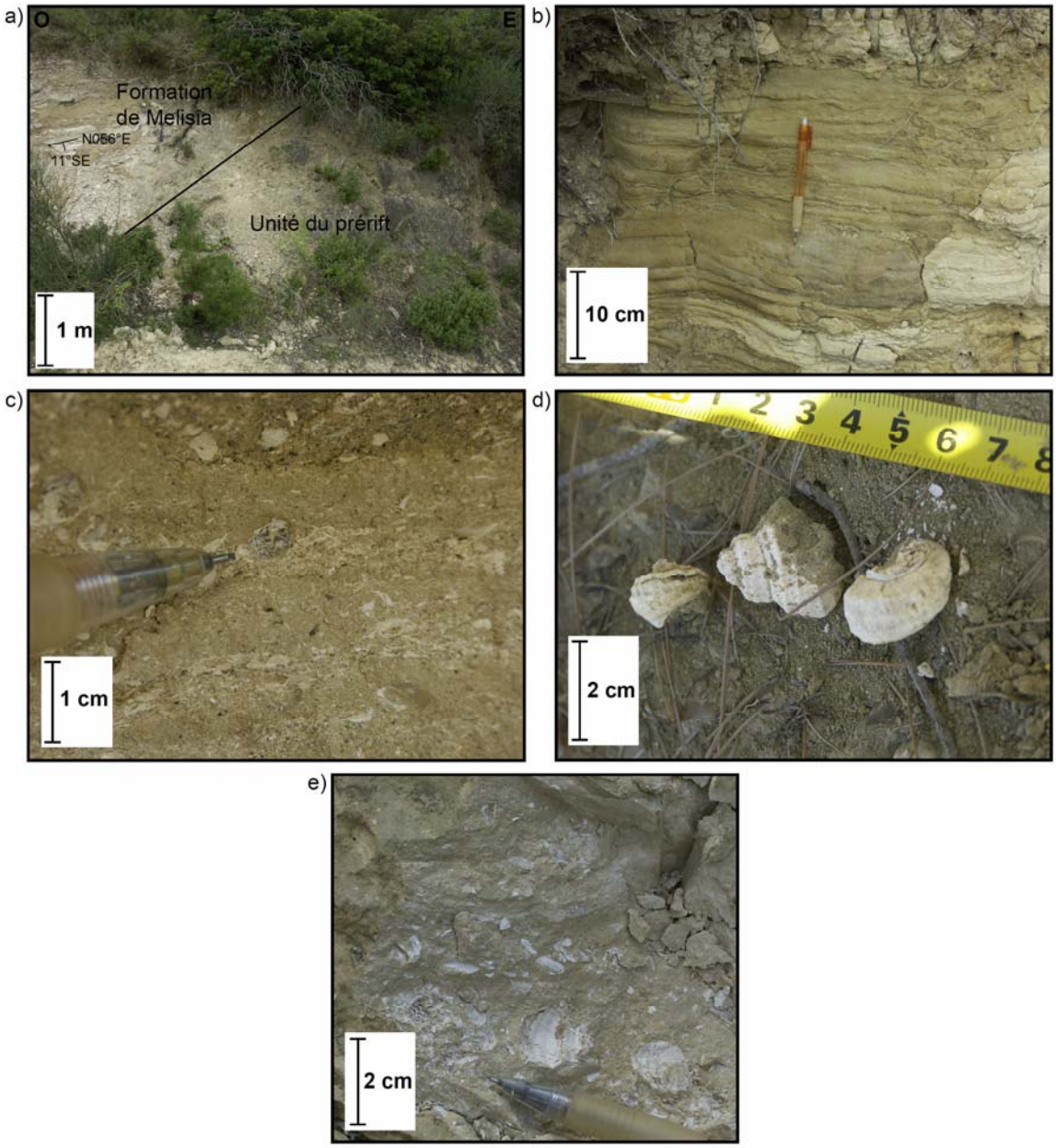


Figure 2.6 : Formation de Melisia. a) Contact discordant de la Formation de Melisia sur l'Unité du prérift. Les couches de la Formation de Melisia ont comme azimut et pendage N056°E-11SE. La photo a été prise au Sud-Ouest du village de Kerinia (Fig. 2.2). b) Silts beiges bioclastiques à stratification plane horizontale à légèrement ondulée. c) Bioclaste contenu dans les silts de la figure (a), à coquille «tigrée». d) Gastéropodes lacustres (*Adelinella elegans*) de grande taille, dans les silts. e) Accumulations bioclastiques.

Les horizons massifs arénitiques (*cf.* parties 2 et 4) dépourvus de structures sédimentaires sont interprétés comme des dépôts rapides de sédiments en suspension pendant les épisodes de crue (Collinson, 1996). Les bancs arénitiques à stratification oblique (*cf.* partie 2) résulteraient de la migration de mégarides 3D (Collinson, 1996). Ces faisceaux d'arguments permettent d'interpréter les parties 2, 4 et 6 comme des dépôts fluviatiles.

Interprétation de la partie 3 : Cette partie présente des faciès silteux interprétés comme des dépôts à dominante lacustre (silts bioclastiques des parties 1 et 5). Les silts qui contiennent des racines associées à des horizons argileux constitueraient les traces d'un paléosol immature.

Ce paléosol est à la base d'un banc arénitique qui se situe en-dessous de silts lacustres (silts blanchâtres). Cette succession verticale de faciès est interprétée comme le résultat d'une inondation. Les faciès qui signent un milieu lacustre et ceux qui signent un milieu fluviatile alternent verticalement. Par conséquent, la partie 3 est interprétée comme une alternance fluvio-lacustre.

La Formation de Melisia a une épaisseur maximale d'environ 500 m dans cette région et un minimum de 250 m correspondant au log de référence (Fig. 2.5). Vers le Nord-Ouest, dans la région de Kerinia, son épaisseur est de 162. En rive gauche de la rivière Selinous, cette Formation se biseaute vers le SSO, sur la zone haute de l'Unité du Prérift. Sous la Formation de Selinous, son épaisseur varie de 87 à 62 m entre les failles d'Achladia, Ouest Kerinia et de Kato Mavriki. Au Nord de Kato Mavriki, l'épaisseur de la Formation de Melisia est de 300 m.

Sous la Formation de Kerinitis et vers le NNE, il est supposé qu'elle se biseaute totalement (Fig. 4.2.c), à partir d'une épaisseur de 500 m. L'épaisseur de cette Formation varie également latéralement d'Est en Ouest, entre Kerinia et Koumaris (Fig. 2.2). Depuis la faille de Kerinitis (KF) vers la faille Est Kato Fteri (EKaFF), son épaisseur varie de 100 m, passe par un maximum de 150 m, pour diminuer à environ 50 m puis 25 m. Entre les failles Est Kato Fteri et de Kato Mavriki (KMF), l'épaisseur de la Formation de Melisia est de 150 m au maximum. Enfin, sur le «hangingwall» de la faille Ouest Helike (WHF), son épaisseur est au minimum de 100 m. Cette Formation repose en discordance sur le prérift (Fig. 2.6.a). La Formation de Melisia vient localement en «onlap» sur l'Unité du prérift. Sur tout le secteur, la Formation de Melisia se situe stratigraphiquement sous la Formation de Zoodhochos.

- **Interprétation générale de la Formation :**

La succession verticale des six parties indique que la formation de Melisia représente une alternance fluvio-lacustre. Il est possible de reconnaître deux séquences successives (Fig. 2.5) enregistrant le maximum de développement du lac, puis l'invasion par les faciès fluviatiles. Les quelques mesures de paléocourants (principalement sur litages obliques de mégarides) indiquent des directions d'écoulement situées entre le NNE et l'ENE. Des résultats préliminaires de palynologie viennent étayer les interprétations sédimentologiques, en montrant que les conditions de dépôt de la Formation de Melisia correspondent à un environnement lacustre à fluviatile (B. Urban, Com. Pers., 2008). L'identification du gastéropode *Adelinella elegans* permettrait de dater la Formation de Melisia à la fin du Pliocène et/ou au début du Pléistocène.

2.2.2. Groupe moyen

Le Groupe moyen est composé de trois formations : la Formation de Kerinitis, la Formation de Selinous et la Formation de Zoodhochos.

2.2.2.1. Formation de Kerinitis

- **Description :**

L'affleurement principal de la Formation de Kerinitis se situe en rive gauche de la rivière Kerinitis (Figs 2.2 et 5.3). Elle est limitée au Sud par la faille de Pirgaki (PF) et à l'Est par la faille de Kerinitis (KF). Cette Formation s'étend vers le Nord jusqu'au village de Kato Fteri où elle se termine contre la faille Est Kato Fteri (EKaFF, Fig. 2.2).

En outre, la Formation de Kerinitis affleure vers le Nord-Ouest, dans la région de Melisia (Figs 2.2 et 2.7) et se trouve sous la Formation de Kolokotronis, appartenant au Groupe supérieur. Cette superposition stratigraphique est unique sur toute la côte Sud du rift de Corinthe.

La Formation de Kerinitis est dominée par des conglomérats grossiers, de texture «clast support» et comportant une faible proportion de matrice arénitique. Ils peuvent comporter des zones à texture «open framework». Les faciès arénitiques et silteux sont très localisés. Contre la faille de Pirgaki-Mamousia, les horizons de conglomérats sont plans et horizontaux avec une stratification fruste. Vers le Nord-Est, ils présentent un pendage sédimentaire, d'une moyenne de 25° vers N042°E (Fig. 4.2.b), le long de la coupe naturelle de la rivière Kerinitis et le litage est beaucoup plus visible. Une horizontalisation des horizons conglomératiques est observable dans les unités supérieures, vers le village de Kato Fteri avec passage latéral à une association de faciès de transition et augmentation de la proportion des faciès arénitiques. Le passage latéral se poursuit pour certaines unités vers une association de faciès de granulométrie fine.

Ces conglomérats ont une épaisseur maximale visible de 600 m au niveau de la coupe naturelle le long de la rivière Kerinitis (Figs 2.4, 4.3 et 5.3.a). L'épaisseur de cette formation n'est que de 188 à 263 m vers le Nord-Ouest. La Formation de Kerinitis est totalement érodée vers le Nord par la Formation de Kolokotronis (Groupe supérieur, § 2.2.3.1).

La base de la Formation de Kerinitis, reposant en discordance sur la Formation de Zoodhochos se situe à 500 m sur sa partie Nord-Ouest (vers Melisia) mais n'est pas visible dans la vallée de la rivière Kerinitis. La base de la Formation de Kerinitis est donc érosive sur la Formation de Zoodhochos ainsi que sur le Formation de Melisia sur une épaisseur de 300 m.

- **Interprétation :**

Les conglomérats de la Formation de Kerinitis représentent les topsets et les foresets d'un Gilbert-delta géant. Cette formation sera appelée par la suite le Gilbert-delta de Kerinitis (Chapitre 4). Le présence du Membre calcaire d'Aghios Andreas ainsi que de la sous-association de faciès de topset T3 (Chapitre 4) montrent que le delta de Kerinitis s'est mis en place, pendant au moins une partie de son histoire, en milieu marin. L'environnement de dépôt est confirmé par des résultats préliminaires de palynologie sur un échantillon de la partie médiane du delta (B. Urban, Com. Pers., 2008). La mise en place de cette formation a été contrôlée par le développement des failles de Pirgaki et de Kerinitis (Fig. 2.2 et Chapitre 5). La zone de topset (Fig. 4.3) proximale présente un basculement d'origine tectonique vers la faille de Pirgaki. Des mesures dans les topsets de la zone médiane (N038°E-13SE et N077°E-18SE) montrent que ces couches de topset sont basculées vers le Sud-Est, en direction de la faille de Kerinitis.

2.2.2.2. Formation de Selinous

- **Description :**

La Formation de Selinous affleure en rive gauche de la rivière Selinous sous le village de Kounina (Fig. 2.8.a) mais également en rive droite, à environ 1 km au Sud-Ouest du village de Melisia (Figs 2.2 et 2.8.b). Elle est limitée au Sud par la faille de Pirgaki, en rive droite de la rivière Selinous (Fig. 2.2) et par la faille des ruines (RF, Figs 2.2 et 2.8.a), en rive gauche de la rivière Selinous. En rive gauche de la rivière Selinous, la Formation de Selinous est affectée par de nombreuses failles.

Il est possible que la Formation de Selinous scelle la faille de Pepelenitsis (PeF, Fig. 2.2), séparant l'Unité du prérift de la Formation de Zoodhochos (Fig. 2.8.a) ainsi que la faille Nord Lakka (NLF, Fig. 2.2). La faille de Kato Mavriki présente un déplacement vertical de l'ordre de 135 m.

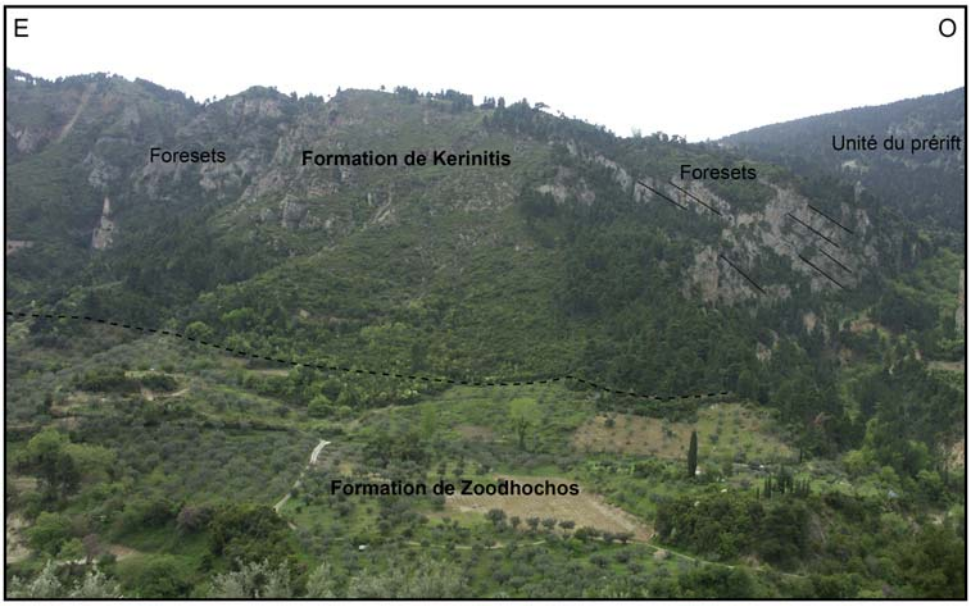


Figure 2.7 : Formation de Kerinitis. Vue sur les foresets, présentant un pendage vers le NO (Fig. 2.2) dans la région de Melisia. Le contact avec la Formation de Zoodhochos sous-jacente est discordant.

Les conglomérats, majoritaires dans cette formation, sont grossiers (de même granulométrie moyenne que ceux de la Formation de Kerinitis), de texture «clast-support» et mal triés. Ils peuvent présenter localement une texture «open framework». Les arénites et les siltites sont très localisées. En rive gauche de la rivière Selinous, les conglomérats présente un pendage apparent nul. Ce pendage est bien visible en rive droite (Fig. 2.8.b). De ce côté de la rivière, une horizontalisation progressive des bancs conglomératiques associée à une apparition des faciès arénitiques est observée. Les bancs conglomératiques présentent un litage plan bien visible. 26 mesures de direction et de pendage ont été réalisées dans ces bancs conglomératiques, principalement sur la coupe naturelle de la rivière Selinous (Fig. 2.8.c), indiquant un pendage moyen de 24°.

Les conglomérats de cette formation ont une épaisseur maximale en rive gauche de la rivière Selinous, estimée à 395 m. En rive droite, l'épaisseur est de 350 m (Fig. 2.4).

La Formation de Selinous repose directement et en discordance sur l'Unité du prérift, au Sud du monastère de Pepelenitsis ainsi qu'au monastère de Taxiarchion (Fig. 2.2). Le contact entre cette formation et celle de Zoodhochos est discordant à érosif en rive gauche mais érosif en rive droite (monastère de Taxiarchion). Au Sud de Koumaris, la Formation de Selinous repose en discordance sur la Formation de Melisia (Fig. 2.2).

- **Interprétation :**

Les conglomérats de Selinous correspondent majoritairement aux foresets d'un Gilbert-delta : le Gilbert-delta de Selinous. Les données de paléocourants réparties dans la moitié Nord du diagramme (Fig. 2.8.c) ainsi que la localisation du delta de Selinous indiquent que la rivière ayant alimenté le delta de Selinous présente un cours orienté plus vers le Nord que l'actuelle rivière Selinous. La rivière Selinous semble antécédente (Glossaire, Annexe 4).

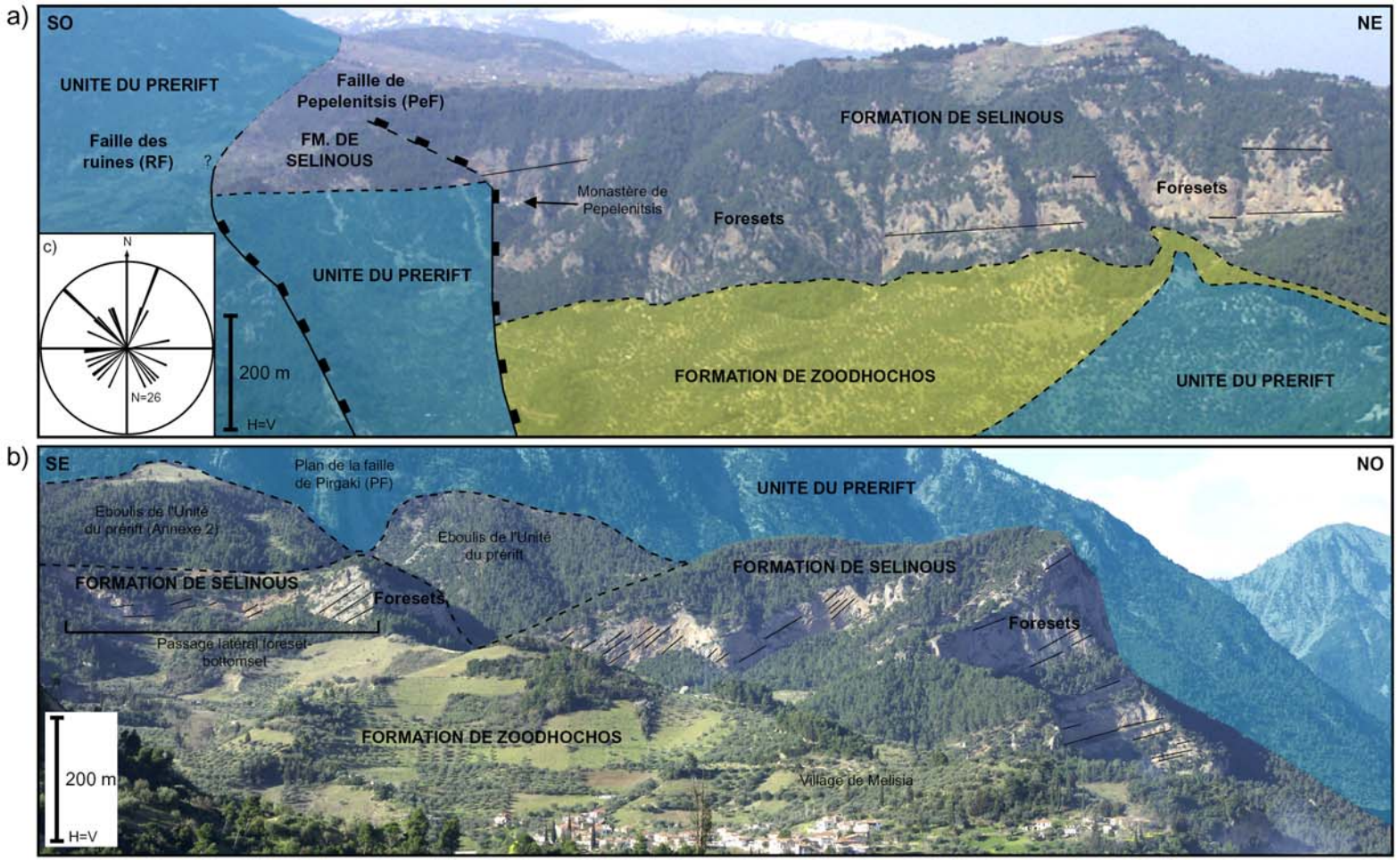


Figure 2.8 : Caractéristiques de la Formation de Selinous. a) La Formation de Selinous (rive gauche de la rivière Selinous) est interprétée comme un Gilbert-delta dont les foresets sont bien visibles. Les foresets présentent un pendage apparent horizontal car la coupe naturelle de la rivière Selinous est quasi-orthogonale à la direction de progradation des foresets. Le contact avec la Formation de Zoodhochos est discordant. La Formation de Zoodhochos augmente d'épaisseur latéralement de part et d'autre du la zone haute de Aghriakona. Cette configuration montre l'existence d'une paléotopographie héritée. b) Formation de Selinous en rive droite de la rivière Selinous. Parallèlement au plan de la figure, le contact entre la Formation de Zoodhochos et celle de Selinous se fait par la faille de Taxiarchion (TF, Fig. 2.2). La Formation de Selinous se termine contre la faille de Pirgaki dont le plan est visible. Ce contact est caché par des éboulis de l'Unité du prérift, figurant sur la carte géologique en Annexe 3. Un passage latéral depuis des foresets à des bottomsets est observé. c) Diagramme de Rose de la direction de progradation des foresets de la Formation de Selinous.

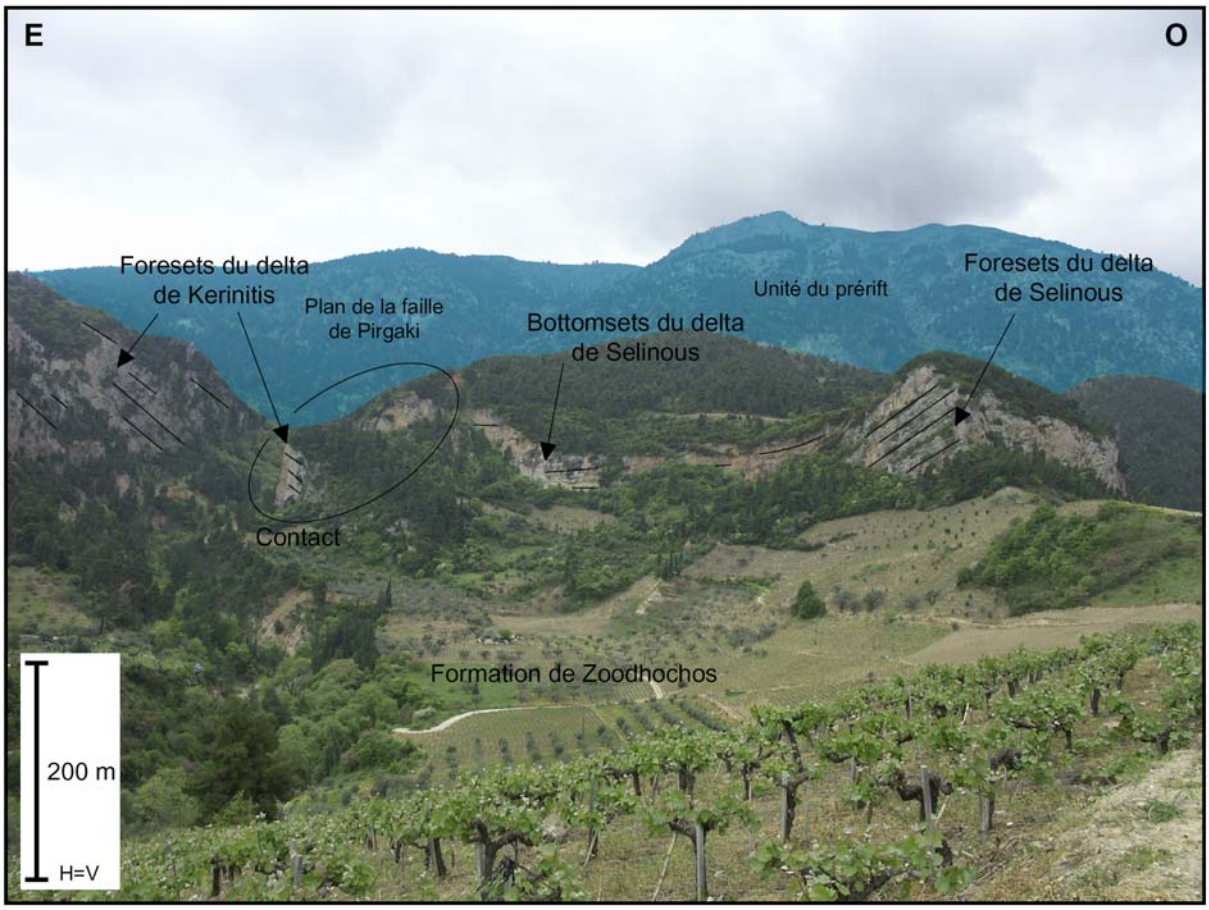


Figure 2.9 : Contact entre la Formation de Kerinitis (foresets) et de la Formation de Selinous (bottomsets).

2.2.2.3. Formation de Zoodhochos

- **Description :**

La Formation de Zoodhochos a été définie à l'entrée de la vallée de la rivière Kerinitis, dans la région de Kato Fteri, au Nord-Est du village, sous la chapelle «Zoodhochos Pighi» (Fig. 2.2).

Sous cette chapelle, la Formation de Zoodhochos (Fig. 2.10) est constituée (faciès 1, Chapitre 4, § 4.4.4) d'une alternance de bancs silteux gris, compacts et généralement azoïques d'environ 15 cm d'épaisseur séparés par des horizons arénitiques (faciès S1, Tab. 4.2) pouvant localement présenter une grano-décroissance. Des clastes flottants peuvent se trouver dans ces horizons arénitiques. Les bancs silteux sont eux même composés de lamines millimétriques (faciès F3a(1), Tab. 4.3). Des horizons conglomératiques d'épaisseur variable peuvent s'intercaler dans ces successions (faciès G1a, Fig. 2.10 et Tab. 4.1). Les niveaux arénitiques peuvent augmenter d'épaisseur vers le haut de la formation.

Dans le reste de la région de Kerinia, ainsi qu'au Sud du village de Melisia (Fig. 2.2), la Formation de Zoodhochos présente un autre faciès (faciès 2, Fig. 2.11). Elle est constituée par des alternances de niveaux silteux et sableux inférieurs au centimètre contenant souvent des restes végétaux (feuilles et tiges), de couleur brun-sombre ainsi que des clastes flottants. Elle est en outre caractérisée par des bancs conglomératiques plurimétriques que l'on retrouve localement.

A environ 1 km à l'Ouest de Pirgaki (Fig. 2.2), il est possible de voir des foresets et des bottomsets de la partie supérieure du delta de Kerinitis en-dessous de ceux du delta de Selinous (Fig. 2.9). Ainsi, il est suggéré que ces deux deltas sont, au moins temporairement, contemporains. Ce caractère synchrone est également reconnu à partir des faciès du delta de Kerinitis et du delta de Vouraikos qui se développent plus à l'Est. La figure 2.8.c montre un très grand étalement des directions de progradation des foresets. Les directions de progradation vers le Sud-Ouest et vers le Sud-Est sont interprétées comme des basculements post-dépôts des unités de foresets par le jeu de la faille de Pirgaki. Au niveau de la faille de Pepelenitsis, un basculement syn-dépôt a été mis en évidence par des directions de progradation vers le Sud mais dont la valeur diminue du bas vers le haut de l'édifice deltaïque (Fig. 2.2).

Dans la région de Kerinia, la formation présente son épaisseur maximale qui est de 487 m (Fig. 2.2). Au Nord-Ouest de Kato-Fteri (Fig. 2.2), son épaisseur se réduit à 212 m. Au Sud de Melisia (Fig. 2.2), la Formation de Zoodhochos présente une puissance de 312 m. Il est proposé une épaisseur d'environ 250 m sous le delta de Selinous, en rive gauche de la rivière Selinous. La Formation de Zoodhochos présente un minimum d'épaisseur, environ 60 m, au niveau du sommet de la zone haute de l'Unité du Prérift (Nord-Est du monastère Taxiarchion). Son épaisseur augmente de part et d'autre de cette topographie. Elle n'est plus présente au Nord de Kato Mavriki.

La Formation de Zoodhochos repose en discordance sur la Formation de Melisia dans la région du village de Melisia. Elle présente une base érosive sur la Formation de Melisia sous le delta de Kerinitis, au Nord-Est de Kerinia (Fig. 2.2) et sous le delta de Selinous, en rive gauche de la rivière Selinous. Dans la vallée de la rivière Selinous, au Nord-Est du monastère Taxiarchion (Fig. 2.2), le contact entre la Formation de Zoodhochos et la Formation de Melisia se fait par l'intermédiaire de la faille de Taxiarchion (TF).

- **Interprétation :**

Faciès 1 : Les dépôts correspondent à une suite de séquences turbiditiques de granulométrie fine (Stow & Shanmugam, 1980, Tab. 4.3). Ils marquent un environnement distal correspondant au passage latéral de faciès depuis les foresets vers les bottomsets puis le prodelta. Tout comme le faciès 2, les horizons conglomératiques marquent l'arrivée dans le bassin de sédiments grossiers. Cette formation, dans la région de Kato Fteri et de Kerinia constituerait une zone privilégiée de sédimentation de faciès fins correspondant aux passages latéraux des faciès grossiers provenant des deltas de Vouraïkos et de Kerinitis. Des résultats préliminaires biostratigraphiques (palynologie) montrent que les conditions de dépôt du faciès 1 correspondent à un environnement marin ou à un environnement d'eau saumâtre (B. Urban, Com. Pers., 2008). Ceci vient confirmer que ces dépôts sont reliés aux deltas de Kerinitis et de Vouraikos. Ce faciès correspond à la sous-association de faciès distale 1 de prodelta (§ 4.4.4).

Faciès 2 : Les dépôts correspondent à des successions de turbidites de faciès distaux de prodelta. Les horizons conglomératiques représentent des périodes pendant lesquelles des sédiments grossiers ont migré plus loin dans le bassin. Ces dépôts sont caractérisés par une plus grande part de faciès arénitiques par rapport au prodelta provenant des deltas géants (faciès 1). Il est suggéré que les dépôts constituant le faciès 2 représentent les faciès distaux de prodelta de deltas qui aujourd'hui ont totalement disparu.

En rive gauche de la rivière Selinous, dans la région de Melisia ainsi que sous le delta de Kerinitis, la Formation de Zoodhochos se trouve stratigraphiquement en-dessous des deltas géants du Groupe moyen. Dans la région de Kato-Fteri et de Kerinia, la Formation de Zoodhochos présente les deux types de faciès. Par conséquent, la Formation de Zoodhochos est composée de deux parties.

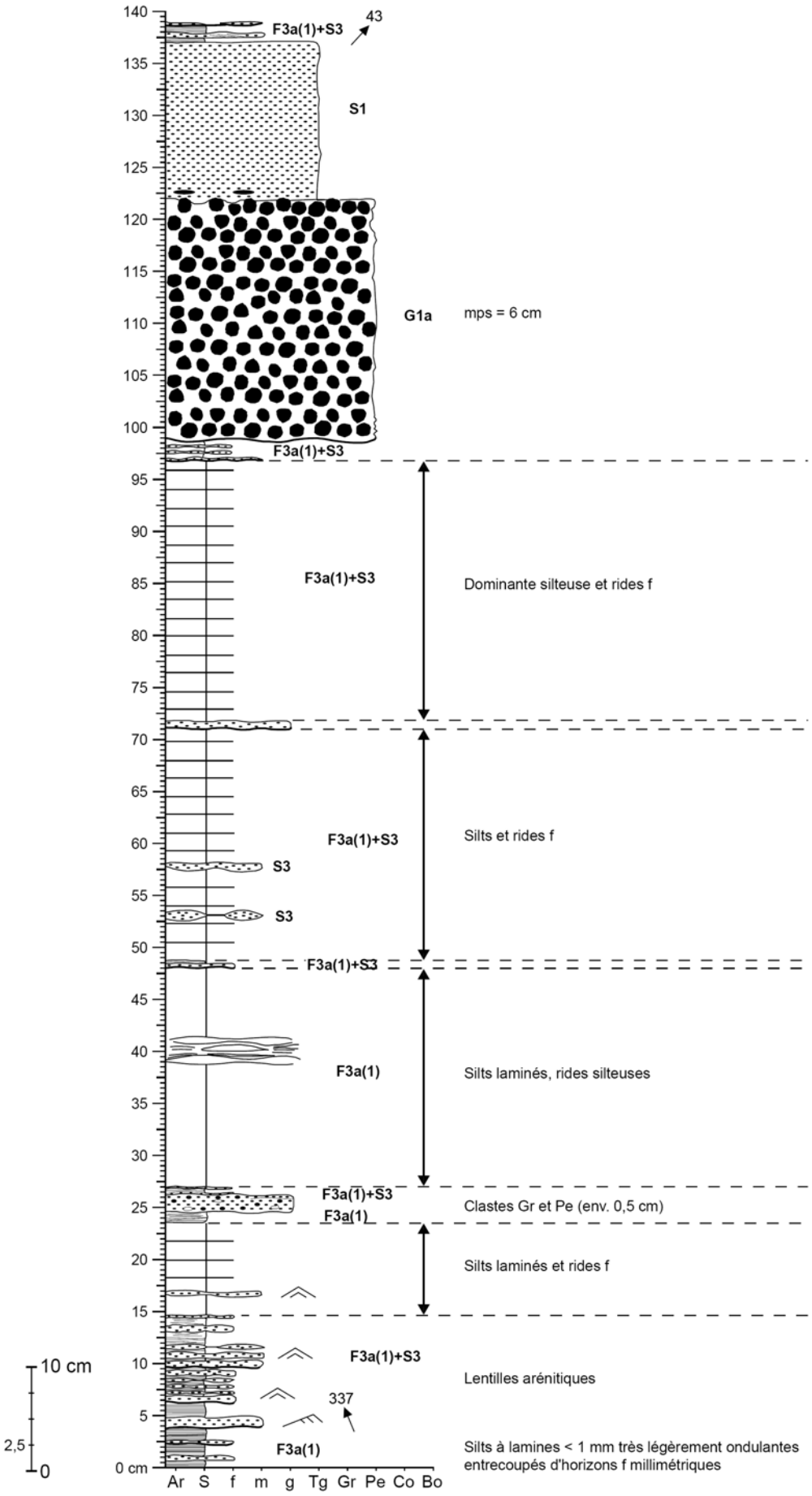

140
135
130
125
120
115
110
105
100
95
90
85
80
75
70
65
60
55
50
45
40
35
30
25
20
15
10
5
0 cm
F3a(1)+S3
43
S1
G1a
mps = 6 cm
F3a(1)+S3
F3a(1)+S3
Dominante silteuse et rides f
F3a(1)+S3
Silts et rides f
S3
S3
F3a(1)+S3
F3a(1)
Silts laminés, rides silteuses
F3a(1)+S3
F3a(1)
Clastes Gr et Pe (env. 0,5 cm)
Silts laminés et rides f
F3a(1)+S3
Lentilles arénitiques
337
F3a(1)
Silts à lamines < 1 mm très légèrement ondulantes entrecoupés d'horizons f millimétriques
10 cm
2,5
0
Ar S f m g Tg Gr Pe Co Bo

Figure 2.10 : Log de référence de la Formation de Zoodhochos. La légende des figurés utilisés est donnée en figure 4.5. Ce log correspond à la sous-association distale 1 de l'association de faciès de prodelta (Chapitre 4 et Tab. 4.5).

La partie inférieure est antérieure aux deltas géants du Groupe moyen (faciès 2). La partie supérieure, représentant les dépôts (faciès 1) latéralement équivalents aux deltas de Kerinitis et de Vouraikos, serait donc contemporaine des ces deltas. La répartition géographique différente du faciès 1 et du faciès 2 ainsi que le contact localement érosif entre le delta de Selinous et la Formation de Zoodhochos soutiennent l'hypothèse de l'existence de deux parties dans la Formation de Zoodhochos. Il n'est pas possible de les différencier cartographiquement dans la région de Kato Fteri et de Kerinia.



Figure 2.11 : Faciès 2 de la Formation de Zoodhochos constitué d'une alternance d'horizons d'arénite fine et d'arénite moyenne. Ces bancs sont interprétés comme des turbidites de prodelta. La photographie a été prise dans la région de Melisia. Abréviations : f = sable fin, m = sable moyen (Fig. 4.5).

2.2.3. Groupe supérieur

Le Groupe supérieur comporte des formations représentant des deltas récents à actuels ainsi que des formations superficielles.

2.2.3.1. Formation de Kolokotronis

- **Description :**

La Formation de Kolokotronis se trouve en rive gauche de la rivière Kerinitis (Fig. 2.2). Elle est stratigraphiquement au-dessus de la Formation de Kerinitis.

Cette formation est dominée par les conglomérats, de couleur rouge dominante (Fig. 2.12.a). Les conglomérats sont moins grossiers (taille moyenne des clastes de la classe des «pebble»), mieux triés et la proportion de matrice est plus réduite que pour la Formation de Kerinitis. La texture «open-framework» est bien représentée. Une grande part des clastes oblongs ont leur dimension la plus longue parallèle à la stratification. Ces conglomérats sont également mieux stratifiés. Des slumps ainsi que des troncatures internes sont visibles.

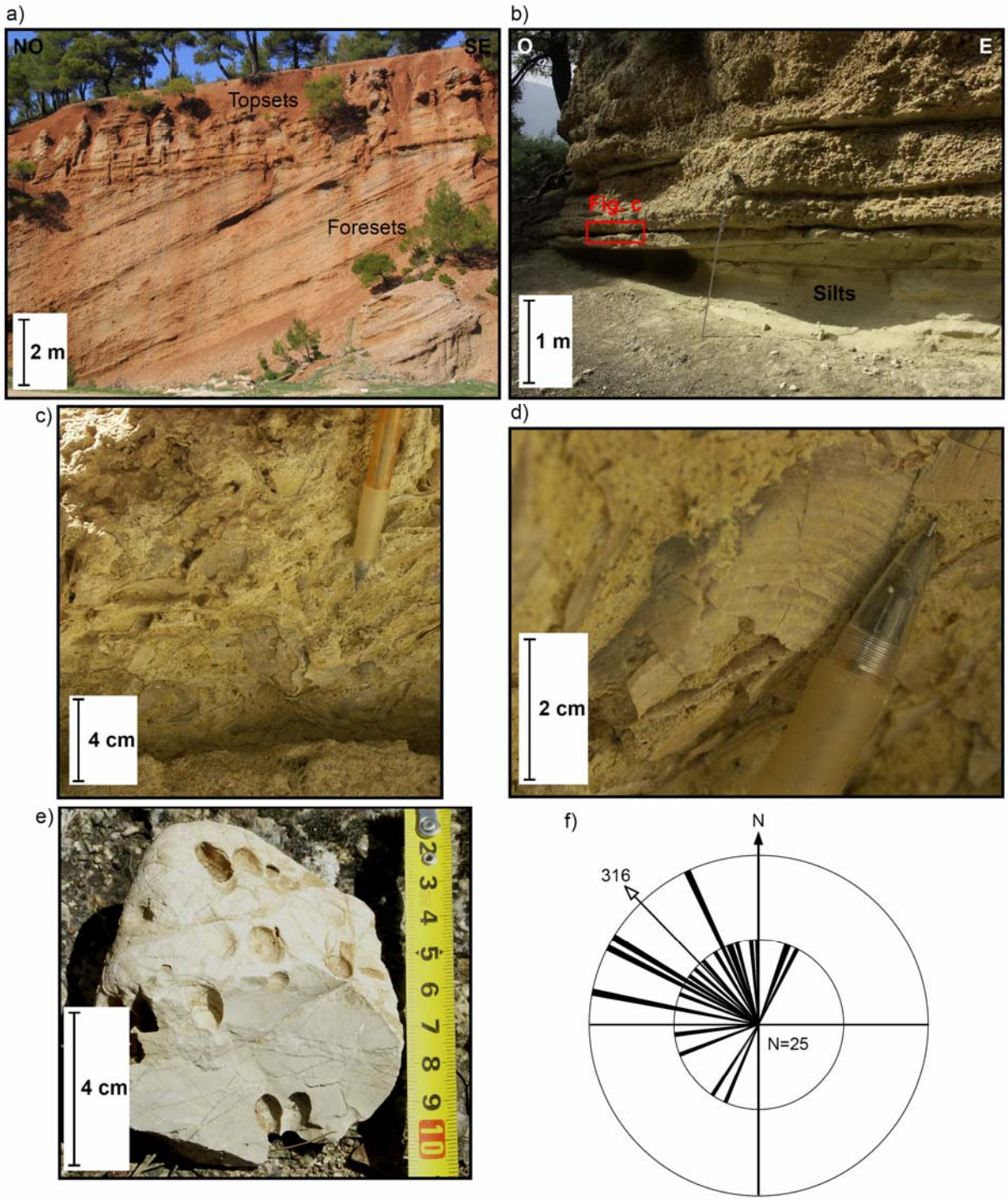


Figure 2.12 : Formation de Kolokotronis. a) Surface de toplap entre topset et foreset près du village de Pirgaki (Fig. 2.2). La stratification dans les foresets conglomératiques est bien marquée. La couleur rouge des conglomérats est caractéristique de cette formation. b) Topsets de la Formation de Kolokotronis. Des silts se trouvent en-dessous de bancs conglomératiques bien stratifiés et aux limites planes. La figure c est localisée. c) Niveau coquillier à matrice calcaire et contenant des clastes (sable grossier), constituant une lumachelle et localisé sur la figure a. d) Coquille de bivalve marin proche des moules actuelles. e) Galet calcaire de l'Unité du prérift perforé par des bivalves lithophages. f) Diagramme de Rose des directions de pendage des foresets du delta de Kolokotronis. La direction moyenne de pendage est vers N316°E (NO), avec un pendage moyen de 26°.

La majorité des bancs conglomératiques constituant la Formation de Kolokotronis présentent un pendage sédimentaire. Des bancs conglomératiques aux limites planes et bien stratifiés reposent sur des horizons silteux (Fig. 2.12.b). Les bancs conglomératiques ont des épaisseurs décimétriques, sont mal triés, et comportent des clastes bien émoussés, d'une moyenne de 1,5 à 3 cm. La figure 2.12.b localise un niveau de 25 cm d'épaisseur, contenant des coquilles parfois entières de bivalves marins (Fig. 2.12.c), dont les concavités peuvent être tournées vers le haut ou vers le bas (Fig. 2.12.d), dans une matrice calcaire. Ces coquilles sont très nombreuses en base de banc. Des clastes de l'Unité du prérift de la classe des sables grossiers sont également présents. Un galet perforé par des lithophages a été trouvé sur cet affleurement (Fig. 2.12.e). 25 mesures d'azimut et de pendage des bancs conglomératiques ont été prises dans cette formation (Fig. 2.12.f), indiquant une valeur moyenne de pendage de 26° vers N316°E.

La Formation de Kolokotronis a une épaisseur maximale de 312 m (Fig 2.4).

La base de la Formation de Kolokotronis est érosive sur la Formation de Kerinitis (Figs 2.2 et 2.4). En effet, cette dernière est tronquée sur une épaisseur d'environ 280 m (Fig. 2.2) vers le Nord dans la région de Melisia. La base érosive de la Formation de Kolokotronis apparaît également sur la coupe naturelle de la rivière Kerinitis (Fig. 5.3), sur laquelle la Formation de Kerinitis apparaît érodée sur un minimum de 116 m. Enfin, la base érosive est également identifiée sur le côté Est de la Formation de Kolokotronis, où elle tronque la Formation de Kerinitis sur 100 m (Fig. 5.4.b). La base de la Formation de Kolokotronis est localement discordante sur la Formation de Zoodhochos.

- **Interprétation :**

La Formation de Kolokotronis représente un Gilbert-delta. Les conglomérats à pendage sédimentaire sont interprétés comme des foresets et ceux qui sont subhorizontaux, comme des topsets (Fig. 2.12.a). Les mesures de directions de progradation dans les foresets montrent que ce delta s'est préférentiellement construit vers le NO (N316°E, Fig. 2.12.f). En comparant la position de ce delta et l'orientation globalement Nord-Sud de la vallée de la rivière Kerinitis, jusqu'à son débouché au niveau du plan de la faille de Pirgaki (Figs 2.2 et 4.1), il vient que le delta de Kolokotronis a été alimenté par la rivière Kerinitis antécédente. Cette rivière n'a emprunté son cours actuel que très récemment (Fig. 2.2). La valeur élevée estimée pour l'épaisseur de la Formation de Kerinitis tronquée dans la région de Melisia peut être amplifiée par une direction de la troncature parallèle à la direction moyenne de progradation des foresets de la Formation de Kolokotronis. La présence d'un niveau à coquilles de bivalves marins ainsi que le galet perforé par des lithophages montrent que le delta de Kolokotronis s'est mis en place en milieu marin, au moins pendant une partie de son histoire.

Flotté (2003) a identifié un horizon marin dans les topsets du delta de Kolokotronis (Figs 2.12.b et c). A partir de cet indice, il propose que le delta de Kolokotronis ne soit pas plus ancien qu'environ 400 ka. Cet âge correspondrait à la première incursion marine dans le Golfe de Corinthe selon Keraudren & Sorel (1987). Il est proposé dans cette étude un début de mise en place du Groupe supérieur vers 700 ka en référence au taux de soulèvement sur la faille d'Helike (*cf.* § 2.3).

2.2.3.2. Formation de Kato Fteri

- **Description :**

La Formation de Kato Fteri n'affleure que dans une zone très réduite à environ 1 km au Nord-Ouest du village de Kato Fteri (Fig. 2.2). Elle se situe stratigraphiquement sous la Formation de Kolokotronis et au-dessus de la Formation de Kerinitis (Fig. 2.4).

La Formation de Kato Fteri (Fig. 2.13) est constituée d'horizons sableux d'environ 20 cm d'épaisseur généralement très bien triés à fines lamines planes et parallèles (Fig. 2.14.a). Ces bancs contiennent des intraclastes de silt laminé correspondant à la remobilisation de l'horizon silteux qui sépare les bancs sableux (Fig. 2.14.b). Des bancs arénitiques parfois plus indurés présentent des figures d'échappement d'eau («dish structure»). Cette organisation est parfois interrompue par la présence de bancs très épais (6 m au maximum) de conglomérats très mal triés «clast-support» ou «matrice-support» (Fig. 2.13).

La Formation de Kato Fteri a une épaisseur maximale visible d'environ 162 m (Figs. 2.2 et 2.4).

La base de la Formation de Kato Fteri n'est pas érosive sur la Formation de Kerinitis. Les faciès de la Formation de Kato Fteri remplissent une paléovallée d'axe NNE-SSO creusée dans la Formation de Zoodhochos (Fig. 2.2). Le contact de la Formation de Kato Fteri avec celle de Zoodhochos peut se faire par une faille. Les directions de pendage vers le Sud mesurées dans la Formation de Kato Fteri proviennent d'un basculement vers la faille Est Kato Fteri (EKaFF, Fig. 2.2).

- **Interprétation :**

Les dépôts peuvent être interprétés comme des dépôts turbiditiques. L'arrivée du courant de turbidité érode le sommet des niveaux silteux constituant le sommet de la coulée précédente, produisant les intraclastes. Les bancs arénitiques dans lesquels s'observe une disparition progressive vers le haut des clastes peuvent s'interpréter comme la partie S3 de la séquence turbiditique de haute densité (Lowe, 1982), c'est-à-dire ce qui résulte du dépôts de sédiments en suspension. Les horizons silteux pourraient correspondre à la division Te de la séquence turbiditique de basse densité (Lowe, 1982). Cette formation correspondrait pour partie à l'expression distale du delta de Kolokotronis (Fig. 2.4).

2.2.3.3. Formations de Kouloura, Koumaris, Pilioura et Kerinia

- **Description :**

La Formation de Kouloura se situe sur le «hangingwall» de la faille Ouest Helike (WHF, Fig. 2.2). Cette formation est soulevée dans le «footwall» de la faille d'Aigion. Les conglomérats la composant présentent un pendage sédimentaire moyen de 15° en direction de l'Est et du Nord-Est. Elle a une épaisseur de 137 m. Sa base est discordante sur la Formation de Melisia (coin Nord-Ouest du secteur d'étude).

La Formation de Koumaris se trouve au Sud du village de Koumaris, sur le «footwall» de la faille Ouest Helike (Fig. 2.2).

Les bancs de conglomérats ont un pendage sédimentaire moyen de 27°, dirigé du Nord-Est à l'Est. Son épaisseur est de 75 m et elle couvre une surface de 0,8 km^2. Le contact avec la Formation de Melisia est discordant.

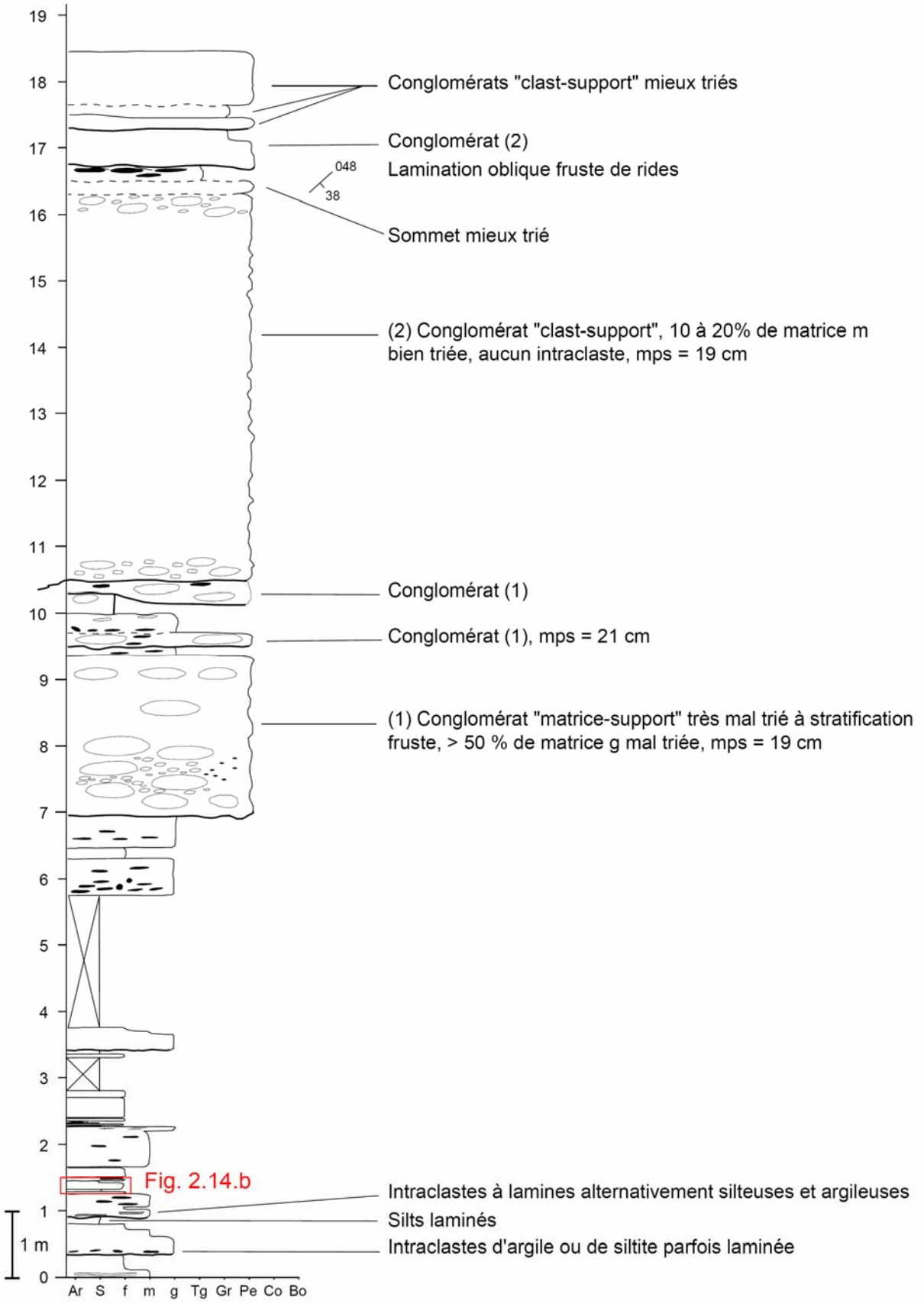


Figure 2.13 : Log de référence de la Formation de Kato Fteri. La position de la figure 2.14.b est donnée.

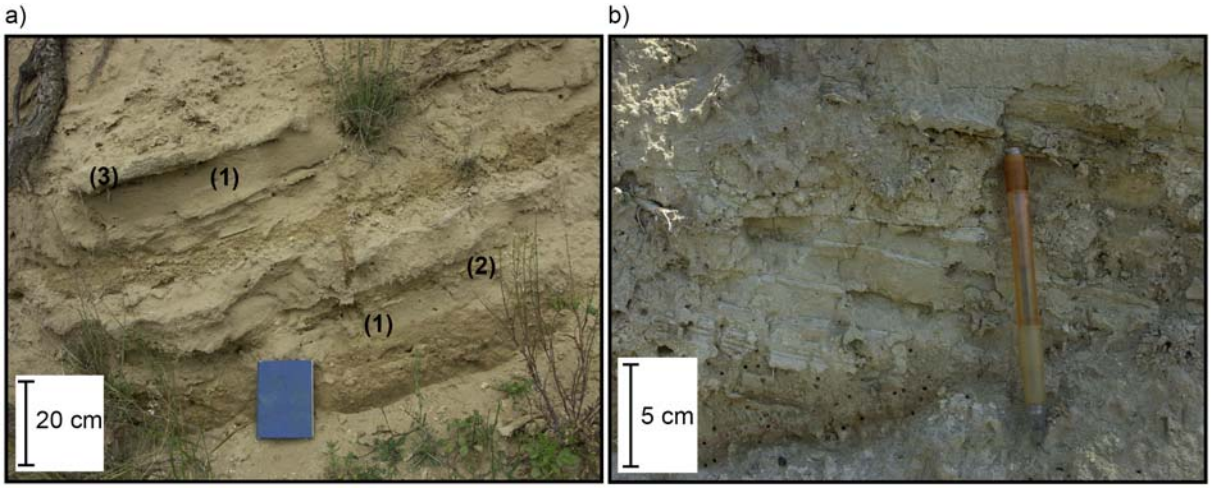


Figure 2.14 : Faciès de la Formation de Kato Fteri. a) Bancs sableux d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur très bien triés (1). La base de ces bancs présente des intraclastes silteux (2). Localement, des couches d'environ 5 cm d'épaisseur d'arénite moyenne (3) peuvent apparaître dans les bancs sableux ou au-dessus des niveaux à intraclastes. Leur base est légèrement érosive. b) Illustration des turbidites à base sableuse de la partie du log entre 125 et 145 cm. La position de cette figure est donnée sur la figure 2.13.

La Formation de Pilioura se trouve au Sud du village de Selinous, sur le «footwall» de la faille Ouest Helike (Fig. 2.2). Des mesures prises dans les conglomérats indiquent un pendage moyen de 28° en direction du Sud au Sud-Est. Ces directions de pendage s'expliquent par un basculement de cette formation vers la faille Ouest Kerinia (WKF, Fig. 2.2), sur le «hangingwall» de cette faille. Son épaisseur est de 100 m et elle couvre une surface de 0,7 km^2. Sa base est érosive sur la Formation de Melisia sur une épaisseur de 60 m.
La Formation de Kerinia se situe à l'Est du village de Kerinia, sur le «footwall» de la faille Ouest Helike (Fig. 2.2). Cette formation est affectée par de petites failles normales de direction moyenne N100°E (Fig. 2.2), marquées dans la topographie par des vallées de faible profondeur. Les conglomérats qui la composent présentent un pendage sédimentaire d'une valeur moyenne de 22° en direction du Nord. Son épaisseur maximum est de 175 m et elle couvre une superficie de 2,2 km^2. Sa base est érosive sur la Formation de Zoodhochos, à la fois sur un axe SO-NE et un axe NO-SE, ainsi que sur la Formation de Melisia. Un affleurement ayant les mêmes caractéristiques que les formations précédemment décrites se situe au Nord-Ouest du village de Kato Fteri (Fig. 2.2). Ces conglomérats reposent sur la Formation de Kerinitis et sur la Formation de Kato Fteri. Ils sont d'extension trop restreinte et ne constituent donc pas une formation à part entière, mais pourraient faire partie de la Formation de Kerinia.

Ces quatre formations sont composées de conglomérats très mal triés, de granulométrie plus faible (classe «pebble» d'environ 2 cm de moyenne), plus riches en matrice et moins indurés (Fig. 2.15) que les conglomérats des formations du Groupe moyen. La différence la plus marquante entre les foresets des Formations de Kouloura, Koumaris, Pilioura et Kerinia par rapport à ceux des deltas du Groupe moyen (exemple du delta de Kerinitis, Fig. 4.21) est la proportion beaucoup plus marquée de matrice arénitique (environ 60%). Les conglomérats de la Formation de Kolokotronis, faisant également partie du Groupe supérieur, en sont quasiment dépourvus (Fig. 2.12.a).



Figure 2.15 : Foresets de deltas récents (Formation de Kerinia, Fig. 2.2). Les conglomérats sont beaucoup moins grossiers (classe «pebble»), plus riches en matrice et moins indurés que ceux des deltas du Groupe moyen.

- **Interprétation :**

Les conglomérats représentent des Gilbert-deltas dominés par les foresets. Ils sont plus récents que les deltas de Selinous et de Kerinitis. Ces deltas ont une direction de progradation comprise entre le NNO et le NE. Curieusement, ces quatre formations ne présentent pas de topsets. Ces deltas récents se sont construits principalement par remobilisation de sédiments composants les deltas du Groupe moyen. La Formation de Koumaris a pu être alimentée par la rivière Meganitas, la Formation de Pilioura par la rivière Selinous et la Formation de Kerinia par la rivière Kerinitis. D'après sa position, la Formation de Kouloura semble plus jeune que les Formations de Koumaris, Pilioura et Kerinia, soulevées respectivement à une altitude de 435 m, 540 m et 581 m dans le «footwall» immédiat de la faille d'Helike.

2.2.3.4. Formations superficielles

Ces formations contiennent des dépôts continentaux (sols rouges, dépôts de versant, dépôts fluviatiles) et des dépôts marins (terrasses marines et deltas actuels).

- **Les sols rouges :**

Ces dépôts sont repérables sur les conglomérats de Kerinia (à des altitudes de 100 à 420 m), (Fig. 2.16) ainsi qu'au sommet de la Formation de Kolokotronis (à des altitudes de 800 et 836 m), (Fig. 2.2). Ils ont une épaisseur maximale d'environ 20 m (Fig. 2.4). Ces dépôts s'installent de préférence sur des surfaces planes. Ils sont identifiables à leur couleur rouge rouille prédominante. Ces sols rouges s'installent sur des conglomérats, mais également des arénites et des silts des formations sous-jacentes. Les sols rouges sont très souvent cultivés (vignes, arbres fruitiers).

Les sols rouges correspondent à ce que Sébrier (1977) appelle les formations de limons brun rouge ainsi que de brèches peu ou pas consolidées. Ces sols rouges seraient d'origine glaciaire (Riss et Würm). D'après Barbaroux & Bousquet (1976), les plateaux de relative faible extension formés de sols rouges auraient une origine glaciaire (Mindel-Riss, 0,3 à 0,4 Ma).

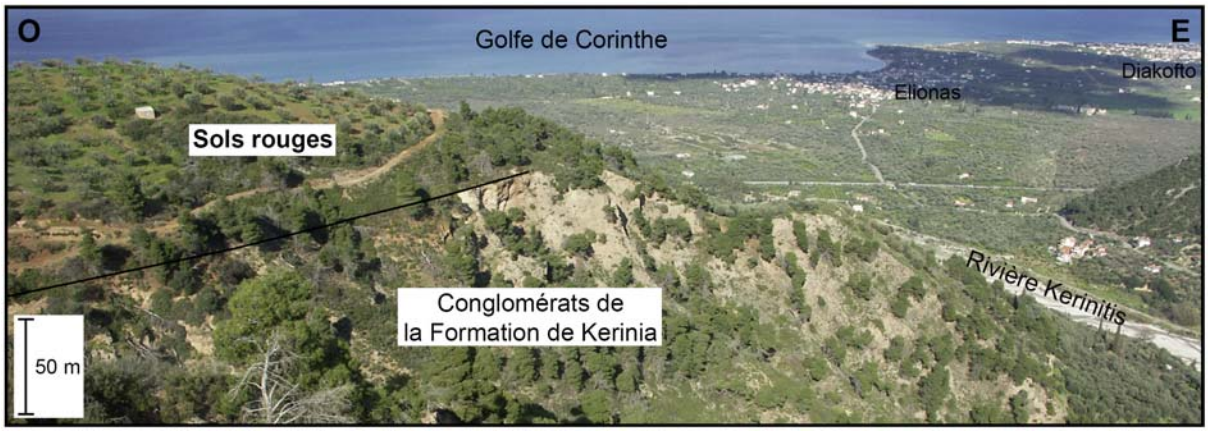


Figure 2.16 : Développement des sols rouges sur des plateaux supportés par des conglomérats de la Formation de Kerinia. Ces sols rouges sont très souvent cultivés.

Une autre origine possible des sols rouges (ou sol fersialitique, Flotté, 2003) est proposée par Dufaure (1975). Il l'associe à la dissolution d'un substrat carbonaté en zone mal drainée durant une période chaude, avec accumulation des résidus insolubles (argiles rouges et éléments siliceux du conglomérat). Selon le même auteur, la période durant laquelle aurait eu lieu l'essentiel de ce phénomène correspondrait à l'interglaciaire Mindel-Riss (env. 350 – 300 ka, période corrélable au stade isotopique 9). Palyvos *et al.* (submitted) décrivent des sols, dont la mise en place provoque localement la dissolution complète des clastes de l'Unité du prérift contenus dans la Formation sur laquelle ils s'installent. Les auteurs nomment ces sols «terra rossa» qui correspondent aux sols rouges décrits dans cette étude (*cf.* § 2.2.3.4) car ils se développent également sur les plateaux. D'après Durn (2003), les «terra rossa» se formeraient sous l'effet d'un climat méditerranéen chaud et humide et sont connus dans tout le domaine méditerranéen.

- **Les dépôts de versant**

Il est possible d'en distinguer de deux types. Tout d'abord, ceux dont le déplacement est régi essentiellement par la gravité. Ces sont les coulées de débris aériennes et les éboulis non consolidés. Ensuite, ce sont les dépôts de versant à ruissellement dominant. Ce sont les colluvions au sens strict du terme. Ces dépôts sont très récents à actuels.

- **Les dépôts fluviatiles**

Ils correspondent aux dépôts récents et actuels observables dans le lit majeur des rivières. Par exemple, dans la rivière Kerinitis, il est possible d'observer à l'étiage, une succession de barres longitudinales et transverses. Elles sont constituées principalement de graviers et de galets, provenant de l'altération des sédiments de l'Unité du prérift ou de la remobilisation des sédiments des formations sédimentaires antérieures, notamment de la Formation de Kerinitis. Localement, dans la partie aval du cours de la rivière Kerinitis, des placages de sédiments fins (limons) ont été identifiés sur les formations antérieures (principalement, la Formation de Zoodhochos). Il s'agit de terrasses fluviatiles résultant essentiellement de l'accumulation de séquences de crues.

- **Les terrasses marines :**

Les terrasses marines se présentent morphologiquement sous forme de deux barres bien visibles dans le paysage, à environ 2 km à l'Est du village de Kerinia (Fig. 2.2). L'une est située à 115 m d'altitude, elle est orientée selon N098°E et fait 50 m de long pour 5 m d'épaisseur (Fig. 2.17.a). L'autre se situe à 150 m d'altitude, elle est orientée selon N113°E et fait 20 m de long pour 3 m d'épaisseur. Ces deux barres reposent de façon conforme sur la Formation de Kerinia.

Ces barres littorales présentent toutes les deux des conglomérats à matrice calcaire et à clastes issus de l'Unité du prérift (<50% de la roche totale, Fig. 2.17.b). L'une d'elle (115 m d'altitude) présente des conglomérats à encroûtement d'origine algaire et par des coraux.

Des terrasses marines ont été cartographiées par De Martini *et al.* (2004) et McNeill *et al*. (2004) dans la même région que celles identifiées dans cette étude. D'après McNeill *et al.* (2004), elles correspondraient au Stage isotopique 5, soit un âge de 120 000 ans (Fig. 5.24).

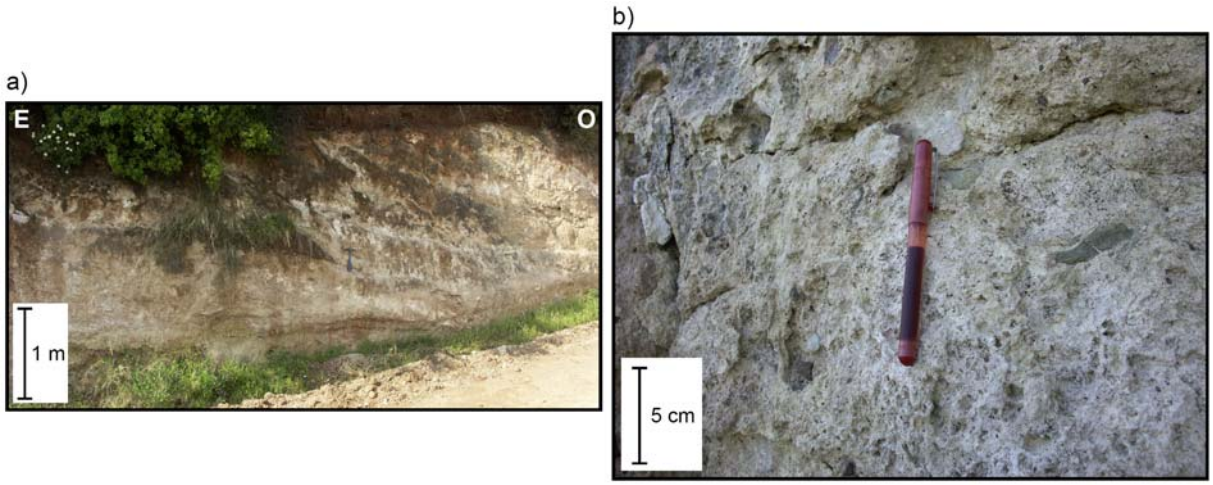


Figure 2.17 : a) Terrasse marine exondée située à 115 m d'altitude, d'une orientation E-O et située à 2 km à l'Est du village de Kerinia (Fig. 2.2). b) Conglomérat à matrice calcaire composant ces barres calcaires (la photographie est issue de la barre située à une altitude de 150 m). Les clastes sont issus de l'Unité du prérift.

- **Les deltas actuels**

Les deltas actuels se mettent en place sur le «hangingwall» de la faille Ouest Helike (Figs 2.2 et 4.1). Sur le secteur rivière Meganitas – rivière Kerinitis, il s'agit des deltas alimentés par les rivières Meganitas, Selinous et Kerinitis.

La partie subaérienne (formée de topsets) est reconnaissable à la forme en demi-cercle dessinant le trait de côte et correspondant aux embouchures des rivières (exemple de la rivière Vouraikos, Fig. 4.20). Cette forme proviendrait de la dispersion des sédiments par la rivière au niveau de son embouchure, suite à une diminution du régime d'écoulement. D'après Prior & Bornhold (1989), ils seraient de même dimension que les deltas géants du Groupe moyen. La partie émergée (topsets) du delta de Vouraikos actuel a une superficie de 7,8 km^2.

2.3. Histoire géologique du secteur d'étude

Les coupes structurales sont réparties en trois groupes afin de contraindre au mieux les épaisseurs des différentes formations sédimentaires, ainsi que leurs variations latérales. Les tracés des coupes structurales sont présentés sur la figure 2.18 où elles y sont distinguées par des chiffres romains. Le premier groupe représente les coupes SSO-NNE (coupes I à V). Leur orientation a été choisie de cette façon car elle est normale à la direction moyenne des failles majeures du secteur rivière Meganitas – rivière Kerinitis, le remplissage synrift étant contraint au premier ordre par ces failles. Ces coupes intersectent avec un angle élevé la majorité des failles de second et de troisième ordre. Le second groupe est composé de coupes normales aux coupes du premier groupe et donc sub-parallèles à l'orientation des failles majeures. Ce sont des coupes orientées ONO-ESE (coupes VI et VII). Elles permettent d'étudier les variations latérales d'épaisseur qui ne sont pas directement contrôlées par les failles majeures. Le troisième groupe est constitué de coupes obliques par rapport à celles des deux premiers groupes. Ce sont des coupes ESE-ONO (coupe VIII) et SO-NE (coupe IX). Elles permettent de comprendre les variations d'épaisseur des formations sédimentaires qui ne sont pas liées aux failles.

L'histoire géologique du secteur d'étude est marquée par plusieurs évènements d'érosion, souvent importants. Les discordances sont situées à la base de la succession synrift, entre les trois groupes stratigraphiques et à l'intérieur des groupes moyen et supérieur.

2.3.1. Paléotopographie de l'Unité du prérift

La surface supérieure de l'Unité du prérift n'est pas horizontale sur le secteur rivière Meganitas – rivière Kerinitis. La paléotopographie est constituée de hauts topographiques, de paléovallées et de dépressions topographiques.

Dans la vallée de la rivière Selinous (Fig. 2.2), l'Unité du prérift forme un haut topographique en forme de «triangle» (coupe I, Fig. 2.19.a), appelé le haut topographique d'Aghriakona. Il s'agit bien d'un haut topographique et non pas d'un horst car aucune faille, de part et d'autre de cette zone haute n'a été identifiée. Pour vérifier ces interprétations de terrain, c'est-à-dire que les contacts avec le remplissage synrift sont de type stratigraphique, des plans de failles ont été générés grâce au logiciel gOcad. Les plans de failles qui ont été retenus sont ceux dont les traces sur la surface topographique correspondent à la trace du contact entre l'Unité du prérift et le remplissage synrift. L'azimut et le pendage du plan qui a été sélectionné sont N149°E-25NE (coupe I, Fig. 2.19.a). La faible valeur de pendage permet d'attribuer à ce plan une valeur de contact stratigraphique discordant entre l'Unité du prérift et le remplissage synrift et non pas à une faille.

Quatre paléovallées ont été mises en évidence sur le secteur d'étude. Sur la coupe III (Fig. 2.19.b), la paléovallée 1, d'axe O-E est localisée entre le «hangingwall» de la faille Sud Lakka (SLF) et le «footwall» de la faille Nord Lakka (NLF). Elle a une largeur estimée à 400 m pour une profondeur d'environ 112 m. Cette morphologie est affectée par les failles Sud Lakka et Nord Lakka. La paléovallée 2, d'axe O-E est localisée sur le horst limité par les failles Nord Lakka au Sud et d'Achladia au Nord. Elle a une largeur d'environ 150 m pour une profondeur estimée à 100 m. Ces incisions sont comblées par les sédiments de la Formation de Melisia. Ces deux paléovallées d'axe O-E affectent des blocs basculés. Sur la coupe VII (Fig. 2.20.a), la paléovallée 3 d'axe SSO-NNE a été identifiée entre les failles de Kato Mavriki (KMF) et Ouest Helike (WHF). Elle a une largeur estimée à 387 m pour une profondeur d'environ 62 m.

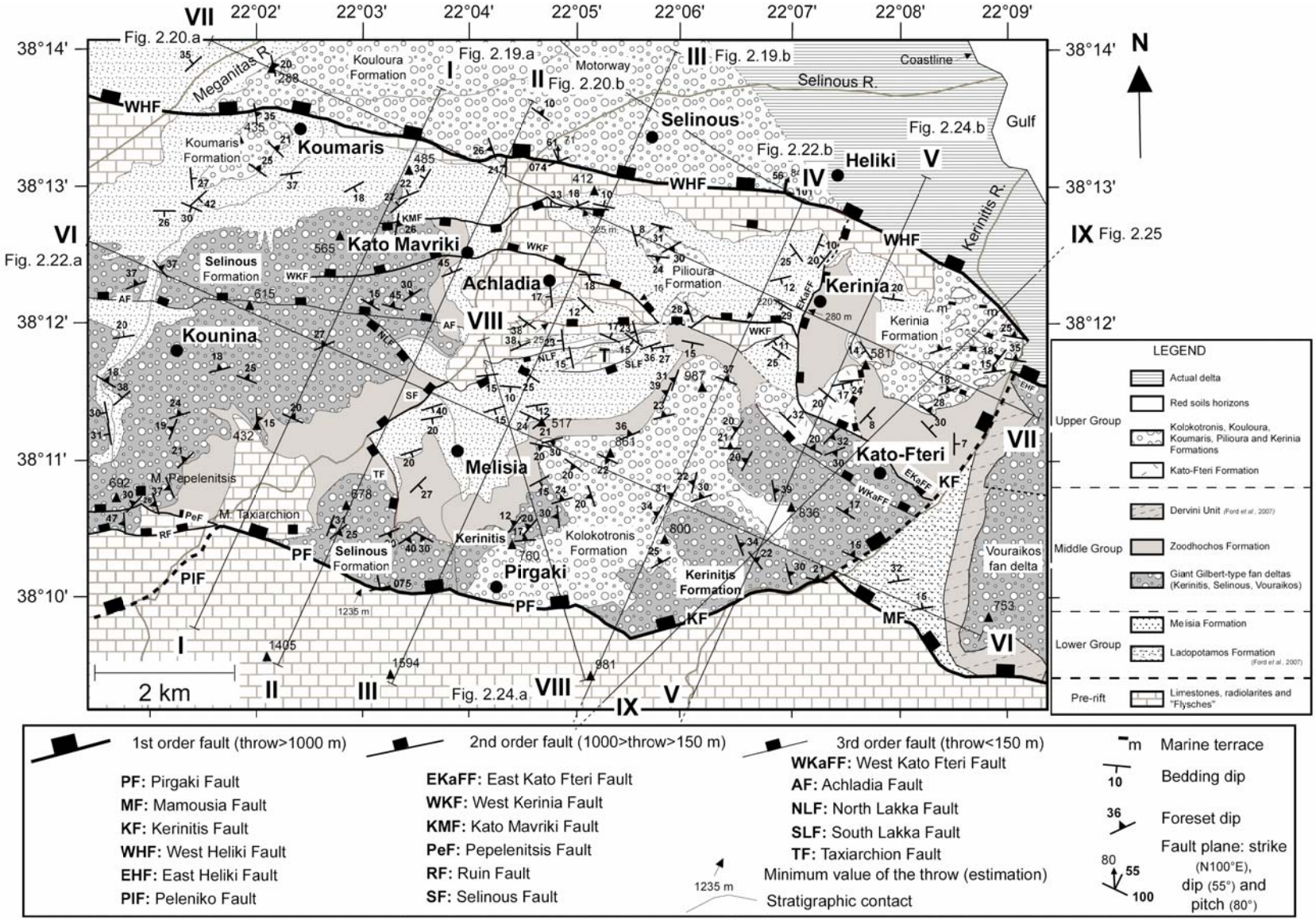


Figure 2.18 : Tracés des coupes structurales (numérotées de I à IX) sur le secteur rivière Meganitas - rivière Kerinitis et indication des numéros de figures correspondants.

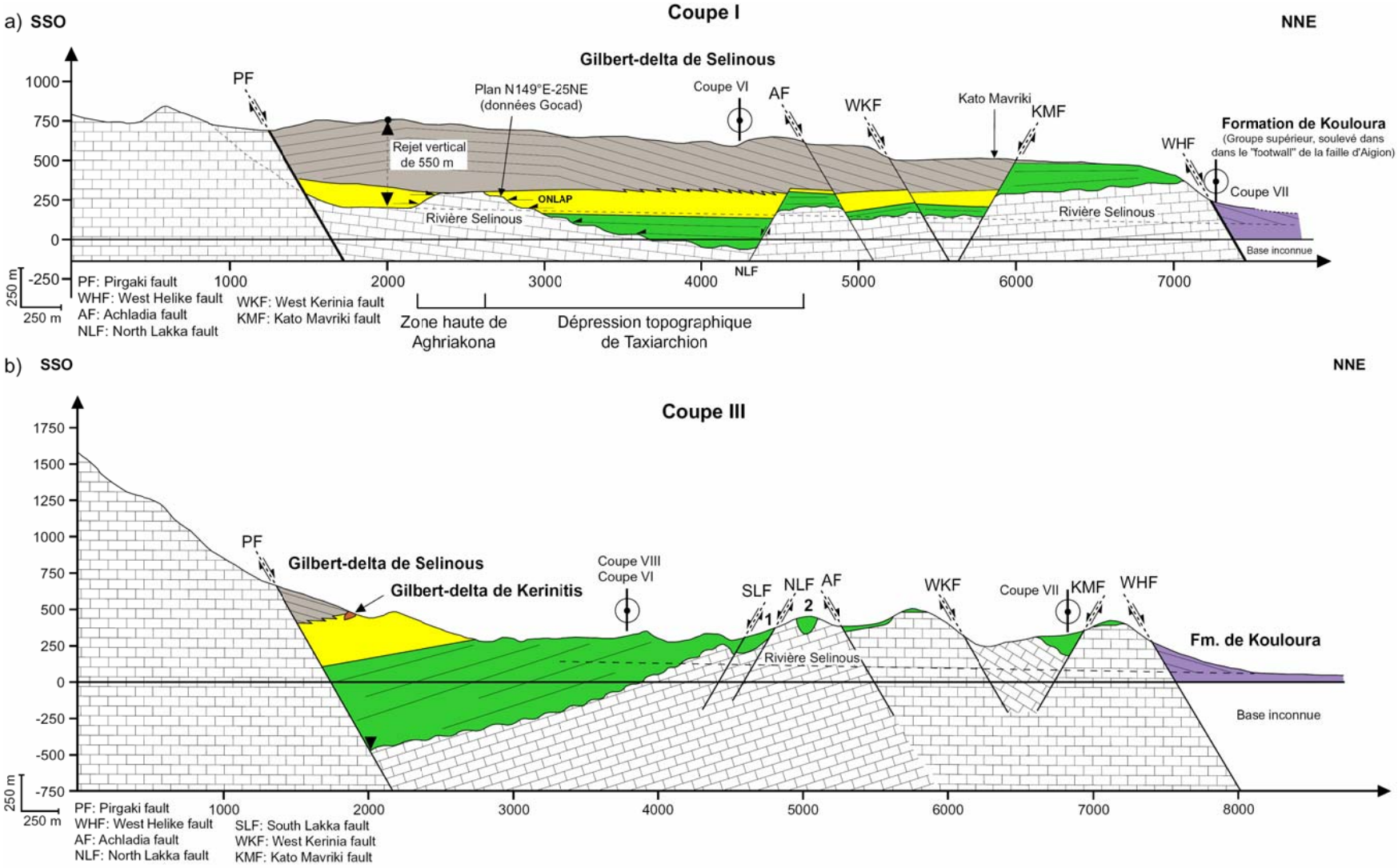


Figure 2.19 : a) Coupe I orientée N024°E (SSO-NNE). Le complément latéral se trouve 875 m à l'Ouest du trait de coupe. b) Coupe III orientée N024°E (SSO-NNE). Les chiffres 1 et 2 indiquent la position des vallées héritées de l'Unité du prérift. Les intersections avec les coupes VI (Fig. 2.22.a) et VII (Fig. 2.20.a) sont indiquées sur les deux coupes, ainsi que l'intersection avec la coupe VIII (Fig. 2.24.a) sur la figure b. Leur tracé est porté sur la figure 2.18.

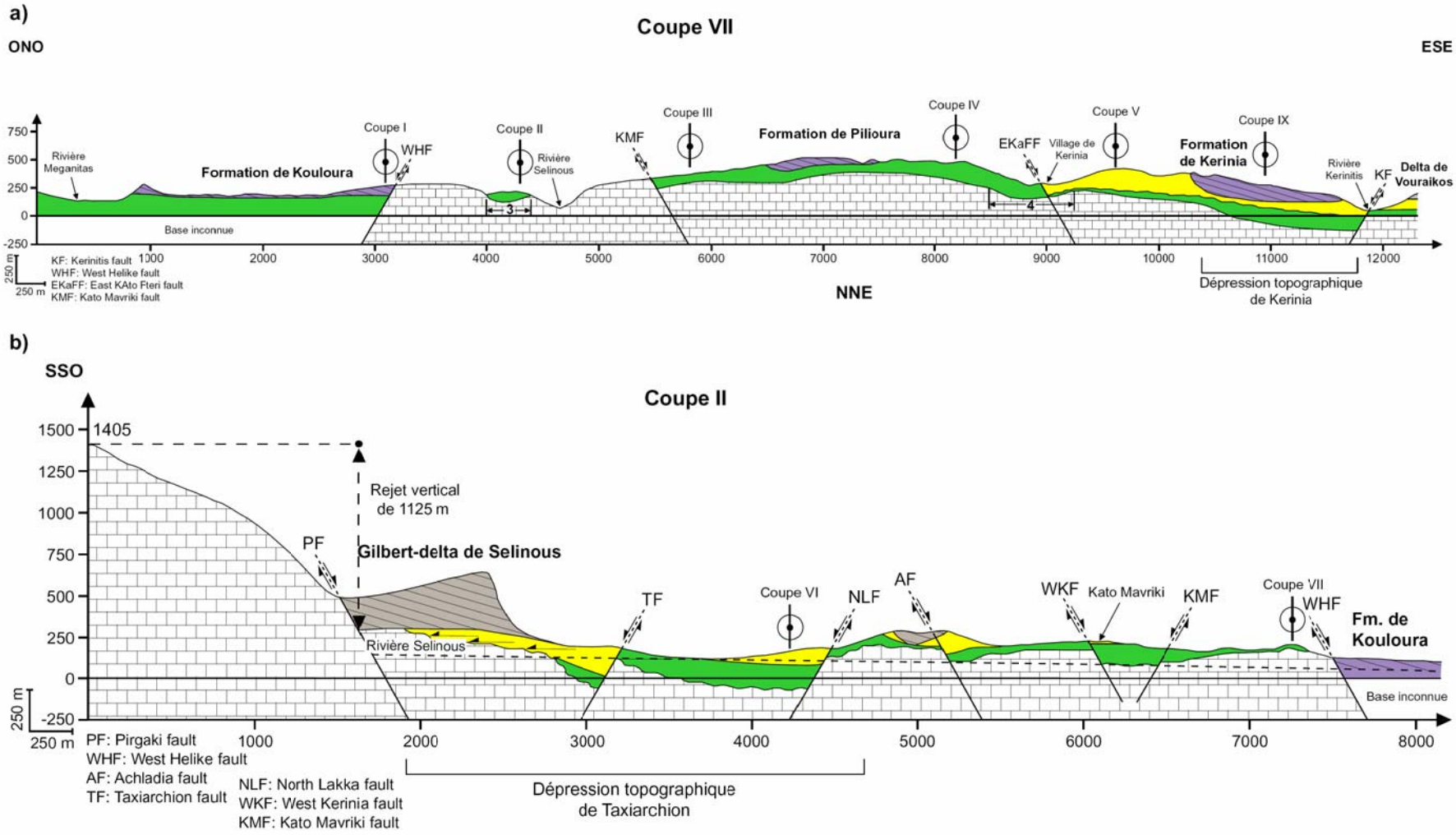


Figure 2.20 : a) Coupe VII orientée N114°E (ONO-ESE). La localisation des paléovallées 3 et 4 ainsi que de la dépression topographique de Kerinia est indiquée. L'intersection avec les coupes I (Fig. 2.19.a), II (Fig. 2.20.b), III (Fig. 2.19.b), IV (Fig. 2.22.b), V (Fig. 2.24.b) et IX (Fig. 2.25) sont indiquées. b) Coupe II orientée N024°E (SSO-NNE). La dépression topographique de Taxiarchion est localisée. Les intersections avec les coupes VI (Fig. 2.22.a) et VII (Fig. 2.20.a) sont indiquées. Le tracé des coupes II et VII est porté sur la figure 2.18.

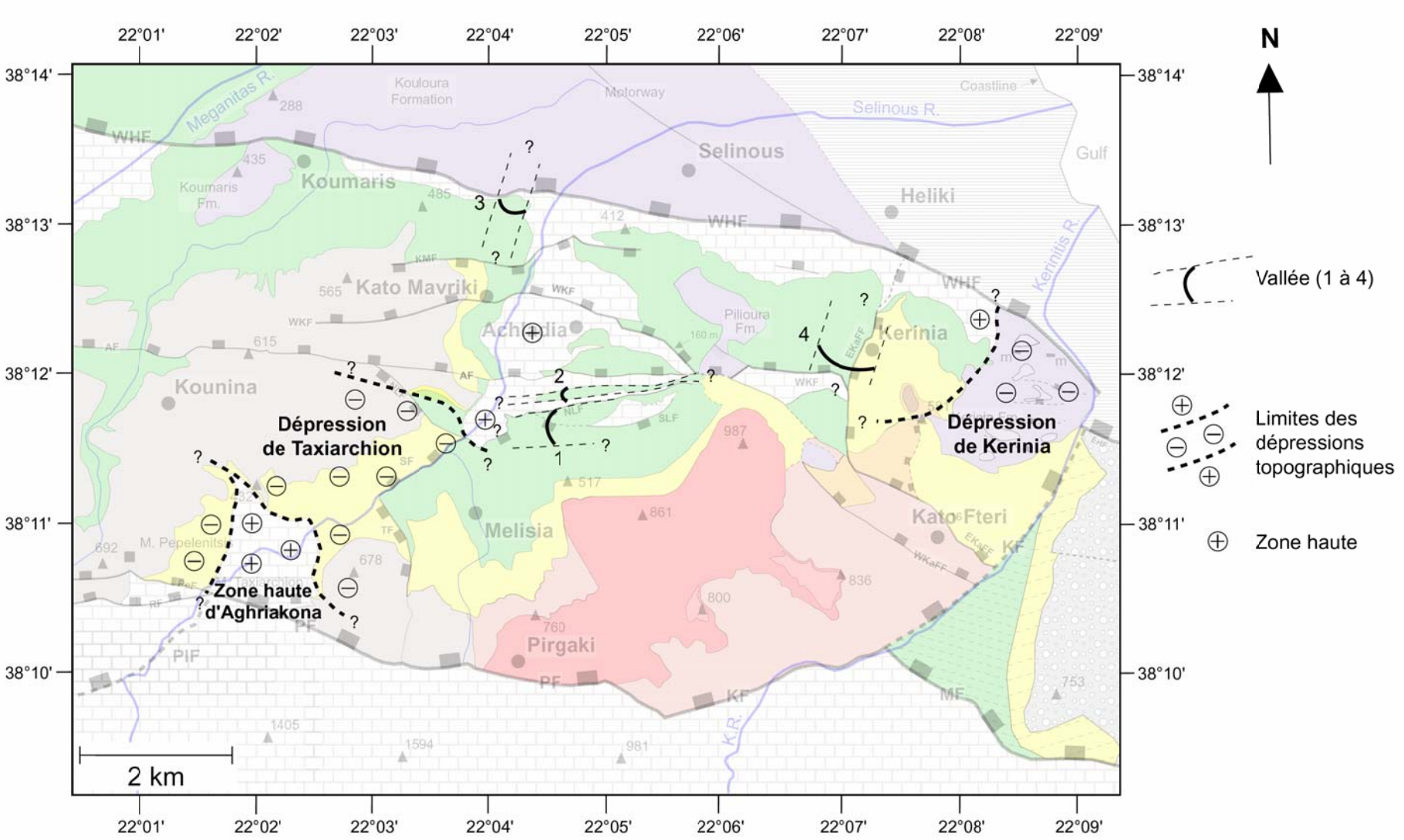


Figure 2.21 : Carte paléoenvironnementale représentant la paléotopographie de l'Unité du prérift, composée de hauts topographiques, de dépressions topographiques et de vallées. La légende de la carte géologique se trouve en figure 2.2.

On remarquera que le profil topographique ainsi que les dimensions de cette morphologie en creux sont proches de l'actuelle vallée de la rivière Selinous (coupe VII, Fig. 2.20.a). Sur la coupe VII (Fig. 2.20.a), la paléovallée 4, d'axe SSO-NNE se trouve de part et d'autre de la faille Est Kato Fteri (EKaFF, Fig. 2.2). Elle a une largeur d'environ 700 m et une profondeur estimée à 87 m.

Deux dépressions topographiques ont été mises en évidence sur le secteur d'étude (Fig. 2.21). Une première se situe au Nord-Est du monastère de Taxiarchion (coupe I, Fig. 2.19.a et coupe II, Fig. 2.20.b). Cette interprétation est étayée par l'affleurement de l'Unité du prérift à la fois au niveau du monastère de Taxiarchion et au Sud d'Achladia (Fig. 2.2). L'axe de cette dépression a une orientation NO-SE. Les caractéristiques du plan constituant un des ses flancs ont été déterminées grâce à l'utilisation du logiciel gOcad. Elles correspondent à N149°E-25NE (coupe I). La dépression du monastère Taxiarchion a une largeur maximale estimée à 2,8 km (coupe II) qui diminue vers l'Ouest à une valeur de 2 km (coupe I, Fig. 2.19.a). Son épaisseur varie de 375 m (coupe II) à 325 m (coupe I) d'Est en Ouest. Cette dépression s'élargit et s'approfondit donc d'Ouest en Est. Elle est affectée par les failles de Tachiarchion (TF, coupe II), de Selinous (SF, coupe VI, Fig. 2.22.a) et Nord Lakka (NLF, coupe I). Une restauration de la coupe II permet d'accéder aux dimensions de cette dépression. D'Ouest en Est, elle passe d'une largeur de 1,9 à 2,6 km et d'une profondeur de 325 à 574 m (cette valeur élevée provient de la restauration de la faille de Taxiarchion sur la coupe II). La forte épaisseur de la Formation de Melisia en rive droite de la rivière Selinous (coupe VI) est expliquée par une période d'activité différente des failles affectant la dépression du monastère de Taxiarchion. Il est supposé que la faille Nord Lakka (NLF, Fig. 2.2 et coupes I et II) ait pu jouer avant le début de l'activité de la faille de Selinous (coupe VI) permettant ainsi de déposer une forte épaisseur (462 m) de sédiments de la Formation de Melisia. L'appel de sédiments en rive droite de la rivière Selinous est favorisé par l'existence de la dépression d'axe NO-SE.

Une seconde dépression topographique se situe à l'Est de Kerinia (coupe VII, Fig. 2.20.a). Elle est beaucoup plus difficile à contraindre que la dépression du monastère de Taxiarchion. Son existence est supposée car l'Unité du prérift disparaît de l'affleurement à l'Est de Kerinia, sans qu'aucune faille n'ait été mise en évidence, mais sa limite Est n'est pas discernable. La dépression de Kerinia a un axe orienté SO-NE, une largeur estimée sur la coupe de 1,5 km (coupe VII). Elle est affectée par le jeu de la faille de Kerinitis ainsi que par la faille EKaFF. Contrairement aux paléovallées, les deux dépressions topographiques n'ont pas été totalement comblées par la Formation de Melisia.

La discordance basale, présentant un dénivelé maximum de 375 m, indique que le rift s'est superposé sur une paléotopographie développée pendant et depuis l'orogenèse hellénique. Cela représente une période de temps d'au moins 15 Ma, incluant la crise de salinité messinienne (Rouchy, 2008). Les paléovallées, présentant des axes orientés O-E et NNE-SSO pourraient représenter les traces d'un réseau hydrographique hérité. Les vallées orientées NNE-SSO seraient liées aux cours d'eau principaux et les vallées d'axe E-O seraient liées aux cours d'eau distributaires. Consécutivement au creusement des vallées par le réseau hydrographique, aucun dépôt fluviatile n'a été préservé, correspondant à une période de «by-pass». L'essentiel du remplissage des vallées est assuré par la Formation de Melisia, dont les dépôts sont majoritairement lacustres. La tectonique complexe durant l'épisode orogénique hellénique rend difficiles les corrélations entre dépressions topographiques et paléovallées.

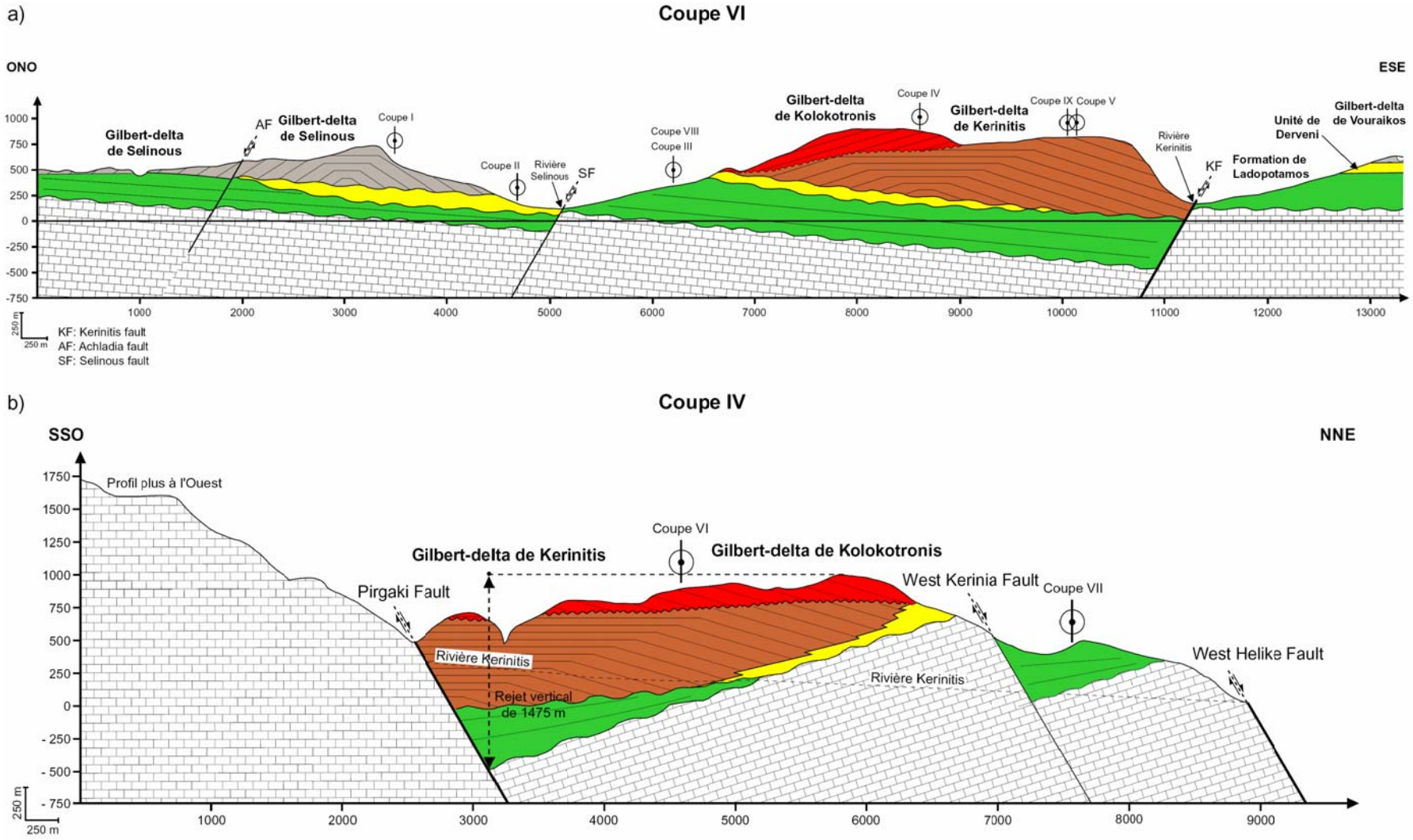


Figure 2.22 : a) Coupe VI orientée N113°E (ONO-ESE). L'intersection avec les coupes I (Fig. 2.19.a), II (Fig. 2.20.b), III (Fig. 2.19.b), IV (Fig. 2.22.b), V (Fig. 2.24.b), VIII (Fig. 2.24.a) et IX (Fig. 2.25) sont indiquées. b) Coupe IV orientée N023°E (SSO-NNE). Les intersections avec les coupes VI (Fig. 2.22.a) et VII (Fig. 2.20.a) sont indiquées. Le tracé des coupes IV et VI est porté sur la figure 2.18.

2.3.2. Groupe inférieur (phase d'extension précoce)

La subsidence était contrôlée par l'activité précoce de la faille de Pirgaki au Sud ainsi que par celle de certaines failles de second et de troisième ordre. En proposant qu'une épaisseur de 500 m de la Formation de Melisia s'est mise en place en 2,5 Ma (Rohais *et al.*, 2007b), il est possible d'estimer un taux de subsidence de 0,2 m/ka. Cette faible subsidence permet l'installation, dans un premier temps, d'un lac d'eau douce sur tout le secteur (Fig. 2.23). Dans le détail, les sédiments de cette phase lacustre comblent totalement les vallées et partiellement les deux dépressions. La période lacustre montre que le secteur constituait une zone protégée. Aucun argument ne permet de préciser ni la superficie, ni la bathymétrie du lac. Compte tenu du contexte tectonique régional, il est supposé que le lac corresponde à une retenue d'eau d'origine tectonique (compartiment faillé, isolant une zone affaissée). L'épaisseur de la Formation de Melisia atteint 500 m mais peut présenter des variations latérales importantes. Ces variations sont contrôlées à la fois, par l'héritage paléotopographique, ainsi que par l'activité des failles et le basculement du bloc vers la faille de Pirgaki. Dans un second temps, des apports fluviatiles proviendraient des reliefs présents au Sud (Fig. 2.23). Ces dépôts fluviatiles progradent dans l'étendue d'eau et permettraient d'expliquer l'alternance fluvio-lacustre caractérisant la Formation de Melisia. Les dépôts fluviatiles de la Formation Ladopotamos (Ford *et al*., 2007b) pourraient également prograder vers le Nord-Ouest, en cohérence avec les données de paléocourants (N320°E, Fig. 2.23). L'activité de la faille Nord Lakka pendant le remplissage de la dépression de Taxiarchion est attestée. Par la suite, l'activité tectonique sur les failles de la région d'Achladia (*cf.* Histoire tectonique) permet à des blocs d'être soulevés et soumis à l'érosion (par exemple le bloc limité par les failles d'Achladia et Ouest Kerinia ou celui limité par les failles de Kato Mavriki et Ouest Helike, coupe III, Fig. 2.19.b).

Afin de décrire l'histoire tectonique, il est possible de découper le secteur d'étude en trois parties qui ont connu des histoires tectoniques différentes. L'activité de la faille de Pirgaki est attestée par l'épaississement de la Formation de Melisia en direction de cette faille (coupe III, Fig. 2.19.b ; coupe VIII, Fig. 2.24.a ; coupe IX, Fig. 2.25). Les failles de second et de troisième ordre actives pendant le dépôt de la Formation de Melisia sont identifiées par une épaisseur supérieure de cette formation sur leur «hangingwall» par rapport à leur «footwall». C'est le cas pour la faille de Kato Mavriki (KMF, coupe II, Fig. 2.20.b et coupe III, Fig. 2.19.b), d'Achladia (AF, coupes II et III), Nord Lakka (NLF, coupes I, II et III), Ouest Kerinia (WKF, coupes II et IV, Fig. 2.22.b). Ces failles ont localement contrôlé la mise en place de la Formation de Melisia dans la partie centrale du secteur (région d'Achladia). Le système en horst et graben a été basculé, tout comme le reste du bloc de faille de Pirgaki, à la fois vers la faille de Pirgaki (coupes III, IV et VIII, Fig. 2.24.a), mais également vers la faille de Kerinitis (coupe VI, Fig. 2.21.a et coupe V, Fig. 2.24.b). Ce basculement explique les pendages systématiquement dirigés vers le Sud dans la Formation de Melisia, sur une grande partie du secteur d'étude (Fig. 2.2). La partie Est, ne présentant pas de système de petits blocs de failles a connu une histoire différente, tout comme la partie Ouest. Le rejet vertical de la faille de Pirgaki diminue vers l'Ouest (Fig. 2.2). En effet, le rejet vertical a une valeur de 1475 m (coupe IV) au Sud de Melisia, qui passe à 550 m au niveau du monastère de Taxiarchion (coupe I, Fig. 2.19.a). Dans la région de Kounina (Fig. 2.2), l'amortissement de la faille de Pirgaki ne semble pas avoir permis le basculement de la Formation de Melisia (coupe I). A l'Est du secteur d'étude, les failles Est et Ouest Kato Fteri ne semblent pas avoir été actives pendant le dépôt de la Formation de Melisia (coupe V et coupe IX, Fig. 2.25). La Formation de Melisia, dans la partie Est du secteur n'a enregistré qu'un basculement vers les failles de Pirgaki et de Kerinitis.

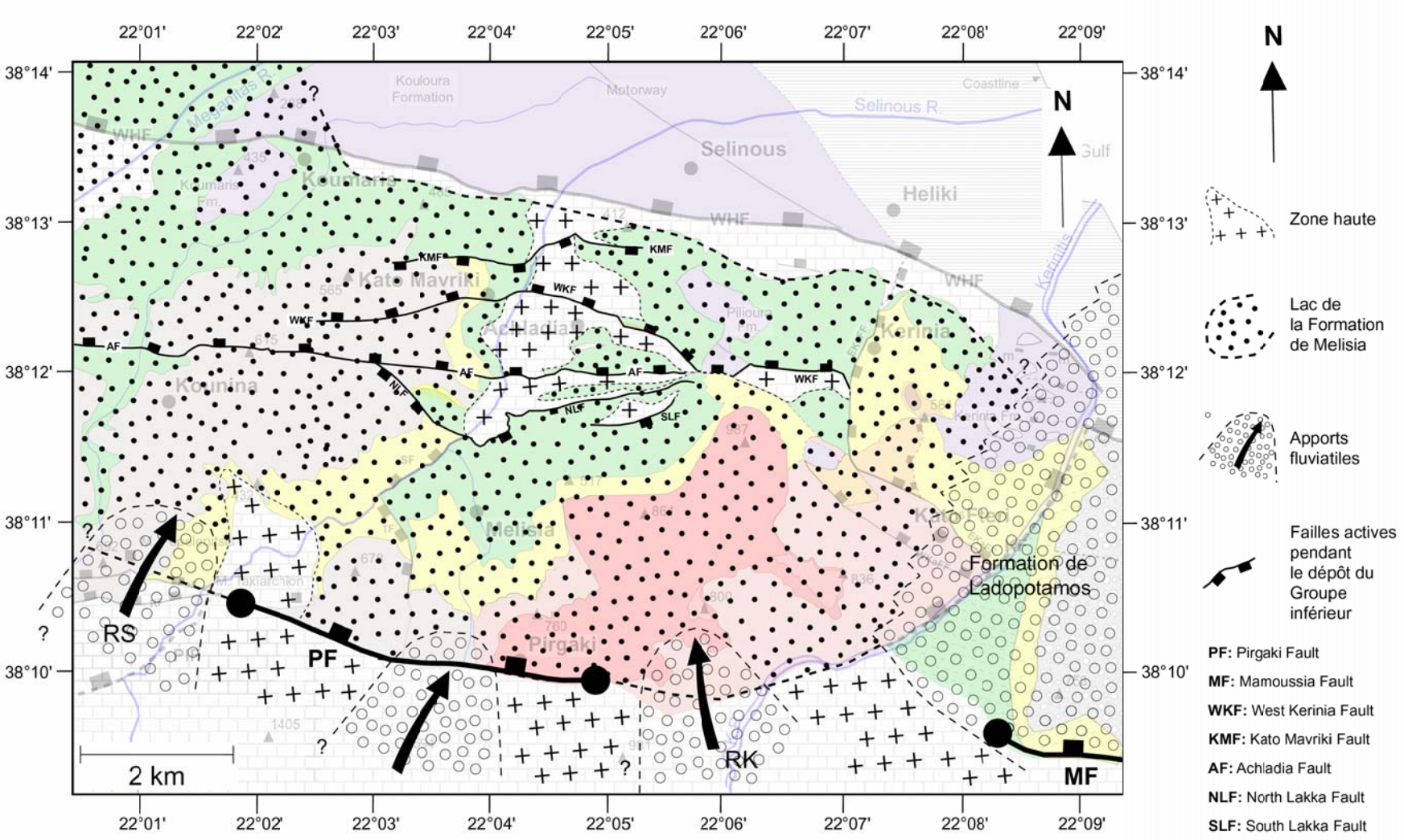


Figure 2.23 : Carte paléoenvironnementale correspondant à la période de dépôt du Groupe inférieur. Cette carte représente le pourtour supposé du lac dont les dépôts sont enregistrés à la base de la Formation de Melisia. Par la suite, des apports fluviatiles (probablement de type rivière en tresses), proviendraient des reliefs du Sud. L'activité précoce des failles de Pirgaki et de Mamoussia ainsi que des failles de la région d'Achladia créent une faible subsidence. La légende de la carte géologique se trouve sur la figure 2.2. Abréviations : RS = rivière Selinous, RK = rivière Kerinitis.

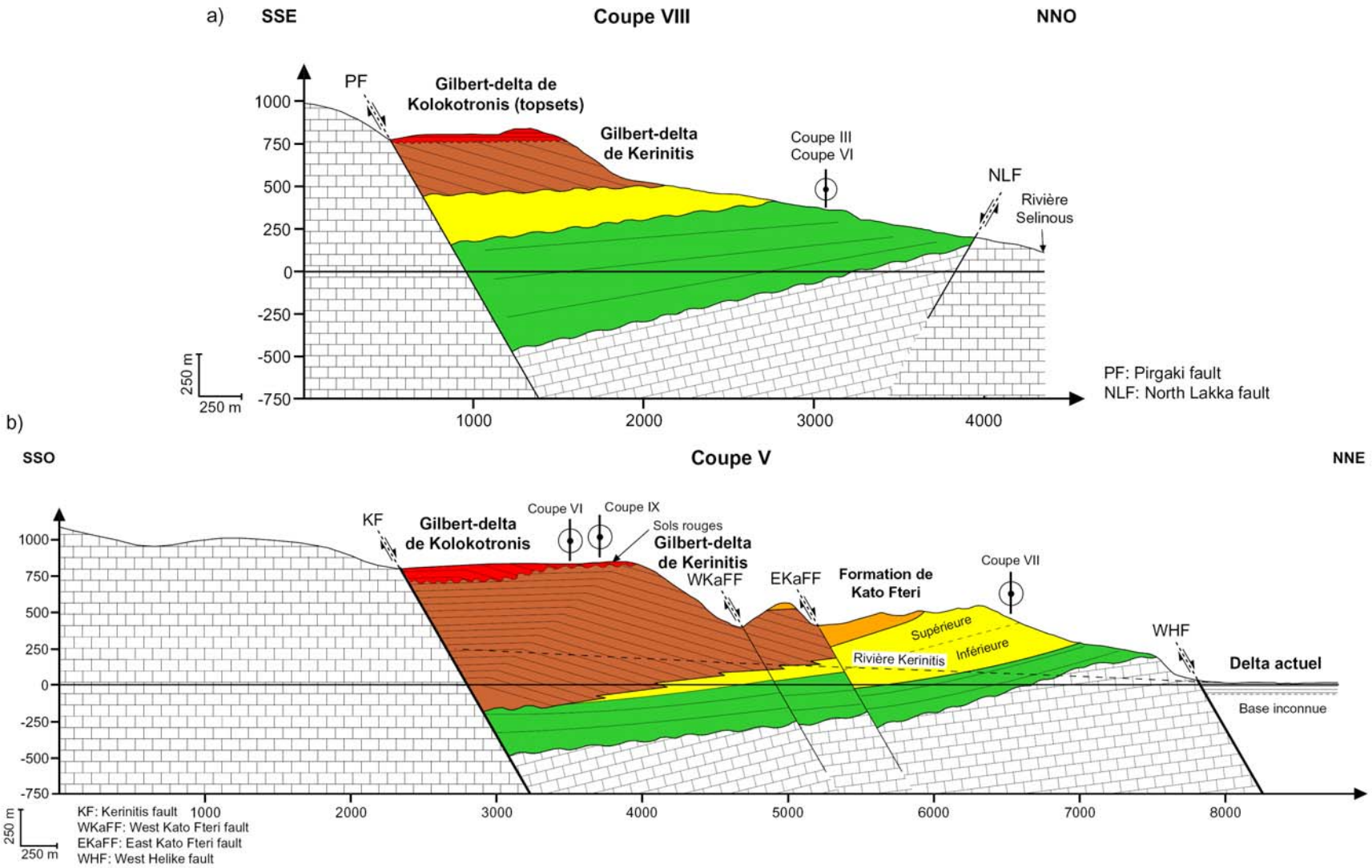


Figure 2.24 : a) Coupe VIII orientée N345°E (SSE-NNO). L'intersection avec la coupe VI (Fig. 2.22.a) et la coupe III (Fig. 2.19.b) est indiquée. b) Coupe V orientée N023°E (SSO-NNE). Le complément se trouve 1775 m à l'Ouest du trait de coupe. Les intersections avec les coupes VI (Fig. 2.22.a), VII (Fig. 2.20.a) et IX (Fig. 2.25) sont indiquées. Le tracé des coupes VIII et V est porté sur la figure 2.18.

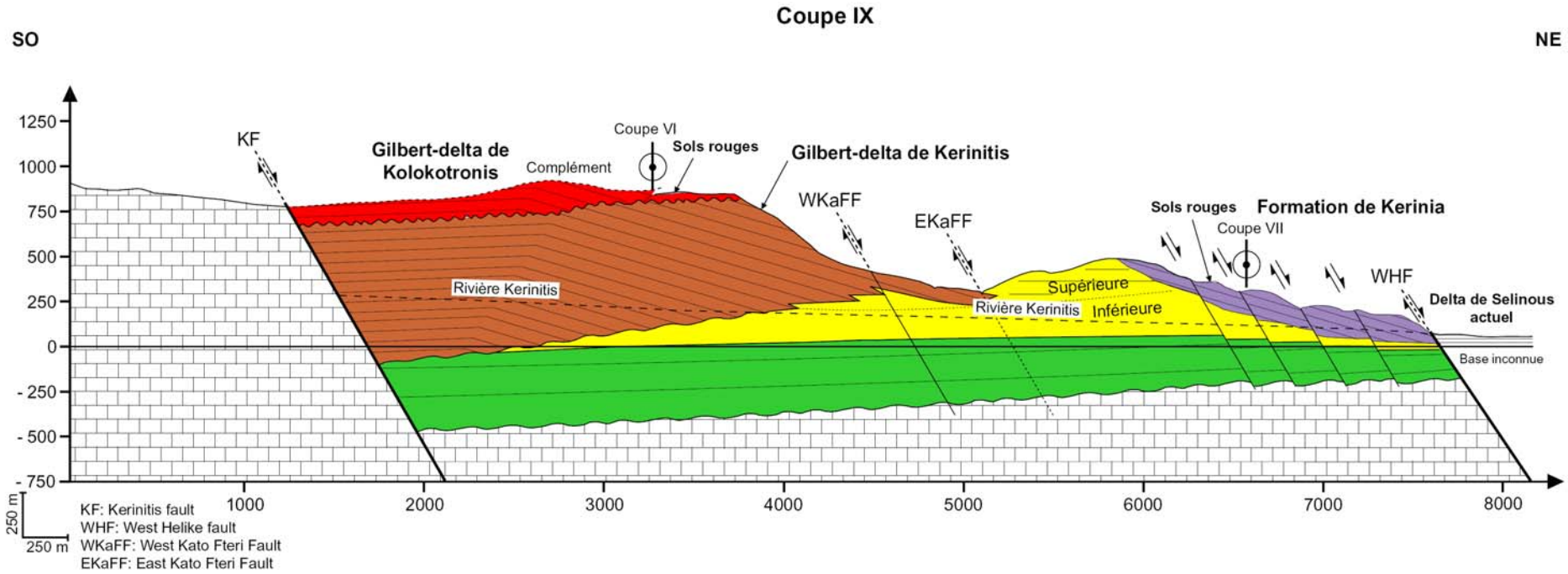


Figure 2.25 : Coupe IX orientée N048°E (SO-NE). Le complément à la coupe se trouve à 1625 m à l'Ouest du tracé principal. Les intersections avec les coupes VI (Fig. 2.22.a) et VII (Fig. 2.20.a) sont indiquées. Le tracé de la coupe est porté sur la figure 2.18.

2.3.3. Groupe moyen (phase d'extension principale)

La dynamique du rift a changé fondamentalement au début de la période de dépôt du Groupe moyen. Cette période est caractérisée par les deltas de type Gilbert de grandes dimensions (Kerinitis et Selinous) déposés dans les «hangingwalls» immédiats des failles normales actives et corrélés *pro parte* avec les faciès fins distaux de prodelta (Formation de Zoodhochos). A sa base, le delta de Kerinitis présente une incision d'au moins 300 m (Coupe VI, Fig. 2.22.a), créée par un évènement érosif d'âge inconnu. La base du delta de Selinous est également érosive (Coupe VI). Ces deltas se sont déposés sous une tranche d'eau marine ou saumâtre (Chapitre 4). Cela implique qu'il y a eu une transgression marine à la transition entre les périodes de dépôt du Groupe inférieur et du Groupe moyen, générée par une augmentation importante de l'espace d'accommodation. L'accélération du taux de subsidence est due à l'entrée en activité de la faille de Kerinitis, connectant les failles de Pirgaki et de Mamoussia (Gupta *et al.*, 1998 ; Figs 2.2, 2.26 et Chapitre 5) permettant l'augmentation du taux de subsidence. En supposant que les 600 m du delta de Kerinitis se soient déposés en 500 à 800 ka (Chapitre 5), il est proposé un taux de subsidence entre 0,75 et 1,2 m/ka pendant le dépôt du Groupe moyen. En raison de la dominance de ces failles majeures, les failles secondaires étaient moins actives (TF, NLF, AF et EKaFF, Figs 2.2 et 2.26). Le taux d'apport sédimentaire a augmenté significativement avec l'arrivée massive d'un grand volume de sédiments conglomératiques, transportés par les rivières Kerinitis et Selinous. Cela implique un soulèvement du bassin au Sud.

Dans le lac présent sur le secteur rivière Meganitas – rivière Kerinitis se mettent en place des deltas dont il ne subsiste plus que les faciès de prodelta, représentés par la partie inférieure de la Formation de Zoodhochos (*cf.* § 2.2.2.3). Cette partie de la Formation de Zoodhochos se trouve stratigraphiquement sous les deltas géants ainsi que dans la région de Melisia (*cf.* § 2.2.2.3 et Figs 2.2 et 2.4). Le manque de données de paléocourants ne permet pas de préciser la localisation de ces deltas. Les contacts érosifs de la partie inférieure de la Formation de Zoodhochos sur la Formation de Melisia (coupe I, Fig. 2.19.a, coupe II, Fig. 2.20.b, coupe VI, Fig. 2.22.a et coupe VII, Fig. 2.20.a), localisés dans les dépressions de Taxiarchion et de Kerinia, pourraient être dus à des courants de turbidité. L’absence de dépôt de la Formation de Zoodhochos dans la région d’Achladia montre que cette région constituait un haut topographique (coupe III, Fig. 2.19.b), au tout début de la mise en place du Groupe moyen.

Les failles actives pendant le dépôt de la Formation de Zoodhochos (Fig. 2.26) sont les failles de Taxiarchion (TF, coupe II, Fig. 2.20.b), Nord Lakka (NLF, coupe I, Fig. 2.19.a et coupe II, Fig. 2.20.b), d’Achladia (AF, coupes I et II) et Est Kato Fteri (EKaFF, coupe VII, Fig. 2.20.a). La faille Est Kato Fteri (Fig. 2.2 et coupe VII, Fig. 2.20.a) permet une rotation entre un bloc basculé à l’Ouest (coupe IV, Fig. 2.22.b) et un bloc peu basculé à l’Est (coupe IX, Fig. 2.25).

Après le dépôt du Groupe inférieur, les dépressions de Taxiarchion et Kerinia ne sont pas comblées. Les variations d’épaisseur de la Formation de Zoodhochos de part et d’autre de la zone haute d'Aghriakona (Fig. 2.8.a) ainsi que les «onlaps» qu’elle forme (coupes I et II) montrent que cette formation continue à combler la dépression de Taxiarchion. Il en est probablement de même pour la dépression de Kerinia (coupe VII, Fig. 2.20.a). La subsidence est marquée au niveau des failles de Pirgaki et de Kerinitis, induisant un basculement de plus en plus important du bloc de faille de Pirgaki (coupe IV, Fig. 2.22.b ; coupe VI, Fig. 2.22.a et coupe VIII, Fig. 2.24.a). Ce basculement en direction des failles de Pirgaki et de Kerinitis participe à la création d’espace d’accommodation dans la région de Kato Fteri, accentuant la profondeur d’eau au-dessus de la dépression de Kerinia (Fig. 2.26).

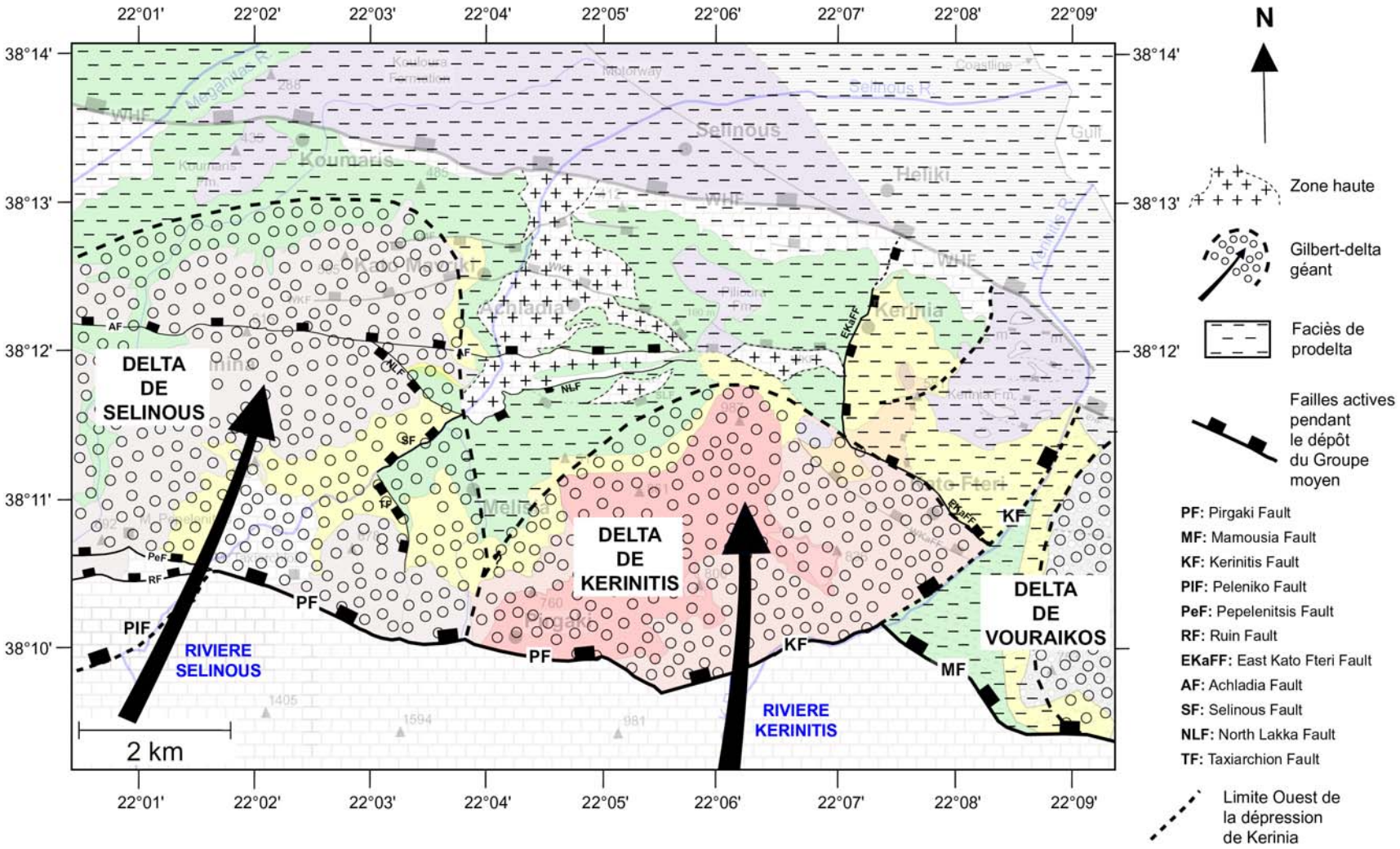


Figure 2.26 : Carte paléoenvironnementale correspondant à la période de dépôt du Groupe moyen. Les deltas de Selinous, de Kerinitis et de Vouraikos se mettent vraisemblablement en place en grande partie simultanément. Les failles de Pirgaki, de Mamoussia et de Kerinitis sont actives et participent à la forte création de l'espace d'accommodation. Le taux d'apport sédimentaire est élevé. La mise en place d'un graben secondaire entre la faille EKaFF et la faille de Kerinitis constitue un axe préférentiel de transport et d'accumulation de sédiments, expliquant la forte épaisseur de la Formation de Zoodhochos. La légende de la carte géologique se trouve en figure 2.2.

Le jeu de la faille EKaFF y participe également en créant un graben secondaire (coupe V, Fig. 2.24.b et coupe VII, Fig. 2.20.a).

Le delta de Kerinitis est un delta dont le mode d'empilement des unités en progrado-aggradation, est davantage aggradant que progradant (Figs 4.3, 4.4 et 5.3).
Le schéma d'empilement des unités du delta de Selinous présente une composante progradante forte (Fig. 2.8.a). Les différents modes d'empilement de ces deux deltas seraient à relier avec les variations du taux de subsidence le long de la faille de Pirgaki, et peuvent être comparés avec les modèles numériques de Hardy & Gawthorpe (1998). Dans la zone de dépôt du delta de Kerinitis, le taux de subsidence est élevé, ce qui se traduit par une composante aggradante importante et ce taux de subsidence diminue vers l'Ouest (conjointement avec une augmentation de la composante progradante). Le delta de Selinous s'est déposé en scellant la faille Nord Lakka (NLF, coupe I, Fig. 2.19.a). La partie supérieure de la Formation de Zoodhochos se dépose dans la région de Kato Fteri (Fig. 2.2), représentant le prodelta des deltas de Kerinitis et de Vouraikos. La forte épaisseur de cette formation dans la région de Kato Fteri (coupe V, Fig. 2.24.b et coupe IX, Fig. 2.25) vient de la superposition des deux parties de Zoodhochos et a été permise par l'existence de la dépression de Kerinia. La subsidence dans cette zone, est accentuée par le jeu à la fois de la faille EKaFF et de Kerinitis (Fig. 2.26). La dépression topographique de Kerinia représente donc un axe préférentiel de transport et d'accumulation de sédiments. Elle est encore active après la période de dépôt du Groupe moyen.

La terminaison abrupte de l'activité de la faille de Pirgaki est documentée par les géométries en «toplap» des unités supérieures du delta de Kerinitis. L'abandon des failles de Pirgaki et de Mamoussia et le transfert de l'activité tectonique vers le Nord, au segment Ouest de la faille d'Helike (McNeill & Collier, 2004 ; Leeder *et al.*, 2007 et Fig. 2.2) se sont déroulés vers 700 ka. L'activité de la faille d'Helike a déclenché le soulèvement de son «footwall». Ce soulèvement est modélisé en utilisant des terrasses marines (par exemple, celles superposées au delta de Kerinia ; McNeill & Collier, 2004 ; De Martini *et al.*, 2004). En utilisant une altitude minimum pour le sommet du delta de Kerinitis de 800 m et en prenant un taux de soulèvement moyen de 1,1 mm/a (McNeill & Collier, 2004), ce soulèvement aurait débuté il y a environ 700 ka. Cette date semble cohérente avec les datations biostratigraphiques du Groupe moyen des secteurs orientaux (Rohais *et al.*, 2007b ; Ford *et al.*, 2007b).

2.3.4. Groupe supérieur (phase d'abandon et de soulèvement du bloc)

Le Groupe supérieur correspond à une période dominée par des phénomènes érosifs. Les paléovallées ainsi creusées sont ensuite remplies par des Gilbert-deltas (par exemple, les deltas de Kolokotronis et de Kerinia) ou des faciès distaux (Formation de Kato Fteri).

Les dépôts du Groupe supérieur permettent de tracer l'évolution de la rivière Kerinitis entre 700 ka et aujourd'hui, avec trois cycles d'érosion et de dépôt (Fig. 2.27).
(1) La rivière a tout d'abord incisé une vallée vers le Nord de 280 m de profondeur dans son propre delta (coupe VI, Fig. 2.22.a). Cette vallée a été ensuite remplie par le delta de Kolokotronis, qui s'est construit préférentiellement vers le N et le NNO (Fig. 2.12.f). L'augmentation de l'espace d'accommodation nécessaire au dépôt du delta de Kolokotronis a pu être créée par une augmentation eustatique, combinée avec le jeu de la faille de Kerinitis. Le niveau coquillier repéré dans les topsets du delta de Kolokotronis (*cf.* § 2.2.3.1 et Figs 2.12.b, c, d et e) montre que le delta de Kolokotronis s'est déposé au moins en partie dans un milieu marin. Les turbidites sableuses de la Formation de Kato Fteri sont interprétées comme l'expression distale du delta de Kolokotronis.

(2) La base de delta de Kerinia est fortement érosive vers le Nord (coupe IX, Fig. 2.25). L'altitude maximum atteinte par cette formation est de 581 m. Sa base se situe à environ 50 m. La vraie incision est amplifiée par des failles normales (coupe IX), impliquant que le creusement à la base du delta est beaucoup plus faible que 500 m. En comparaison, le delta de Trapeza qui se trouve à l'Est, Fig. 2.1) est soulevé à 200 m, sans être affecté par les failles (Ford *et al.*, 2007b). Sa base incise sur une épaisseur d'au moins 200 m. La présence de nombreuses failles normales coupant le delta de Kerinia est liée à sa position dans la zone de relais entre les deux segments de la faille d'Helike (Pavlides *et al.*, 2004 ; Koukouvelas *et al.*, 2005 ; Chatzipetros *et al.*, 2005). Ce creusement a été suivi par une remontée du niveau de base permettant le dépôt d'un petit delta (le delta de Kerinia) dans la paléovallée. Dans cette paléovallée ne sont préservés que les faciès de foreset.
(3) Pour arriver à la configuration actuelle, la rivière Kerinitis a ensuite incisé le delta de Kerinia, en migrant vers l'Est. Le dépôt-centre s'est déplacé vers le Nord, dans le bloc contrôlé par la faille d'Helike. Les deltas alimentés par les rivières Meganitas, Selinous et Kerinitis se mettent actuellement en place dans le Golfe de Corinthe.

Ainsi, la rivière Kerinitis a migré vers l'Est depuis le Pléistocène moyen en même temps que son dépôt-centre a migré vers le Nord. Cette migration est en liaison avec (i) le soulèvement progressif du bloc de Pirgaki-Mamoussia dans le «footwall» de la faille d'Helike et (ii) l'activité tardive de la faille de Kerinitis.

A l'Ouest et au centre du secteur, les formations de Pilioura et de Koumaris sont probablement contemporaines de la mise en place de la Formation de Kerinia. Toutes les trois se trouvent sur le «footwall» immédiat de la faille d'Helike Ouest. Leur mise en place est expliquée de la même façon que pour la Formation de Kerinia.
La Formation de Koumaris s’est probablement déposée à partir de la rivière Meganitas (Figs 2.2 et 2.28).

La position de la Formation de Kouloura sur le «hangingwall» du segment Ouest de la faille d’Helike en fait un delta plus récent que les formations de Kerinia, Piloura et Koumaris. La Formation de Kouloura est soulevée dans le «footwall» de la faille d’Aigion (coupe I, Fig. 2.19.a).

Les sols rouges, témoins des épisodes périglaciaires récents sont préservés principalement au sommet du delta de Kolokotronis et sur la Formation de Kerinia (Fig. 2.16).

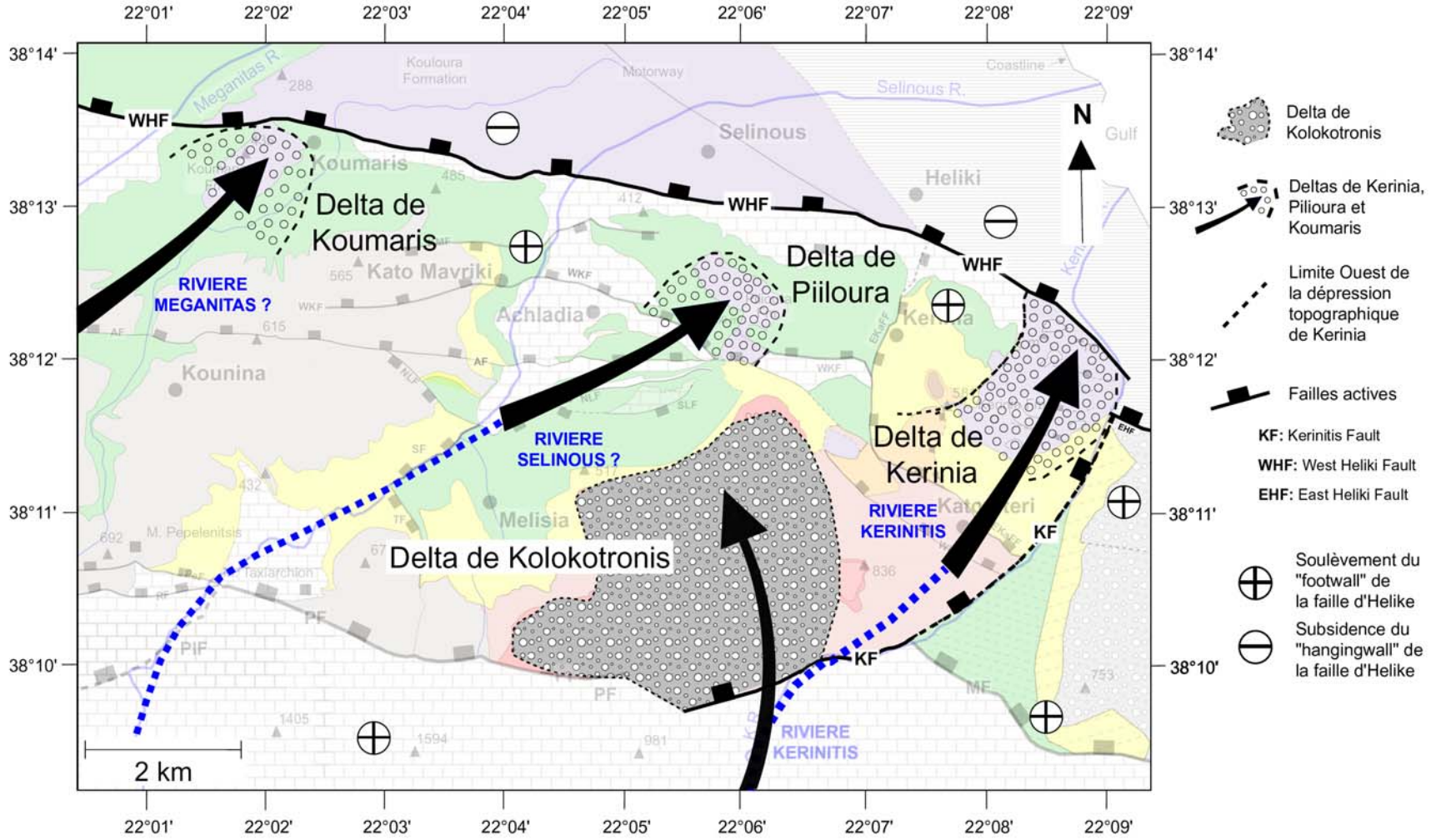


Figure 2.27 : Carte paléoenvironnementale de la période de dépôt du Groupe supérieur, correspondant à une phase de soulèvement du bloc. Cette période est dominée par des phénomènes érosifs. Trois cycles d'érosion et de dépôt sont identifiés, mettant en évidence un déplacement progressif vers l'Est du cours de la rivière Kerinitis, entre le dépôt du Gilbert-delta de Kolokotronis et le dépôt du delta de Kerinia. Le déplacement du cours de la rivière Kerinitis s'est effectué en même temps qu'un déplacement de son dépocentre vers le Nord. La légende de la carte géologique se trouve en figure 2.2.

2.4. Confrontations des données stratigraphiques et corrélations

Le but de cette partie est de présenter les modèles de stratigraphie synrift du rift de Corinthe existant dans la bibliographie, de les comparer entre eux et avec les résultats de ce travail. Après la présentation de la stratigraphie synrift «onshore», la stratigraphie synrift «offshore» sera présentée. Des corrélations latérales, depuis la partie Ouest de la côte Sud du Golfe vers la région d'Aigion et jusqu'à Akrata (à l'Est, Fig. 1.8) seront proposées. En complément, des corrélations entre le secteur d'étude et la zone «offshore» seront envisagées. Ces corrélations permettent d'étudier les variations latérales d'épaisseur et d'environnements de dépôt entre des unités équivalentes, mais également de comprendre l'évolution du rift à l'échelle de la côte Sud et de replacer la zone d'étude dans un cadre régional.

2.4.1. Stratigraphie «onshore»

Différentes études à diverses échelles ont été réalisées sur la marge Sud du Golfe de Corinthe. Ori (1989) propose le premier une colonne stratigraphique synthétique du remplissage synrift. Ghisetti & Vezzani (2004, 2005) décrivent notamment la zone d'étude de ce travail mais à une précision beaucoup moins élevée. Ford *et al.* (2007b) et Rohais *et al.* (2007a, 2008) ont le mérite d'avoir tenté de caler dans le temps les différentes formations répertoriées grâce notamment à des études palynologiques. Il sera vu que ces différentes propositions de colonnes stratigraphiques suggèrent une évolution en deux ou trois étapes.

Ori (1989) propose une évolution de la sédimentation synrift en deux étapes (Fig. 2.28.a) qui débuterait à la fin du Miocène, basée sur l'étude de la zone Platanos-Derveni (Figs 1.6 et 1.8). La première phase serait caractérisée par une sédimentation majoritairement continentale (environnement alluvial, lacustre et quelques faciès de plage), de 1500 à 3000 m d'épaisseur, dans un «proto-Golfe de Corinthe», sans doute ouvert vers l'Est. Durant la seconde phase, le Golfe de Corinthe aurait déjà la configuration qu'il a actuellement avec un remplissage composé de Gilbert-deltas ainsi que de dépôts d'eau profonde, d'une épaisseur de 1200 m (Fig. 2.28.b). Trois générations de Gilbert-deltas (Fig. 2.28.b) sont présentes. Tout d'abord, les Gilbert-deltas d'épaisseur importante, anciens et surélevés (Ilias et Evrostini), les Gilbert-deltas plus jeunes également surélevés et les Gilbert-deltas actuels. Bien que les deltas semblent dominer cette seconde étape, les dépôts turbiditiques forment, selon Ori (1989) la plus grande partie du remplissage. Pendant la seconde étape, le Golfe de Corinthe était supposé être en connexion avec la mer Ionienne via le Golfe de Patras. Les mesures de paléocourants indiquent une source sédimentaire venant de l'Ouest. La transition entre la première et la seconde phase est marquée par une discordance et une forte augmentation du rapport subsidence/sédimentation (Fig. 2.28.a).

Doutsos & Piper (1990) ont travaillé dans la région Sud-Est du Golfe de Corinthe, au Sud de Xylokastro (Fig. 1.8). Ils proposent une évolution du rift en deux étapes. Des dépôts de sables, de silts lacustres et fluviatiles seraient datés du Pliocène moyen à terminal (Kontopoulos & Doutsos, 1985 ; Frydas, 1987 ; Zelilidis *et al.*, 1988) et constitueraient la première étape. La seconde étape est caractérisée par des dépôts de conglomérats quaternaires (cônes alluviaux). Vers le Sud-Est, ces conglomérats reposent directement sur l'Unité du prérift. Vers le Nord, ces conglomérats alimenteraient des Gilbert-deltas.

Les marnes interstratifiées avec ces Gilbert-deltas comportent certains indices d'environnement marin mais la plus grande partie de ces marnes serait déposée en milieu lacustre ou d'eau saumâtre (Keraudren, 1970, 1971, 1972 ; Richter *et al.*, 1979).

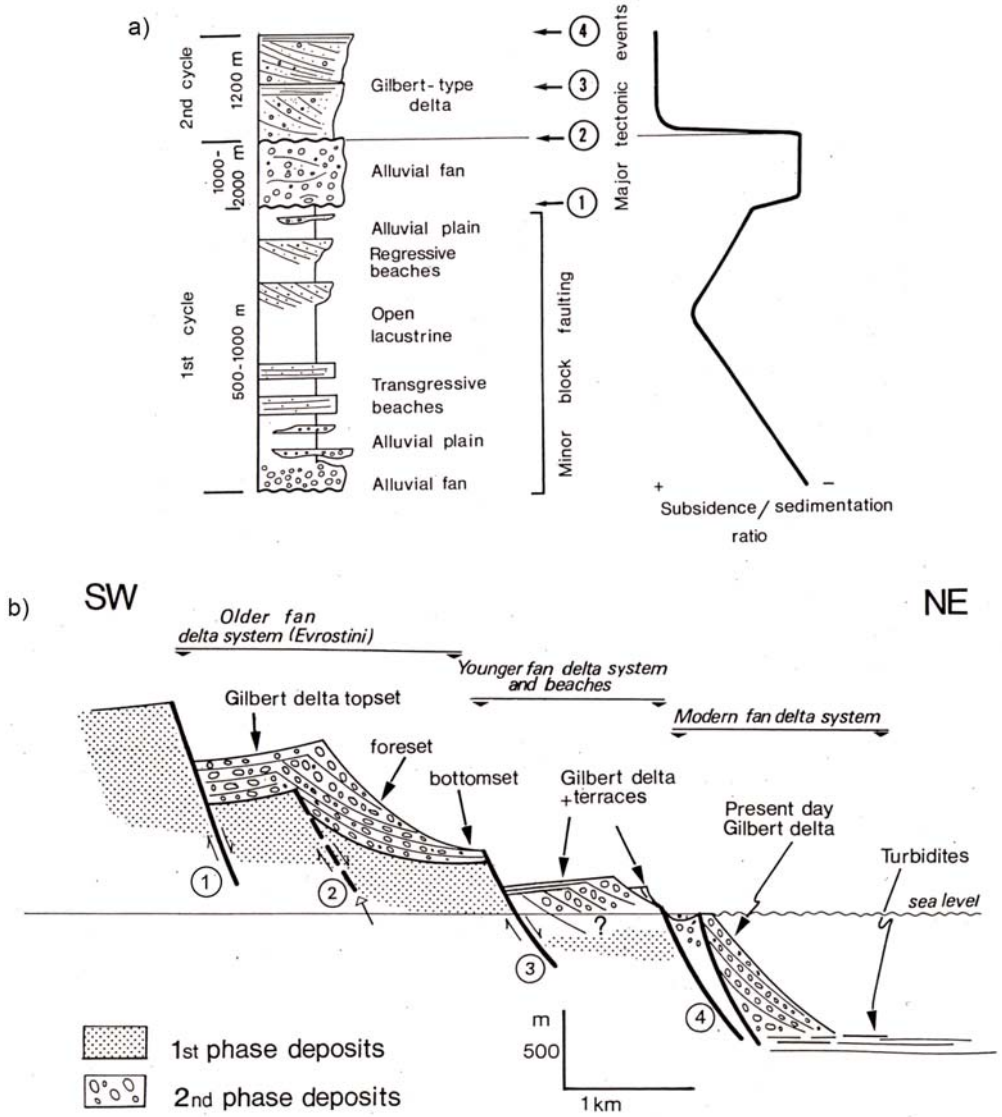


Figure 2.28 : a) Colonne stratigraphique synthétique du remplissage synrift entre les villes de Platanos et de Derveni proposée par Ori (1989), (Fig. 1.6 et 1.8 pour une localisation). b) Coupe synthétique orientée SO-NE passant par le Gilbert-delta de l'Evrostini. Les numéros associés aux failles correspondent à ceux portés sur la figure a. La faille n°2 correspond à l'initiation de la seconde phase de dépôt.

D'après Doutsos & Piper (1990), la base de ces conglomérats quaternaires serait datée du Calabrien (1,8 Ma à 530 ka) par des restes de mammifères (Symeonidis *et al.*, 1987).

Doutsos & Poulimenos (1992) présentent une carte géologique sommaire des dépôts synrifts du Nord du Péloponnèse, depuis le Sud de Patras jusqu'à la ville de Derveni vers l'Est (Fig. 1.8). Les auteurs proposent un schéma stratigraphique de la zone d'Aigion, où sont localisés les affleurements du pré-rift (pré-Néogène), des dépôts lacustres ou de lagune datés du Pléistocène inférieur, des dépôts de fan-deltas quaternaires et des dépôts de cônes alluviaux également quaternaires (situés sur le «hangingwall» de la faille d'Helike).

Doutsos & Poulimenos (1992) suggèrent une évolution du Golfe en trois étapes. Ils utilisent des données chronostratigraphiques issues de l'étude de marnes, dont la période de dépôt se situerait entre le Pliocène supérieur et le Pléistocène inférieur (Symeonidis *et al.*, 1987 ; Frydas, 1987, 1989). Selon les auteurs, la première étape débuterait au Pliocène supérieur au niveau de la côte Nord du Golfe conduisant à la formation du Golfe de Patras et à la partie Est du Golfe de Corinthe (la mise en place de ces deux structures est achevée au Pliocène supérieur). Pendant cette étape, se déposent des sédiments lacustres ou lagunaires. Durant le Quaternaire, la subsidence se déplace vers le Sud et le rifting se propage vers l'Ouest. Ces résultats sont basés sur des données de cinématique sur les failles. La seconde étape s'étalerait du Pléistocène inférieur au Pléistocène supérieur. Elle est caractérisée par le dépôt de sédiments lacustres, lagunaires ou alluviaux. La troisième étape (du Pléistocène supérieur à l'actuel ?) est dominée par la mise en place de fan-deltas, de dépôts alluviaux et de terrasses marines.

Collier & Jones (2003) ont cartographié une région comprise entre Diakopfto (Fig. 1.6) et Kalavrita au Sud (Fig. 1.8) représentant une surface d'environ 500 km^2. Dans le remplissage synrift, les auteurs distinguent les Gilbert-deltas sur la partie Nord de la marge Sud du rift de Corinthe, une majorité de dépôts non marins ainsi que les sédiments marins du fond du Golfe actuel. Les sédiments non marins sont répartis dans deux formations. La formation «basale fluviatile/alluviale à lacustre» repose en discordance sur l'Unité du prérift. Elle est composée de conglomérats et peut atteindre une épaisseur maximale de 800 m au Nord des failles de Kerpini et de Doumena (Fig. 4.1). D'après les caractéristiques sédimentologiques données sur les conglomérats par les auteurs, il s'agirait de dépôts alluviaux. Les sédiments lacustres ne sont pas décrits. La formation de «cônes alluviaux en progradation» est composée de sédiments grossiers formant des cônes alluviaux et des dépôts fluviatiles qui peuvent passer latéralement vers le Nord à des dépôts fins lacustres. Ils sont localisés sur les «hangingwalls» des failles de Kalavrita et de Kerpini (Fig. 4.1). Collier & Jones (2003) suggèrent qu'au début du rifting, les failles de Kalavrita, Kerpini et Doumena étaient actives. L'activité s'est par la suite propagée vers le Nord.

Ghisetti & Vezzani (2004) ont présenté la première carte géologique détaillée à partir d'une cartographie à l'échelle 1:25000, couvrant une surface de 600 km^2. Ils proposent trois étapes pour le remplissage synrift dans le bassin d'Aigion et jusqu'à quatre étapes dans le bassin de Derveni (Fig. 2.29). Ces deux bassins sont séparés par un haut topographique à pendage Nord hérité de la formation de la chaîne des Hellénides. Cette structure isole les deux bassins et aurait contribué au contrôle de la répartition des failles et de la sédimentation pendant l'évolution plio-pléistocène du rift de Corinthe. L'origine de tous les âges proposés n'est pas précisée par les auteurs.
Trois étapes de dépôt ont été identifiées dans le bassin d'Aigion (Fig. 2.29.a). La première étape (unité fl1) consiste en des conglomérats grossiers d'une épaisseur maximum de 500 m, dont l'environnement de dépôt n'est pas précisé. Ils reposent en discordance sur les carbonates du prérift. Ghisetti & Vezzani (2004) suggèrent un âge entre le Pliocène inférieur et le Pliocène moyen.
La seconde étape de dépôt est composée de deux unités. L'unité L2 consiste en des arénites, des marnes et des argiles lacustres ou lagunaires (fin Pliocène – début Pléistocène). L2 est limitée au Sud par la faille de Pirgaki-Mamoussia (Fig. 1.8). L'épaisseur de cette unité n'est pas mentionnée (Fig. 2.29.a). L'unité L2 est recouverte par 600 m de conglomérats et de graviers nommés G2. L'unité G2 correspondrait au dépôt de Gilbert-deltas (début Pléistocène-Pléistocène moyen ?).

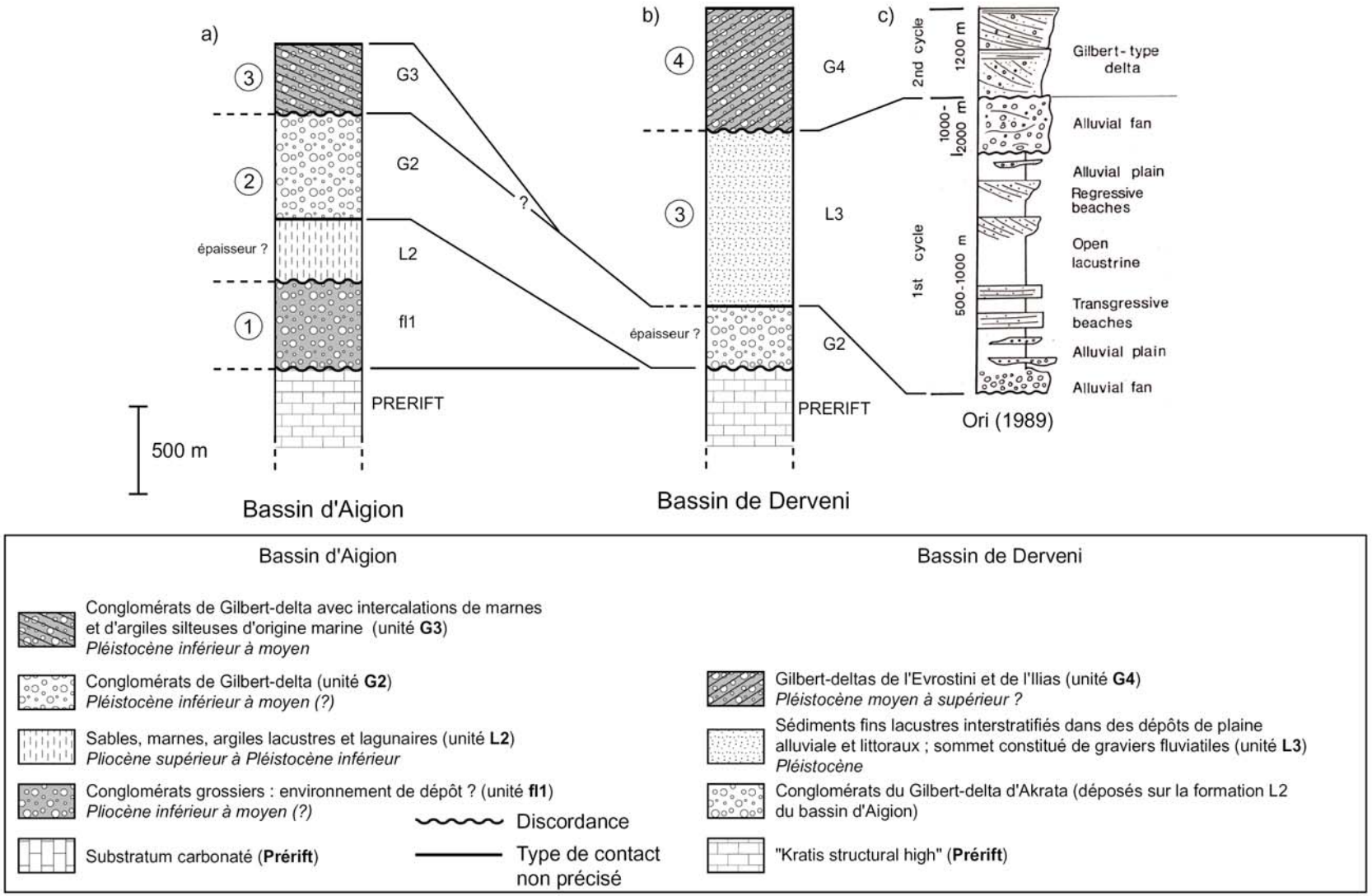


Figure 2.29 : Colonnes stratigraphiques synthétiques des bassins a) d'Aigion et de b) Derveni d'après les données de Ghisetti & Vezzani, 2004. Des corrélations sont proposées entre le découpage stratigraphique de Ghisetti & Vezzani (2004) et celui de Ori (1989) (figure c) dans le bassin de Derveni. Les chiffres entourés disposés le long des logs correspondent aux étapes de dépôt définies par Ghisetti & Vezzani (2004).

La troisième étape (unité G3) est formée d'une unité de conglomérats et de graviers de 300 à 500 m d'épaisseur qui correspondrait également à des dépôts de Gilbert-delta. L'unité G3 reposerait en discordance sur le prérift (dans la vallée de la rivière Meganitas, Fig. 2.1) et en discordance sur l'unité L2 (à l'Ouest d'Achladia, Fig. 2.2). Les foresets de ce Gilbert-delta seraient interstratifiés avec des marnes marines et des argilites silteuses (début Pléistocène-Pléistocène moyen).
Ghisetti & Vezzani (2004) proposent également un schéma stratigraphique pour le bassin de Derveni (Fig. 2.29.b). Les dépôts les plus anciens correspondraient au Gilbert-delta d'Akrata (Fig. 1.8) qui reposerait sur le prérift («Kratis structural high»). Ce delta serait au-dessus stratigraphiquement de l'unité L2 du bassin d'Aigion. Le delta d'Akrata, quant à lui, serait équivalent à l'unité G2 du bassin d'Aigion (Figs 2.29.a et b). L'épaisseur de ce delta n'est pas mentionnée. L'unité fl1 n'a pas d'équivalent dans le bassin de Derveni (*cf.* biseau entre les colonnes des figures 2.29.a et b). D'après Ghisetti & Vezzani (2004), le delta d'Akrata (au Sud d'Akrata) serait recouvert par un minimum de 1000 m de siltites lacustres et de marnes interstratifiées avec des dépôts alluviaux. Ces dépôts correspondent à l'unité L3 attribuée à la troisième étape de dépôt (Fig. 2.29.b). Les auteurs corrèlent cette unité à la première phase de dépôt définie par Ori (1989 et Fig. 2.29.c). Ghisetti & Vezzani (2004) proposent une fermeture vers l'Ouest du bassin de Derveni contre le haut topographique du Kratis.
Une quatrième étape de dépôt a été définie dans le bassin de Derveni. Elle correspond à l'unité G4 (Fig. 2.29.b) constituée des Gilbert-deltas de l'Evrostini et de l'Ilias, séparés par des horizons de turbidites marines. L'unité G4 serait discordante sur l'unité L3. L'unité G4 serait l'équivalent de la seconde phase de dépôt définie par Ori (1989 et Fig. 2.29.c). L'unité G4 aurait une épaisseur supérieure à 700 m et correspondrait au Pléistocène moyen – Pléistocène supérieur.
Ghisetti & Vezzani (2004) proposent que les unités L3 et G4 du bassin de Derveni se trouvent stratigraphiquement au-dessus de l'unité G3 du bassin d'Aigion. Cette disposition stratigraphique indiquerait que l'extension aurait débuté plus tôt dans le bassin d'Aigion que dans le bassin de Derveni. Cette donnée va à l'encontre de l'ouverture depuis l'Est vers l'Ouest du rift de Corinthe (Armijo *et al.*, 1996) ainsi que d'une plus grande quantité d'extension à l'Est du rift qu'à l'Ouest (Doutsos & Poulimenos, 1992 ; LePichon *et al.*, 1995).

Ghisetti & Vezzani (2005) ont proposé une stratigraphie en trois unités appelées «Early Rift», «Mid-Rift» et «Late Rift» (Fig. 2.30). Comme dans le cadre de l'étude de Ghisetti & Vezzani (2004), deux bassins sont distingués : le bassin d'Aigion et le bassin de Derveni-Corinthe (ce bassin semble plus large que dans le cas de l'étude de Ghisetti & Vezzani, 2004). Ces deux bassins sont séparés par un haut topographique formé de carbonates du pré-rift, et est appelé «Zarouchla Culmination».
L'épaisseur du remplissage syn-rift Plio-Pléistocène dans le bassin de Derveni-Corinthe (environ 3000 m) est supérieure à celle du remplissage syn-rift dans le bassin d'Aigion (environ 2000 m, Figs 2.30.a et b). Les auteurs expliquent cette différence par des valeurs de déplacement sur les failles majeures supérieures à l'Est par rapport à l'Ouest. L'origine des âges proposés par les auteurs n'est pas précisée.
L'unité «Early Rift» est composée de conglomérats grossiers continentaux et d'arénites interstratifiées avec des argilites. Cette séquence pourrait être d'âge Pliocène (?). Cette séquence est particulièrement développée vers l'Ouest.
L'unité «Mid-Rift» (fin Pliocène-début Pléistocène ?) est la séquence qui présente les plus importantes variations latérales de faciès. Dans le bassin d'Aigion (Fig. 2.30.a), elle consiste en des argilites lacustres (de 100 à 200 m d'épaisseur) recouvertes par des clinoformes conglomératiques de 300 à 500 m d'épaisseur.

Dans le bassin de Derveni (Fig. 2.30.b), les argilites lacustres ainsi que les arénites et les conglomérats évoluent vers le haut à des siltites massives contenant des horizons conglomératiques. L'épaisseur de ces siltites est d'au maximum 1000 m. L'unité se ferme à l'Ouest contre le haut topographique de Zarouchla.
L'unité «Late Rift» (début du Pléistocène moyen) est dominée par des clinoformes conglomératiques qui constituent des fan-deltas. Ces fan-deltas auraient, selon Ghisetti & Vezzani (2005) entre 300 et 500 m d'épaisseur dans le bassin d'Aigion (Fig. 2.30.a) et jusqu'à 1200 m dans le bassin de Derveni-Corinthe (Fig. 2.30.b).

Le schéma stratigraphique de Ghisetti & Vezzani (2004) est différent de celui de Ghisetti & Vezzani (2005). Les unités (fl1, L2, G2 et G3) définies par Ghisetti & Vezzani (2004) sont difficilement corrélables aux unités proposées par Ghisetti & Vezzani (2005).

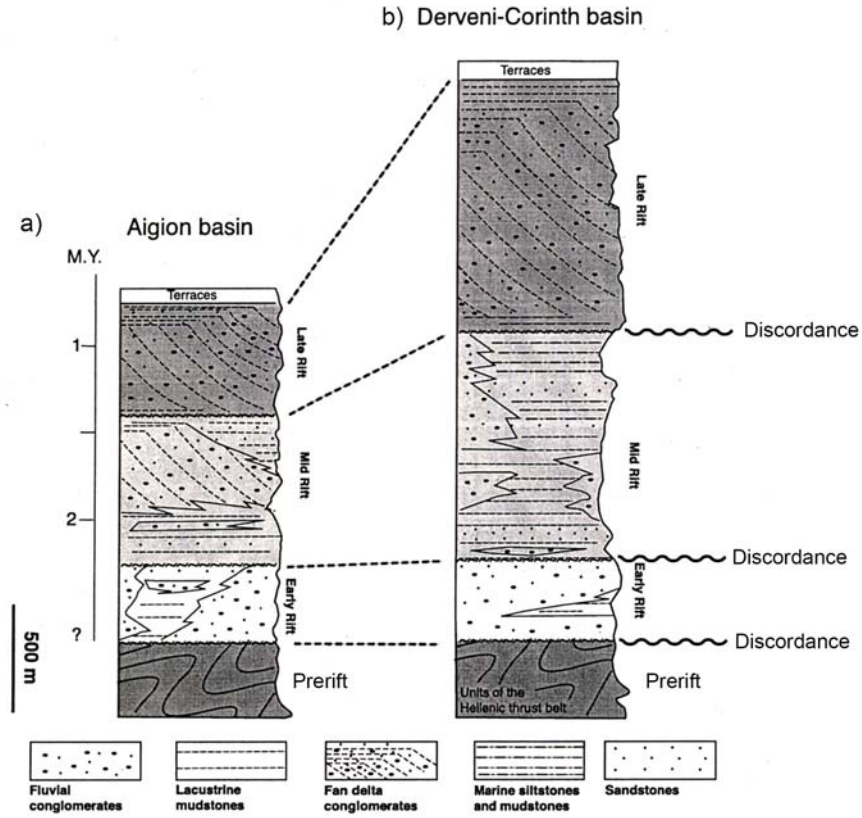


Figure 2.30 : Colonne stratigraphique synthétique du remplissage synrift du bassin d'Aigion et du bassin de Derveni d'après Ghisetti & Vezzani (2005).

Malartre *et al.* (2004) et Ford *et al.* (2007b) ont défini une stratigraphie des dépôts synrifts, comportant deux groupes (Fig. 2.31), sur le bloc de faille de Pirgaki-Mamoussia, entre les rivière Kerinitis et Ladopotamos (Figs 1.6 et 1.8).
Le «lower group» est représenté par les formations Ladopotamos et Katafugion. La Formation Ladopotamos (300 m d'épaisseur minimum) repose en discordance sur les carbonates mésozoïques du prérift. Elle est composée de conglomérats rougeâtres, d'arénites et de siltites (Fig. 2.31). Les dépôts de la Formation Ladopotamos correspondent à des faciès fluviatiles de type rivière en tresses. La Formation Katafugion (épaisseur de 40 m) comprend un calcaire fin bioclastique blanchâtre (entre 20 et 25 m d'épaisseur) surmontée par un ensemble conglomératique de plage de 18 m d'épaisseur (Fig. 2.31). L'Unité de Derveni correspond principalement à des dépôts fins d'«offshore». La Formation Katafugion représenterait des dépôts de lagon subtidal protégé, sous un régime microtidal.

L'«upper group» repose en discordance sur le «lower group». Cette discordance correspond à une surface d'érosion, d'une incision maximum de 300 m. Au Sud de la faille de Pirgaki (Fig. 1.8), une épaisseur maximum de 1300 m de conglomérats interstratifiés avec des arénites et siltites rougeâtres est corrélée au «lower group». Le passage de la Formation Ladopotamos à la Formation Katafugion représente une transgression marine au sein du «lower Group» (Ford *et al.*, 2007b).

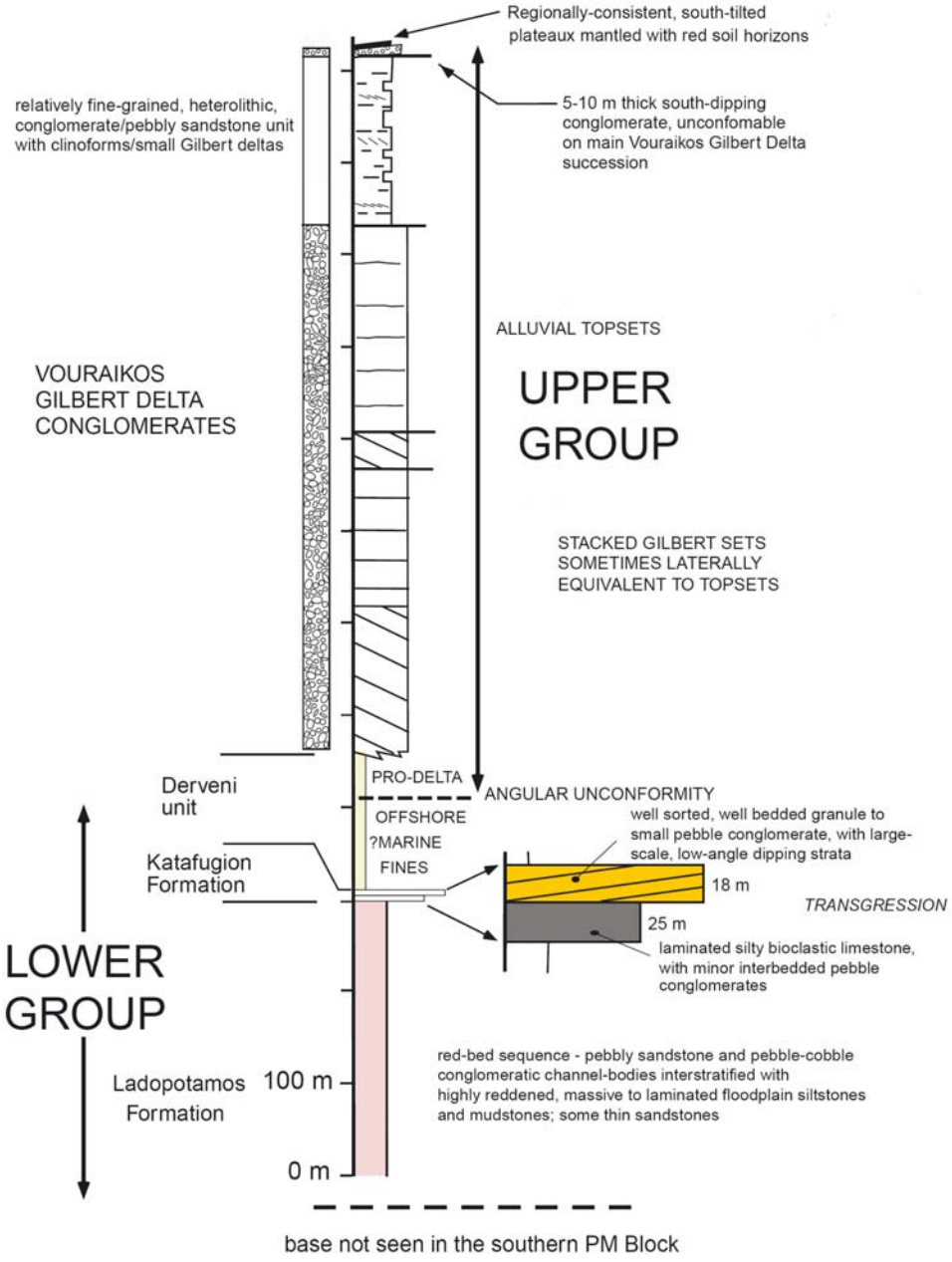


Figure 2.31 : Colonne stratigraphique synthétique modifiée d'après Ford *et al.* (2007b), représentant l'organisation des dépôts synrifts sur le bloc Pirgaki-Mamoussia (PM, Fig. 1.8 pour une localisation).

L'«upper group» débute par une succession de faciès fins (siltites et argilites) de 50 m interprétée comme des dépôts de prodelta (Unité de Derveni). Cette succession est surmontée par l'ensemble conglomératique du Gilbert-delta du Vouraikos d'une épaisseur supérieure à 800 m (Fig. 2.31). Le delta de Vouraikos est surmonté en discordance par une fine unité conglomératique (de 10 à 15 m d'épaisseur) recouverte par des dépôts récents de sols rouges.

Le long du segment Est de la faille d'Helike (Figs 1.6 et 1.8), l'«upper group» est incisé et recouvert en discordance par de petits Gilbert-deltas surélevés (par exemple, au niveau du village de Trapeza).
Des datations issues d'études palynologiques ont permis d'estimer la période de mise en place du delta du Vouraikos entre 1,1 Ma et 0,7 Ma, c'est-à-dire du Pléistocène inférieur au tout début du Pléistocène moyen (Malartre *et al.*, 2004 ; Ford *et al.*, 2007b).

Palyvos *et al.* (soumis) ont étudié une zone comprise entre Aigion et l'extrémité Ouest du Golfe de Corinthe. Des foresets de Gilbert-deltas lacustres ont été identifiés (Formation Aravonitsa). Ces foresets passent latéralement à des sédiments fins interprétés comme des dépôts de bottomset par Palyvos *et al.* (soumis). Ces dépôts fins sont situés au sommet d'une formation datée du début du Pléistocène moyen.

Il est intéressant de comparer les schémas stratigraphiques proposés par Ford *et al.* (2007b ; Fig. 2.31) et par Ghisetti & Vezzani (2004, 2005 ; Figs 2.29 et 2.30) pour la région d'Aigion. Il y a de nombreuses différences entre ces schémas stratigraphiques. L'unité fl1 (Ghisetti & Vezzani, 2004 ; «Early Rift» de Ghisetti & Vezzani, 2005) n'a pas été identifiée par Ford *et al.* (2007b). L'unité L2 (Ghisetti & Vezzani, 2004) serait équivalente au «lower group» bien que Ford *et al.* (2007b) aient identifié dans ce groupe une formation fluviatile (Formation de Ladopotamos) et non pas lacustre. Les clinoformes de 300 à 500 m d'épaisseur de l'unité «Mid Rift» (Ghisetti & Vezzani, 2005) n'ont pas été identifiés par Ford *et al.* (2007b). L'unité G2 (Ghisetti & Vezzani, 2004) serait l'équivalent du delta de Vouraikos («upper group» de Ford *et al.*, 2007b) avec des épaisseurs proches. Les dates proposées pour le dépôt de l'unité G2 correspondent à la période de temps proposée par Ford *et al.* (2007b) pour le dépôt du Gilbert-delta du Vouraikos. L'unité G3 (Ghisetti & Vezzani, 2004) n'a pas été identifiée par Ford *et al.* (2007b). Ghisetti & Vezzani (2004, 2005) n'identifient aucun dépôt apparenté à des prodeltas.

L'unité «fl1» (Ghisetti & Vezzani, 2004 et Fig. 2.29.a) n'a pas été identifiée dans le secteur rivière Meganitas – rivière Kerinitis (Fig. 2.4). D'après leur carte géologique, cette unité se serait déposée sur le bloc de faille de Doumena, au Sud du bloc de faille de Pirgaki. Lithologiquement et au regard de sa répartition géographique, l'unité L2 (Fig. 2.29.a) serait équivalente au Groupe inférieur. L'unité conglomératique G2 représenterait les Gilbert-deltas de Selinous et de Kerinitis (Groupe moyen) mais sans les dépôts de prodelta. Ghisetti & Vezzani (2004) placent dans la même étape de dépôt (G2) la Formation de Kerinia (Groupe supérieur), ce qui est en contradiction avec ce qui est proposé ici (*cf.* § 2.2.3.3 et 2.3). Le Groupe supérieur ne serait que partiellement équivalent à l'unité G3 (Fig. 2.29.a) car aucun delta plus récent n'a été identifié au-dessus du delta de Selinous. L'épaisseur du remplissage synrift de 2000 m du bassin d'Aigion proposée par Ghisetti & Vezzani (2005, Fig. 2.30.a) est proche de la valeur de 1624 m proposée dans ce travail (colonne stratigraphique «B» de la zone de Melisia, Fig. 2.4). Les deltas de Selinous et de Kerinitis sont placés, d'après Ghisetti & Vezzani (2005), dans l'étape «Late Rift» ce qui n'est pas cohérent avec nos interprétations et avec la colonne stratigraphque du bassin d'Aigion proposé par Ghisetti & Vezzani (2004, Fig. 2.29.a).

La première phase de dépôt proposée par Ori (1989) à l'Est, serait équivalente au «lower group» de Ford *et al.* (2007b) mais la première phase de dépôt présente une épaisseur beaucoup plus importante (de 1500 à 3000 m ; Ori, 1989). La seconde phase de dépôt de Ori (1989) correspondrait à l'«upper group» de Ford *et al.* (2007b) dominé par des Gilbert-deltas.

Les variations d'épaisseur d'Ouest en Est ont été également mentionnées par Ghisetti & Vezzani (2004, 2005).

Rohais *et al.* (2007a) proposent une stratigraphie du remplissage synrift en trois groupes (Fig. 2.32), d'une épaisseur maximale de 2800 m, entre les villes d'Akrata et de Derveni (Fig. 1.8), situées au centre de la marge sud du rift de Corinthe.
Le «Lower Group» est composé de dépôts fluvio-lacustres, comprenant la Formation Exochi, la Formation Valimi et la Formation Aiges (Fig. 2.32). Le «Lower Group» se serait mis en place entre 3,6 et 1,5 Ma (Pliocène supérieur à Pléistocène inférieur, Rohais *et al.*, 2008).
La Formation Exochi (Fig. 2.32) est formée de dépôts alluviaux qui peuvent passer latéralement et vers l'Est à des dépôts de rivière en tresses. Les cônes alluviaux peuvent être superposés et passer verticalement à des sédiments fluvio-lacustres. Cette évolution suggère une transgression progressive (Rohais *et al.*, 2007a). Les paléocourants sont orientés à la fois vers le Nord et vers l'Est indiquant la présence de sources latérales et longitudinales. L'épaisseur de cette formation varie de 50 m à plus de 600 m. Ces rapides variations d'épaisseur correspondent à une étape précoce d'ouverture du rift de Corinthe, caractérisée par des blocs basculés (Rohais *et al.*, 2007a).
La Formation Valimi est composée d'une partie proximale formée de conglomérats organisés en chenaux interstratifiés avec des calcaires et des siltites. Ces faciès silteux et calcaires montrent des altérations pédogénétiques et contiennent des faunes d'eau douce à saumâtre. Ces dépôts sont interprétés comme des chenaux de plaine alluviale de type rivière en tresses associés à des dépôts de plaine d'inondation. Latéralement dans le profil de dépôt apparaissent des Gilbert-deltas lacustres. Ils se sont mis en place sous des tranches d'eau allant de 10 m à un maximum de 40 m. Globalement, la Formation Valimi présente une évolution verticale suggérant une transgression depuis des dépôts de rivière en tresses à des dépôts lacustres. L'épaisseur de cette formation peut varier de 50 à plus de 800 m.
La Formation Aiges (Fig. 2.32) est formée de sédiments fins interprétés comme des dépôts lacustres, des dépôts de partie distale de fan-deltas ainsi que des dépôts turbiditiques. Interstratifiés dans les turbidites se trouvent des dépôts de coulées de débris. Les systèmes turbiditiques peuvent correspondre aux équivalents distaux de la Formation Valimi. La partie supérieure de la Formation Aiges pourrait représenter les faciès de prodelta correspondant aux Gilbert-deltas du «Middle Group» (Fig. 2.32). Les mesures de paléocourants évoluent depuis une direction Nord et Ouest à la base de la formation à une direction purement Nord, dans la partie corrélée aux Gilbert-deltas géants. L'épaisseur de la Formation Aiges peut varier de 10 m à plus de 1000 m.
Le «Middle Group» correspond à un système de progradation vers le Nord depuis d'épais conglomérats de cônes alluviaux au Sud vers des Gilbert-deltas puis à leurs équivalents distaux représentés par des dépôts turbiditiques vers le Nord. Ce groupe se serait déposé entre 1,5 et 0,7 Ma (Pléistocène inférieur à Pléistocène moyen, Rohais *et al.*, 2008). D'après Rohais *et al.* (2007a), la caractéristique la plus importante du «Middle Group» est représentée par l'épaisseur très importante (≤1000 m) des conglomérats de deltas. Quatre Gilbert-deltas géants se situent au Sud de Derveni et deux au Sud d'Akrata. Rohais *et al.* (2007a) suggèrent que ces deltas géants se sont construits dans un bassin alternativement à eau douce et à eau salée d'après la découverte de faunes correspondant à ces deux environnements. Ils ont, en outre, montré que la source d'approvisionnement sédimentaire de ces deltas a changé avec le temps. L'épaisseur variable du «Middle Group», de 500 m à plus de 1000 m ainsi que les structures de type «roll-over» dénotent une activité tectonique (rotation de blocs) pendant le dépôt du «Middle Group».
L'«Upper Group» est formé de dépôts de terrasses surélevées, de brèches de pente, de sols rouges ainsi que de petits Gilbert-deltas peu consolidés.

L'«Upper Group» a commencé à se déposer il y a 0,7 Ma (Pléistocène supérieur à actuel, Rohais *et al.*, 2008). Dans la zone de l'Evrostini, l'«Upper Group» correspond à une période de «by-pass» associée à de l'incision. Ces Gilbert-deltas sont formés de clastes issus du «Middle Group» (Rohais *et al.*, 2007a). Les terrasses marines ainsi que les clastes perforés indiqueraient une connexion entre le Golfe de Corinthe et la mer Méditerranée (Rohais *et al.*, 2007a). Les brèches de pente se confondent localement avec les Gilbert-deltas peu consolidés situés plus au Nord.

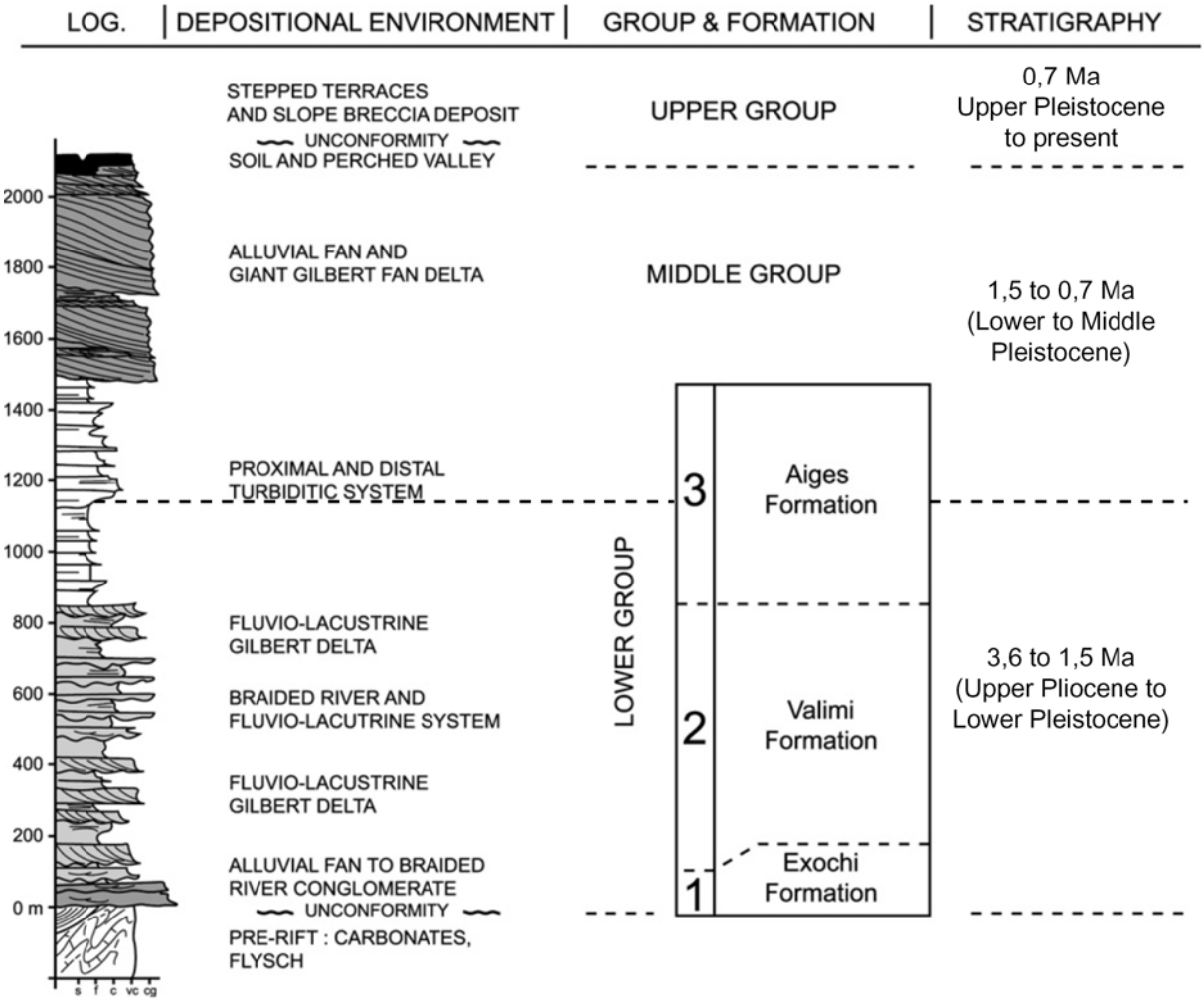


Figure 2.32 : Colonne stratigraphique synthétique modifiée d'après Rohais *et al.* (2008), de la zone centrale de la marge sud du rift de Corinthe, entre les villes d'Akrata et de Derveni (Fig. 1.8). Les datations proposées proviennent de Rohais *et al.* (2007b).

Comparons le schéma stratigraphique proposé par Rohais *et al.* (2007a) avec ceux de Ghisetti & Vezzani (2004, 2005) concernant le bassin de Derveni. Une différence réside en la position stratigraphique du delta d'Akrata. Ghizetti & Vezzani (2004) proposent que cet édifice représente le dépôt le plus ancien du bassin de Derveni (G2, Fig. 2.29.b). Rohais *et al.* (2007a) le rattachent à l'«Upper Group» (parmi les dépôts les plus jeunes) supposant un dépôt à partir de 0,7 Ma. Rattacher le delta d'Akrata à l'«Upper Group» est plus cohérent stratigraphiquement au regard de la localisation du delta d'Akrata au Nord des deltas géants du «Middle Group».

Lithologiquement, l'unité L3 (Ghisetti & Vezzani, 2004) serait équivalente au «Lower Group» de Rohais *et al.* (2007a, b) avec des épaisseurs voisines de 1000 m mais les âges proposés ne sont pas synchrones (Figs 2.29.b et 2.32). Néanmoins, les âges proposés par Rohais et al. (2007a, b) sont davantage contraints. L'unité G4 d'une épaisseur minimale de 700 m (Ghisetti & Vezzani, 2004) serait lithologiquement équivalente au «Middle Group» de Rohais *et al.* (2007a), d'une épaisseur de 1000 m (Fig. 2.32) avec des âges proches, bien que les dépôts de prodelta n'aient pas été clairement identifiés dans l'étude de Ghisetti & Vezzani (2004). Les évolutions verticales de faciès sont semblables entre Ghisetti & Vezzani (2005) et Rohais *et al.* (2007a). Les unités «Early Rift» et «Mid Rift» de Ghisetti & Vezzani (2005), ne pouvant pas être facilement distinguées, représenteraient une épaisseur de 1800 m. L'ensemble serait équivalent au «Lower Group» de Rohais *et al.* (2007a), d'une épaisseur de 1150 m et avec des âges cohérents (Pliocène à Pléistocène inférieur). L'unité «Late Rift», d'une épaisseur de 1150 m (Fig. 2.30.b) pourrait être reliée au «Middle Group» de Rohais *et al.* (2007b), d'une épaisseur de 1000 m avec des âges cohérents. Enfin, les dépôts de l'«Upper Group» (Rohais *et al.*, 2007a) ont été identifiés par Ghisetti & Vezzani (2005).

Une évolution verticale des faciès semblable a été reconnue à la fois dans l'étude de Rohais *et al.* (2007a, b ; 2008) et Ori (1989) dans le bassin de Derveni. La première séquence de dépôts (Ori, 1989) serait équivalente au «Lower Group» de Rohais *et al.* (2007a) et la seconde séquence de dépôt (Ori, 1989) serait corrélable à la fois au «Middle Group» et à l'«Upper Group» de Rohais *et al.* (2007a). L'épaisseur de la première séquence de dépôt proposé par Ori (1989 ; Fig. 2.28) est près de trois fois supérieure à celle de Rohais *et al.* (2007a). Ori (1989) et Rohais *et al.* (2007a) proposent une augmentation du taux de création d'espace d'accommodation entre, respectivement, la première phase de dépôt et la seconde, et entre le «Lower Group» et le «Middle Group».

2.4.2. Stratigraphie «offshore»

Sachpazi *et al.* (2003) ont mis en évidence par l'interprétation de profils de sismique réflexion (Fig. 2.33), entre les villes de Derveni et de Kiato (Fig. 1.8) un remplissage syn-rift sous l'actuel Golfe de Corinthe d'une épaisseur maximale d'environ 2 km au-dessus du prérift. Selon une traverse orientée SSE-NNO, au large de la ville de Derveni, les auteurs ont mis en évidence que ce remplissage syn-rift est formé de deux unités (Fig. 2.33.a). Les deux unités sont séparées par une surface de discordance. L'unité supérieure est constituée de cinq horizons bien identifiables (Fig. 2.33.b). Ces horizons ont des épaisseurs de moins de 0,2 km. Sachpazi *et al.* (2003) proposent une origine glacio-eustatique pour ces cinq horizons. Les auteurs rappellent que les variations glacio-eustatiques du Pléistocène-Holocène ont une fréquence de 0,1 Ma. Cela conduit les auteurs a suggérer une période de temps de 0,5 à 0,6 Ma pour la formation de l'unité supérieure. Le dépocentre sous le Golfe se serait déplacé vers le Sud pendant le dépôt de l'unité supérieure. L'épaisseur maximum de l'unité inférieure se trouve au Nord et le biseautage de cette même unité se fait également vers le Nord. Pour l'unité supérieure, l'épaisseur maximale se retrouve vers le Sud et elle se biseaute également vers le Sud (Fig. 2.33.a).

Plus récemment, Bell *et al.* (2008) ont identifié deux unités dans le remplissage syn-rift sous l'actuel Golfe de Corinthe. La surface de discordance qui limite ces deux unités daterait de 0,4 Ma. L'unité supérieure est constituée de cinq horizons (selon une traverse sismique orientée SSO-NNE entre les villes de Aigion-Diakopfto au Sud et Eratini au Nord, Fig. 1.8). Les cinq horizons ont été corrélés à une courbe eustatique afin d'estimer les âges des surfaces qui limitent ceux-ci.

A partir des faciès sisimiques, Bell *et al.* (2008) proposent une interprétation en terme d'environnement de dépôts. Les cinq horizons sont probablement composés de dépôts qui évoluent, depuis des dépôts lacustres à la base, à une alternance entre des dépôts lacustres (contenant des turbidites) et des dépôt marins, à des dépôts marins de type bassin profond avec des intercalations turbiditiques au sommet.

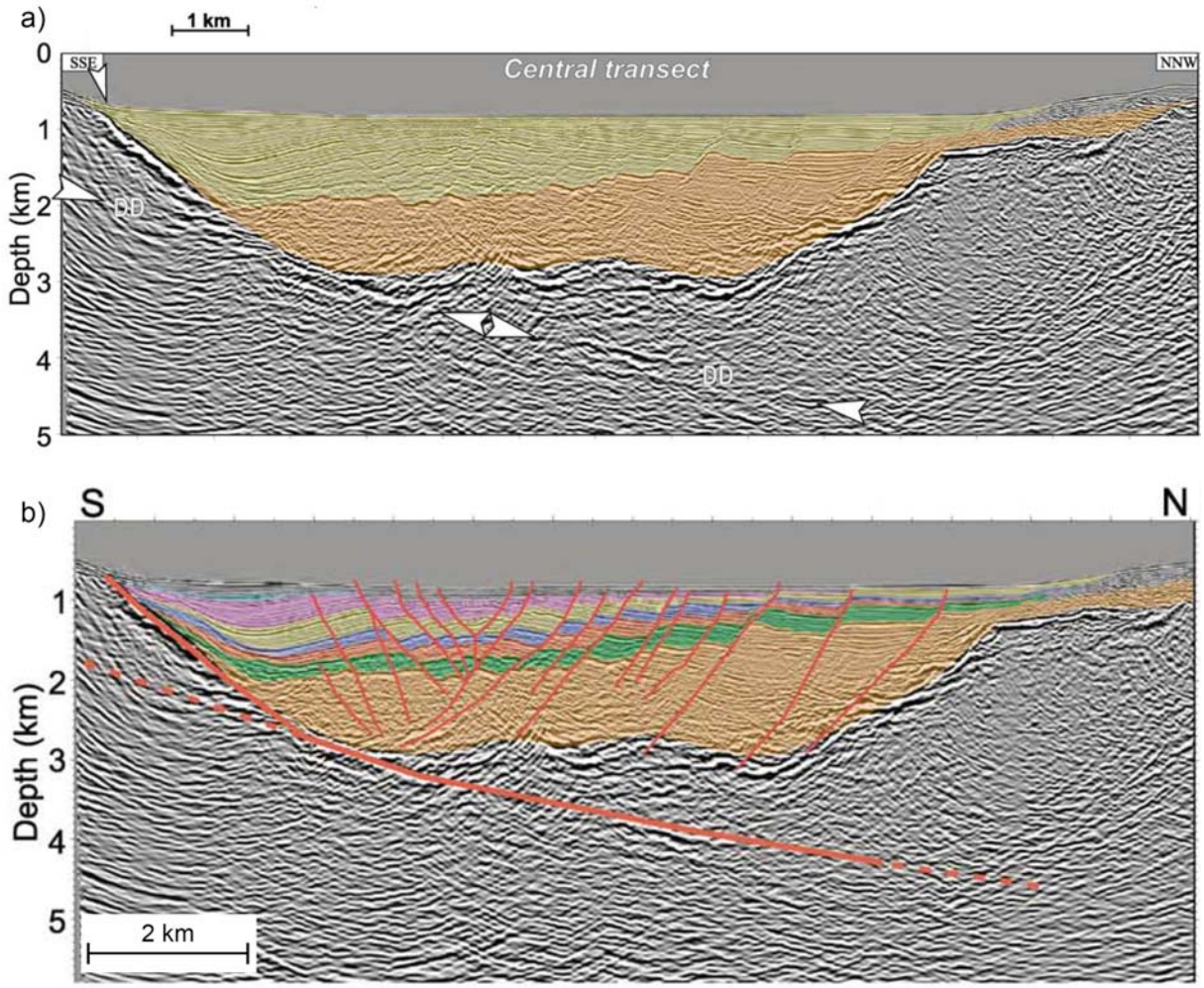


Figure 2.33 : Profils de sismique réflexion entre les villes de Derveni (au Sud) et d'Itea (au Nord), (Fig. 1.8 pour une localisation). a) Les deux unités sédimentaires sont identifiées par des couleurs différentes. Les flèches blanches indiquent les traces de failles normales à faible pendage affectant le prérift. b) Interprétation de la section présentée en a). Les cinq horizons formant l'unité supérieure sont mis en évidence ainsi que les failles normales (modifié d'après Sachpazi *et al.*, 2003).

2.4.3. Corrélations latérales et «offshore»

Les travaux stratigraphiques détaillés ont été récemment complétés pour trois secteurs du bloc de faille de Pirgaki-Mamoussia. Ce sont : le travail présenté ici pour la région au Sud d'Aigion, Ford *et al.* (2007b et Figs 1.6 et 2.32) pour la région des gorges de Vouraikos, et Rohais *et al.* (2007a,b ; 2008 et Figs 1.8 et 2.33) pour la région d'Akrata. Ces travaux sont ici intégrés dans un schéma stratigraphique cohérent, basé sur des corrélations latérales (Fig. 2.34). Ce schéma clarifie l'histoire de ce bloc de 30 km de long. Les corrélations seront réalisées groupe par groupe, en utilisant les définitions des différents groupes utilisées dans cette étude.

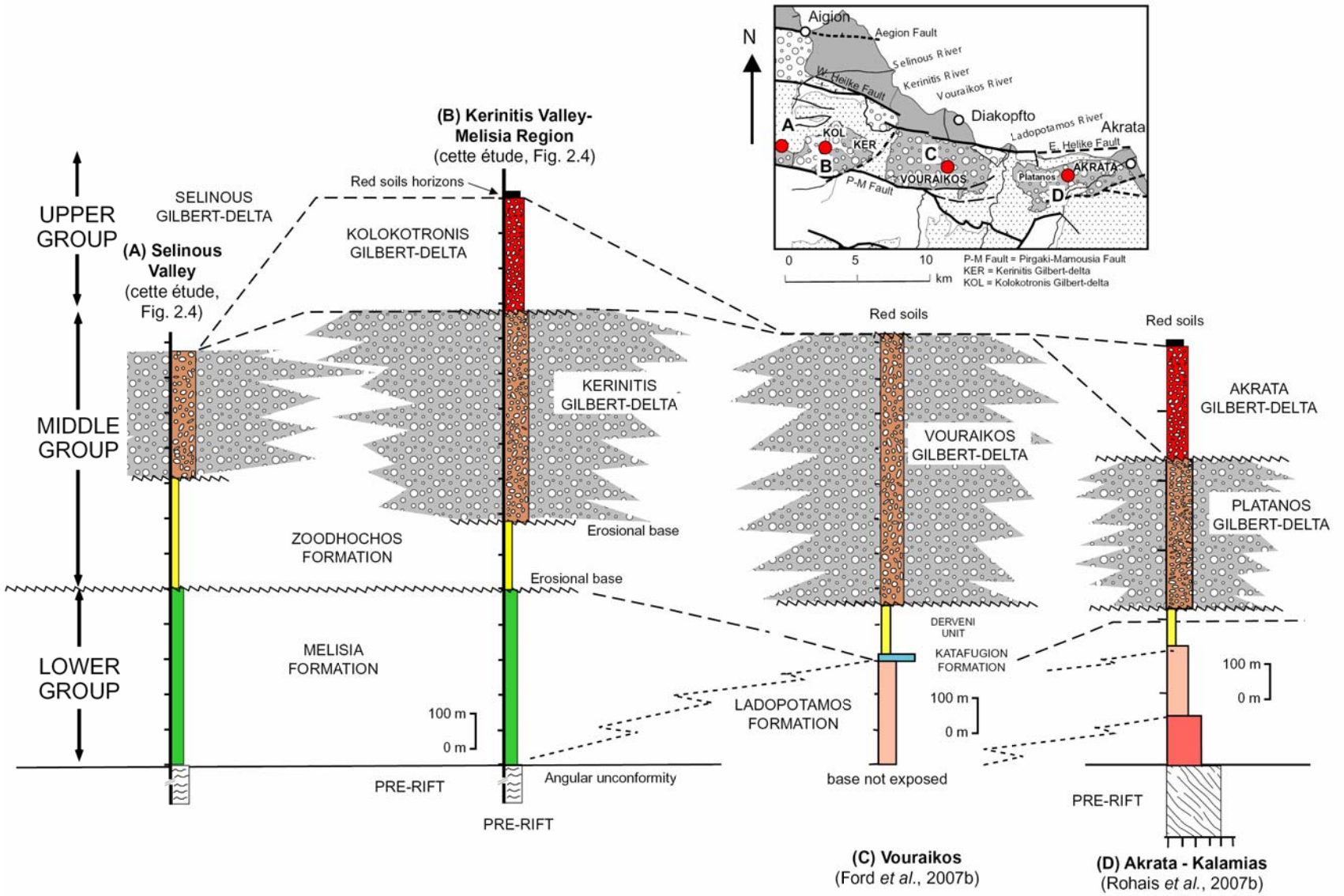


Figure 2.34 : Corrélations des colonnes stratigraphiques du remplissage synrift d'Ouest en Est entre Aigion et Akrata. La localisation des colonnes A à D est donnée en encart.

Les corrélations latérales s'effectuent donc sur un même bloc de faille. Toutes les coupes sont alignées sur le sommet de l'Unité du prérift (Fig. 2.34).

A l'Est du secteur d'étude, l'unité basale (Formation de Ladopotamos, > 300 m) comprend des corps de conglomérat et de grès interstratifiées avec une proportion variable de siltites rougeâtres (Ford *et al.*, 2007b). Cette formation représente un réseau fluviatile avec des paléocourants dirigés vers le N et NE. Elle est corrélée ici avec les dépôts fluvio-lacustres de la Formation de Melisia (colonne A et B, Fig. 2.34). Un calcaire blanc d'épaisseur de 25 m et un micro-conglomérat côtier (Formation de Katafugion, faciès de plage, Fig. 2.31) se trouvent au-dessus de la formation de Ladopotamos et documentent une transgression marine (Fig. 2.31). Elle est suivie par l'Unité de Derveni comprenant des faciès fins (siltites-argilites), probablement marins de 100 à 150 m. Ford *et al.* (2007b) placent la limite supérieure du Groupe inférieur au milieu de l'Unité de Derveni. Nous proposons ici que cette limite doit être placée entre la succession fluviatile de Ladopotamos et les sédiments d'influence marine de Katafugion (colonne C, Fig. 2.34). Plus à l'Est encore, dans le secteur d'Akrata (colonne D, Fig. 2.34), l'unité basale consiste en des dépôts alluviaux grossiers (Formation d'Exochi, 80 m et Fig. 2.32) suivie par une série conglomératique-gréseuse de caractère fluvio-lacustre (Formation de Valimi, 200 m) et une succession plus fine de caractère lacustre à marine (formation d'Aiges, 50 m ; Rohais *et al.*, 2007a). La transition entre la succession continentale inférieure et la succession marine se trouve au milieu de la formation d'Aiges.
Cette corrélation latérale du Groupe inférieur permet de proposer une période de dépôt de caractère continental, en cohérence avec les premiers dépôts du rift à l'Est (Rohais *et al.*, 2007b) et au Sud (Ford *et al.*, in prep ; Collier & Jones, 2003). Pendant le dépôt de ce groupe, le taux d'apport sédimentaire compense le taux de création d'espace d'accommodation. Les datations de Rohais *et al.* (2007b) indiquent que le Groupe inférieur a un âge compris entre le Pliocène supérieur et le Pléistocène moyen (4 à 1,5 Ma). La diminution de la granulométrie du Groupe inférieur d'Est en Ouest suggère que les sources principales se situaient plus à l'Est et que la faille de Pirgaki-Mamoussia avait une influence minimale pendant cette période.

Le Groupe moyen est surtout caractérisé par la mise en place des Gilbert-deltas géants. Les deltas de Selinous (environ 400 m), Kerinitis (> 600 m), Vouraikos (> 800 m) et Platanos (400 m) peuvent être corrélés latéralement (Fig. 2.34) car (i) ils se sont tous déposés dans le «hangingwall» immédiat de la faille de Pirgaki-Mamoussia, (ii) leur sommets se trouvent tous vers 800 m d'altitude aujourd'hui et, (iii) leurs faciès et architectures stratigraphiques sont semblables (Ford *et al.*, 2007b ; Backert *et al.*, en révision). Les âges proposés par Rohais *et al.* (2008) et par Ford *et al.* (2007b) pour cette période sont également en accord, compris entre le Pléistocène inférieur et le Pléistocène moyen. Les faciès de prodelta, latéralement équivalents à ces deltas conglomératiques, se trouvent dans la Formation de Zoodhochos, dans l'Unité de Derveni (Ford *et al.*, 2007b) et dans la Formation d'Aiges (Rohais *et al.*, 2007b). Les bases de tous ces deltas sont érosives. La présence des surfaces d'érosion à la base de chaque delta géant qui incisent les unités sous-jacentes de prodelta reste difficile à expliquer simplement. Cela implique tout d'abord une chute drastique du niveau marin relatif dont l'origine est inconnue. Ensuite il est nécessaire d'avoir une forte accommodation pour permettre le développement des Gilbert deltas géants.
L'évènement transgressif à la transition entre le Groupe inférieur et le Groupe moyen est le témoin d'un changement majeur dans l'évolution du rift. Le transport de sédiments se fait du Sud vers le Nord, les conditions deviennent marines et le flux sédimentaire augmente. Malgré une forte valeur, cet apport de sédiment ne compense plus le taux de création d'espace d'accommodation. Ce groupe stratigraphique documente la période principale de subsidence sur la faille de Pirgaki-Mamoussia.

Les deltas sont alimentés par les sources ponctuelles du «footwall» avec un espacement moyen de 6.5 à 9 km. La symétrie de l'organisation de ces quatre deltas avec les deux deltas les plus épais au centre (Kerinitis et Vouraikos) et les deltas moins volumineux (Selinous et Platanos) sur les deux cotés, semble conforme avec les modèles numériques de Hardy & Gawthorpe (1998), où la taille et la forme des deltas dans le "hangingwall" d'une faille normale sont contrôlées par la variation de déplacement sur la faille (maximum au centre, diminuant vers les limites de faille).

Le delta de Kolokotronis, reposant par une base érosive directement au dessus du delta de Kerinitis (Fig. 2.4 et colonne B, Fig. 2.34) représente une situation unique sur toute la marge Sud du rift de Corinthe. L'absence de delta du Groupe supérieur au-dessus du delta de Vouraikos pourrait être reliée à un taux de subsidence plus élevé sur le hangingwall de la faille de Kerinitis. Bien que Ford *et al.* (2007b) n'aient pas distingué formellement l'équivalent du Groupe supérieur tel que défini dans cette étude, ces auteurs présentent les mêmes types de dépôt. Il s'agit de deltas récents (par exemple, le delta de Trapeza, Fig. 2.1), des terrasses marines ainsi que de sols rouges. Le Groupe supérieur est donc corrélable depuis la région de Melisia à la zone de Diakopfto (Fig. 2.34). Cette corrélation peut être poursuivie vers l'Est où Rohais *et al.* (2007a) ont identifié les mêmes dépôts qu'à l'Ouest et plus particulièrement le delta récent d'Akrata qui a également une base érosive (colonne D, Fig. 2.34). La période de mise en place proposée par Rohais *et al.* (2007b) et par Ford *et al.* (2007b) se situe entre 0,7 Ma et l'actuel.
Un soulèvement généralisé du bloc de faille de Pirgaki-Mamoussia lié au transfert de la distension vers le Nord (faille d'Helike) est documenté par l'histoire de ce groupe. Malgré un soulèvement estimé entre 1.1 mm/a et 0,9 à 1 mm/a (McNeill & Collier, 2004), les quatre grandes rivières ayant alimenté les deltas du groupe moyen, ont maintenu leur cours vers le Nord jusqu'à aujourd'hui.

L'étude de coupes sismiques «offshore» a permis de mettre en évidence une surface de discordance datée à 0,4 Ma (Bell *et al*., 2008) séparant deux unités, l'unité inférieure reposant en discordance sur l'Unité du prérift. Sachpazi *et al.* (2003) suggèrent un intervalle de sédimentation entre 0,5 et 0,6 Ma. La surface de discordance pourrait donc s'être mise en place il y a 0,4 à 0,6 Ma. Sachpazi *et al.* (2003) précisent que la formation des cinq horizons qui constituent l'unité supérieure a été sous l'influence de l'eustatisme. Or les cycles eustatiques de 100 ka sont majoritaires au Pléistocène moyen. Il est par conséquent suggéré que l'unité supérieure représente le Groupe supérieur identifié sur la marge Sud. L'unité inférieure pourrait être ainsi corrélée au Groupe moyen. Aucune autre surface de discordance n'ayant été identifiée dans l'unité inférieure, le Groupe inférieur ne semble pas avoir été enregistré en domaine «offshore». Le bassin du secteur rivière Meganitas – rivière Kerinitis semble avoir été fermé au Nord pendant cette période.

Selon Rohais *et al.* (2007a), pendant le dépôt des Formations Exochi et Valimi (Groupe inférieur), le taux d'apport sédimentaire compense le taux de création d'espace d'accommodation. La Formation Valimi enregistrerait un évènement transgressif majeur. La Formation Aiges est le témoin de changements dans l'évolution du rift. Le transport de sédiments se fait du Sud vers le Nord, les incursions marines sont plus nombreuses et le taux d'apport sédimentaire ne compense plus le taux de création d'espace d'accommodation. Dans la région d'Aigion, le passage de dépôts fluvio-lacustres (Formation de Melisia) à des dépôts de Gilbert-delta implique une forte augmentation du taux de création d'espace d'accommodation. Cette augmentation est généralisée entre Aigion et Derveni.

En effet, d'après Rohais *et al.* (2007a), la limite entre le Groupe inférieur et le Groupe moyen est caractérisée par un phénomène transgressif majeur au Pléistocène inférieur. La fin de la période de dépôt du Groupe inférieur est caractérisée par une hausse du niveau marin relatif enregistrée par la Formation Katafugion (Ford *et al.*, 2007b). Au Pleistocène inférieur, des changements importants dans le rift de Corinthe sont marqués à la fois par un déplacement vers le Nord du dépocentre, un soulèvement du sud de la région de Diakopfto ainsi qu'une augmentation du taux d'apport sédimentaire (Ford *et al.*, 2007b). D'après Ford *et al.* (2007b), la présence de la surface d'érosion à la base du Groupe moyen implique tout d'abord une baisse du niveau marin relatif avant une augmentation permettant la création d'espace d'accommodation nécessaire à la mise en place du delta du Vouraikos. Cette période de chute du niveau marin relatif n'a pas été décrite par Rohais *et al.* (2007a). L'enregistrement d'une chute du niveau marin relatif précédant l'augmentation dans le secteur de Diakopfto peut s'expliquer par un taux de subsidence moins élevé dans cette zone que vers l'Est du Golfe. Ford *et al.* (2007b) privilégient une cause tectonique locale aux changements des conditions dans le bassin plutôt qu'un changement climatique global.

En accord avec Ulicny *et al.* (2002), Rohais *et al.* (2007a) proposent une tranche d'eau initiale minimale de 300 m permettant d'initier le dépôt du Gilbert-delta de l'Evrostini. L'amplitude eustatique correspondant à cette période étant trop faible pour permettre de générer la bathymétrie initiale de 300 m, Rohais *et al.* (2007a) suggèrent une augmentation du taux de subsidence. L'organisation des Gilbert-deltas géants varie d'Ouest en Est. Ils sont disposés parallèlement à la côte dans la région d'Aigion-Diakopfto et sont limités au Sud par la faille de Pirgaki-Mamoussia. Par contre, dans la zone Akrata-Derveni, les deltas ont davantage une répartition Nord-Sud. Cette différence de répartition pourrait s'expliquer par un plus grand nombre de failles ayant différentes directions dans le secteur Est par rapport au secteur Ouest caractérisé par des failles de directions globalement parallèles aux failles majeures. La connectivité des segments de failles semble être équivalente entre les deux zones. Une autre explication possible est la variation de la localisation de la zone d'approvisionnement sédimentaire avec le temps pendant le dépôt du Groupe moyen comme le présentent Rohais *et al.* (2007a). L'évolution tectonique différente dans le secteur Est (Rohais *et al.*, 2007a) doit être induite par une répartition ainsi qu'un comportement différent des failles. Ceci a sans doute participé à la migration du Sud vers le Nord des Gilbert-deltas géants.

Tout comme dans la région du secteur d'étude, il y a 800 ka (Ford *et al.*, 2007b), le delta du Vouraikos a commencé à être soulevé. Ce soulèvement se poursuit actuellement. Rohais *et al.* (2007a) proposent que pendant le dépôt du Groupe supérieur, les Gilbert-deltas précédemment développés dans le Groupe moyen, sont incisés. Par exemple, le delta de l'Evrostini a été soulevé et des sols rouges se sont déposés sur les topsets avant 0,4 Ma. A l'Est, une inversion du réseau de drainage vers le Sud a entraîné une réduction de l'apport sédimentaire vers la côte (Rohais *et al.*, 2007a). De petits Gilbert-deltas se forment pendant cette période, qui se trouvent actuellement à une altitude de 200 m. Rohais *et al.* (2007a) suggèrent également deux déplacements successifs de la côte vers le bassin. Lors du premier, la côte a migré vers le Nord de 5 km entre le dépôt du Groupe moyen et celui du Groupe supérieur équivalent à une chute du niveau marin relatif de 600 m. Le deuxième a été d'une amplitude de 1 km correspondant à une chute du niveau marin de 200 m. Ces deux déplacements sont liés au soulèvement de la marge sud associé à la migration vers le Nord de l'axe du graben (Rohais *et al.*, 2007a). L'étape de mise en place du Groupe moyen correspond à une succession de progradations de Gilbert-deltas du Sud vers le Nord liée à la migration progressive de l'activité des failles vers le Nord (Rohais *et al.*, 2007a). Le delta de l'Evrostini a enregistré une bathymétrie maximale d'environ 500 m (Rohais *et al.*, 2007a).

Durant toute la période de dépôt du Groupe moyen, le taux d'apport sédimentaire a toujours dépassé le taux de création d'espace d'accommodation avec une partie distale du bassin appauvrie en sédiments.

Bien que le secteur rivière Meganitas – rivière Kerinitis s'inscrive dans l'évolution générale de la marge Sud du rift de Corinthe, entre les villes d'Aigion et de Derveni, rythmée par le dépôt des Groupes inférieur, moyen et supérieur, il constitue une zone singulière. Cette singularité s'exprime pendant le dépôt du Groupe inférieur et durant celui du Groupe supérieur. Le Groupe inférieur est marqué par un épisode lacustre (Fig. 2.23) généralisé sur le secteur. La particularité du Groupe supérieur provient de la mise en évidence d'une succession d'épisodes d'érosion et de comblement dans un contexte de soulèvement.

3. Etat des connaissances sur les Gilbert-deltas

Les Gilbert-deltas font partie de la famille des deltas à grains grossiers («coarse-grained deltas») et représentent une catégorie de «fan-deltas». Rohais (2007) présente dans son étude un très important travail bibliographique, centré sur les cônes alluviaux (les morphologies, les processus de dépôt et les faciès, les classifications, les modèles de dépôt, etc.). Le but est ici de donner au lecteur les définitions clés, de présenter les classifications existantes des deltas, ainsi que de mettre en évidence leurs intérêts et leurs défauts. Ces classifications sont-elles applicables aux deltas de Corinthe ? Une description détaillée de l'historique et des connaissances sur les Gilbert-deltas est présentée.

3.1. Les deltas

Les deltas sont alimentés par des systèmes sédimentaires d'origine continentale. A ce titre, ils peuvent se construire soit à partir de rivières ou directement des cônes alluviaux : ce sont les deltas alluviaux. Ils peuvent aussi dériver de coulées volcaniques (coulées pyroclastiques et coulées de lave) : ce sont les deltas non alluviaux (Nemec, 1990b). Certains deltas sont à la fois alluviaux et non alluviaux, quand il s'agit de deltas qui se mettent en place à partir de dépôts d'origine volcanique remobilisés ensuite par des fluides (coulées de débris volcano-clastiques ou «lahars»). Les deltas non alluviaux et les deltas «mixtes» ne sont qu'évoqués dans cette étude, mais ne seront pas traités.

3.1.1. «Fan-deltas»

Les «fan-deltas» ont été tout d'abord définis comme représentant la portion immergée des cônes alluviaux (Holmes, 1965 ; McGowen, 1970 ; Nemec & Steel, 1988 ; Postma, 1990). Les «fan-deltas» sont définis comme des «cônes alluviaux qui ont progradé depuis des reliefs adjacents dans une étendue d'eau, que ce soit un lac ou une mer» (Holmes, 1965).

Nemec & Steel (1988) proposent une modification de la définition initiale en y rajoutant des étapes et en supprimant la notion de progradation du cône alluvial : un «fan-delta» est un prisme côtier de sédiments, délivré par un système de cône alluvial et déposé partiellement ou entièrement sous l'eau, à l'interface entre le cône actif et l'étendue d'eau. Ces auteurs ajoutent que le «fan-delta» est une zone d'interaction entre l'apport sédimentaire d'origine alluvial et les processus de remobilisation inhérents au lac ou à la mer (l'étendue d'eau dans laquelle entrent les sédiments, Fig. 3.1).

Par la suite, le terme de «fan-delta» a été employé dans d'autres situations, perdant son sens initial et devenant, par le fait, plus confus (Mc Pherson *et al*., 1988). Les «fan-deltas» peuvent se former au débouché de systèmes fluviatiles en tresses, qui ne sont pas connectés à des cônes alluviaux (McPherson *et al*., 1988). Si l'énergie des vagues est trop grande au débouché d'un «fan-delta», aucun Gilbert-delta ne se formera (Orton, 1988).

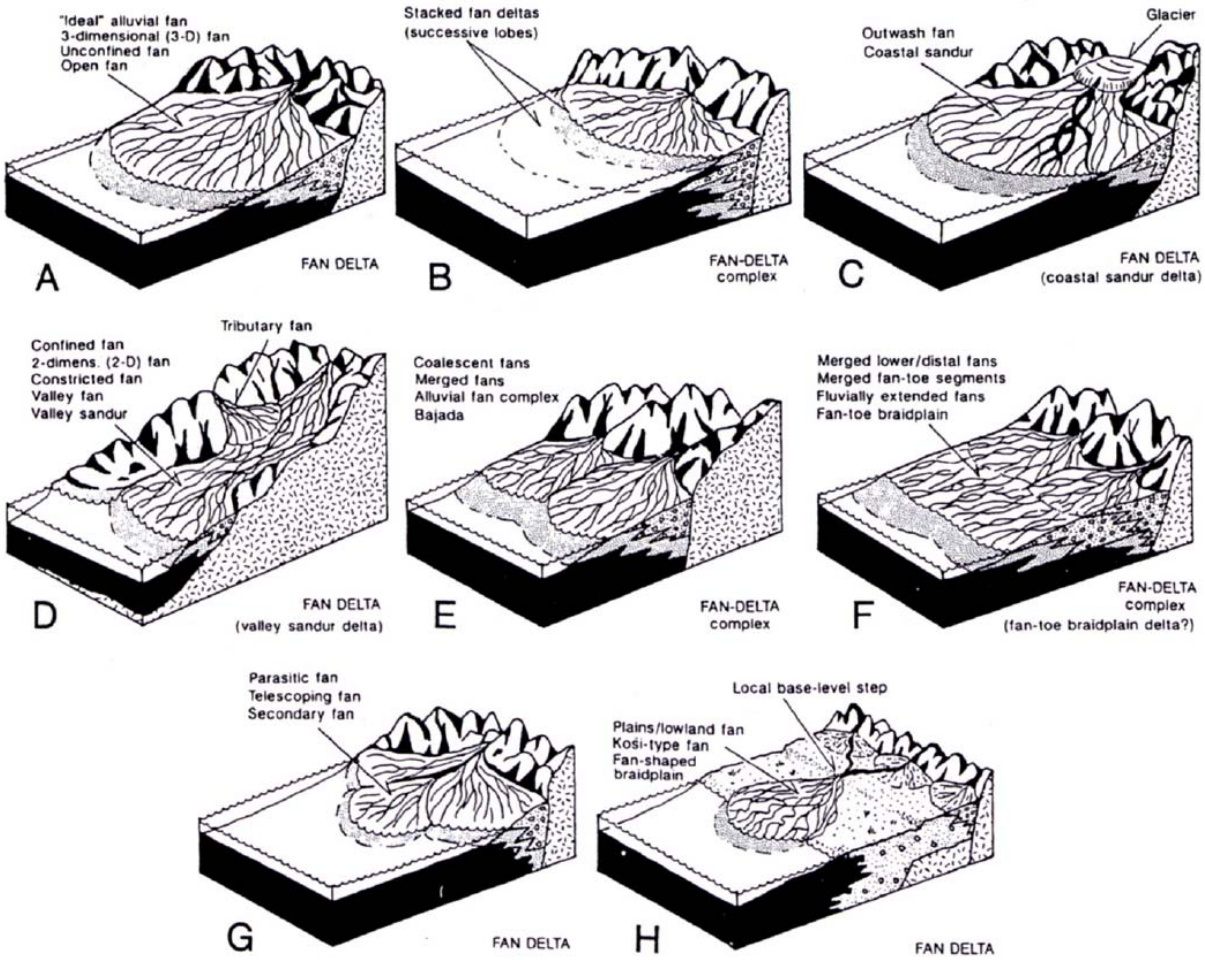


Figure 3.1 : Diversité des formes de «fan-deltas». L'accent est mis sur la diversité des systèmes d'alimentation (modifié d'après Nemec & Steel, 1988).

Postma (1984) suggère une constitution quadri-partite proche de celle des Gilbert-deltas pour les «fan-deltas». Ces quatre parties sont réparties dans la zone subaérienne (une partie) et dans la zone sous-aquatique. La zone sous-aquatique est divisée en trois parties :
- Le front du delta se trouve dans la zone d'action des vagues et correspond donc à la zone de plus haute énergie du delta ;
- Une pente de delta («delta slope»), définie ici comme une zone à pendage prononcé, où des phénomènes de déstabilisations gravitaires («slumps») peuvent opérer, conduisant à la resédimentation de conglomérats et d'arénites de sédiments déjà déposés dans la pente ;
- Le prodelta correspond à la partie du delta se trouvant au-delà de la pente du delta et qui présente un pendage faible vers le bassin.

De la comparaison de cette description du profil «idéal» de «fan-delta» par rapport au profil «topset – foreset – bottomset – prodelta» utilisée dans cette étude, il découle que :
- la partie subaérienne correspond à la zone de topset ;
- dans la partie sous-aquatique,
  - le front du delta correspond au «topset breakpoint», c'est-à-dire à la zone de passage topset-foreset correspondant à une rupture de pente,
  - la pente du delta est équivalente à la zone de foreset,

- le prodelta est assimilable aux bottomsets, tels qu'ils sont définis dans cette étude (*cf.* § 3.3.3).

Les conditions nécessaires à la formation des «fan-deltas» d'après Ethridge & Wescott (1984) sont :
- des reliefs accentués à proximité de la côte ;
- des cours d'eau à charge de fond importante, qui se présentent généralement sous forme de rivières en tresses.

Nemec & Steel (1988) précisent que la proximité de relief ou d'un escarpement de faille est une condition importante, mais n'est pas absolument nécessaire à la formation des «fan-deltas». En effet, certains «fan-deltas» ne sont pas directement reliés à des reliefs.

Les «fan-deltas» sont composés de conglomérats ou d'autres sédiments grossiers très souvent immatures au point de vue minéralogique et immatures à submatures au niveau de la texture (Ethridge & Wescott, 1984). McPherson *et al*. (1987) proposent de définir les «fan-deltas» comme des «fans» (idéalement, des cônes alluviaux) formés majoritairement par des conglomérats se mettant en place dans des zones avec un fort dénivelé et qui sont dominés par les écoulements de débris. Ces deltas progradent directement dans une étendue d'eau. Ils rejoignent dans cette définition les conditions nécessaires à leur mise en place, émises par Ethridge & Wescott (1984).

3.1.2. Classifications des deltas

Plusieurs classifications de deltas ont été proposées dans la littérature. Elles utilisent sept critères différents qui peuvent être associés :
- le type d'approvisionnement ;
- la distribution des épaisseurs ;
- le profil de la côte ;
- l'influence au niveau du front du delta ;
- la granulométrie ;
- la pente du front du delta ;
- la profondeur du pied du delta.

Holmes (1965) fut le premier à proposer une classification des deltas à partir des caractéristiques générales de leur système d'approvisionnement alluvial. Nemec (1990b) propose que ce type de critère, bien qu'important, n'entre que dans une étape supérieure de classification. Il oppose qu'un type donné de système alluvial (rivière ou cône alluvial) peut amener à la construction de différents types de deltas en fonction des caractéristiques du bassin.

Coleman & Wright (1975) ont proposé une classification des deltas modernes selon la distribution des épaisseurs dans l'architecture interne. Nemec (1990b) précise qu'elle reste difficilement applicable aux deltas anciens, car elle nécessite des données très précises (d'épaisseur) qui ne sont pas toujours aisément disponibles. Les deltas anciens peuvent être beaucoup plus compliqués que leurs équivalents actuels. La distribution des épaisseurs ne reflète pas toujours la morphologie du delta.

En prenant en compte le contexte morpho-tectonique des côtes, Ethridge & Wescott (1984) distinguent trois types de deltas. Ce sont les «shelf-type», les «slope-type» et les «Gilbert-type fan-deltas». Nemec (1990b) critique cette classification en rappelant qu'elle ne prend pas en compte les caractéristiques propres au delta et qu'elle est difficilement applicable sur le terrain.

Galloway (1975) est l'auteur de la classification ternaire des deltas, basée sur le régime sédimentaire en vigueur sur le front du delta (Fig. 3.2). Les sommets du triangle sont occupés par les deltas influencés par le système d'approvisionnement (fluviatile), les deltas influencés par les vagues et les deltas influencés par la marée. Ces trois types de deltas représentent des cas extrêmes, les cas intermédiaires se plaçant sur le reste de la surface du triangle. Nemec (1990b) rappelle que c'est une classification très utilisée par les sédimentologues, mais elle reste une classification génétique et non descriptive, c'est-à-dire que l'évaluation du degré d'influence de chaque pôle reste subjective. Il est en outre difficile d'estimer le degré de remobilisation par l'action des vagues ou de la marée.

McPherson *et al*. (1987) distinguent trois types de deltas, principalement sur le critère d'approvisionnement alluvial :

- Les «fan-deltas» ;
- Les «braid-deltas» caractérisés par un système fluviatile en tresses qui pénètre dans une étendue d'eau. Ces deltas sont dominés par les conglomérats.
- Les «common-deltas» représentent les deltas de granulométrie moyenne moins élevée, créés par d'autres types de rivière.

Orton (1988) propose d'utiliser le diagramme ternaire de Galloway (1975) en y ajoutant une quatrième dimension afin de faire apparaître les variations granulométriques aux fronts des deltas (Fig. 3.2). Par rapport à la prise en compte de la granulométrie, Postma (1990) estime qu'elle ne correspond pas forcément à une certaine pente du front du delta ou à une certaine surface de drainage. En revanche, le degré de remobilisation du front du delta est fonction de sa granulométrie.

Corner *et al*. (1990) proposent que les deltas puissent être classés selon la granulométrie prédominante, ainsi que par rapport à la pente du front du delta (Fig. 3.3). Tous les types de deltas alluviaux trouvent théoriquement leur place (sous forme de quadrilatère) dans le diagramme de Nemec (1990b). Les deux paramètres utilisés dans cette classification sont accessibles sur le terrain et cette classification est descriptive. La classification de Corner-Nemec présente un double intérêt :

- Les Gilbert-deltas, constitués de sédiments très grossiers, principalement conglomératiques avec des foresets très pentés (conséquence de leur granulométrie grossière) se trouvent dans le coin supérieur droit du diagramme. Les Gilbert-deltas trouvent donc leur place dans cette classification.
- La pente du front du delta est dépendante de la granulométrie, mais également de l'intensité de l'action des vagues qui peuvent la remodeler. L'utilisation de la pente du front du delta permet de mettre en évidence une influence croissante par les vagues du front du delta à mesure que sa pente diminue. Les Gilbert-deltas sont donc moins affectés, en raison du pendage élevé de leur front et de la granulométrie grossière de leur foresets.

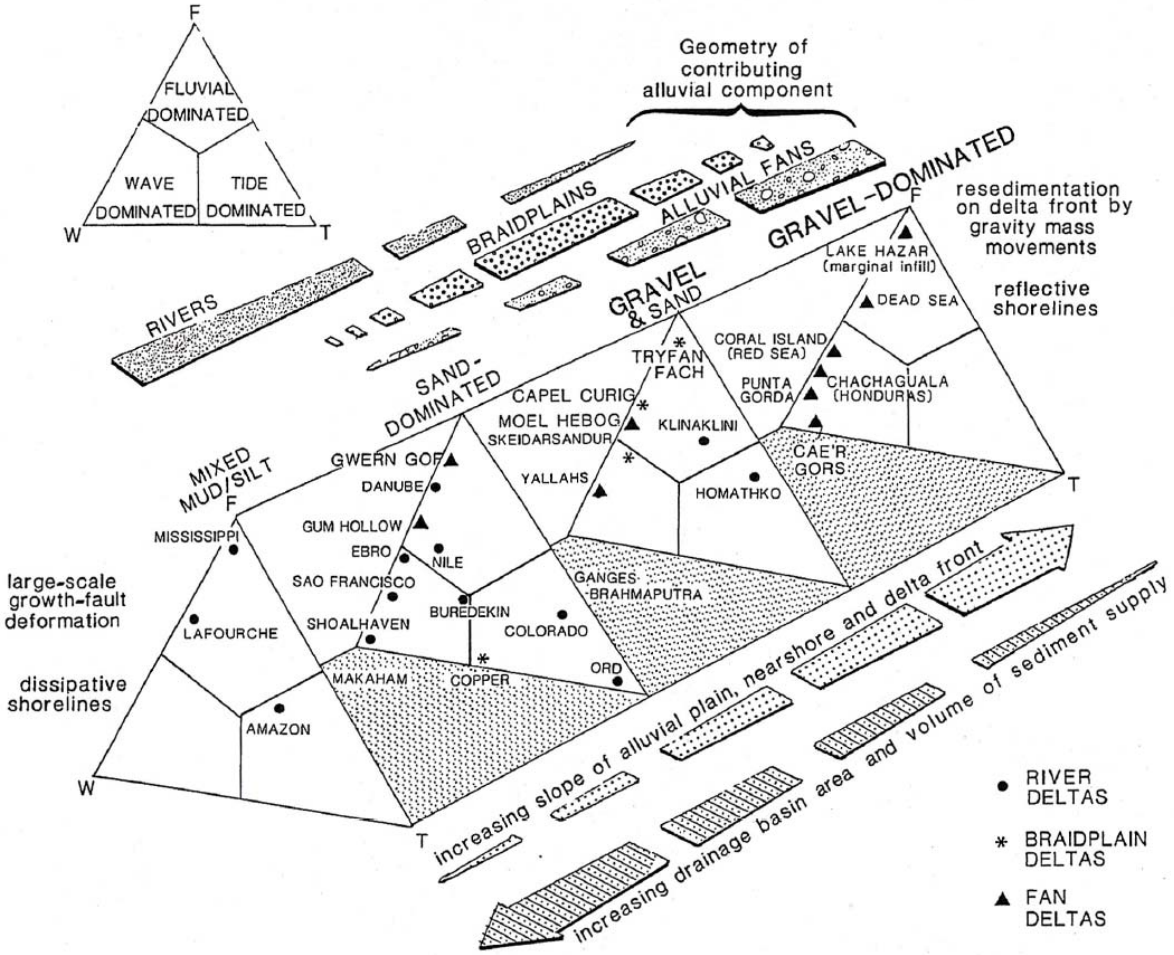


Figure 3.2 : Classification des deltas basée sur le processus dominant («input» d'origine fluviatile : pôle «F» ; action des vagues : pôle «W» ; action de la marée : pôle «T» ; diagramme ternaire de Galloway (1975) en encart) agissant sur la dispersion des sédiments au niveau du front du delta, ainsi que sur la granulométrie majoritaire des sédiments délivrés au front du delta (Orton, 1988).

Dans le diagramme de Nemec (1990b), l'exemple donné pour les Gilbert-deltas présente des topsets formés de chenaux parallèles constituant une source en ligne («line source»). Une source en ligne comprend une multitude de chenaux distributaires qui se regroupent pour former une source d'approvisionnement sédimentaire plus ou moins uniforme le long du front du delta par avulsion continue (Postma, 1990). Ce n'est pas le cas des Gilbert-deltas géants du Golfe de Corinthe, tels que le Kerinitis ou le Vouraikos dont les topsets sont constitués par une rivière en tresses dispersant ses sédiments à son embouchure, mais qui se comporte comme une source ponctuelle («point source»). D'après Kleinhans (2005), une source ponctuelle comporte des chenaux plus stables et présente des points d'approvisionnement sédimentaires bien définis. Cette source distribue les sédiments de manière non-uniforme (Kleinhans, 2005).

Postma (1990) propose une reconnaissance ainsi qu'une classification en deux étapes. La première est attachée à l'étude de l'architecture de dépôt et des faciès de la plaine deltaïque, du front, de la pente du delta, et du prodelta. L'identification de la nature du système d'approvisionnement constitue la seconde étape.

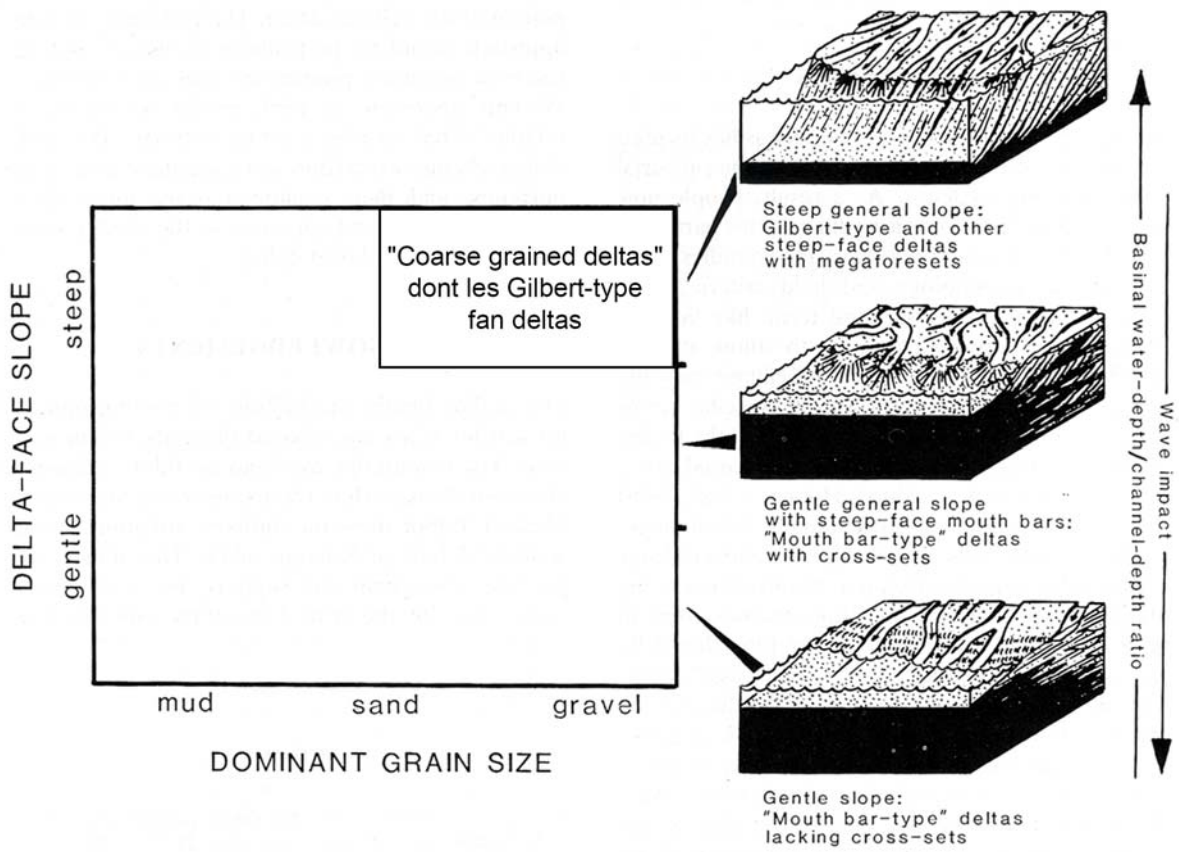


Figure 3.3 : Classification modifiée de Nemec (1990b) basée sur le diagramme bivariant de Corner *et al*. (1990) utilisant à la fois la pente des foresets du delta et la granulométrie des sédiments à la sortie du système distributaire.

Dans cette dernière étape se retrouvent intégrés les termes de «fan-deltas», «braidplain-delta» et «common delta» de la classification proposée par McPherson *et al*. (1987). Les caractéristiques du delta varient en fonction du type d'approvisionnement, de la profondeur du bassin et de la façon dont les sédiments se répartissent au front du delta. A partir de ces facteurs de contrôle, Postma (1990) propose une classification selon douze prototypes de deltas (Fig. 3.4) qui, bien qu'idéaux, permettent de comparer les deltas anciens tout comme les deltas actuels.

La classification de Postma (1990) est construite sous la forme d'un tableau (Fig. 3.4).

- Les colonnes représentent le type de système sédimentaire alimentant le delta :
    - Le type «A» est constitué par les systèmes alluviaux comme les cônes alluviaux, dominés par les conglomérats, avec une forte pente de dépôt (jusqu'à 30°). Les cours d'eau y sont éphémères, non confinés et le mode de transport principal est l'écoulement en masse («mass flow»). Ces cônes ont un rayon assez faible et se forment soit le long de limites de bassin faillées, soit sur les bords de fjords.
    - Le type «B» représente les systèmes alluviaux souvent dominés par les conglomérats et comprenant des chenaux à charge de fond peu espacés et très mobiles. Ces chenaux alimentent le front du delta à la manière d'une source en ligne. Les exemples actuels de ce type d'approvisionnement sédimentaire sont constitués par les plaines d'épandage fluvio-glaciaires (proglaciaires) et les systèmes alluviaux en tresses des fjords et des lacs.

- Le type «C» est défini par les systèmes alluviaux à pente modérée, constitués de conglomérats et d'arénites. Les chenaux sont peu espacés, mais sont relativement stables et se comportent comme une source en ligne. Ces systèmes sédimentaires sont caractérisés par des points d'approvisionnement sédimentaires très bien localisés. Les exemples actuels se rencontrent à la sortie des fjords et dans des environnements lacustres.
- Le type «D» est constitué par des systèmes alluviaux de faible pente comportant des chenaux très espacés, très stables dans l'espace et généralement caractérisés par un ratio charge de fond/charge sédimentaire totale faible (c'est-à-dire que la charge sédimentaire présente un excès en particules fines). Ce dernier système se développe aux limites de zones en extension à faible relief, dans lesquelles les chenaux ont tendance à progader isolément (pour former des deltas en «pattes d'oiseau»). Ces chenaux forment des sources ponctuelles multiples.

- Les lignes désignent les deux catégories de bathymétrie (Fig. 3.4) :

Les deltas d'eau peu profonde se mettent en place dans des bassins de quelques dizaines de mètres de profondeur. Ces deltas de faible tranche d'eau sont caractérisés soit par un front modérément incliné («shoal-water profile»), soit par un front très incliné de type Gilbert-delta («Gilbert-type profile», Fig. 3.4). L'expression de ces deux types de profils dépend : (i) du ratio profondeur des chenaux/profondeur du bassin (ratio appelé «depth ratio» de Jopling, 1965), (ii) de la pente du bassin au niveau de l'embouchure de la rivière, (iii) des processus sédimentaires actifs au front du delta.
Les deltas qui progradent en eau peu profonde sont caractérisés par trois zones :
- la plaine deltaïque qui comprend le système d'approvisionnement alluvial ;
- le front du delta dominé par des dépôts grossiers qui peut être soumis à l'action des vagues ;
- le prodelta qui est le lieu de la sédimentation hémipélagique.

Les deltas d'eau profonde sont bien moins contraints et regroupent les systèmes pouvant être présents dans les fjords, dans les lacs profonds contrôlés par des failles ou dans de petits grabens marins. Les deltas d'eau profonde présentent une quatrième zone par rapport aux deltas d'eau peu profonde car le front du delta est séparé du prodelta par le «delta slope», équivalent à la zone de foreset. La pente du delta se trouve en-dehors de l'influence des vagues et est caractérisée à la fois par le dépôt de particules en suspension et par le transport en masse sous l'influence de la gravité de sédiments grossiers, apportés soit par le cours d'eau, soit par le front du delta. Une cinquième zone, en position la plus distale, est également proposée par Postma (1990). Elle est constituée par le «deep-water prodelta».

Postma (1990) indique que les bases d'une classification universelle des deltas doivent intégrer :
- le type de système sédimentaire situé en amont du delta ;
- le «depth ratio» (Jopling, 1965) ou ratio profondeur des chenaux/profondeur du bassin ;
- les processus sédimentaires effectifs au niveau de l'embouchure de la rivière ;
- les processus de diffusion des sédiments dus aux vagues, à la marée et à l'effet de la gravité.

Les douze prototypes de deltas proposés par Postma (1990 ; Fig. 3.4) caractérisent des appareils sédimentaires qui se mettent en place dans des bassins à faible énergie. Pour le cas des bassins à forte énergie, il est possible de prendre en compte les processus agissant sur les deltas en formation, et ce, pour chaque prototype, en utilisant la classification étendue d'Orton (1988).

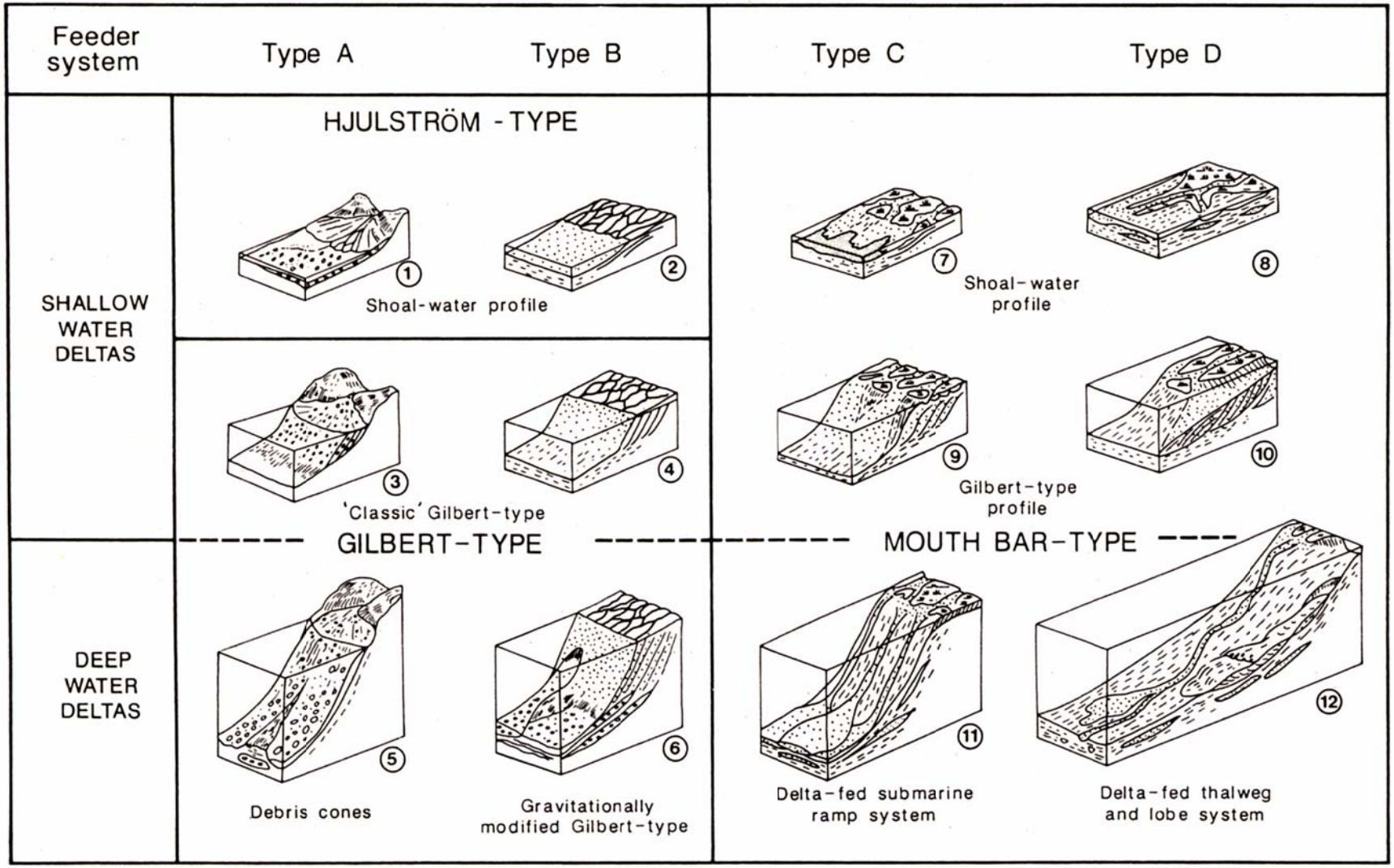


Figure 3.4 : Classification de Postma (1990) formée de douze prototypes majeurs de deltas. Ces prototypes sont distingués sur la base d'une com-binaison unique de quatre types de systèmes distributaires ainsi que de deux classes de profondeur d'eau. Remarque : ces deltas sont dominés par les processus fluviatiles pour des soucis de simplicité (d'après Postma, 1990).

L'intérêt majeur de la classification de Postma (1990) par rapport aux autres classifications, réside dans l'adjonction d'une description des processus de dépôt et des lithofaciès pour chaque zone du prototype de delta (par exemple, la plaine deltaïque ou le front du delta, *cf.* Table 2, p. 19 *in* Postma, 1990). Chaque faciès est, par la suite interprété en terme de processus de dépôt (Table 3, p. 20 *in* Postma, 1990). C'est une classification descriptive très bien adaptée au terrain.

Un point faible de cette classification est l'absence de données bathymétriques qui permettraient de contraindre quantitativement la profondeur d'eau nécessaire à la mise en place des deltas d'eau profonde. En effet, parmi les exemples de milieu dans lesquels il est possible de former ces deltas, Postma (1990) cite des lacs «profonds» et des «petits» grabens marins, c'est-à-dire qu'il ne propose pas de quantification de la bathymétrie. Par comparaison, les deltas de faible profondeur sont mieux contraints.

La classification de Postma (1990) est-elle adaptée aux «Gilbert-type fan-deltas» de Corinthe ? L'un des douze prototypes pourrait-il correspondre aux caractéristiques du delta de Kerinitis ?

La rivière Kerinitis actuelle est une rivière en tresses, à charge de fond importante, dominée par les galets et les graviers. La rivière Kerinitis présente une embouchure simple. Elle disperse ses sédiments sur les topsets qu'elle met en place et qu'elle recoupe. Elle se comporte donc comme une source ponctuelle. Dans ce cas, d'après les illustrations de la figure 3.4, la rivière Kerinitis illustrerait les Types A, B et D sans toutefois remplir toutes les conditions de ces types. Par exemple, dans le Type B et le Type D, il s'agit d'une source en ligne. Le Type A correspond à une source ponctuelle avec mise en place d'une structure radiale au niveau de l'embouchure (cône alluvial). Le calcul de la hauteur des foresets du delta de Kerinitis indique une bathymétrie maximum de l'ordre de 350 m lors de la mise en place du delta. Il s'agit donc d'un delta d'eau profonde car l'épaisseur d'eau est supérieure à quelques dizaines de mètres.

Au final, les prototypes envisageables (Fig. 3.4) sont les n°5 («debris cones») et n°6 («gravitationally modified Gilbert-type»). Le n°12 («delta-fed thalweg and lobe system») est éliminé car le delta de Kerinitis ne présente pas de barres à son embouchure (delta de type «pattes d'oiseau»). Dans le cas des prototypes n°5 et 6, le front du delta peut être soumis à des courants hyperpicnaux et à des processus de coulées gravitaires (Postma, 1990). Au point de vue sédimentologique, ces prototypes sont dominés par les conglomérats mal ou assez bien triés.

En conclusion, aucun prototype ne représente fidèlement le delta de Kerinitis car dans le cas du prototype n°5, le système distributaire évoque un cône alluvial et dans le cas du prototype n°6, le système fluviatile se comporte comme une source en ligne.

La classification de Postma (1990) n'est donc pas adaptée aux deltas de la côte sud du rift de Corinthe car aucun des prototypes n'intègre le processus de dispersion des sédiments du système en tresses. Cette classification reste tout de même la plus utile pour le terrain.

3.2. Définition des Gilbert-deltas

Le Lac Bonneville (Fig. 3.5) est situé aux Etats-Unis, dans la région du Grand Bassin. Il couvrait une superficie qui s'étendait en partie sur les états de l'Utah, de l'Idaho et du Nevada (Centre-Ouest, à l'Ouest des Montagnes Rocheuses).

Le Lac Bonneville s'est formé il y a environ 32 000 ans (Pléistocène supérieur) et disparut il y a 16 000 ans à cause des changements climatiques. Il avait une profondeur de 305 m et une superficie d'environ 51 000 km^2. Sa surface s'est progressivement réduite par évaporation. Ses vestiges sont le Grand Lac Salé (situé intégralement dans l'état de l'Utah, au Nord), le Lac Utah, le Lac Sevier, le Lac Rush et le Lac Little Salt.
D'un point de vue historique, le géologue américain Grove Karl Gilbert (1843 - 1918) nomma ce lac en l'honneur du capitaine français Benjamin Louis Eulalie de Bonneville (1796 – 1878, officier français de la United States Army), qui avait minutieusement exploré la région.

Le travail de Gilbert (1885) a consisté en l'étude de la morphologie des bords des lacs actuels et fossiles, ainsi que des processus associés. C'est en travaillant sur les parties fossiles du Lac Bonneville (Gilbert, 1890) qu'il décrit un nouvel appareil deltaïque pour la première fois, et qui deviendra le Gilbert-delta. Gilbert (1885, 1890) décrit en outre deux modes de transport en domaine fluviatile : le transport par charge de fond et le transport par suspension.

Bien que Gilbert ait l'antériorité, Fayol (ingénieur minier) a étudié des dépôts deltaïques similaires dans le bassin houiller de Commentry (Allier) datant du Carbonifère-Permien. Le bassin de Commentry fait partie des bassins houillers du Massif Central français. L'intérêt de l'approche de Fayol est qu'elle mêle observations de terrain et modélisation. En 1881, il s'intéresse à deux particularités des dépôts houillers : leur stratification et leur pendage.
A l'époque, il était admis que les couches du bassin se déposent successivement. Il réfute cette idée et propose que les couches se forment toutes en même temps, en progressant toutes ensemble. Il conforte cette hypothèse en s'appuyant particulièrement sur des troncs d'arbre flottés (que les prédécesseurs interprétaient comme des arbres en position de vie).
Les pendages des couches pouvant être observées à l'affleurement étaient expliqués par la théorie généralement admise à l'époque de «l'horizontalité primitive des dépôts avec affaissements successifs du sol». Lors d'expérience durant lesquelles il introduisit dans des réservoirs de décantation miniers divers débris, en contrôlant l'apport sédimentaire, il se rend compte que certains dépôts présentent d'emblée un pendage sédimentaire (Fig. 3.6). De ces observations va naître la théorie des deltas (Fayol, 1888) dans laquelle il décrit deux parties (Fig. 3.7) : une partie extérieure qu'il nomme «fluviatile» et une partie immergée. Ces dépôts peuvent présenter des pendages allant jusqu'à 40°, ainsi qu'une grano-décroissance vers la zone distale avec une réduction à la fois du pendage et de l'épaisseur des couches.

Sa contribution au point de vue sédimentologique est intéressante car il est le premier à proposer un modèle d'évolution des deltas.

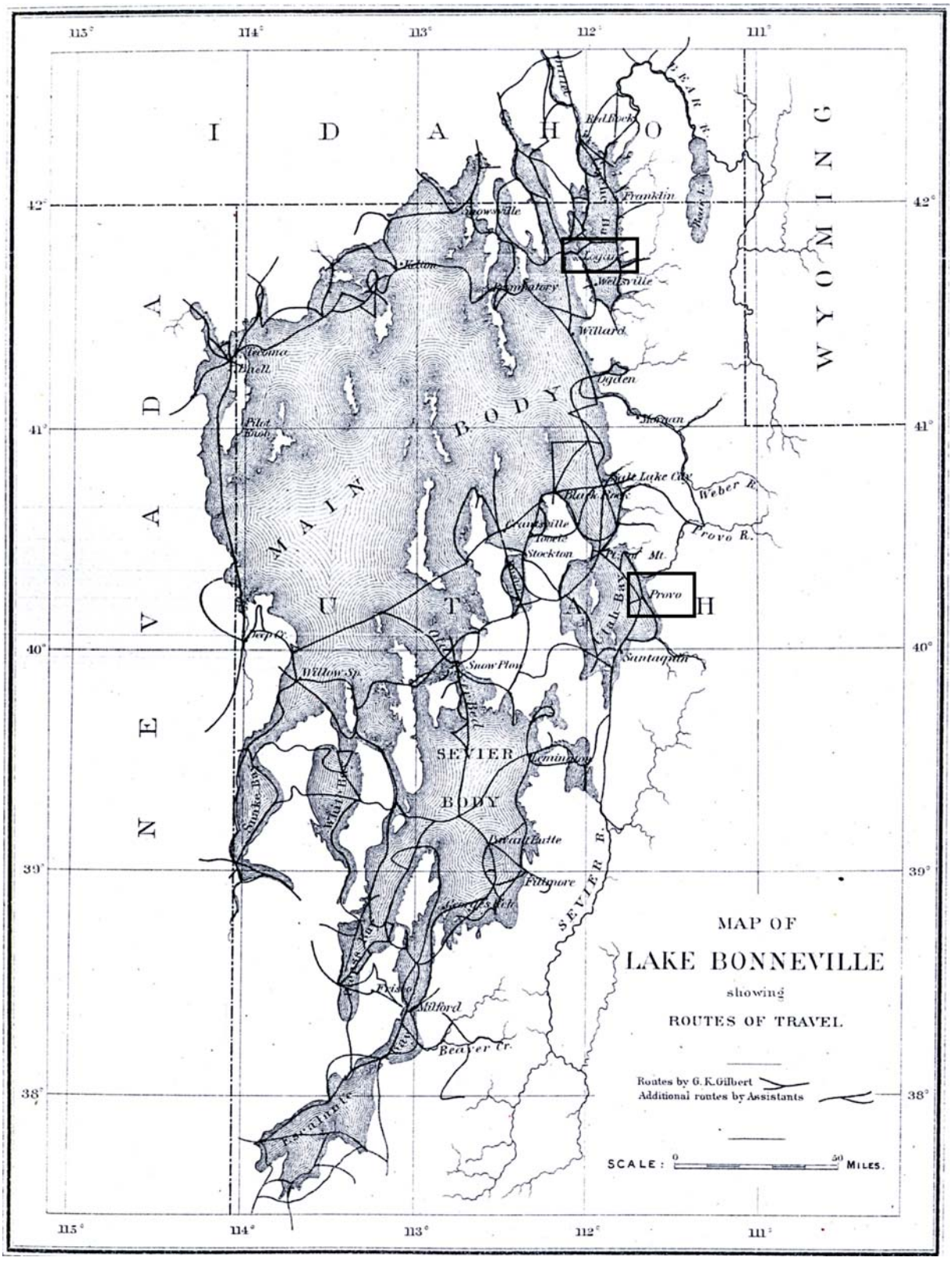


Figure 3.5 : Carte topographique du Lac Bonneville (Gilbert, 1890) avec localisation de quelques zones d'étude de deltas (dans les rectangles).

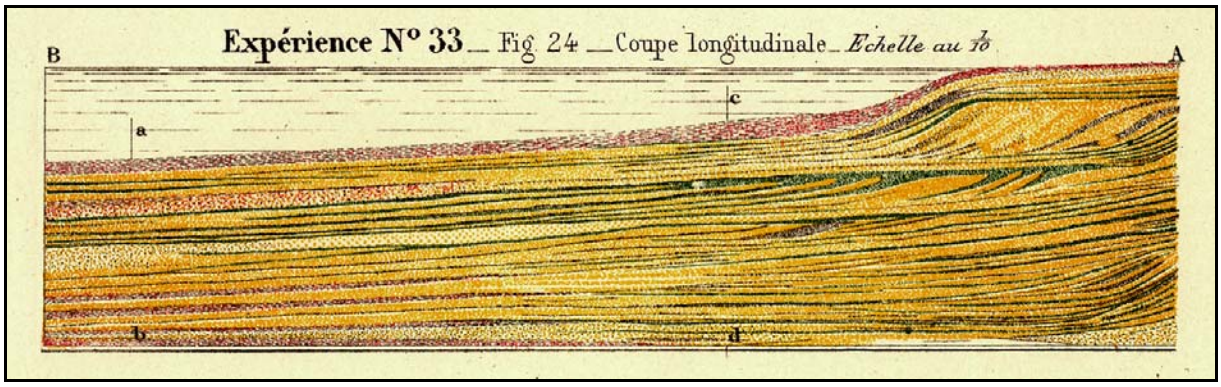


Figure 3.6 : Expérience de progradations successives de sédiments à dominante arénitique (Fayol *et al.*, 1886). On notera la superposition des séquences sédimentaires, les troncatures, les variations de pendage et de courbure des dépôts successifs, ainsi que la réduction de l'épaisseur des couches vers le pôle distal. La distance verticale est égale à la distance horizontale et l'échelle est donnée sur le schéma.

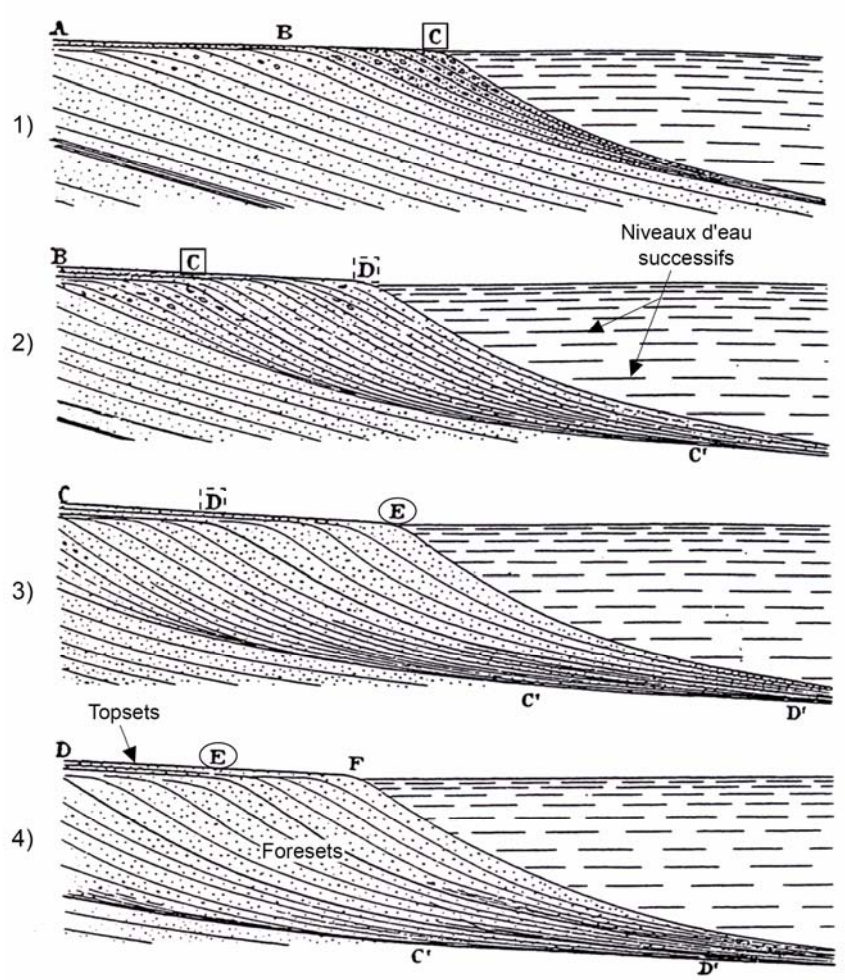


Figure 3.7 : Modèle de delta proposé par Fayol (1888) en une évolution en quatre stades (numérotés de 1 à 4). On remarquera le détail des schémas successifs montrant clairement le processus de progradation (indiqué par le passage des lettres C à F), le passage topset-foreset, ainsi que la grano-décroissance latérale. Le très fort taux de progradation au sommet du delta se remarque également à la diminution de l'espace entre les niveaux d'eau successifs (modifié d'après Clauzon *et al*., 1995).

3.3. Eléments caractéristiques des Gilbert-deltas

Gilbert (1885, 1890) décrit clairement la constitution tripartite des deltas (Figs 3.8, 3.9), en les identifiant par leurs caractéristiques (stratification, granulométrie, inclinaison des couches). Il est important de rappeler qu'il ne leur attribue pas les noms de topset, foreset et bottomset. Pour cette raison, ce sont les termes employés par Gilbert (1885) qui sont mentionnés sur la figure 3.8. Les termes entre parenthèse sont les dénominations équivalentes utilisées dans cette étude.

Il est proposé pour le delta de Kerinitis une constitution «quadripartite» intégrant les termes topset, foreset, bottomset et prodelta.

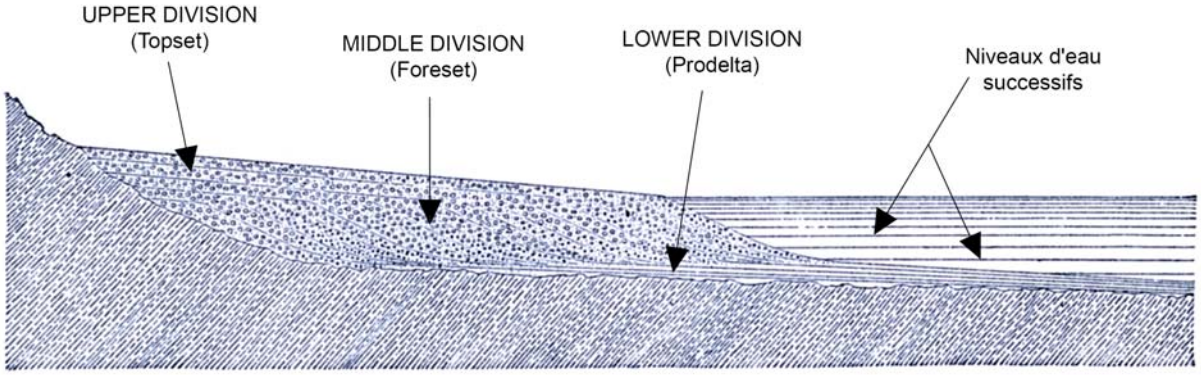


Figure 3.8 : Section idéale tripartite d'un delta selon Gilbert (1885). Les termes entre parenthèses sont ceux utilisés dans ce travail.

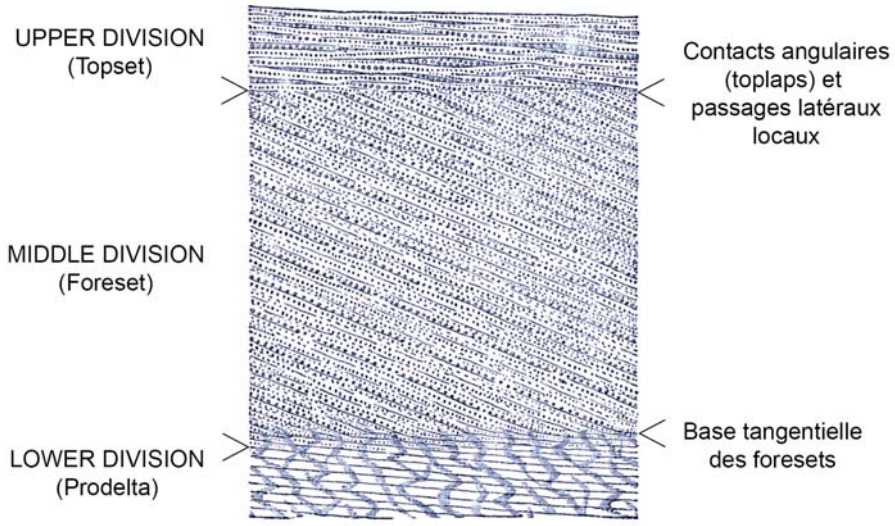


Figure 3.9 : Section verticale idéale proposée par Gilbert (1885). Les termes entre parenthèses sont ceux utilisés dans cette étude. La précision du dessin permet de distinguer les grano-décroissances au niveau des bases de foreset, ainsi que le contact entre les topsets et les foresets. Ce dernier peut être soit un passage latéral, soit un contact angulaire de type toplap. Les foresets passent latéralement à des couches de prodelta par horizontalisation des bancs, couplée à une réduction de la granulométrie.

3.3.1. Topsets

Les topsets («Upper division» de Gilbert, 1885 ; Fig. 3.8) sont définis comme des dépôts principalement fluviatiles. Ils constituent le sommet du delta et, bien que sub-horizontaux, ils peuvent présenter des valeurs de pendage pouvant atteindre les 6° (Figs 3.8 et 3.9). Très souvent, ils sont séparés des foresets par une surface qui correspond à la transition entre le milieu continental et le milieu lacustre/marin. Gilbert (1885) avait déjà mentionné que les topsets fluviatiles peuvent reposer de façon conforme sur les bancs de foresets. Lorsque les chenaux fluviatiles en zone de topset sont très mobiles, le contact entre les topsets et les foresets peut se faire par une surface érosive (Clauzon *et al*., 1995) comme dans le cas illustré par Colella (1988b) dans le bassin de Crati (Italie). Les topsets sont une zone des Gilbert-deltas sensible aux influences marines (*cf.* § 3.4) ainsi qu'aux variations du niveau d'eau (douce ou marine) vu leur très faible pendage.

Dans cette étude, la zone de transition entre topset et foreset est appelée «topset breakpoint» correspondant à un point de rupture de pente (Fig. 3.10 et Backert *et al*., 2009, Annexe 1). Dans les deltas modernes, cette transition est caractérisée par une pente faible entre la partie des topsets sous une faible épaisseur d'eau (< 50 m, McNeill *et al*., 2005) et le début des foresets à forte pente. Quand les modes d'empilement seront décrits (Chapitre 5), les positions successives du «topset breakpoint» seront utilisées. Elles décrivent une ligne nommée le «topset breakpoint path» (TBP). Le TBP ne correspond pas à la trajectoire de la ligne de côte (*sensu* Helland-Hansen & Martinsen, 1996) mais la ligne de côte va présenter des trajectoires de migration identiques au TBP. Beaucoup de termes différents sont utilisés dans la littérature pour décrire cette zone clé. Ainsi, Dart *et al*. (1994) l'appellent l'«offlap break», Uličný *et al*. (2002) nomment ce point «topset edge» et Mortimer *et al*. (2005) le dénomment «clinoform breakpoint».

Ici, la définition des topsets est conforme à ce qui est connu dans la littérature (*cf.* ci-dessus et Fig. 3.10). La sédimentologie des topsets sera présentée en détail dans le Chapitre 4.

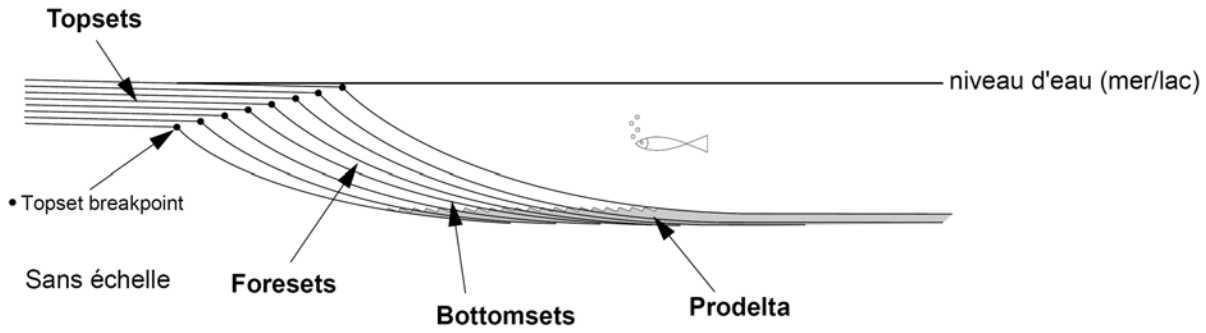


Figure 3.10 : Localisation des topsets, foresets, bottomsets et prodelta sur un profil idéal de Gilbert-delta correspondant à cette étude.

3.3.2. Foresets

Les bancs de foresets représentent la caractéristique principale des Gilbert-deltas. Gilbert (1885) dénomme cette partie «Middle division» (Fig. 3.8). Les foresets présentent un pendage compris entre 10° et 35° (Flores, 1990) et se déposent de façon radiale dans l'espace, si la source est ponctuelle (*cf.* § 3.1.2).

Les foresets sont composés de dépôts gravitaires (Nemec, 1990a) de diverses natures comme les «slumps», tous les types de courants de turbidité, les flots de débris, ainsi que les «debris fall», qui peuvent atteindre la portion incurvée du front du delta (c'est-à-dire la zone de passage foreset-bottomset).

La géométrie des foresets peut être variable car elle dépend de la composition granulométrique des sédiments apportés par la rivière. La composition granulométrique est elle-même dépendante du relief et des caractéristiques de la rivière (*cf.* § 3.4). Les processus physiques qui affectent la partie sous-aquatique des topsets peut effectuer un tri granulométrique sur les sédiments avant qu'ils ne viennent alimenter les bancs de foresets ; le matériel remobilisé aura tendance à être mieux trié (Clauzon *et al*., 1995).

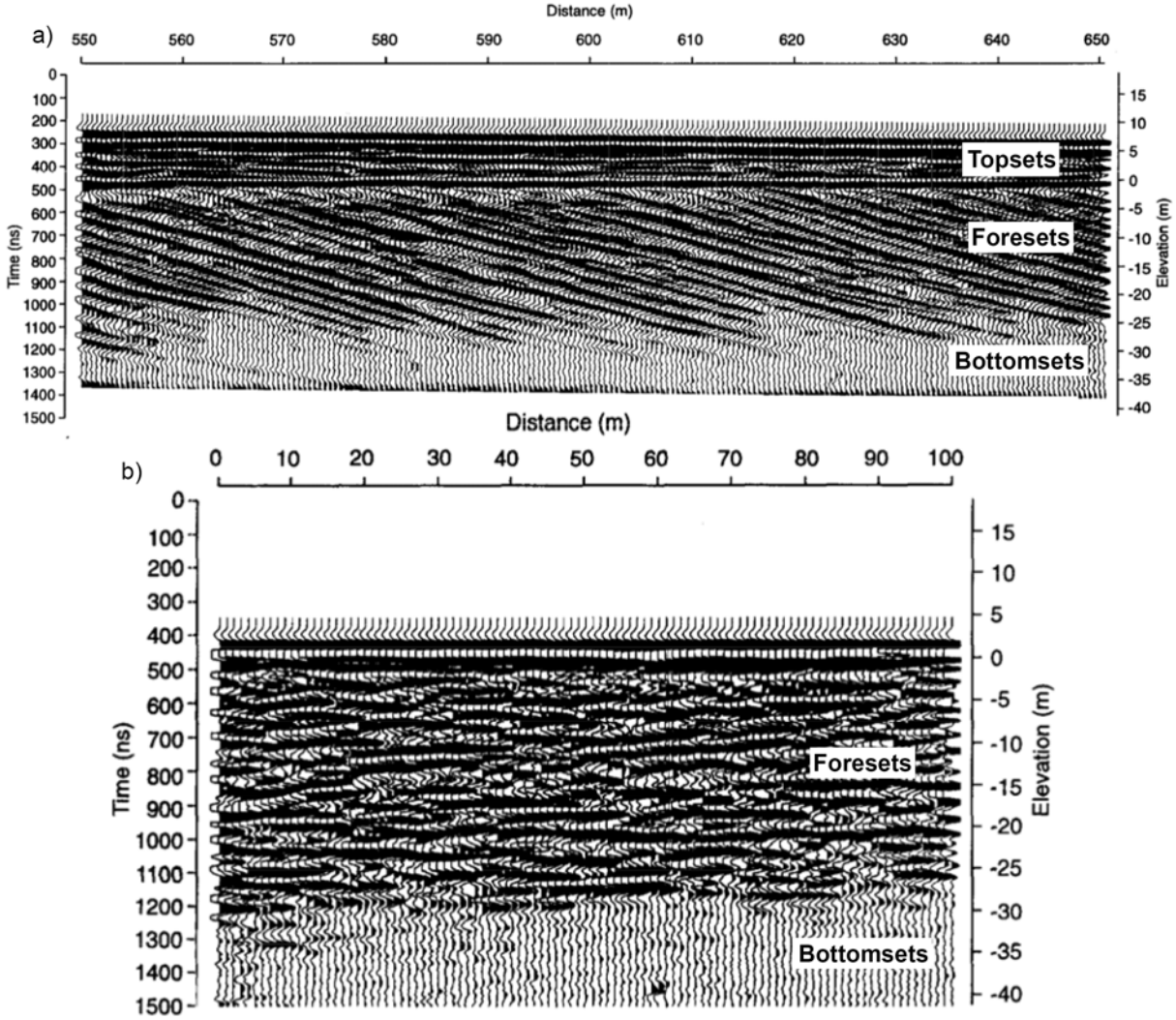


Figure 3.11 : Coupes du Gilbert-delta actuel du lac Peyto (Canada), dominé par les conglomérats, utilisant la technique d'imagerie GPR (Ground Penetrating Radar ; modifié d'après Smith & Jol, 1997). a) Section parallèle à la direction de pendage des foresets. Les topsets, foresets et bottomsets peuvent être aisément distingués. L'exagération horizontale est de 1,75. b) Section perpendiculaire à la direction de pendage des foresets. Les foresets et les bottomsets du Gilbert-delta sont identifiés. Les bancs de foresets sont ondulés à sub-horizontaux et paraissent beaucoup moins bien stratifiés que dans le plan perpendiculaire. L'exagération verticale est de 1,15.

Gilbert (1885) propose également un processus de dépôt par la seule action de la gravité, c'est-à-dire le phénomène d'avalanche. Le contact avec les topsets est angulaire et celui avec le prodelta est tangentiel (Figs 3.8. et 3.9).

Gilbert (1885) qualifie pourtant «d'obscur» le contact entre les foresets et le prodelta, peut-être parce que ce contact n'est pas une surface horizontale (Fig. 3.9) mais un contact qui présente un pendage très faible vers la terre, en fonction de la progradation du delta.

Les bancs de foresets peuvent être affectés par des processus qui modifient leur pendage ou leur stratification («chute», «slump scar», «backset beds» ; *cf.* Chapitre 4, § 4.4.2).

La figure 3.11 montre la différence d'aspect des foresets selon qu'ils sont représentés sur une coupe parallèle (Fig. 3.11.a) ou perpendiculaire à la direction de leur pendage (Fig. 3.11.b). Sur la coupe de la figure 3.11.b, les couches de foresets sont discontinues, ondulantes et elles se tronquent localement. Cette disposition montrerait que la dispersion des sédiments par les phénomènes gravitaires est limitée dans l'espace (latéralement) et que le transport se fait selon des «couloirs» d'alimentation.

3.3.3. Bottomsets

Les couches qui forment les «bottomsets» constituent ce que Gilbert (1885) appelle «Lower division» (Figs 3.8 et 3.9). Dans le cadre de cette étude, les dépôts nommés «Lower division» sont des dépôts de prodelta (*cf.* 3.3.4). Les bottomsets ont été définis par Gilbert (1885) comme des sédiments fins présentant un faible pendage (inférieur à 10°). Gilbert (1890) propose un mode de dépôt par décantation de particules fines en suspension pour les couches de bottomset. Ces dépôts peuvent être l'objet de déformations post-dépôt de type «slump» (Postma & Cruickshank, 1988 ; Postma *et al*., 1988). Pour Gilbert (1890), le critère principal de la définition des bottomsets est le pendage faible. Deux définitions principales pour les bottomsets peuvent être retenues :

- certains auteurs mettent en avant le faible pendage des bottomsets (Rhine, 1984 ; Colella, 1988b ; Nemec, 1990a ; Rohais *et al*., 2008).
- d'autres insistent davantage sur la granulométrie fine des sédiments qui composent ces bottomsets (Massari & Parea, 1990 ; Chough & Hwang, 1997 ; Hansen, 2004).

Ici, les bottomsets sont définis comme la terminaison des foresets (dans une zone également appelée «pieds de foreset») clairement différenciés du prodelta (Fig. 3.10). Les bottomsets, tels que définis dans cette étude, ne sont pas représentés sur les figures 5.8 et 5.9. Par conséquent, l'association de faciès de bottomset représente une association de faciès de transition entre foreset et prodelta. En effet, les sédiments s'y déposent sous l'action combinée de courants gravitaires et de processus de transport par suspension (Ford *et al*., 2007b). Les bottomsets peuvent, en outre, présenter un faible pendage ou être horizontaux. La transition de faciès peut être abrupte et se faire sur une distance inférieure à 5 m ou être beaucoup plus graduelle, sur des distances pouvant dépasser les 300 m. Dans ce dernier cas, les bottomsets se prolongent loin dans le bassin. Ce sont donc à la fois le critère géométrique, ainsi que le caractère transitionnel au point de vue granulométrique, qui sont retenus dans la définition des bottomsets.

Les bottomsets sont parfois nommés "toeset" (Sohn *et al*., 1997, Hwang & Chough, 1990 et d'autres). La sédimentologie des bottomsets est développée dans le §4.4.3 du Chapitre 4.

3.3.4. Prodelta

Le prodelta représente la partie du delta située en position la plus distale. Les couches qui composent le prodelta sont horizontales et font suite aux bottomsets (Fig. 3.10). Le prodelta est constitué d'une majorité de sédiments fins qui se déposent à la fois par des processus de courants turbiditiques et par décantation. La sédimentologie du prodelta est développée dans le § 4.4.4 du Chapitre 4.

3.4. Conditions nécessaires à la mise en place des Gilbert-deltas et milieux de dépôt

Les trois conditions indispensables à la formation des Gilbert-type fan-deltas (Axelsson, 1967 ; Postma, 1990) sont :

(1) Un **fort apport sédimentaire** représenté par la charge de fond de la rivière. Si le ratio charge de fond/charge totale de la rivière est élevé, le front du delta va prograder plus vite que la partie basse («lower delta slope») du front du delta. Cette condition va conduire à un redressement du profil jusqu'à l'apparition de déstabilisations (Postma, 1984, 1990).

(2) Un **flux d'eau important**, sous forme d'un jet axial turbulent. L'effet de jet est relié aux forces d'inertie, ainsi qu'à la faible densité du flux combiné à un courant homopycnal. Cela augmente considérablement la capacité de mélange des eaux et accélère le dépôt de la charge de fond au niveau de l'embouchure de la rivière (Clauzon *et al*., 1995). L'effet de jet explique pour quelle raison les Gilbert-deltas se forment préférentiellement au pied de forts reliefs, à l'embouchure de rivière à fort gradient.

(3) Un contexte de **forte création d'espace d'accommodation**, permettant d'avoir une grande tranche d'eau immédiatement au niveau de l'embouchure de la rivière.

La condition (4) permet de générer les premiers foresets du Gilbert-delta :

(4) Un **pendage vers le bassin significatif** d'un minimum de 3° des dépôts antérieurs au Gilbert-type fan-delta.

Deux autres critères ne contrôlent pas directement la mise en place des Gilbert-deltas, mais davantage la répartition de la granulométrie sur leur profil.

(5) Selon Postma (1990), les **caractéristiques des chenaux distributaires**, à savoir leur stabilité, leur écartement, leur charge sédimentaire et leur largeur (qui sont fonction du relief du bassin, du climat, de la tectonique, de l'apport sédimentaire, de la granulométrie des sédiments, de la végétation, etc.) déterminent le taux de dispersion latérale des sédiments le long du front du delta dans un bassin à faible énergie.

(6) La **différence de densité** entre le courant afférant et celle de l'eau du bassin joue un rôle important dans la répartition de la granulométrie du Gilbert-delta. Bates (1953) pensait que les eaux afférentes et les eaux du bassin de réception devaient présenter des densités équivalentes, afin de permettre la formation d'un Gilbert-delta. Cette hypothèse était reliée à l'idée qui voulait que les Gilbert-deltas ne puissent se former qu'en eau douce (*cf.* ci-après).

Dans le cas d'un courant homopycnal, quand le courant entrant et l'eau du bassin ne présentent aucune différence de densité, il s'opère un mélange dans les trois dimensions, conduisant au dépôt rapide de tous les sédiments transportés par la rivière à proximité immédiate de son embouchure. Il se forme alors des foresets à pendage prononcé de différentes granulométries. Dans un environnement marin, les panaches fluviatiles entrants chargés de particules fines en suspension peuvent les déposer loin de la côte. Dans ce cas, il y a très peu de chance que se forme un Gilbert-delta constitué de foresets de granulométrie fine (Colella *et al*., 1987). Si la rivière contient une fraction sédimentaire grossière, la forte différence de densité entre l'eau douce entrante et l'eau de mer du bassin réceptif va favoriser la formation de Gilbert-deltas avec des foresets ne contenant que très peu de fractions fines. La différence de densité opère, au niveau de l'embouchure de la rivière, une séparation granulométrique de la fraction argilo-silteuse d'une part, et de la fraction arénitico-conglomératique d'autre part. La fraction grossière est transportée vers le front du delta par des processus de glissements gravitaires, tandis que la fraction fine est déplacée en partie par suspension vers le bassin. Ce type de processus a été décrit dans les Gilbert-deltas pléistocènes du bassin de Crati (Colella *et al*., 1987). Mulder & Syvitski (1995) précisent que les panaches hyperpycnaux peuvent plonger au niveau de l'embouchure de la rivière et éventuellement éroder les dépôts de bassin et ainsi s'auto-entretenir pour une période de quelques heures à quelques semaines.

La différence de densité entre les eaux afférantes et celles du bassin n'est pas un critère qui peut s'estimer directement sur le terrain.

Comme tout type de delta, les Gilbert-deltas peuvent être soumis aux influences des marées et des vagues (Galloway, 1975 ; Wescott & Ethridge, 1980 ; Kleinspehn *et al*., 1984 ; Postma, 1984 ; Ori & Roveri, 1987 ; Colella, 1988a, b ; Postma & Cruickshank, 1988 ; Postma *et al*., 1988 ; Corner *et al*., 1990 ; Dabrio, 1990 ; Massari & Parea, 1990 ; Muto & Steel, 1997 ; Garcia-Garcia *et al*., 2006 ; Breda *et al*., 2007 ; Longhitano, 2008). Ces influences s'opèrent surtout en zone de topset. Les Gilbert-deltas restent tout de même des deltas largement dominés par l'apport fluviatile (Clauzon *et al*., 1995). Ceci est cohérent avec le fait que l'une des conditions pour générer un Gilbert-delta est la forte compétence du cours d'eau.

Les premiers Gilbert-deltas ont été définis dans des environnements d'eau douce. En effet, il était admis que les Gilbert-deltas se formaient préférentiellement en eau douce (Gilbert, 1885, 1890 ; Gustavson *et al*., 1975 ; Stanley & Surdam, 1978 ; McLaughlin & Nilsen, 1982 ; Dunne & Hempton, 1984). Cette hypothèse provient largement du fait que, dans un tel environnement, les courants homopycnaux (Bates, 1953) sont facilités. Un mélange rapide avec les eaux du bassin va favoriser les dépôts sédimentaires à proximité de la zone d'entrée fluviatile. Actuellement, bien que les Gilbert-deltas soient préférentiellement localisés dans les lacs d'eau douce, communément dans les environnements périglaciaires à fort hydrodynamisme, ils se trouvent également dans des environnements marins restreints comme les fjords ou les bassins de rifts intramontagneux (Clauzon *et al*., 1995). De nombreux exemples en Méditerranée le prouvent. Colella (1988b) rappelle que l'occurrence de Gilbert-deltas dans le bassin de Crati, ainsi que dans d'autres bassins anciens ou actuels de la zone méditerranéenne, indiquent que le développement de tels appareils sédimentaires n'est pas restreint aux seuls bassins intracratoniques, comme suggéré par Ethridge & Wescott (1984). La plupart des Gilbert-deltas qui se déposent sont contrôlés par les failles (Colella, 1988b). Dans ce cas, les phénomènes érosifs sont favorisés par les mouvements verticaux.

Pourtant, le contrôle par les failles de l'apport sédimentaire n'est pas obligatoire, comme le prouve le développement de Gilbert-deltas sur les marges de fjords (Prior *et al*., 1982 ; Prior & Bornhold, 1988) ou lorsque l'apport sédimentaire provient du développement de cicatrices de glissement au niveau de la rupture de pente entre topset et foresets (Massari & Colella, 1988).

Les Gilbert-deltas sont reconnus dans de nombreux rifts, ainsi que dans des zones en trans-tension. Par exemple, on peut citer :

- le Golfe de Suez (Gawthorpe & Colella, 1990 ; Young *et al*., 2002 ; Jackson *et al*., 2005),
- le bassin de Crati dans les Apennins (Colella *et al*., 1987 ; Colella, 1988a, b, c) ;
- le rift de Corinthe (Prior & Bornhold, 1989 ; Ori *et al*., 1991 ; Seger & Alexander ; 1993 ; Dart *et al*., 1994 ; Zelilidis & Kontopoulos, 1996 ; Malartre *et al*., 2004 ; Ford *et al*., 2007 ; Rohais *et al*., 2007a, 2008 ; Backert *et al*., 2009) ;
- le bassin de La Miel en Espagne (transtension, Garcia-Mondéjar, 1990) ;
- le bassin de Loreto au Mexique (Dorsey *et al*., 1995 ; Dorsey *et al*., 1997 ; Dorsey & Umhoefer, 2000 ; Mortimer *et al*., 2005) ;
- les bassins des cordillères Bétiques au Sud de l'Espagne (van der Straaten, 1990 ; Fernandez & Guerra-Merchan, 1996 ; Garcia-Garcia *et al.*, 2006).

Les Gilbert-deltas ont également été décrits dans des contextes compressifs, dans les bassins d'avant pays (Wescott & Ethridge, 1980 ; McPherson *et al*., 1987 ; Nemec & Steel, 1988 ; Colella & Prior, 1990 ; Steel *et al*., 2000 ; Ricketts & Evenchick, 2007), par exemple, le bassin mésohellénique, au Nord de la Grèce (Ori et Rovery, 1987 ; Zelilidis & Kontopoulos, 1996).

3.5. Intérêts de l'étude des Gilbert-deltas

3.5.1. Etude des paramètres de contrôle

Les Gilbert-type fan-deltas sont des appareils sédimentaires qui nécessitent des conditions de mise en place très précises (*cf.* § 3.4). Par conséquent, ils sont très sensibles aux variations de paramètres, tels que l'eustatisme, la tectonique, les variations de l'apport sédimentaire. Dans ce cadre, les Gilbert-deltas sont de bons outils pour l'étude de l'interaction entre tectonique et sédimentation, ainsi que pour l'étude du climat.

La transition entre topset et foreset correspond approximativement à la paléo-ligne de rivage. Ainsi, la hauteur des foresets correspond à l'épaisseur d'eau dans laquelle les foresets se sont mis en place. La première information qu'il est possible d'obtenir par l'étude des Gilbert-deltas est donc d'ordre paléobathymétrique.

Les topsets représentent une association de faciès formée de couches subhorizontales. Par conséquent, la «zone de transition» (Colella *et al*., 1987 ; Colella, 1988a, b) qui constitue la limite entre milieu fluviatile et milieu marin est une zone très sensible aux variations du niveau marin relatif. Ceci est valable dans les contextes où les valeurs de la subsidence sont bien connues.

Les Gilbert-deltas se mettent souvent en place au pied de failles normales, car ces dernières sont créatrices de relief au niveau de leur mur. C'est le cas dans le Golfe de Corinthe où les Gilbert-deltas sont de type «footwall» dérivés, c'est-à-dire que les topsets se trouvent en contact avec le plan de faille.

Le contrôle des failles sur le développement des Gilbert-deltas de la côte Sud du Golfe est très important. Suivant l'architecture interne des deltas, il est possible de retracer l'activité des failles contrôlant ces deltas (Chapitre 5).

Le delta de Kerinitis est un Gilbert-delta géant qui affleure dans de très bonnes conditions (*cf.* § 4.1). Ces conditions d'affleurement sont une particularité du Golfe de Corinthe, car tout le remplissage syn-rift situé sur le mur des failles normales actuellement actives subit un soulèvement. Ce soulèvement provoque à son tour un creusement des rivières antécédentes. Les bonnes conditions d'accessibilité de ce delta à l'échelle quasi-sismique permettent d'appréhender sa grande richesse en faciès sédimentaires. Il présente effectivement une coupe naturelle générale proche d'un «cas d'école», avec toutes les parties constitutives d'un Gilbert-delta.

La constitution tripartite des Gilbert-deltas, dont chaque zone correspond à un environnement sédimentaire particulier, fluviatile pour les topsets, sous-aquatique (eau douce ou eau salée) pour les foresets, et bassin profond pour les prodeltas, permet une analyse de l'évolution de différents environnements de dépôt. Si les passages latéraux de faciès sont observables, les Gilbert-deltas peuvent constituer de très bons cas d'étude du diachronisme ou de la simultanéité de l'aggradation fluviatile et de la progradation deltaïque. De plus, ce sont des systèmes sédimentaires sensibles aux variations du taux de subsidence, aux variations du taux d'apport sédimentaire et à l'eustatisme. Les variations de ces paramètres sont primordiales en stratigraphie séquentielle.

3.5.2. Intérêt économique des Gilbert-deltas : réservoirs pétroliers

Ethridge & Wescott (1984) soulignent l'intérêt potentiellement réservoir des systèmes, tels que les «fan-deltas» car les changements latéraux et verticaux de faciès rapides facilitent la création de pièges stratigraphiques. Ce type de système sédimentaire, associé à l'activité de failles synsédimentaires, au basculement des couches sédimentaires, ainsi qu'aux rapides changements de faciès, permettent de créer des pièges structuro-stratigraphiques. Ce type de piège a été décrit par Tai Wai Ng (1979) dans le bassin de Fort Worth (Texas, USA). D'autres cas semblables concernent l'Alaska et des portions du delta du Nil (données pétrolières). Un très important réservoir de pétrole et de gaz à la base du Groupe Brent, dans la partie norvégienne du Nord de la mer du Nord (Fig. 3.12) est constitué, entre autres, de sables de Gilbert-deltas (Muto & Steel, 1997).

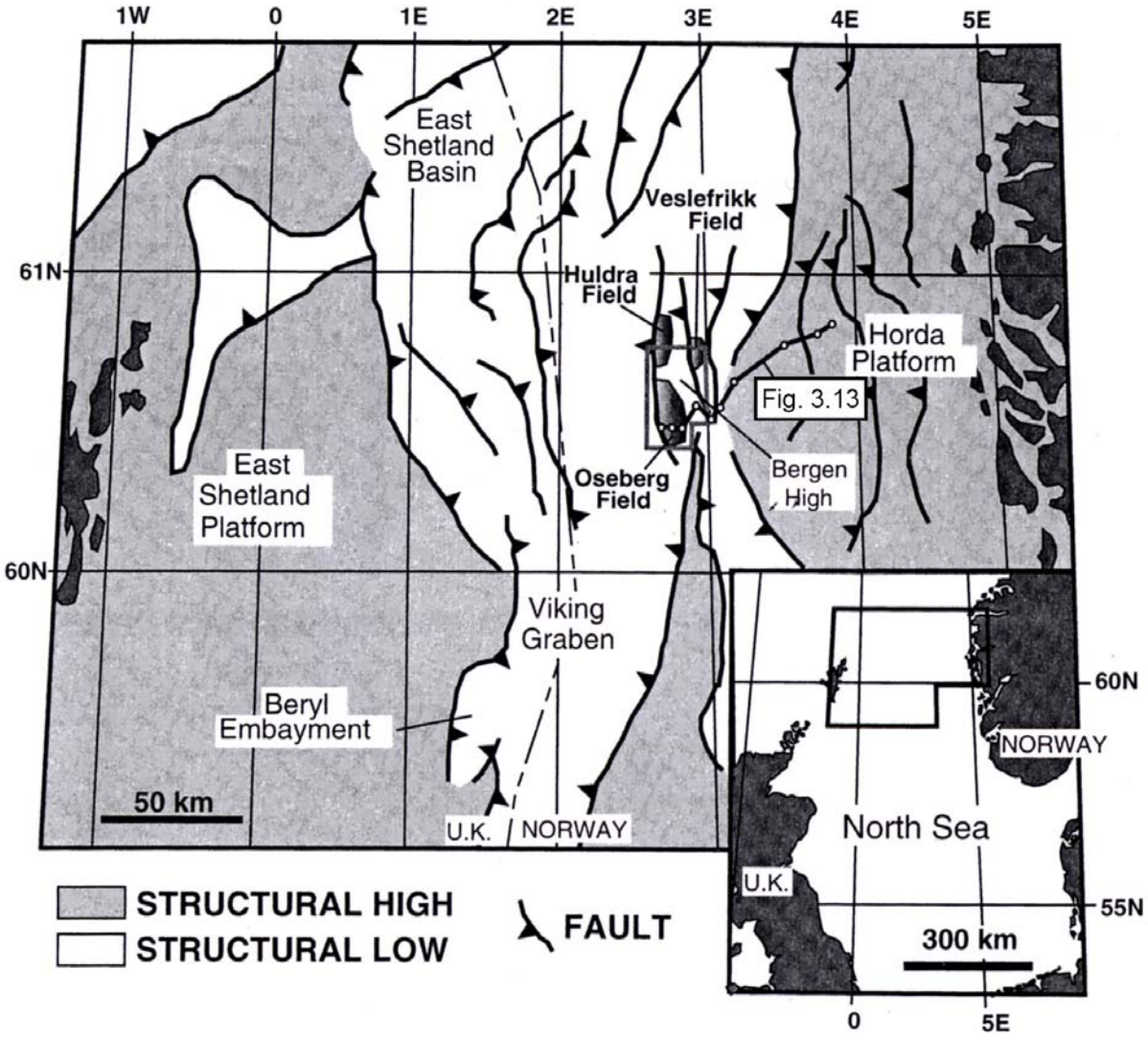


Figure 3.12 : Carte structurale des champs pétroliers Oseberg, Huldra et Veslefrikk. Localisation du graben Viking et de la plate-forme Horda. La position de la figure 3.13, correspondant à une coupe SO-NE est donnée (simplifié d'après Richards, 1992 ; modifié d'après Muto & Steel, 1997).

La Formation Oseberg (de 0 à 80 m d'épaisseur, Aalénien, Jurassique moyen) a été interprétée en tant que clinoformes de Gilbert-deltas pour plusieurs raisons (Muto & Steel, 1997) :

- un caractère relativement grossier (tout en restant dans la gamme des arénites, Helland-Hansen *et al*., 1992) ;
- la nature immature de la texture et de la minéralogie ;
- une dominance des écoulements gravitaires («sediment gravity flows») ;
- l'absence de toute stratification oblique générée par des écoulements tractifs (Muto & Steel, 1997) ;
- la présence de bancs de foresets très inclinés (jusqu'à 30°) d'une hauteur pouvant atteindre les 10 m ;
- une complète absence de stratification oblique à petite échelle ou à échelle intermédiaire (Graue *et al*., 1987 ; Helland-Hansen *et al*., 1992).

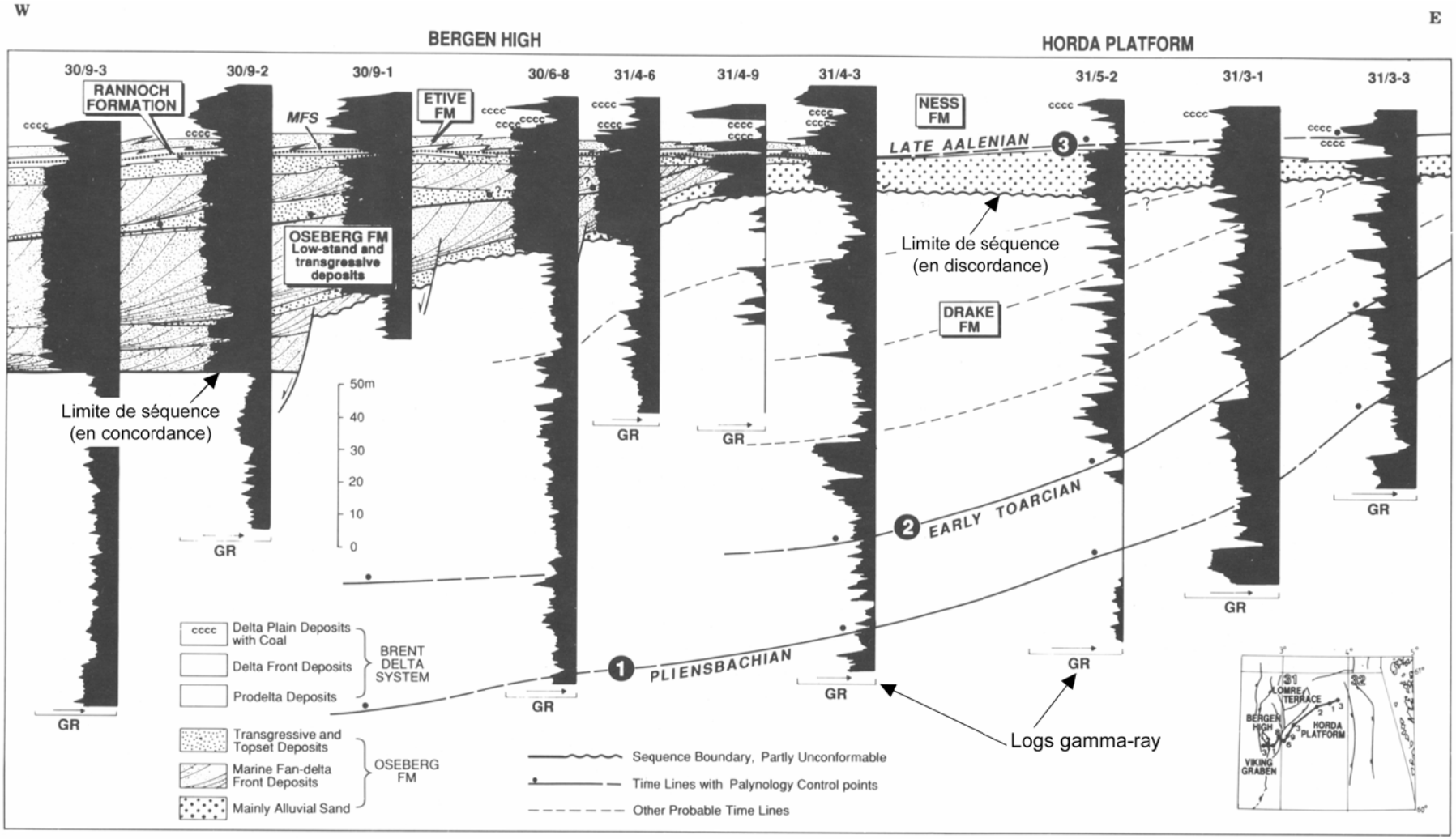


Figure 3.13 : Coupe Est-Ouest de corrélation de logs gamma-ray, depuis la plate-forme Horda vers le graben Viking donnant la position stratigraphique ainsi que les environnements de dépôt de la formation Oseberg. La formation Oseberg repose sur une limite de séquence (érosive) et représente un ensemble de prismes de bas niveau marin superposés avec un cortège transgressif très peu épais au sommet (sous la Formation Rannoch), (modifié d'après Helland-Hansen, 1992).

Dans le détail, la formation Oseberg est composée de faciès arénitiques stratifiés et de faciès arénitiques massifs (Muto & Steel, 1997).
- Les faciès lités correspondent à la zone très pentée des foresets de Gilbert-deltas («upper foreset slope»). Ils auraient été générés par des coulées gravitaires de type «grain flow».
- Les faciès massifs sont attribués plus généralement à une partie de Gilbert-delta, plutôt à la base des foresets («lower foreset slope»), aux toesets et aux bottomsets. Ces faciès indiqueraient principalement une mise en place par des coulées de débris subaquatiques, ainsi que quelques glissements de type «slump» (Phillips, 1987).
La Formation Oseberg correspond à une série de prismes de bas niveau marin à caractère progradant, qui s'est construite depuis la plate-forme Horda vers le proto-graben Viking avec un cortège transgressif très peu épais au sommet (Helland-Hansen *et al*., 1992 ; Muto & Steel, 1997 et Figs 3.12 et 3.13).

L'équivalent de la formation Oseberg du côté britannique de la mer du Nord est la formation Broom épaisse de 20 m. Elle présente aussi des Gilbert-deltas de faible profondeur (Muto & Steel, 1997).

L'architecture du réservoir Oseberg est formée par les surfaces pentées constituant les bancs de foresets. Les foresets présentent de bonnes qualités de production quand leur limite supérieure est constituée par une couche de couverture (argileuse). Les faciès arénitiques massifs ont des qualités réservoir supérieures, ils sont plus épais et leur épaisseur change latéralement. D'après Muto & Steel (1997), les coulées de débris à l'origine des faciès arénitiques massifs seraient générées par des déstabilisations de pente pendant des phases d'accélération de hausse du niveau marin relatif. Les toits des failles synsédimentaires sont susceptibles de présenter d'épais dépôts de coulées de débris (Fig. 3.13) car l'aplomb des failles correspond à une zone de forte création d'espace d'accommodation. La localisation de l'épaississement des bancs en relation avec ces failles permet de limiter de probables bons réservoirs.

4. Sédimentologie du delta de Kerinitis

4.1. Le Gilbert-delta de Kerinitis

Le delta de Kerinitis est l'un des huit Gilbert-deltas conglomératiques de dimension exceptionnelle («deltas géants») de la côte Sud du Golfe de Corinthe (d'Ouest en Est : le delta de Selinous, de Kerinitis, de Vouraikos, d'Akrata, de l'Ilias, de l'Evrostini, du Mont Mavro et de Killini, ce dernier se situe plus au Sud, Fig. 4.1). Ces deltas sont préservés au sein du remplissage Plio-pléistocène du rift de Corinthe et situés entre la ville d'Aigion (à l'Ouest) et le village de Dervini (à l'Est, Fig. 4.1). De récentes datations biostratigraphiques indiquent que ces deltas se sont déposés durant la période Pléistocène inférieur – Pléistocène moyen sur une durée de 500 à 800 ka (Malartre *et al.*, 2004 ; Ford *et al.*, 2007 ; Rohais *et al.*, 2007b).

La coupe naturelle du delta de Kerinitis est composée, depuis le Sud-Ouest vers le Nord-Est, de trois zones (Fig. 4.2.a). L'architecture stratigraphique est constituée de onze surfaces stratigraphiques clés (ou KSS) qui limitent onze unités stratigraphiques (SU).

4.1.1. Etat des connaissances

Le delta de Kerinitis est l'édifice le mieux connu et le plus utilisé comme exemple de Gilbert-delta dérivé du mur d'une faille normale («footwall derived»), de granulométrie grossière et se déposant sur le toit d'une faille active.

De nombreux travaux ont utilisé les qualités d'affleurement exceptionnelles du delta de Kerinitis à l'échelle quasi-sismique, afin d'étudier l'interaction entre la tectonique et l'eustatisme et leurs effets sur l'architecture stratigraphique du delta (Gawthorpe & Colella, 1990 ; Ori *et al.*, 1991 ; Poulimenos *et al.*, 1993 ; Dart *et al.*, 1994 ; Gawthorpe *et al.*, 1994 ; Backert *et al.*, 2009, Annexe 1). Les études portant sur la modélisation numérique de l'architecture stratigraphique et utilisant l'affleurement du delta de Kerinitis comme exemple d'application (Hardy *et al.*, 1994 ; Uličný *et al.*, 2002 ; Gawthorpe *et al.*, 2003) seront développées dans le Chapitre 5.

Gawthorpe & Colella (1990) proposent d'étudier l'influence de la tectonique sur l'architecture interne des deltas à forte granulométrie qui se mettent en place dans des bassins de type rift. Trois rifts sont étudiés : le rift de Suez (Egypte), le bassin de Crati (Italie) et le rift de Corinthe (Grèce) associés à la description de l'architecture de fan-deltas. Gawthorpe & Colella (1990) présentent le delta de Kerinitis comme exemple de delta dérivé du «footwall» de la faille de Pirgaki. Un découpage de la partie Est de la zone 2 et la zone 3 du delta (Fig. 4.2.a) en quatre unités est proposé. La zone 2 et la zone 3 sont placées sur un même plan, alors qu'en réalité, il existe un angle de 106° entre les deux plans (*cf.* § 4.1.2). Une interprétation est proposée quant à la signification des géométries sigmoïdale ou oblique des foresets en terme de mouvements sur la faille de Pirgaki, à partir d'un modèle établi dans le bassin de Crati. D'après Gawthorpe & Colella (1990), les foresets sigmoïdaux sont aggradants et dénotent d'une subsidence active sur la faille, tandis que les foresets obliques sont davantage progradants et sont indicateurs d'une période de quiescence ou de faible activité (mais constante) sur la faille. Ils estiment également que l'architecture des foresets peut être sous le contrôle de l'eustatisme et du climat. Gawthorpe & Colella (1990) interprètent les Gilbert-deltas géants du flanc sud du rift de Corinthe comme des appareils indépendants les uns des autres.

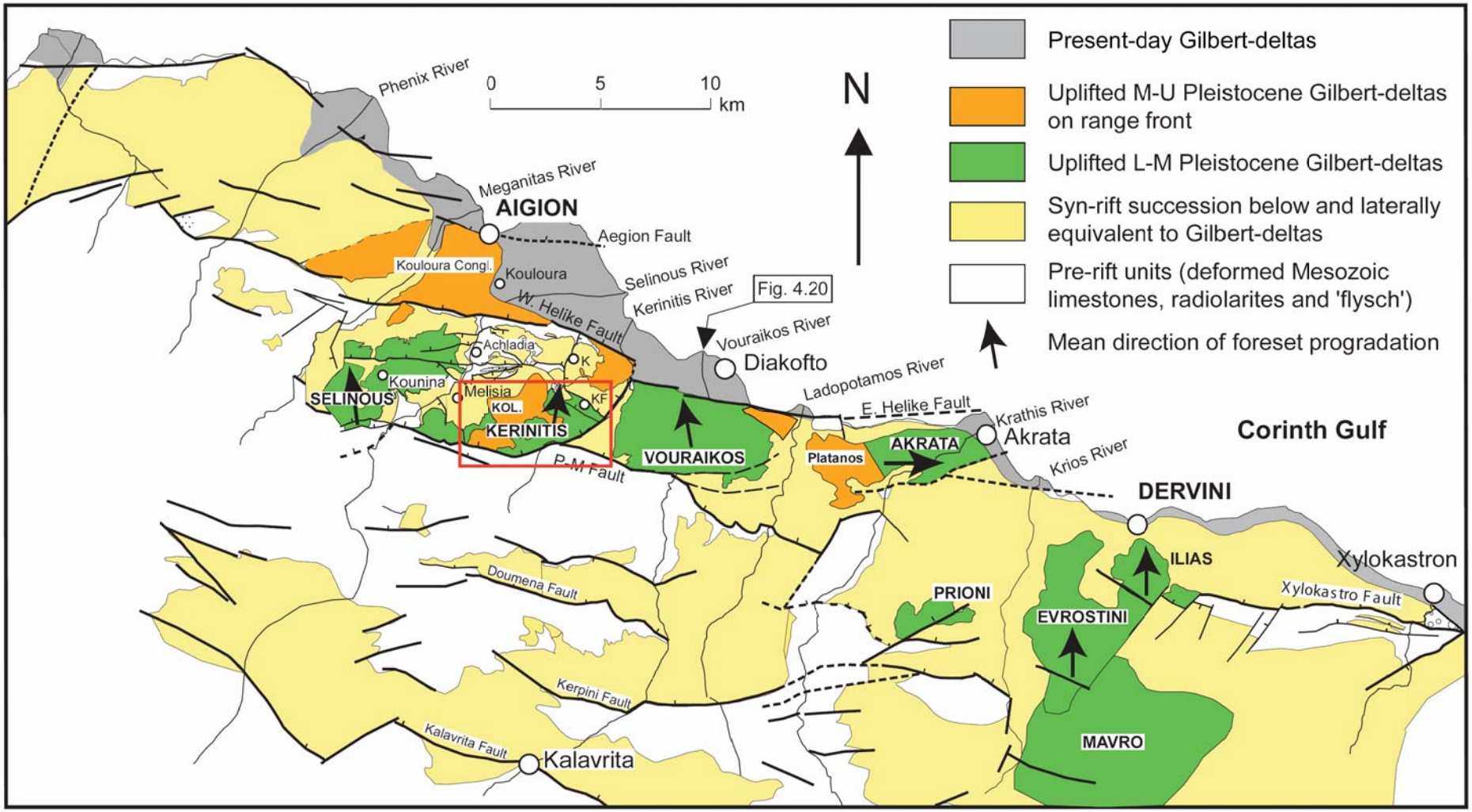


Figure 4.1 : Localisation des Gilbert-deltas géants du Groupe moyen entre Aigion et Dervini (modifié d'après Ford *et al.*, 2007b). La position du delta de Kerinitis est donnée par le cadre rouge. La figure 4.20 est localisée. Abréviations : P-M Fault = faille de Pirgaki-Mamoussia, Kol. = Gilbert-delta de Kolokotronis, K. = village de Kerinia, KF = village de Kato Fteri.

Ori *et al.* (1991) ont repéré des surfaces limite d'unité («bounding surface» érosives ou non) discontinues, ainsi que des bancs de topset et de foreset présentant des géométries particulières et ceci sur l'ensemble de l'affleurement. Un catalogue de cas typiques de relations stratigraphiques particulières entre topset et foreset, déduits de l'étude de quatre Gilbert deltas de la côte Sud du Golfe de Corinthe (Kerinitis, Akrata, Ilias et Evrostini) est proposé. Les géométries identifiées peuvent s'expliquer par des périodes de création plus ou moins forte d'espace d'accommodation. Ils soulignent que l'étude des topsets est d'un grand intérêt car ils se mettent en place dans une zone sensible aux variations des paramètres de contrôle. Ori *et al.* (1991) présentent une analyse synthétique des faciès de topset, foreset et bottomset à partir de l'étude des Gilbert-deltas.

Poulimenos *et al.* (1993) ont travaillé sur la totalité du delta de Kerinitis, en proposant des séquences de cône alluvial ou de foreset, séparées par une faille normale, divisant l'édifice en deux parties. Le delta de Kerinitis, ainsi que d'autres deltas de la côte Sud du Golfe de Corinthe, sont classés parmi la catégorie des «deltas trapézoïdaux». Ce type de delta serait représenté par des édifices compartimentés par des failles normales induisant une absence de bottomsets.

Dart *et al.* (1994) en basant leur analyse sur la zone 3 de la coupe (Fig. 4.3) suggèrent une interprétation séquentielle des différentes unités identifiées. Une synthèse des associations de faciès de topset, foreset et bottomset est réalisée à la suite de l'étude de trois Gilbert deltas géants de la côte sud du Golfe (Ilias, Evrostini et Kerinitis). Dans leur représentation de l'architecture du delta de Kerinitis, ils négligent l'angle (106°) qui existe entre les zones 2 et 3. Ils proposent un découpage architectural différent du nôtre. Vu la localisation des trois Gilbert-deltas étudiés, Dart *et al.* (1994) indiquent que l'architecture est sous le contrôle majeur de la tectonique, mais que l'influence des variations du niveau marin ou lacustre, ainsi que du taux d'apport sédimentaire, est à prendre également en compte. Une discussion sur les variations du niveau marin relatif et du taux d'apport sédimentaire (associé à une constante augmentation du niveau marin relatif) ayant permis la mise en place des cortèges sédimentaires et des surfaces clés, est proposée.

Gawthorpe *et al.* (1994) présentent une coupe synthétique à partir d'un panorama photographique de l'intégralité de l'édifice deltaïque où ils montrent les principales géométries visibles induites par les contacts topset/foreset ou foreset/foreset. Dans un esprit proche de Dart *et al.* (1994), ils montrent que la stratigraphie du delta de Kerinitis est dominée par les prismes de haut niveau marin (HST), séparés par des surfaces à significations séquentielles multiples. Par conséquent, ce delta se serait construit dans un cas où le taux de subsidence (créé par la faille majeure de Pirgaki) est toujours supérieur au taux de chute eustatique. Ce type d'appareil est donc ainsi dépourvu de prisme de bas niveau marin (LST).

4.1.2. Présentation du delta de Kerinitis

Le delta de Kerinitis est un Gilbert-delta à forte granulométrie et dérivé du mur de la faille de Pirgaki. Il est localisé au Sud de la ville d'Aigion (Fig. 4.1), sur le bloc de faille de Pirgaki. Il s'est déposé à la fois sur le toit de la faille de Pirgaki (limite Sud-Ouest) et de la faille de Kerinitis (limite Sud-Est, Fig. 4.2.a). Il subit actuellement un soulèvement (estimé entre 1 et 1,5 mm/a, McNeill & Collier, 2004) au même titre que le reste du remplissage synrift de la côte Sud du rift de Corinthe, au Sud de la faille active d'Heliki. L'altitude maximum du sommet du delta est de 836 m au-dessus du niveau de la mer.

A la base, il présente un rayon d'une valeur de 3,8 km. Il peut s'inscrire dans un demi-cône présentant une ouverture de 125°. Cette valeur correspond à l'angle que forment la faille de Pirgaki et la faille de Kerinitis (Fig. 4.2.a). Le delta couvre une surface de 15 km^2. Il est constitué d'un volume de 9 km^3 de sédiments dominés par les conglomérats.

L'affleurement du delta de Kerinitis est spectaculaire tant par les conditions d'affleurement que par les dimensions. En effet, il affleure au niveau de la rivière Kerinitis, selon une coupe naturelle d'une longueur de 3,8 km, orientée Sud-Ouest – Nord-Est (Figs 4.2.a, 4.3 et 4.4), d'une épaisseur minimale visible de 600 m. Cette coupe naturelle a été créée par le creusement de la rivière Kerinitis en réaction au soulèvement général de la marge Sud du rift de Corinthe. La falaise correspond à une coupe à travers la partie Sud-Est du delta qui prograde, de façon apparente, vers le Nord-Est. En comparant avec le delta de Vouraikos (Ford *et al.*, 2007b), le delta de Kerinitis devrait présenter une direction de progradation proche de N000°E, vue la répartition spatiale du delta entre les deux failles (Fig. 4.2.a). Le diagramme de Rose (Fig. 4.2.b) présente 103 mesures réalisées dans les foresets. Ces mesures, en majorité prises le long de la rivière, donnent une direction moyenne de progradation de N042°E et un pendage moyen de 25°. Elles ne reflètent donc pas l'étalement radial du delta. Ceci provient des conditions d'affleurement, car la face Nord-Ouest du delta, constituée de foresets, est beaucoup moins bien exposée.

La source ponctuelle du delta a très probablement été héritée d'un ancien bassin de drainage qui coïncide approximativement avec l'actuelle rivière Kerinitis (Sud de la carte, Fig. 4.2.a) et qui incise les carbonates de la formation du prérift (à proximité de l'intersection de la faille de Pirgaki et de Kerinitis, au Sud du village de Boufouskia).

La base du delta n'étant pas visible dans la vallée de la rivière Kerinitis, il est proposé une épaisseur minimum de 600 m. Cette base érosive est estimée à une altitude inférieure à 200 m dans la rivière Kerinitis. Par contre, la base du delta est visible à une altitude d'environ 500 m dans la vallée de la rivière Selinous, à l'Ouest (Figs 4.2.a, c).

Les clastes sont composés principalement de carbonates avec une faible proportion de radiolarites (Trias supérieur à Crétacé supérieur) ainsi que des arénites de «flysch» (Crétacé supérieur à Eocène). Tous ces éléments sont principalement dérivés de l'écaille de charriage du Pinde (Sébrier, 1977).

Le delta de Kerinitis est séparé du delta de Vouraikos à l'Est par la faille de Kerinitis (Ford *et al.*, 2007b et Figs 4.1 et 4.2.a). A l'Ouest, les foresets pendant vers l'Ouest sont interdigités avec les foresets du delta du Selinous qui pendent vers l'Est (Fig. 2.9). Cette configuration suggère que les deux deltas se sont construits de façon synchrone, au moins au début de leur histoire. Le delta du Kolokotronis (Groupe supérieur) repose au sommet du delta de Kerinitis par l'intermédiaire d'une surface érosive (Figs 4.3 et 4.4).

La coupe naturelle le long de la rivière Kerinitis est constituée de trois zones (similaires à celles définies par Ori *et al.*, 1991, Figs 4.2.a et 4.3.) :

(1) La zone 1 débute contre la faille de Kerinitis au Sud et a une longueur de 1,5 km. Elle est composée de 440 m de topsets superposés. Cette zone représente la partie la plus proximale de l'édifice deltaïque.

(2) La zone 2 a une longueur de 900 m et inclut la partie du delta la plus complexe architecturalement. Une vallée orientée Nord-Ouest – Sud-Est d'une profondeur de 1600 m, coupe à angle droit la falaise principale (Fig. 4.2.a). Cette vallée est formée des sous-zones 2W (Ouest), 2N (Nord), 2E (Est) et 2C (Centrale).

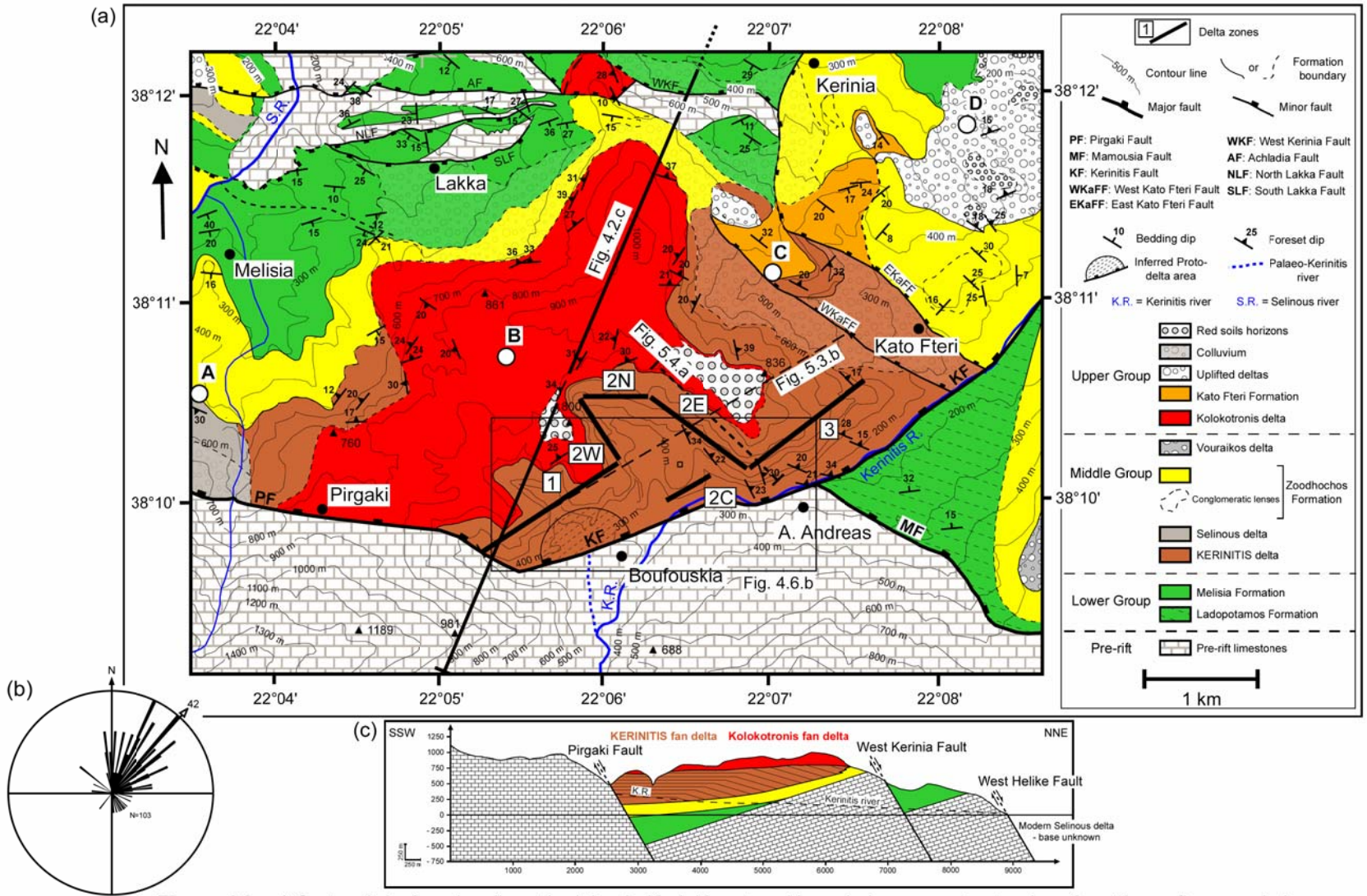


Figure 4.2 : a) Carte géologique localisant le delta de Kerinitis, et positions de la coupe structurale présentée en figure c, de la coupe le long de la rivière Kerinitis (Fig. 5.3.b), de la coupe orthogonale à la direction de progradation des foresets (Fig. 5.4.a) et de la carte de la Fig. 4.6.b. b) Diagramme de Rose des foresets du delta de Kerinitis regroupant 103 mesures, prises principalement sur la coupe de la rivière Kerinitis. c) Coupe structurale orientée SSO-NNE à travers le delta de Kerinitis (modifié d'après Backert *et al.*, 2009).

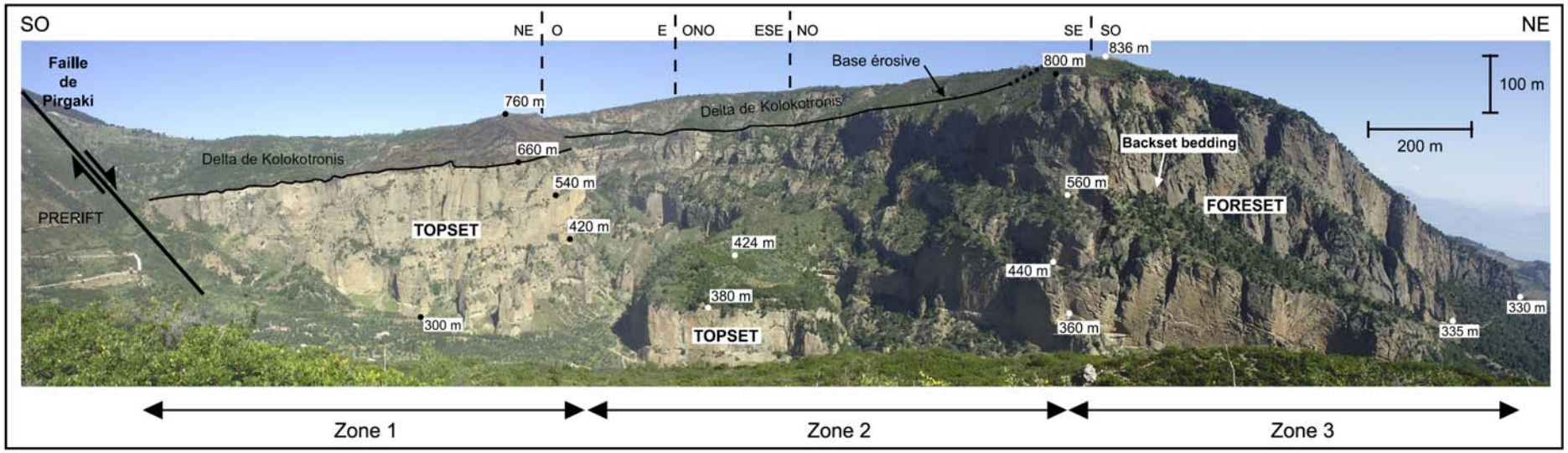


Figure 4.3 : Panorama de la coupe naturelle du delta de Kerinitis orientée Sud-Ouest - Nord-Est (Fig. 4.2.a). La zone 1 est constituée de topsets superposés sur une épaisseur de 440 m. La zone 2, très complexe architecturalement, comprend le coeur du delta formé de topsets et de foresets. Les conditions de l'affleurement permettent d'accéder à la 3D, grâce à une morphologie en "amphithéâtre". La zone 3 est constituée d'unités de foresets superposées, sur une épaisseur de 600 m. Une structure de déstabilisation gravitaire de type "backset bedding" est observable dans les foresets de la zone 3 (Fig. 5.23).
On remarquera le changement notable d'orientation entre la zone 2 et la zone 3, faisant entre elles, un angle de 106°. Les topsets de la zone 1 présentent un basculement vers la faille de Pirgaki. Le delta de Kolokotronis s'épaissit vers la faille de Pirgaki et sa base est érosive sur le delta de Kerinitis.

(3) La zone 3 d'une longueur de 1,4 km expose 600 m de foresets superposés qui passent rapidement vers le Nord-Est à des bottomsets, puis à des faciès de prodelta.

La rivière Kerinitis est une rivière dont le cours ne semble pas avoir été modifié de manière majeure durant la construction du delta. C'est une rivière encaissée dans une vallée et présentant une charge solide dominée par les conglomérats. En se référant à la classification de Postma (1990), la rivière Kerinitis se comporte comme une source ponctuelle (Fig. 3.4) mais sans présenter toutes les caractéristiques du système d'alimentation de type A (*cf*. § 3.1.2 pour la discussion).

4.2. Méthodologie et classifications sédimentologiques

La sédimentologie du delta de Kerinitis a été abordée avec la méthode classique du levé de logs sédimentologiques à différentes échelles. Des données ponctuelles hors logs viennent éventuellement compléter les descriptions.

Pour les roches silico-clastiques, la classification de Udden-Wentworth est utilisée (Fig. 4.5). Blair & McPherson (1999) proposent de la compléter pour les classes granulométriques, qui se situent au-delà des «boulders» (taille > 256 mm). En outre, ils détaillent les classes des conglomérats par rapport à la classification originale.

Pour les descriptions macroscopique et microscopique des faciès calcaires, la classification de Dunham (1962) est utilisée.

Les différents faciès sont identifiés par une lettre qui prend en compte leur classe granulométrique. Ainsi, les conglomérats sont désignés par la lettre G, les arénites par la lettre S, les siltites ainsi que les argilites par la lettre F, et enfin, les faciès calcaires par la lettre M. La description de chaque faciès comprend l'épaisseur moyenne, la nature des limites de bancs, la lithologie ainsi que les structures sédimentaires. Un faciès indique un ou plusieurs processus de dépôt. Une association de faciès comprend un certain nombre de faciès, qui caractérisent un environnement de dépôt.

La démarche, qui consiste à désigner les faciès par un code, se rapproche de celle proposée par A.D. Miall, lorsqu'il a défini son modèle de lithofaciès et d'architecture pour le domaine fluviatile (Miall, 1978, 1985, 1996). Cette façon de présenter les objets fluviatiles est objective, mais elle peut induire en erreur et est parfois critiquée (Blair & McPherson, 1999). En effet, une structure sédimentaire, qui indique un mode de mise en place bien précis, peut être identifiée dans différents types de milieux de dépôt. Par contre, le fait de regrouper les faciès en associations de faciès permet de mettre en évidence les relations que peuvent avoir les faciès entre eux (Reading & Levell, 1996) et ainsi d'éviter les mauvaises interprétations.

Des mesures de paléocourants dans les différentes associations de faciès ont été réalisées. Elles consistent en la mesure :

- de la direction moyenne de l'axe de chenaux (pour l'association de faciès de topset),
- des plans de litage oblique,
- d'axe de crête de rides symétriques,
- d'imbrications de clastes.

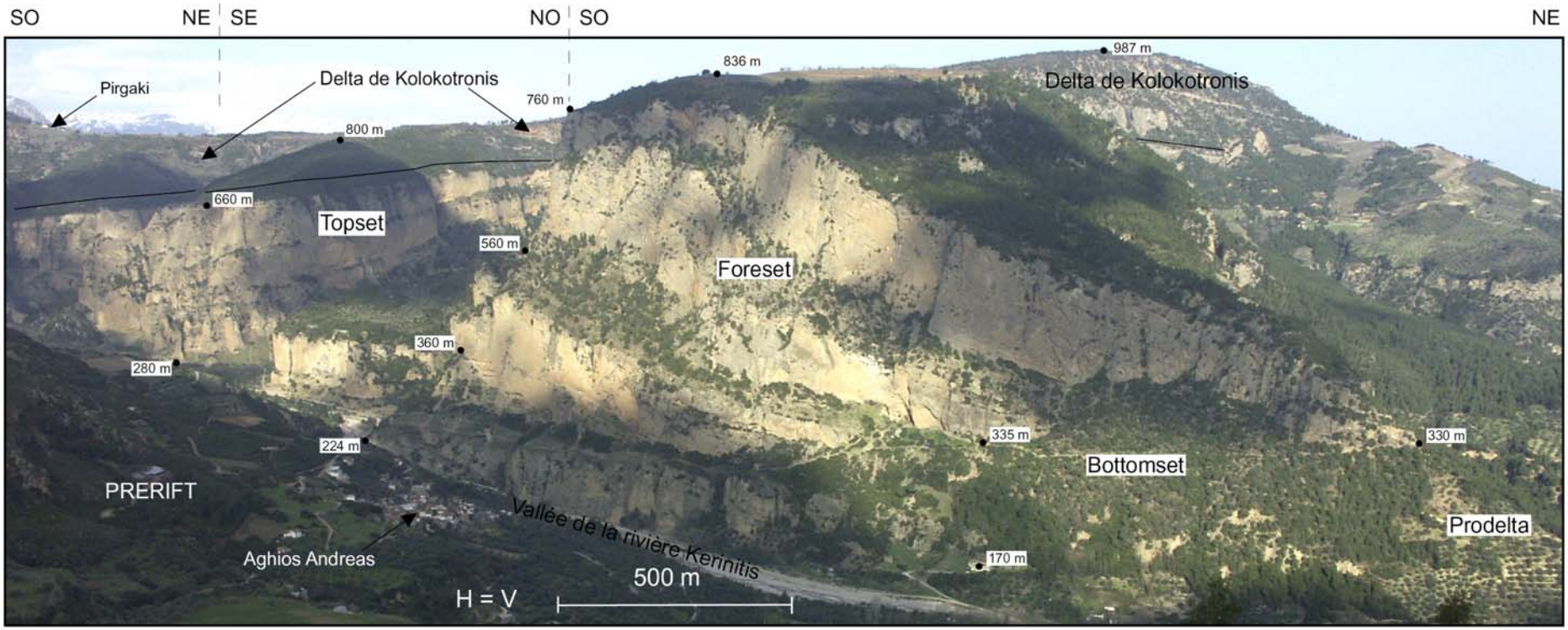


Figure 4.4 : Panorama du delta de Kerinitis vu depuis le Sud-Est (Fig. 4.2.a). En zone 1, les unités de topsets s'épaississent en direction de la faille de Pirgaki (Fig. 4.3). Les foresets de la zone 3 sont superposés en prograd0-aggradation. Les deux dernières unités de foresets de la zone 3 présentent un passage à des bottomsets marqué par une horizontalisation des bancs ainsi qu'une apparition progressive des faciès arénitiques. Les bottomsets passent latéralement à une association de faciès de prodelta. La dernière unité de foresets formant la falaise montre une progradation accentuée vers le bassin Le delta de Kolokotronis est bien visible en arrière plan.

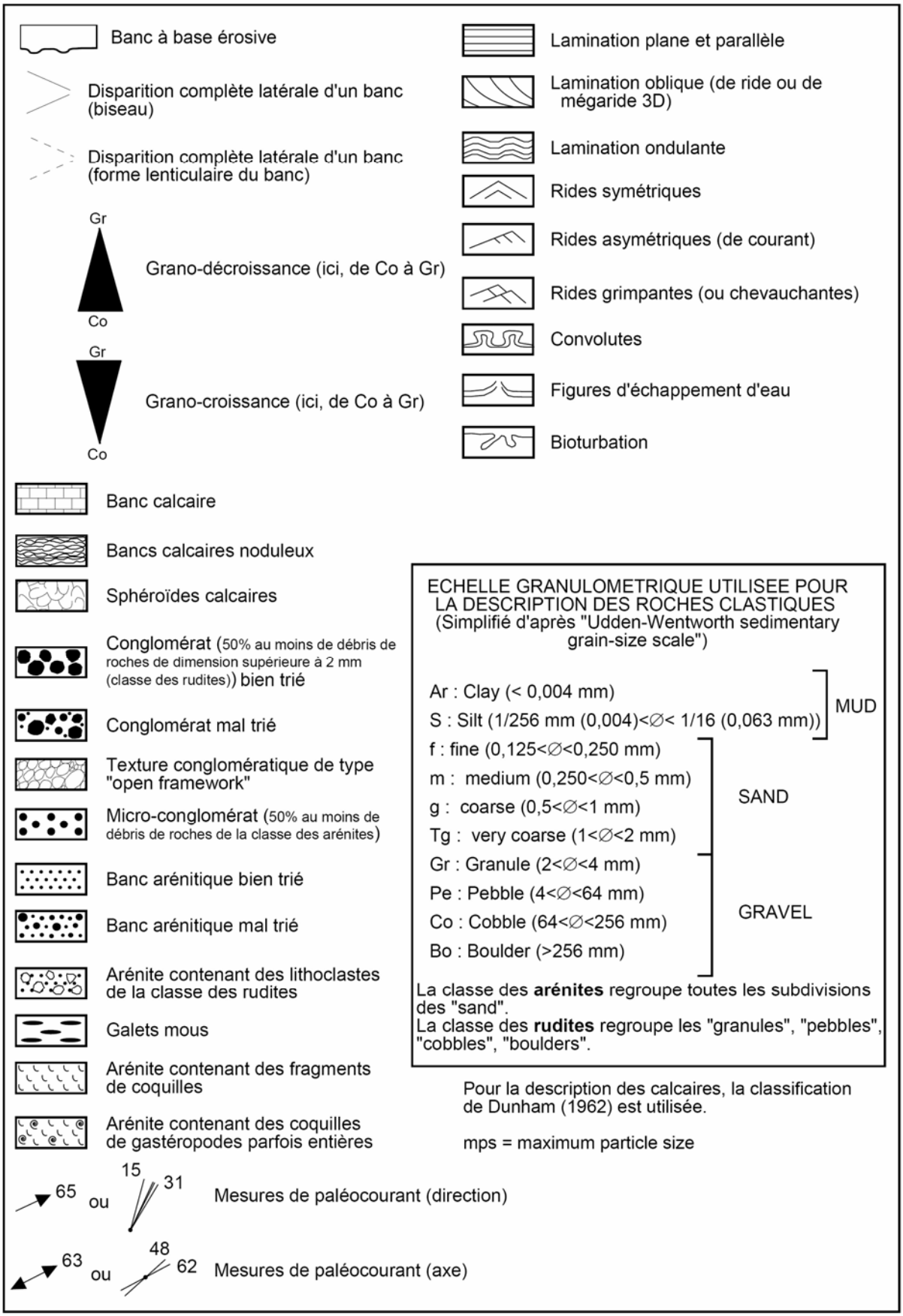


Figure 4.5 : Légende des figurés et classifications utilisés dans les logs sédimentologiques.

4.3. Sédimentologie de faciès

L'étude du delta de Kerinitis a permis de décrire 19 faciès différents, répertoriés dans les tableaux 4.1 à 4.4. Les noms des faciès ont été choisis pour représenter les caractéristiques les plus importantes.

Les changements verticaux de granulométrie sont très abrupts et rarement progressifs. Ceci est une caractéristique générale à l'échelle du delta de Kerinitis, mais aussi à une échelle plus régionale, pour l'ensemble de ce type d'édifice.

4.3.1. Faciès conglomératiques

Sept faciès conglomératiques ont été mis en évidence. Ils sont notés G1a à G1e, G2 et G3 (Tab. 4.1). Deux critères de classification ont été utilisés. Le premier critère est la texture (clast- ou matrice-support), le deuxième est la présence ou non de structures sédimentaires. Le chiffre 1 indique des bancs conglomératiques qui présentent une texture clast-support, G2 est un faciès à texture matrice-support et le faciès G3 est un faciès qui possède une fraction calcaire (bioclastes d'algues rouges). Les lettres minuscules désignent les structures sédimentaires prédominantes caractérisant le banc.

Dans le cas de G1e, deux sous-faciès ont été définis (notés (1) et (2)). Les conglomérats sont trop grossiers pour permettre un bon enregistrement des structures sédimentaires. Néanmoins, les structure sédimentaires les plus courantes sont les granoclassements, les stratifications horizontale ou oblique. Le faciès G1b est un faciès mis en évidence par le pendage sédimentaire des bancs, pendage qui peut atteindre des valeurs de 30°, avec une valeur moyenne de 25°.

Les conglomérats représentent la classe granulométrique dominante du delta de Kerinitis (Gilbert-delta de type «coarse-grained»). La description, ainsi que l'interprétation des faciès conglomératiques, sont rappelées de façon synthétique dans le tableau 4.1.

G1a : Conglomérat sans structure, bien à mal trié

Ce conglomérat à texture «clast-support» est bien à mal trié, avec une taille de clastes de la classe «granule» à la classe «cobble». Les clastes sont anguleux à bien émoussés, avec une matrice constituée d'arénite fine à très grossière. Les bancs ont une épaisseur de 3 cm à 4,2 m avec des bases érosives ou non érosives, ainsi que des limites supérieures planes. G1a est dépourvu de toute structure sédimentaire, mais peut localement présenter une grano-décroissance fruste, ainsi qu'une texture «open-framework».

Le faciès G1a est le résultat du transport d'une charge de fond dans un fort régime d'écoulement. Les variations, à la fois dans la granulométrie et dans le tri, reflètent l'extrême variabilité des taux d'écoulement et de transport.

G1b : Conglomérat à litage fortement penté

Ce conglomérat à texture «clast-support» est mal trié, avec une taille moyenne de clastes de 1,5 cm (de la classe des «granules» à celle des «cobbles»). Ce faciès est principalement caractérisé par un pendage sédimentaire de 20 à 30°. La matrice, constituée d'arénite grossière mal triée, représente moins de 10% du volume total.

Facies	Lithology and stratification	Sedimentary structures	Interpretation and processes
G1a: Well to poorly sorted structureless conglomerate	- well to poorly sorted massive conglomerate, clast-supported - clasts granule to cobble - angular to well rounded clasts - matrix: fine to very coarse sand - strata: decimeters to meters in thickness, erosional or non-erosional bases, planar tops	- mainly structureless - weak normal grading - locally open-framework texture	- bed load transport in high flow regimes - extreme changeability of flow and transport rates
G1b: Steeply dipping conglomerate	- poorly sorted conglomerate, clast-supported - clasts from granule to cobble (mean size = 1.5 cm) - matrix: poorly sorted coarse sand - strata: several decimeters in thickness, planar bases and tops	- primary dip (20 to 30°, mean: 25°) - horizontal or weakly dipping clast alignments made of cobble clasts - local pockets of open-framework texture	- sediment gravity flows - debris-fall deposits
G1c: Crudely stratified conglomerate	- very poorly sorted, crudely stratified conglomerate, clast-supported, - clasts from pebble to cobble, well rounded, low sphericity, locally oversize clasts > 30 cm - matrix: very little to absent, very coarse sand - strata: meters in thickness (stacked in Stratigraphic Units of 40 to 120 m) - planar or locally erosional bases	- crude horizontal bedding - weak low angle cross-bedding - local clast imbrication - open-framework texture	- longitudinal bedforms - gravel sheet transport
G1d: Variably graded conglomerate	- well to poorly sorted conglomerate, clast-supported - clasts from pebble to cobble - well rounded, low sphericity - rare soft cobbles made of silt - matrix: medium to very coarse sand - strata: decimeter to meter in thickness, erosional or non-erosional bases, planar or wavy tops	- subtle inverse grading (cobbles at top) - rare weak normal grading - sub-horizontal bedding - locally, cross-bedding (base of strata) - rare open-framework texture	- longitudinal bedforms (downstream growth) - inverse grading: clast-rich debris flow
G1e: Cross-stratified conglomerate	(1) - poorly sorted conglomerate, clast-supported - clasts from granules to cobbles - matrix: very coarse sand - strata: meter in thickness, erosional or planar bases, planar tops - oversize clasts (cobble size) at the top (2) - well to poorly sorted conglomerate, clast-supported with rare sands - strata: meter in thickness, erosional or planar bases, planar tops	(1) - cross-bedding (gravel dunes) - tangential foresets of gravel dunes, with normal graded beds - open-framework texture (2) - tangential foresets of gravel dunes, interlaminated sands (locally laminated) and gravels - sigmoidal foresets of gravel dunes - conglomeratic cross-beds passing laterally into sandstones	- grain flow - bedform migration (traction transport of gravel bed-load in high concentration turbidity currents)
G2: Matrix-supported conglomerate	- well to poorly sorted conglomerate, matrix-supported - pebble clasts, well rounded - matrix: medium to very coarse sand - strata: decimeters in thickness, sharp bases, planar tops, lens shape	- weak normal grading and lateral fining - crude horizontal bedding	- sediment gravity flow - debris flow
G3: Algal clast-supported conglomerate	- poorly sorted, clast-supported, sandy conglomerate - clasts from coarse sand to granule - red algae clasts, locally abundant - sparitic or microsparitic cement poorly developed - strata: decimeters in thickness, planar bases - progressive transition to M1 facies by a gradual disappearance of lithoclasts	- crude horizontal bedding	- brackish to marine environments - high energy environment (grainstone and algal clasts)

Tableau 4.1 : Les sept faciès conglomératiques du delta de Kerinitis. Description de la lithologie, de la stratonomie, des structures sédimentaires et interprétation en terme de processus de dépôt (Backert *et al*., 2009).

Les bancs ont une épaisseur de 60 à 70 cm avec des bases et des limites supérieures planes. Les bancs peuvent contenir des alignements de clastes de la classe des «cobbles», horizontaux ou à faible pendage, ainsi que, localement, des poches de texture «open-framework».

Le faciès G1b est interprété comme le dépôt de «sediment gravity flows» (Postma, 1983, 1984 ; Postma & Roep, 1985 ; Colella *et al*., 1987 ; Nemec, 1990a ; Chough & Hwang, 1997 ; Kleinhans, 2004) ou de «debris-falls» (Nemec, 1990a).

D'après Lunt & Bridge (2007), il existe trois grands types de circonstances qui permettent d'expliquer la formation de la texture «open-framework» en domaine fluviatile. Cette texture peut être liée à la proportion d'arénite disponible par rapport aux rudites (facteur autocyclique). Elle peut également résulter de variations d'énergie du milieu (facteur allocyclique). Elle serait favorisée soit, pendant les périodes où la compétence du cours d'eau est élevée, soit pendant des périodes de chute d'énergie, soit pendant les périodes d'étiage (Lunt & Bridge, 2007). Dans ce cas, les arénites seraient arrachées de leur position transitoire entre les rudites. La dernière circonstance évoque un tri granulométrique par migration et superposition de corps sédimentaires.
Les conditions exactes qui président à la formation de la texture «open-framework» restent encore imprécises. C'est pourquoi, Lunt & Bridge (2007) proposent de modéliser analogiquement la formation de toutes les structures (barres, dunes, etc.) identifiables en domaine fluviatile. La variation de paramètres comme la vitesse du courant, la profondeur d'eau et le taux d'aggradation (à distribution de taille de clastes constante) permet de proposer que ce serait le phénomène de séparation granulaire sur le flanc court des barres qui gouvernerait l'apparition de la texture «open-framework», sans contrôle direct des variations d'énergie du milieu (dans leur expérience, tout type de classe granulométrique est transporté par le cours d'eau). C'est-à-dire que les avalanches de rudites le long du flanc de la structure formeraient la texture «open-framework», tandis que les arénites en suspension auraient tendance à combler les irrégularités du corps sédimentaire.

G1c : Conglomérat à stratification fruste

Le faciès G1c est constitué d'un conglomérat très mal trié (clastes de la classe des «pebbles» à celle des «cobbles») et de type «clast-support». Les clastes sont bien émoussés mais peu sphériques. Les bancs peuvent localement contenir des clastes d'une taille supérieure à 30 cm. La matrice est faite d'arénite très grossière et constitue moins de 5% du volume du faciès. La taille des bancs varie de 1 à 2,5 m, ces derniers peuvent être superposés pour constituer des unités de 40 à 120 m d'épaisseur. Les bancs peuvent avoir des bases planes ou localement érosives. Les structures sédimentaires identifiées sont un litage horizontal fruste et une stratification oblique, à très faible pendage également fruste. Les bancs de ce faciès peuvent localement présenter une imbrication de clastes et une texture «open-framework».

Le faciès G1c est interprété comme le dépôt de corps sédimentaires («bedforms») longitudinaux (Miall, 1996). Ce faciès est, en outre, typique de processus de transport de type «gravel sheet» (Hein, 1984).

G1d : Conglomérat granoclassé

Ce faciès est constitué d'un conglomérat bien à mal trié et de texture «clast-support». Les clastes de la classe des pebbles à celle des cobbles sont bien émoussés et présentent une faible sphéricité. Les bancs peuvent contenir des galets mous de silt. La matrice est une arénite moyenne à très grossière. La taille des bancs varie de 7 cm à 1,40 m. Les bancs comportent des bases érosives ou non-érosives, ainsi que des limites supérieures planes ou ondulantes. Les structures sédimentaires observées sont souvent une grano-croissance fruste (avec des clastes «cobble» au sommet des bancs) et de rares grano-décroissances frustes. Une stratification plane et horizontale et, localement, une stratification oblique en base de banc sont également observées. La texture «open-framework» est rarement associée à ce faciès.

La grano-décroissance permet d'interpréter le faciès G1d comme le dépôt de corps sédimentaires («bedforms») longitudinaux («downstream growth» ; Hein & Walker, 1977 ; Hein, 1984). La grano-croissance est interprétée comme le résultat de processus de type «clast-rich debris-flow».
La texture «open-framework» (et donc «clast-support») observable dans le faciès G1d (Tab. 4.1), serait due à des conditions de cisaillement sur les bancs («high bed shear stress») ne permettant le dépôt que de la fraction la plus grossière des sédiments. Les clastes plus fins, ainsi que les arénites, peuvent s'infiltrer quand l'énergie du courant diminue (Miall, 1996). Les changements verticaux de texture reflètent les variations d'énergie du milieu, ainsi que les divagations du cours d'eau comme des migrations de chenaux, par exemple (Miall, 1996).
Dans les écoulements gravitaires, dits «hyperconcentrés» (>40 % de sédiments), les forces de cisaillement sont transmises par des pressions qui résultent de collisions intergranulaires. Les grains grossiers se déplacent vers les zones de cisaillement minimum se trouvant au bord de la coulée. Ce phénomène conduit à une grano-croissance verticale du banc (Miall, 1996).

G1e : Conglomérat à stratification oblique

Le faciès G1e est divisé en un sous-faciès (1) et un sous-faciès (2). Le sous-faciès (1) correspond à un conglomérat mal trié, de texture «clast-support». Les clastes se situent entre la classe des «granules» et des «cobbles». La matrice est constituée d'une arénite très grossière et ne représente jamais plus de 10% du volume total. Les bancs ont une taille comprise entre 78 cm et 1 m. Ils présentent des bases érosives ou planes, ainsi que des limites supérieures planes. Des clastes de la classe «cobble» peuvent être présents en sommet de banc. Le sous-faciès (1) montre une stratification oblique (foresets tangentiels) de mégarides 3D, à lamines élémentaires présentant une grano-décroissance. La texture «open-framework» a été localement observée. Le sous-faciès (2) est un conglomérat bien à mal trié et de texture «clast-support» comportant de rares arénites. L'épaisseur des bancs varie de 0,5 à 2,6 m. Les bancs ont des bases érosives ou non-érosives et planes, ainsi que des limites supérieures planes. Le sous-faciès (2) présente des foresets tangentiels de mégarides 3D alternativement constitués de conglomérat et d'arénite localement laminée. Les mégarides conglomératiques peuvent localement présenter une forme sigmoïdale. Certaines strates conglomératiques de mégaride peuvent passer latéralement à des arénites.

Le faciès G1e est le résultat de processus de dépôt de type «grain flow». Les foresets de mégaride enregistrent la migration de corps sédimentaires. Le sous-faciès G1e(1) est lié à des processus turbiditiques de haute densité (Pickering *et al*., 1989), dans lesquels, les courants turbiditiques conduisent à un transport de type tractif de la charge de fond conglomératique. L'alternance de bancs arénitiques et conglomératiques du faciès G1e(2) reflète l'extrême instabilité du courant et des variations dans les taux de transport.

G2 : Conglomérat de type «matrice-support»

Le faciès G2 comprend des clastes bien à mal triés, bien émoussés et de la classe «pebble» (taille moyenne de 2 cm). La matrice est faite d'une arénite moyenne à très grossière et constitue 50 à 80 % du volume de la roche. Ces caractéristiques font du faciès G2 un conglomérat «matrice-support». La taille des bancs varie de 15 à 60 cm ; ces bancs présentent des bases nettes, des surfaces supérieures planes et peuvent être de forme lenticulaire. Les structures sédimentaires se résument essentiellement à une grano-décroissance verticale et latérale frustes, ainsi qu'à une stratification horizontale fruste.

Les structures sédimentaires suggèrent un processus de dépôt de type «gravity flow». Le mauvais tri, ainsi que la grano-décroissance, permettent d'interpréter le faciès G2 comme le résultat d'un processus de type «debris-flow» avec des clastes qui flottent dans une matrice abondante. Le développement d'une stratification horizontale fruste pourrait être le résultat, soit de la diminution de la cohérence de la matrice, soit d'une augmentation de la quantité d'eau incorporée (Hampton, 1972 ; Larsen & Steel, 1978). La grano-décroissance est probablement due à l'incorporation d'eau (Eyles, 1987) permettant une augmentation de la mobilité des clastes, conduisant ainsi à un tri au sein du courant (Morgenstern, 1967 ; Larsen & Steel, 1978 ; Nemec & Steel, 1984 ; Nemec *et al*., 1984 ; Walker, 1984).

G3 : Conglomérat bioclastique (algues) de type «clast-support»

Le faciès G3 est un micro-conglomérat mal trié et de texture «clast-support». La taille des clastes varie de la classe des arénites grossières à celle des «granules». Le ciment, très peu développé, représentant moins de 10% du volume du faciès, est constitué de calcite sparitique ou micro-sparitique. La caractéristique principale de ce faciès est qu'il contient des bioclastes d'algues rouges en proportion variable, mais qui peut augmenter vers le sommet des bancs jusqu'à atteindre 70 % de l'ensemble des clastes. L'épaisseur des bancs varie de 0,2 à 1 m. Les bancs présentent des bases planes. Le faciès G3 passe progressivement vers le haut au faciès M1(1) par disparition des lithoclastes. Le seul type de structure sédimentaire qui ait été identifié est une stratification horizontale.

Bien qu'ayant été remobilisés, les clastes d'algues rouges suggèrent un dépôt de type marin ou d'eau saumâtre. La remobilisation des fragments algaires est censée avoir eu lieu *in situ*. Le ciment sparitique qui a cristallisé dans la porosité primaire signe un milieu de dépôt originel à haute énergie (Dunham, 1962).

Les textures des conglomérats révèlent une gradation dans les mécanismes de transport de sédiment, depuis les transports en masse («mass flow») vers les processus tractifs. Ainsi, la texture «matrice-support», associée à un granoclassement, est caractéristique des transports en masse, ce qui inclut les coulées de débris («debris flow»), les coulées de boue («mudflow») et les coulées hyperconcentrées («hyperconcentrated flows»). La texture «clast-support», la présence de différents types de stratifications obliques, sont typiques des dépôts induits par des courants tractifs (Miall, 1996).

4.3.2. Faciès arénitiques

Quatre faciès arénitiques ont été mis en évidence dans le Gilbert-delta de Kerinitis (Tab. 4.2). Le critère de classification, indiqué par le chiffre, est la structure sédimentaire prédominante. La description, ainsi que l'interprétation des faciès arénitiques, sont rappelées de façon synthétique dans le tableau 4.2.

S1 : Arénite massive

Ce faciès correspond à une arénite fine à très grossière, bien à mal triée, pouvant comporter des lithoclastes flottants. La taille des lithoclastes se trouve entre la classe des arénites très grossières et celle des «pebbles». La taille des bancs est comprise entre 1 et 50 cm. Les bases de bancs peuvent être érosives ou non-érosives et les limites supérieures peuvent être planes ou ondulantes. Les bancs peuvent être localement lenticulaires.

Localement, les très rares structures sédimentaires observées sont constituées par des rides avortées ou amalgamées, des convolutes, des structures d'échappement d'eau et de la bioturbation. La bioturbation comprend des terriers de petite taille, localisés à la base des bancs (forme arquée simple d'une longueur centimétrique et d'un diamètre d'environ 2 cm) de type Exichnia.

Facies	Lithology and stratification	Sedimentary structures	Interpretation and processes
S1: Structureless sandstone	- well to poorly sorted sand (fine to very coarse), some floating lithoclasts (very coarse sand to pebble) - strata: centimeters to decimeters in thickness, erosional or non-erosional bases, planar or wavy tops, sometimes lenticular	- rare aborted or amalgamated ripples - convolute bedding - water escape structures - bioturbation (Exichnia-type)	- sediment gravity flow - "A part" of the Bouma sequence - subaerial overbank sand wedges
S2: Laminated sandstone	- well sorted sand (fine to medium) - strata: centimeters in thickness, erosional or non-erosional bases, planar tops	- horizontal to low relief undulating lamination sometimes discontinuous - water escape structures	- upper flow-regime planar bed - plane-bed traction
S3: Cross-bedded sandstone	- well to poorly sorted sand (fine to very coarse), some lithoclasts, sometimes shell fragments - sometimes interbedded with fine grained facies (from silt to clay) - strata: centimeters in thickness, may be lenticular, erosional or non-erosional bases, planar to wavy tops	- oblique lamination (megaripples), with changes in grain size between laminae - oblique tangential lamination (ripples) - trough cross-bedding - symmetric or asymmetric ripples - climbing ripples - reactivation surfaces - water escape structures - load structures	- variable texture controlled by variations in sorting resulting from changing hydraulic conditions - migration of subaerial 3D bedforms - tractive part of high density turbidity currents
S4: Inversely or normally graded sandstone	- well to poorly sorted sand (fine to coarse), some floating lithoclasts - strata: centimeters in thickness, sometimes sharp to erosional bases, wavy tops	- inverse grading - normal grading and lateral fining - horizontal bedding - oblique lamination (ripples) - bioturbation (mainly on soles)	- fluid-rich, cohesion-less sediment gravity flow - high or low-density turbidity current - grain flow

Tableau 4.2 : Les quatre faciès arénitiques du delta de Kerinitis (Backert *et al*., 2009).

Le faciès S1 est présent dans de nombreux processus de dépôt, actifs depuis un environnement subaérien à un environnement d'eau profonde. Ce faciès peut avoir enregistré un processus de dépôt par «sediment gravity flow» (Eyles, 1987) comprenant de rares structures de traction, ainsi que des modifications post-dépôts du sédiment par des phénomènes d'échappement de fluides et de la bioturbation. S1 pourrait correspondre à la partie basale (partie «A») de la séquence de Bouma (1962), interprétée comme le résultat d'un dépôt rapide de particules en suspension avec peu ou pas de transport (Collinson *et al*., 2006). Les clastes flottants caractérisent assez souvent les faciès arénitiques turbiditiques (Postma *et al*., 1988 ; Shanmugam, 2000). Enfin, le faciès S1 pourrait représenter le dépôt de lobes de débordement sableux subaériens.

S2 : Arénite laminée

Le faciès S2 est une arénite fine à moyenne bien triée. La taille des bancs se situe entre 1,5 et 6 cm. Les bancs ont des bases érosives ou non-érosives, ainsi que des surfaces supérieures planes. S2 présente des laminations horizontales à faiblement ondulées, parfois discontinues et localement perturbées par de l'échappement d'eau.

S2 enregistre des conditions hydrodynamiques permettant le développement de bancs à lamines planes («upper flow-regime planar bed») lors de débits élevés. Collinson *et al*. (2006) proposent que la formation de lamines puisse être le résultat de fluctuations dans la force de l'écoulement. Ils suggèrent que la ségrégation des grains dans le banc produisent des couches de grains en mouvement, de différentes tailles, conduisant également à la mise en place de lamines.

La lamination horizontale évoque un processus tractif de type «plane-bed » (Harms *et al*., 1975). Les laminations faiblement ondulantes peuvent être produites par une augmentation de la vitesse de déplacement de l'eau qui circule au-dessus d'un banc à lamines planes (Collinson *et al*., 2006).

S3 : Arénite à litage oblique

Ce faciès correspond à une arénite fine à très grossière, bien à mal triée, qui peut contenir des lithoclastes et parfois des bioclastes. La taille des lithoclastes se situe entre la classe des «granules» et celle des «cobbles». Le faciès S3 peut être interstratifié avec des bancs silteux à argileux. La taille des bancs varie de 2 mm à 50 cm. Les bancs peuvent avoir des bases érosives ou non-érosives, ainsi que des limites supérieures planes à ondulantes. Ils peuvent également présenter une forme lenticulaire. Le faciès S3 est, en outre, caractérisé par un grand nombre de structures sédimentaires : une lamination oblique de mégaride avec des changements de granulométrie entre les lamines, des rides à lamination oblique tangentielle, de la stratification en auges, des rides symétriques ou asymétriques, des rides grimpantes, des surfaces de réactivation, de l'échappement d'eau, ainsi que des structures de charge.

Le faciès S3 montre des textures variables dues à des variations dans le tri granulométrique. Ces variations reflètent des conditions hydrauliques, elles-mêmes variables. La stratification en auges se développe par la migration de corps sédimentaires («arcuate-crested bedforms») 3D (Miall, 1996). Cant & Walker (1976) précisent que la stratification en auge serait le résultat de la migration unidirectionnelle de structures sédimentaires. Ce sont dans les faciès arénitiques que s'enregistrent le mieux les rides de courant ou les rides d'oscillation. Smith (1971) indique que la hauteur, ainsi que le rapport longueur d'onde sur amplitude des rides au sommet de barres, sont également une fonction de la hauteur d'eau. En effet, une diminution de la hauteur d'eau peut conduire à une diminution de la hauteur des rides, ainsi qu'une augmentation de leur rapport longueur d'onde/amplitude (avec un flanc court très peu penté). Lorsque le faciès S3 présente des litages obliques de mégarides planes, cela peut-être interprété comme la migration de structures 2D. Les structures tractives peuvent représenter la partie tractive des courants turbiditiques de haute densité (Lowe, 1982), dans le cas où le faciès S3 se retrouve dans les associations de faciès de bottomset ou de prodelta. Les surfaces érosives (surfaces de réactivation) peuvent être produites par la migration de corps sédimentaires, dont la géométrie varie avec le temps. Elles peuvent également se mettre en place quand la migration s'arrête puis reprend, lorsque la vitesse de l'écoulement augmente à nouveau.

S4 : Arénite granoclassée

Ce faciès est constitué par une arénite fine à grossière, bien à mal triée, pouvant comporter des lithoclastes flottants (de la classe des arénites grossières à celle des «pebbles»). La taille des bancs varie de 5 à 30 cm. Les bases des bancs sont parfois nettes à érosives et les surfaces supérieures sont ondulantes. Les structures sédimentaires sont un granoclassement (grano-croissance ou grano-décroissance) associé à une grano-décroissance latérale, de la stratification plane-horizontale, de la lamination oblique de rides, ainsi que de la bioturbation (terriers aux limites mal définies de longueur centimétrique, d'un diamètre maximum de 1 cm) principalement localisée à la base des bancs.

Les bancs qui présentent une grano-décroissance, enregistrent le dépôt de coulées gravitaires («sediment gravity flow») fluides et peu cohésives dans lesquelles le tri des particules est limité (Hein & Walker, 1982 ; Walker, 1984). La grano-décroissance évoque également des processus de dépôt actifs dans les coulées turbiditiques (Bouma, 1962 ; Middleton & Hampton, 1976 ; Lowe, 1982 ; Hein, 1984 ; Nemec & Steel, 1984). La grano-croissance peut être le résultat d'un processus de dépôt de type «grain flow». Le tri des bancs peut être le résultat d'une baisse ou d'une augmentation de l'énergie du courant.

4.3.3. Faciès fins (siltites et argilites)

Six faciès fins silteux ou argileux ont été mis en évidence (Tab. 4.3). Tout comme pour les faciès arénitiques, le critère de classification utilisé est le type de structures sédimentaires dominant. La description et l'interprétation des faciès silteux et argileux sont rappelées de façon synthétique dans le tableau 4.3.

F1 : Siltite massive

F1 correspond à une siltite bien triée, ne présentant aucune structure sédimentaire, avec des bancs de 1 à 75 cm. Ce faciès est de couleur beige à brun clair.

Le faciès F1 représente le dépôt de particules en suspension dans des eaux stagnantes ou pendant des périodes d'écoulement à faible vitesse. L'absence de structures sédimentaires indique un dépôt continu de particules en suspension. Localement, de fins bancs du faciès F1 peuvent représenter des dépôts de drapage de rides.

Facies	Lithology and stratification	Sedimentary structures	Interpretation and processes
F1: Structureless siltstone	- well sorted silts - strata: centimeters in thickness	- lack of any internal structure	- deposition from suspension fallout, low velocity flow - continual steady deposition - drape deposits
F2: Laminated siltstone	- well sorted silts, soft cobbles made of reddish clay (sometimes abundant) - strata: centimeters in thickness, millimeter individual lamination	- horizontal to wavy lamination - symmetric or asymmetric ripples	- fluctuations in the supply of suspended sediment and/or - sudden incursions of turbidity currents - soft cobbles = local erosional events
F3a: Interbedded siltstone and sandstone	(1) well sorted silt and fine sand, strata millimeters to centimeters (2) silts with fine or coarse sandy lenses, centimeter in thickness (3) silts with shells and fine shelly sands, few decimeters in thickness (4) silts with shells and fine shelly sands, fine sandy lenses (centimeter), few decimeters in thickness (5) silts and fine sand, sand with shells, charcoal clasts, leaves and stem fragments, meters in thickness	(1) wavy millimetric laminations (2) wavy lamination (3) horizontal to wavy lamination (4) - weak inverse grading within silts - wavy lamination - bioturbation (5) - horizontal lamination - symmetric ripples - local truncations, wedge-outs, hummocky structures - convolute bedding - bioturbation	(1) - "fine-grained turbidites" (2) - alternation of suspension fallout and weak current (3), (4), (5) - suspension fallout sometimes disturbed by small weak turbiditic depositional processes - hypopycnal suspension plumes - HCS-like structures (5)
F3b: Variegated siltstone	- fine grained silts - variegated colour (green, grey, purple) - irregular, crudely rounded carbonate nodules or glaebules (millimeters to centimeters) with undifferentiated internal fabrics - strata: few decimeters in thickness	- root traces (pedotubules) - charcoal fragment	- repeated immature palaeosol development
F4a: Mudstone	- uniform claystone - strata: centimeters in thickness	- structureless	- settling from suspension - very homogenous (and possibly rapid) depositional process
F4b: Laminated mudstone	- reddish colored claystone - strata: decimeter in thickness	- very fine horizontal to wavy lamination	- episodic suspension fallout in a still water environment

Tableau 4.3 : Les six faciès fins (siltites et argilites) du delta de Kerinitis (Backert *et al*., 2009).

F2 : Siltite laminée

F2 est une siltite bien triée qui contient des galets mous (intraclastes), constitués d'argile rougeâtre (d'une taille inférieure à 1 cm), parfois abondants. Les bancs ont une épaisseur de 2 à 20 cm. Les lamines ont une épaisseur moyenne de 1 mm. Les structures sédimentaires sont représentées par une lamination horizontale à ondulante, ainsi que par des rides symétriques et asymétriques. Ce faciès est majoritairement de couleur beige.

Le faciès F2 enregistre des fluctuations dans l'apport de particules en suspension, produites par des périodes de fort apport et/ou par les arrivées soudaines de coulées turbiditiques. La formation des galets mous pourrait être liée à des événements érosifs locaux, qui perturbent une sédimentation constante (chronique) et calme de particules en suspension.

F3a : Alternance siltite-arénite

Le faciès F3a est composé de cinq sous-faciès. Le sous-faciès (1) correspond à une siltite bien triée et une arénite fine avec des épaisseurs de banc variant de 3 mm à 4 cm, à lamination millimétrique ondulante. Le sous-faciès (2) est une siltite comprenant des lentilles d'arénite fine à grossière. Les bancs ont une épaisseur de 1,5 à 2,5 cm. La lamination ondulante constitue la principale structure sédimentaire. Le sous-faciès (3) est une siltite avec des coquilles de gastéropodes, de bivalves et des arénites fines bioclastiques. La taille des bancs est de 30 cm. Une lamination horizontale et ondulante est quelquefois présente. Le sous-faciès (4) représente une siltite contenant des coquilles parfois entières et des arénites fines bioclastiques, ainsi que des lentilles d'arénites fines (d'une épaisseur de 1,5 cm). L'épaisseur des bancs peut atteindre 20 cm. Les structures sédimentaires présentent une grano-croissance fruste, une lamination ondulante, ainsi que de la bioturbation. Le sous-faciès (5) est représenté par des siltites et des arénites. Les arénites peuvent contenir des fragments de coquilles (bioclastes), des clastes de charbon, des fragments de feuilles et de tiges. Les bancs ont une épaisseur de 2 à 4 m. On trouve aussi une lamination horizontale, des rides symétriques et, localement, des troncatures et des biseaux latéraux associés à des structures en creux et bosses («hummocky»). Ces structures ont des longueurs d'onde de 1,5 à 2 m pour des hauteurs de 15 à 20 cm. Des convolutes et de la bioturbation se superposent localement aux structures précédentes. Tous ces cinq sous-faciès sont de couleur beige.

Le sous-faciès (1) évoque les turbidites de granulométrie fine (Stow & Shanmugam, 1980). Dans ce cas, les bancs fins réguliers ou irréguliers indiquent un courant de faible énergie et les bancs épais et irréguliers suggèrent un courant plus dynamique (Stow & Shanmugam, 1980).

Le sous-faciès (2) est le résultat d'une alternance de dépôt de particules en suspension et d'un faible courant. Le sous-faciès F3a(2) est assez commun dans les zones d'inondation ("overbank areas") et représenterait le dépôt de sédiments en suspension, transportés par de faibles courants tractifs (*cf*. lithofaciès «Fl» *in* Miall, 1996).

Les sous-faciès (3), (4) et (5) suggèrent une mise en place par dépôt de particules en suspension. Ces dépôts peuvent être remobilisés par de faibles processus turbiditiques. Ces trois sous-faciès sont interprétés comme les dépôts de panaches hyperpycnaux de particules en suspension (Mackiewicz *et al*., 1984 ; Hansen, 2004). Les creux et les bosses identifiés dans le sous-faciès (5) sont interprétés comme des structures de type HCS («Hummocky Cross Stratification»). Les HCS affectent des siltites initialement déposées par des courants turbiditiques, au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes, sachant que les HCS ont été considérés comme diagnostic de l'influence des tempêtes (Harms *et al*., 1975 ; Cheel & Leckie, 1993).

Néanmoins, les HCS ont déjà été auparavant décrits dans des dépôts turbiditiques (Platzman, 1983 ; Walker *et al*., 1983 ; Monaco, 1992 ; Buatois & Mangano, 1995 ; Myrow *et al*., 2002 ; Guillocheau *et al*., 2005 ; Longhitano, 2008 ; Mulder *et al*., 2008).

F3b : Siltite bariolée

Ce faciès est composé de fines siltites bariolées (vert, gris et violet). Les bancs contiennent localement des nodules carbonatés. Il s'agit de glébules au contour irrégulier, d'une taille millimétrique à centimétrique et dépourvus de toute structure interne. Les bancs ne présentent aucune structure sédimentaire et ont une épaisseur de 30 cm. Les bancs du faciès F3b présentent aussi des traces de racines (pédotubules) ainsi que des fragments de charbon de bois.

Le caractère bariolé, la présence de glébules, ainsi que les traces de racines, suggèrent le développement répété de paléosols immatures (Retallack, 1988, 1990 ; Bridge, 2003).

F4a : Argilite massive

F4a est une argilite homogène. La taille des bancs varie de 0,5 à 4 cm. Ce faciès est dépourvu de toute structure sédimentaire. La couleur dominante de ce faciès est le brun foncé.

F4a correspond au dépôt d'argiles en suspension. L'absence de toute lamination peut être expliquée par un dépôt, probablement rapide, à partir d'une suspension très homogène.

F4b : Argilite laminée

Les bancs ont des épaisseurs décimétriques. La structure sédimentaire observée est une lamination horizontale et ondulante très fine.

Le faciès F4b a enregistré le dépôt épisodique d'argiles en suspension dans un environnement calme.

4.3.4. Faciès calcaires

Les faciès calcaires sont au nombre de deux. Ils sont nommés M1 et M2 (Tab. 4.4). Ils présentent des bioclastes d'algues rouges de différentes espèces, qui, nous le verrons plus loin, peuvent apporter des informations sur les environnements de dépôt. Ces faciès calcaires caractérisent quasi exclusivement le Membre calcaire d'Aghios Andreas (*cf.* § 4.4.1.2).

M1 : Calcaire bioclastique

Ce faciès est composé de deux sous-faciès. Le sous-faciès (1) est un grainstone contenant des fragments micritiques d'algues rouges (*Lithophyllum* et *Lithothamnion*) ainsi que des coquilles de gastéropodes. La taille des bancs varie de 0,15 à 1,5 m. Les bancs du sous-faciès (1) présentent des bases planes et des limites supérieures faiblement ondulantes. Certains bancs proviennent d'une transition progressive à partir du faciès G3 (§ 4.3.1 et Tab. 4.1). Les bancs peuvent montrer localement un aspect noduleux.

Facies	Lithology and stratification	Sedimentary structures	Interpretation and processes
M1: Bioclastic calcareous beds	(1) Grainstone with coralline red algae (*Lithophyllum, Lithothamnion*) micritic fragments, gastropods shells, thickness = decimeter to meter, planar bases or progressive transition from G3, slightly wavy tops, locally nodular aspect. Locally, decimeters shelly packstone with algal fragments (2) Interbedded siltstone (centimeters) and grainstone beds (centimeters to decimeters), erosive or planar bases, planar tops, different kind of gastropods, locally slightly nodular aspect	- weak horizontal bedding	- alternation of high to moderate energy environment
M2: Calcareous spheroid accumulations	(1) accumulation of individual spheroids (centimeters in diameter) in small mounds (decimeters in diameter) Spheroids composed of concentric micritic laminae around a core of bioclastic (red-algae) grainstone (2) shelly siltstone with conglomeratic lenses comprising pre-rift clasts and rare spheroids	- bulbous surface aspect - very discontinuous horizontal bedding	- biological construction by coralline red algae in brackish to marine conditions - "reef mounds"- type organization - deposition during a period of little or no clastic input

Tableau 4.4 : Les faciès calcaires du delta de Kerinitis (Backert *et al*., 2009).

Au sein des topsets de SU2 de la zone 3 (Fig. 5.8), deux bancs de packstone bioclastique de 20 et 80 cm contiennent des coquilles de mollusques, ainsi que des fragments algaires.
Le sous-faciès (2) représente des bancs de siltite (d'une épaisseur inférieure à 10 cm) interstratifiés avec des bancs de grainstone (d'une épaisseur de 5 à 70 cm). Les bancs possèdent des bases érosives ou planes, des limites supérieures planes et contiennent différents types de gastéropodes. Les bancs du sous-faciès (2) peuvent également présenter localement un aspect noduleux. Les deux sous-faciès montrent une stratification horizontale fruste.

Les bancs de grainstone, ainsi que les bancs de grainstone interstratifiés avec des bancs de siltite, suggèrent un dépôt dans un environnement modérément à fortement agité. Le caractère faiblement noduleux pourrait être du à un développement réduit de la bioturbation.

M2 : Calcaire bioconstruit

Le faciès M2 est composé de deux sous-faciès. Le sous-faciès (1) représente une accumulation de sphéroïdes (en forme de dôme ou de bulbe, de 5 à 10 cm de diamètre) formant de petits monticules de 20 à 25 cm de diamètre. Ces monticules de sphéroïdes passent latéralement à des bancs bien stratifiés à texture grainstone. Les sphéroïdes sont composés de lamines micritiques concentriques autour d'un cœur de grainstone bioclastique. M2(1) contient des algues rouges corallinacées (Mélobésiées), dominées par *Lithophyllum* et *Lithothamnion*. Le sous-faciès (2) est une siltite coquillière comprenant des lentilles conglomératiques formées de clastes du prérift, ainsi que de rares sphéroïdes (tels que définis ci-dessus). Les deux sous-faciès présentent des sphéroïdes, ainsi qu'une stratification horizontale très discontinue.

Le faciès M2 est caractéristique d'une bioconstruction par des algues rouges corallinacées dans des eaux marines à saumâtres. Les petits monticules du sous-faciès (1) suggèrent une organisation de type «reef-mound» (James, 1983). Ces faciès, dominés par des carbonates, se sont mis en place pendant une période de faible (présence de siltites), voire d'absence, d'apport clastique.

4.4. Associations de faciès

Les 19 faciès sédimentaires constituent quatre associations de faciès (Tab. 4.5). La légende commune de tous les logs est donnée en figure 4.5. Les associations de faciès mises en évidence sont l'association de faciès de topset, de foreset, de bottomset et de prodelta. Ces associations de faciès décrivent un profil complet de Gilbert-delta, depuis un pôle proximal fluviatile vers un pôle distal marin profond (Fig. 4.6.a). L'association de faciès de topset est la plus diversifiée, car elle contient une sous-association fluviatile (T1), une sous-association marine ou d'eau saumâtre (T2) et une sous-association de transition entre un environnement fluviatile et un environnement marin (T3). Dans la suite du chapitre, les associations précédemment définies seront abrégées simplement par «topsets», «foresets», «bottomsets» et «prodelta».

La notation de certains faciès (Tab. 4.5) en caractères gras signifie que ces faciès ne sont représentés que dans une association (ou sous-association) et nulle part ailleurs. Ces faciès particuliers caractérisent par conséquent une association ou une sous-association bien précise. Les logs, qui illustrent chaque association de faciès ou chaque sous-association de faciès, sont localisés sur la figure 4.6.b.

Facies associations		Facies (see Table 1)	Processes and depositional environments
TOPSET	T1	G1a - **G1c** - G1d - G2 - S1 - S2 - S3 - S4 - F1 - F2 - **F3a(2)** - **F3b** - **F4a**	- wide range of processes: bedload, traction and suspension transport - poorly preserved floodplain and palaeosol deposits - subaerial delta segment: alluvial dominated setting comprising gravel dominated fluvial channels - gravel-dominated braided river environment
	T2	G1a - **G3** - S1 - **M1(1)** - **M1(2)** - **M2(1)**	- variable energy level - biohermal mound generated mainly by encrustating red-algea genera (*Lithophyllum* and *Lithothamnion*) - shallow marine to brackish environment
	T3	**G1e(2)** - G1a - S1 - S2 - S3 - S4	- initial fluvial deposits reworked by wave-action - transitional between fluvial and marine environments located in the surf zone
FORESET		G1a - **G1b** - G1d	- processes dominated by sediment gravity flows - gravitational avalanches on the delta front - subaqueous delta front: avalanching frontal slope with steeply dipping beds
BOTTOMSET		G1a - G1d - **G1e(1)** - S1 - S2 - S3 - S4 - F1 - F2	- dominated by sediment gravity flow, mainly low and high density turbidity processes - transitional in grain-size and dip value - subaqueous delta segment: downslope asymptotic transition from asymptotic foresets
PRODELTA		G1a - G2 - S1 - S2 - S3 - S4 - F1 - F2 - **F3a(1)** - **F3a(3)** - **F3a(4)** - **F3a(5)** - **F4b** - **M2(2)**	- settling from suspension fallout interbedded with turbidity current deposits - occasional debris-flow processes - deep basin environment in front of deltas

Tableau 4.5 : Les quatre associations de faciès du delta de Kerinitis. Les faciès qui les composent sont indiqués, ainsi que les interprétations en terme de processus et d'environnements de dépôt (Backert *et al.*, 2009).

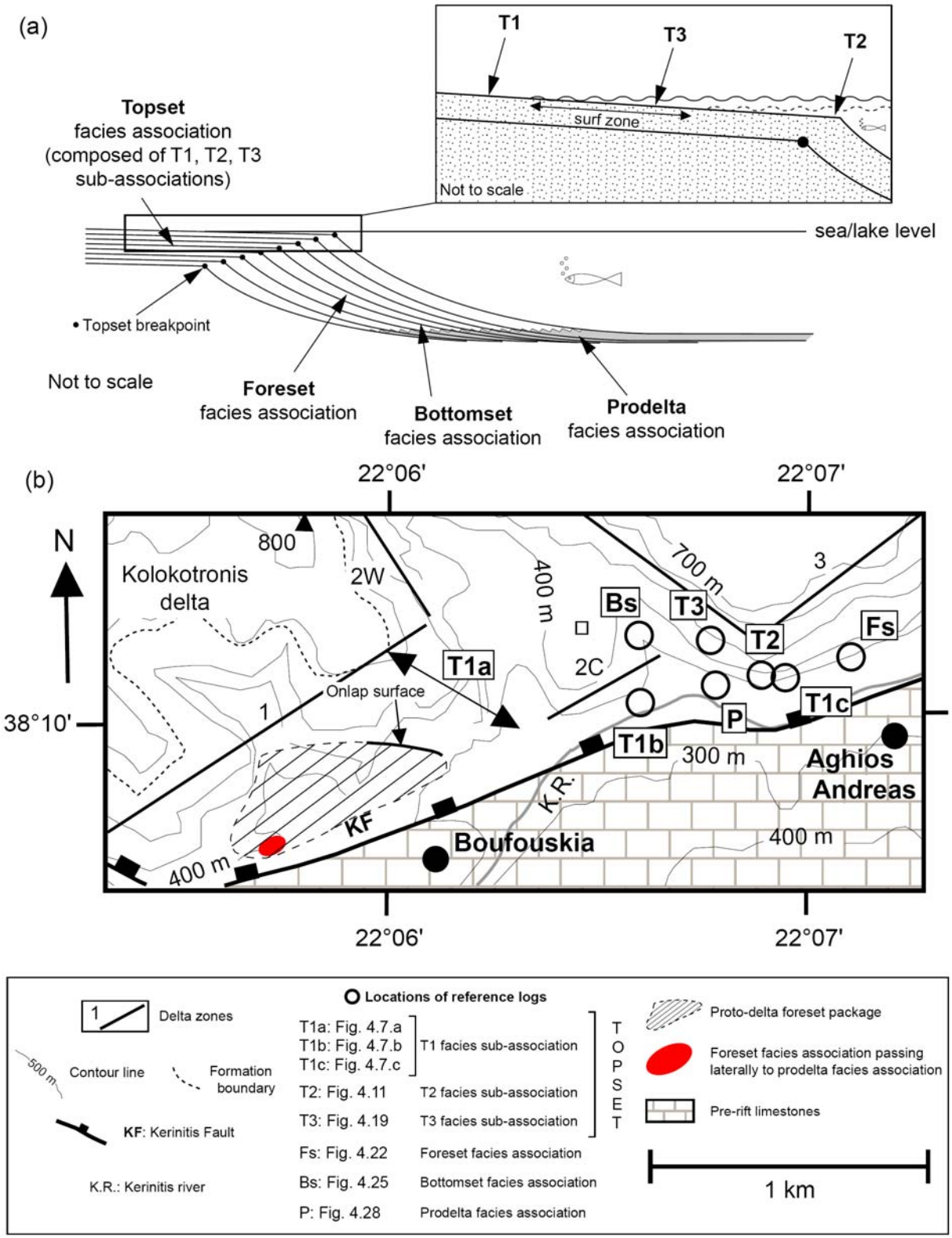


Figure 4.6 : a) Profil simplifié de Gilbert-delta montrant la position des quatre associations de faciès : topset, foreset, bottomset et prodelta. L'encart donne la position des trois sous-associations de faciès de topset. La transition entre les topsets et les foresets est représentée par un point nommé «topset breakpoint». b) Localisation géographique des logs sédimentaires dans la vallée de la rivière Kerinitis (modifié d'après Backert *et al*., 2009).

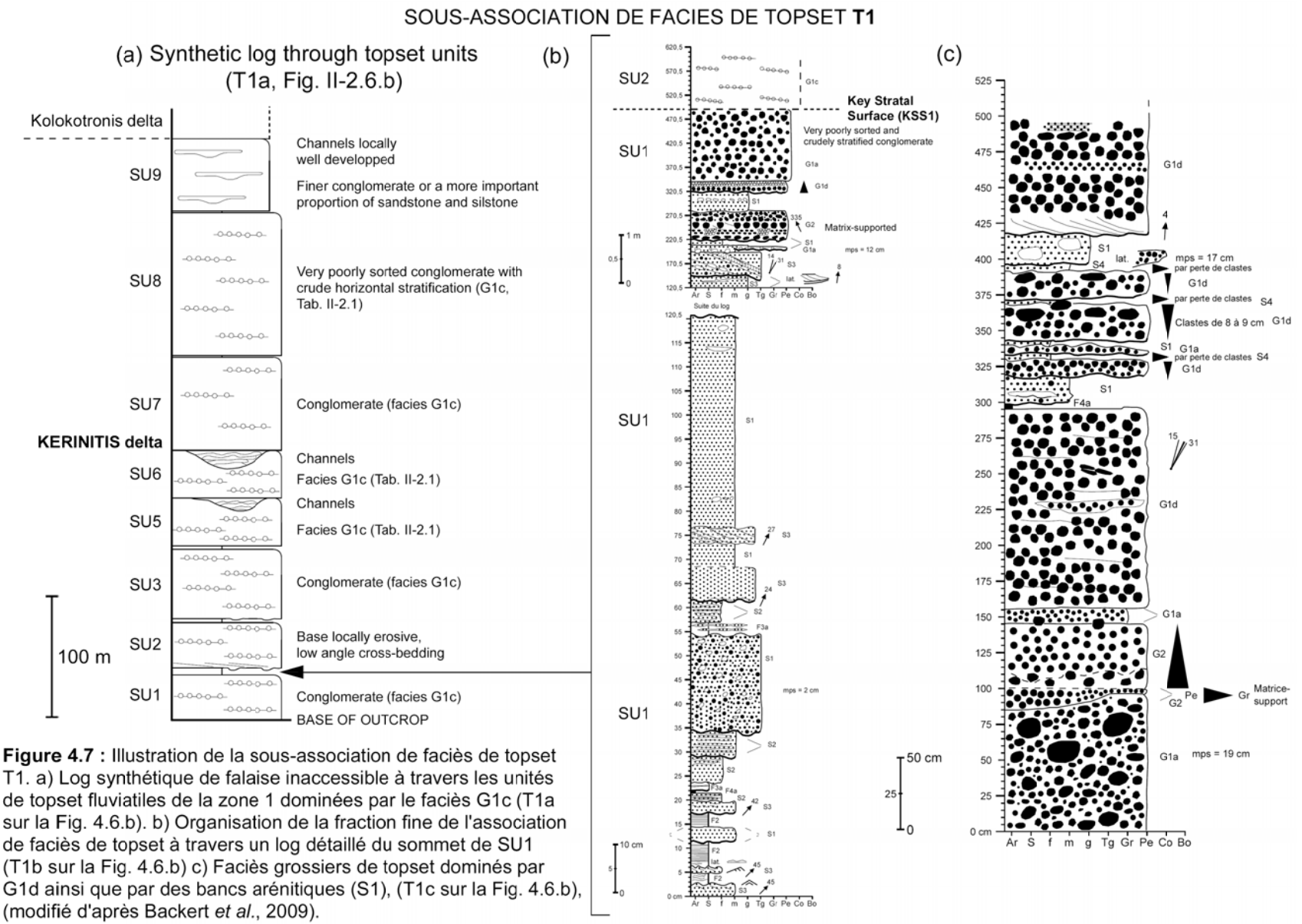


Figure 4.7 : Illustration de la sous-association de faciès de topset T1. a) Log synthétique de falaise inaccessible à travers les unités de topset fluviatiles de la zone 1 dominées par le faciès G1c (T1a sur la Fig. 4.6.b). b) Organisation de la fraction fine de l'association de faciès de topset à travers un log détaillé du sommet de SU1 (T1b sur la Fig. 4.6.b) c) Faciès grossiers de topset dominés par G1d ainsi que par des bancs arénitiques (S1), (T1c sur la Fig. 4.6.b), (modifié d'après Backert *et al.*, 2009).

4.4.1. Association de faciès de topset

Cette association est composée de trois sous-associations de faciès : la sous-association «T1», la sous-association «T2» qui représente les affleurements du Membre calcaire d'Aghios Andreas, et la sous-association «T3». Par conséquent, l'association de faciès de topset est la plus riche de toutes les associations car elle présente une grande diversité de processus de dépôt différents.

4.4.1.1. Sous-association de faciès «T1»

- **Description :** T1 est composée de 13 faciès et sous-faciès (Tab. 4.5 et Fig. 4.7).

Les faciès G1c, F3a(2), F3b et F4a sont propres à cette sous-association. Des conglomérats de granulométries et de structures sédimentaires différentes (faciès G1a, G1c et G1d ; Tab. 4.1) dominent en volume, en particulier le faciès G1c (qui représente environ 98% de tous les faciès constitutifs de l'association). En effet, sur la zone 1 de la coupe (Fig. 4.2.a), il représente environ 96% de l'épaisseur totale (440 m) où il compose des unités stratigraphiques («SU», *cf.* Chapitre 5) d'épaisseur variant de 40 à 120 m (Fig. 4.7.a). Les unités stratigraphiques sont caractérisées par une stratification horizontale fruste, par des surfaces érosives internes mineures, ainsi que par des bases, pouvant localement montrer des litages obliques de mégarides à très faible pendage (Fig. 4.7.a). A grande échelle, dans G1c, la stratification fruste peut être soulignée soit par des couches mieux triées que le reste du banc, soit par des alignements de clastes d'une classe granulométrique supérieure à la moyenne du faciès (Fig. 4.8).

Le sommet de ces SU peut localement présenter des chenaux, principalement préservés au sommet de SU5 et de SU6, ainsi que dans SU9 (Fig. 4.7.a). Les chenaux des SU5 et 6 sont observables en zone 2W (Figs 5.6.c et 4.2.a).

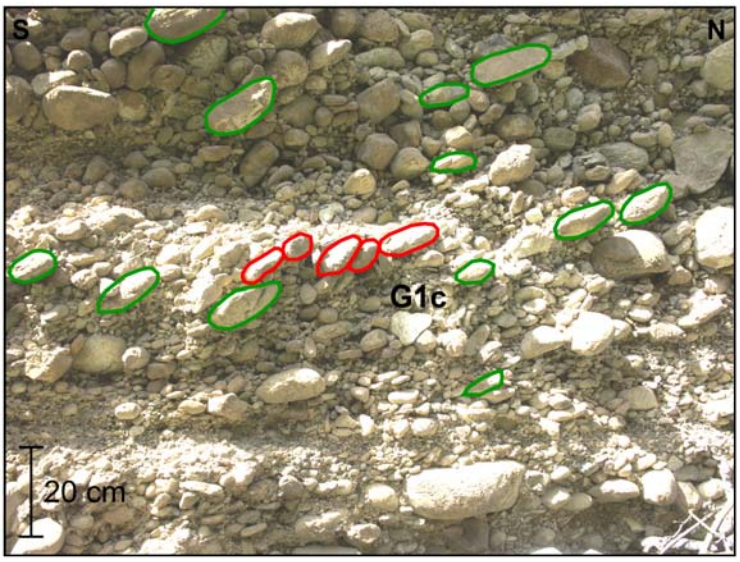


Figure 4.8 : Imbrication (en rouge) et orientation préférentielle (en vert) de galets dans le faciès conglomératique G1c (Tab. 4.1). La présence d'horizons mieux triés et de granulométrie plus fine participe à la stratification horizontale fruste.

En zone 2W, les chenaux ont des dimensions (épaisseur de 10 m et largeur de 60 à 70 m) ainsi que des architectures très semblables (Fig. 5.6.c). Sur cette même zone, les chenaux ont été identifiés par le caractère érosif de leurs bases sur les couches sous-jacentes. Les chenaux de SU9 sont plus petits (épaisseur de 3 m et largeur de 20 m), sont plus fréquents et peuvent localement être superposés. Tous ces chenaux sont remplis par des bancs conglomératiques plans ou ondulés qui ne présentent aucune structure sédimentaire interne (Fig. 4.7.a).

Localement, les faciès grossiers (Fig. 4.7.c) peuvent consister en l'interstratification de conglomérats (G1a, G2 et G1d ; Tab. 4.1) et de bancs arénitiques (principalement S1 ; Tab. 4.2). Le log de la figure 4.7.c a été levé à la base de SU3 sur la zone 3 de la coupe (Fig. 4.2.a ; T1c sur la Fig. 4.6.b et Fig. 5.8).

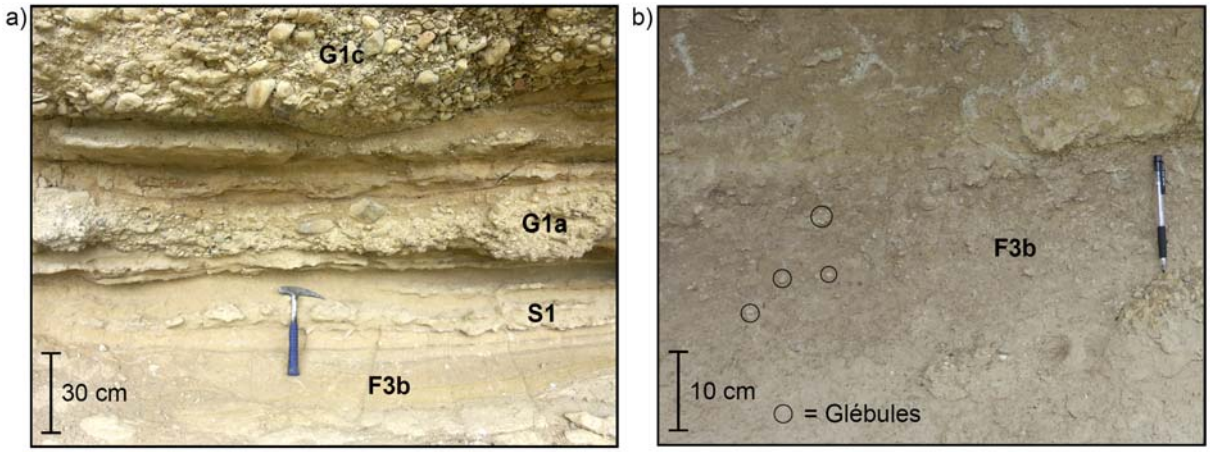


Figure 4.9 : Illustration de la diversité de T1 avec les faciès fins. a) Développement de paléosols (rare) avec bancs arénitiques bioturbés (S1) et silts (F3b) à marmorisation et glébules (Tab. 4.3). b) Glébules dans le faciès F3b. Ces photos ont été prises au niveau de «T1b» (Fig. 4.6.b).

Les faciès fins de T1 (arénites fines et siltites) constituent des horizons de moindre résistance à l'érosion entre les SU, immédiatement repérables sur le panorama d'ensemble du delta (Fig. 4.3). Ils sont principalement localisés au sommet des SU1 à SU3. L'épaisseur maximale est atteinte au sommet de SU1 avec une puissance de 4 m (Fig. 4.7.b). L'organisation de ces faciès fins est illustrée par le log de la figure 4.7.b (T1b sur la figure 4.6.b) qui a été levé entre les SU1 et 2 sur la zone 2 de la coupe. Ce log montre globalement une grano-croissance depuis des faciès arénitiques à silteux (S1, S3, F2, etc.) à la base vers des faciès conglomératiques (G1a, G1c) au sommet. Le contact entre le banc de G1a et celui de G1c définit une surface stratigraphique clé (KSS, *cf.* Chapitre 5). Ce contact peut être non-érosif à légèrement érosif.

Les siltites du faciès F3b, qui représentent moins de 5% de T1, se trouvent dans les intervalles de moindre résistance au sommet des SU1 à SU3 (Figs 4.7.a et b). Localement, une alternance entre F3b et S1 a été observée avec des bancs de faciès S1, qui peuvent être intensément bioturbés (Fig. 4.9.a). Le faciès F3b (Tab. 4.3) présente des glébules (Fig. 4.9.b).

Les 63 mesures de paléocourants, prises dans cette association majoritairement le long de la coupe de la rivière Kerinitis, indiquent une direction d'écoulement moyen vers N027°E (Fig. 4.10.a).

- **Interprétation en terme de processus et d'environnement de dépôt (Tab. 4.5) :**

L'ensemble des caractéristiques décrites précédemment montre que beaucoup de processus sédimentaires sont actifs dans T1. Ces processus sont le transport de la charge de fond, le transport par traction, ainsi que par suspension. Les bancs bioturbés du faciès S1, ainsi que dans le faciès F3b (Tab. 4.3), la présence d'horizon à glébules (Fig. 4.9.b) et de traces de racines, indiquent le développement de paléosols qui restent cependant immatures et rares. F3b et S1 sont interprétés comme des faciès constitutifs de dépôt de plaine d'inondation en environnement fluviatile. Les dépôts de plaine d'inondation sont très peu représentés, ce qui témoigne du caractère mobile des chenaux. Ainsi, le faible potentiel de préservation des faciès de plaine d'inondation est à mettre en relation avec des facteurs autocycliques (intense divagation des chenaux, dominés par un remplissage conglomératique), voire même allocycliques (contexte tectonique actif).

La sous-association de faciès T1 représente la partie subaérienne du delta. Les caractéristiques des chenaux, qui se développent au sommet de SU5 et de SU6, ainsi que dans SU9, permettent de les interpréter comme des chenaux fluviatiles de rivière en tresses dominées par les conglomérats. Les variations verticales de tailles de clastes dans le faciès G1c (Fig. 4.8) indiquent des variations d'énergie de l'écoulement. En effet, localement peuvent apparaître des horizons de clastes mieux triés et de granulométrie plus faible, situés au-dessus de zones à clastes très mal triés. Cette configuration peut indiquer une baisse d'énergie du cours d'eau, mais également des changements de l'activité des chenaux. L'horizon de galets bien triés peut signifier un abandon de sommet de barre par déplacement du chenal actif. Le faciès F4a (Tab. 4.3) qui n'est identifié que dans l'association de faciès de topset, représenterait les drapages de boue («mud drapes») qui se retrouvent localement dans les sédiments de rivière en tresses à dominante sableuse ou conglomératique. Les drapages de boue sont assimilés aux dépôts qui se mettent en place dans les zones d'eau stagnante pendant les périodes de «low-stage channel abandonment» (lithofaciès «Fm», Miall, 1996).

Le modèle «Gravel-bed braided with sediment-gravity-flow deposits» (p. 206 à 208 *in* Miall, 1996) est le modèle de rivière qui se rapproche le plus des enchaînements de faciès visibles sur la figure 4.7.c. Sur les huit faciès qui composent ce modèle, quatre sont semblables aux faciès G1d, G1a, S3 et F4a. Ce modèle de faciès consiste en la superposition de bancs de conglomérats à base localement très érosives où s'intercalent parfois des bancs arénitiques et/ou de minces horizons argileux. Les bancs conglomératiques représenteraient des dépôts de «debris flow», ainsi que des chenaux d'écoulement fluviatiles («stream flow channel»). Pourtant, cette séquence idéale est interprétée par Miall (1996) comme un environnement de cône alluvial. Ici, le faciès G1d est interprété comme le résultat d'un dépôt par «clast-rich debris flow» et le faciès G2 comme le résultat d'un dépôt par «sediment gravity flow» et plus particulièrement de «debris flow» (Tab. 4.1). Ces deux faciès sont présents sur le log de la figure 4.7.c. Cela pourrait signifier qu'épisodiquement, s'enregistrent dans la séquence sédimentaire fluviatile, des coulées gravitaires en provenance d'un cône alluvial. Cet édifice alluvial a du être actif en partie proximale de topset. Cette configuration, avec un appareil alluvial nourricier est classique dans les bassins sédimentaires de type «rift» (Gawthorpe & Colella, 1990).

Les faciès arénitiques sont transportés dans les environnements fluviatiles, par des courants tractifs (Miall, 1996). Les sédiments silto-argileux résultent du dépôt des particules en suspension en dehors des chenaux actifs. Les dépôts de siltite et d'argilite indiquent donc un environnement de plaine d'inondation, de chenaux abandonnés ou de chenaux actifs pendant les périodes d'étiage (Miall, 1996).

4.4.1.2. Sous-association de faciès «T2» : le Membre calcaire d'Aghios Andreas

Trois affleurements du Membre calcaire d'Aghios Andreas existent sur l'ensemble de l'édifice deltaïque. Ils sont situés tous les trois sous la surface stratigraphique KSS5, au sommet de SU3 (Fig. 4.3 ; *cf.* Chapitre 5, Figs 5.8 et 5.13.a). Les différents faciès, qui constituent ce Membre calcaire (Tab. 4.5), ont été définis à partir de l'affleurement le plus complet et le plus continu (Fig. 4.11). Ils sont au nombre de six : G1a, G3, S1, M1(1), M1(2) et M2(1). Les faciès G3, M1(1), M1(2) et M1(2) sont propres à T2. Les deux sous-faciès de M1 et M2(1) sont volumétriquement dominants. Il sera également fait référence à un second affleurement situé à environ 100 m au Nord-Ouest (Fig. 4.12). L'affleurement principal se repère assez aisément dans la falaise car il présente un aspect blanchâtre, ce qui contraste bien avec la couleur brun clair des conglomérats environnants. Il est possible de réaliser des corrélations entre les deux principaux affleurements du Membre calcaire (Fig. 4.12). Le second affleurement se situe en-dessous de l'association de faciès de prodelta (en zone 2E).

Description stratonomique : Le Membre calcaire d'Aghios Andreas est situé au sommet de SU3 sous KSS5, sur la zone 3 (Fig. 4.2.a et Figs 5.8, 5.9.b pour la position stratigraphique et son allure générale). Il est totalement tronqué par KSS5 (Fig. 4.11.b). Dans le détail, au sommet du Membre, KSS5 n'est pas plane, mais elle est définie localement par une succession de creux et de bosses d'environ 30 à 50 cm. KSS5 préserve ou surcreuse localement le Membre calcaire. Les foresets de SU7 viennent en «downlap» sur KSS5. On rappelle que KSS5 érode vers l'ENE jusqu'au sommet de SU2 (Figs 4.3 et 5.8). Le Membre calcaire, sur l'affleurement principal, fait au maximum 15,4 m d'épaisseur pour environ 75 m de long. Il est composé de trois parties nommées b, c et d (Figs 4.11.a et b).

La **partie «b»** repose en concordance sur la sous-association de faciès de topset T1 (T1 est représentée par le faciès G1c, correspondant à la **partie «a»**, Fig. 4.11.b). Elle a une épaisseur décimétrique. La **partie «c»** d'une épaisseur de 5,2 m présente un litage plan horizontal délimitant des bancs de 70 à 90 cm d'épaisseur, d'aspect massif qui peuvent se suivre latéralement. Des bancs ondulants à noduleux (entre 4 et 5 m sur le log de la Fig. 4.11.a) peuvent s'intercaler entre ces bancs massifs. Bien que très visible sur la moitié Ouest de l'affleurement, ce litage peut disparaître localement. Une stratodécroissance s'observe à l'échelle de l'affleurement entre les parties «c» et «d» (Fig. 4.11.b). La **partie «d»** d'une épaisseur d'environ 10 m se subdivise en trois sous-parties appelées d1, d2 et d3 (Fig. 4.11.a). La **sous-partie d1**, épaisse de 1,5 m présente un litage plan horizontal délimitant des bancs de 40 à 60 cm. La sous-partie d2 d'une épaisseur d'environ 5,50 m est constituée par un «agglomérat» de sphéroïdes. Ces sphères sont mieux exprimées dans la partie supérieure. Sur les 3 m supérieurs, les sphères de même taille peuvent localement former des masses homogènes de 20 à 25 cm de diamètre. Latéralement à la **sous-partie d2** et vers l'Ouest apparaît un litage fruste délimitant des bancs de 50 cm qui, localement, peuvent se subdiviser en bancs d'environ 10 cm (ces bancs restant moins épais que dans la partie «c»). La **sous-partie d3** est à nouveau constituée, sur environ 2 m à la base, de sphères agglomérées de 5 à 10 cm de diamètre avec un litage fruste. Au sommet (sur 1 m) se trouvent deux bancs de respectivement 40 et 50 cm, constitués de sphères plus aplaties. Pour cette sous-partie, il n'y a pas de passage latéral à une forme litée. Sur l'affleurement principal du Membre calcaire, la partie à sphéroïdes est constituée de sphères d'aspect extérieur assez lisse (Fig. 4.11.a).

Sur le second affleurement du Membre calcaire (Figs 4.12.a et 5.13.b), seule la partie stratiforme est préservée. Elle est constituée par des bancs de 20 cm à 1,6 m.

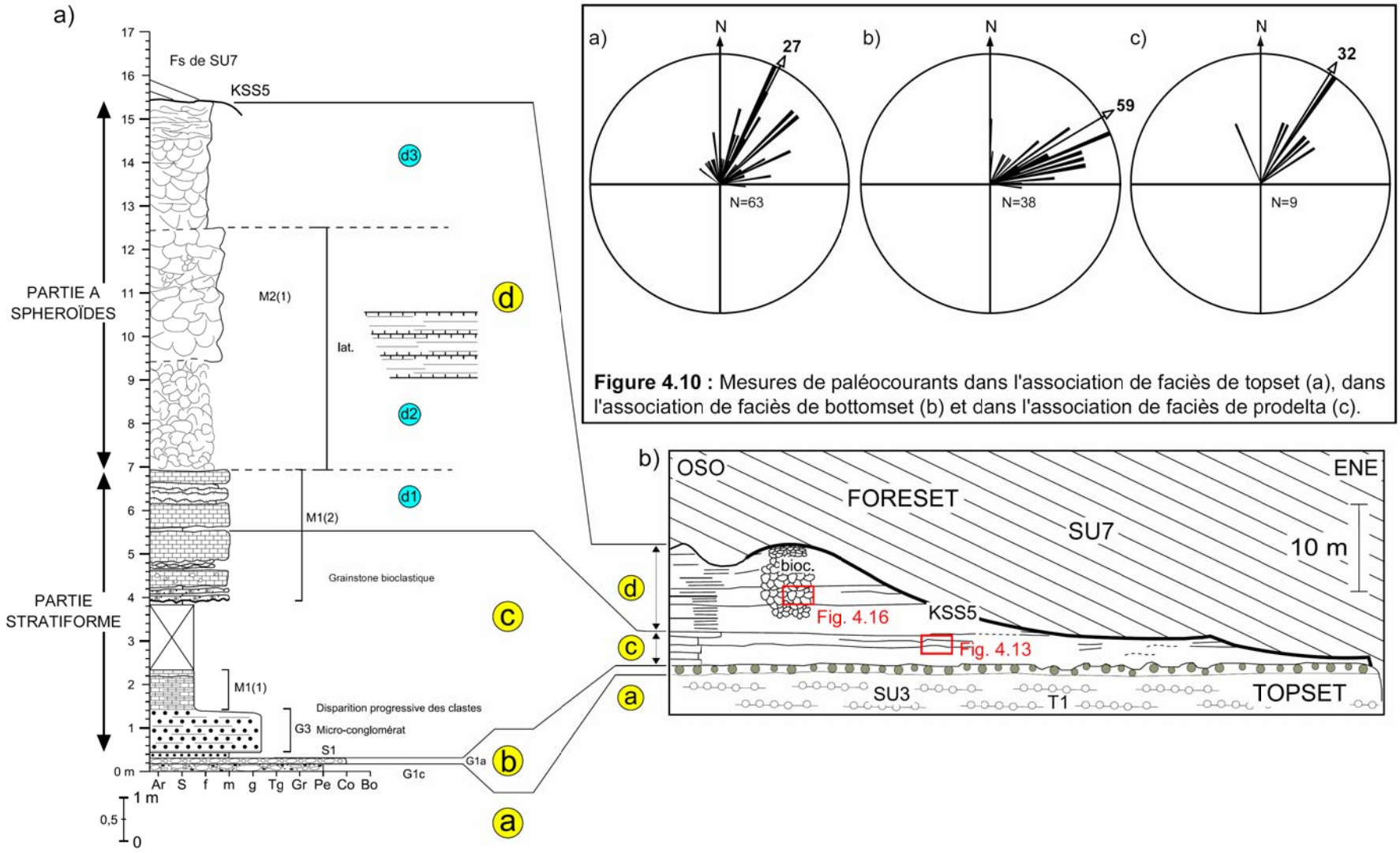


Figure 4.10 : Mesures de paléocourants dans l'association de faciès de topset (a), dans l'association de faciès de bottomset (b) et dans l'association de faciès de prodelta (c).

Figure 4.11 : Le Membre calcaire d'Aghios Andreas : stratotype lithostratigraphique. a) Log de définition de T2. b) Affleurement principal de T2. Les positions des figures 4.13 et 4.16 illustrant les faciès M1(1) et M2(1) sont indiquées. Le log de la figure (a) est localisé en "T2" sur la figure 4.6.b. Abréviations : Bioc. = bioconstructions, T1 = sous-association de faciès de topset T1, Fs = association de faciès de foreset, lat. = latéralement.

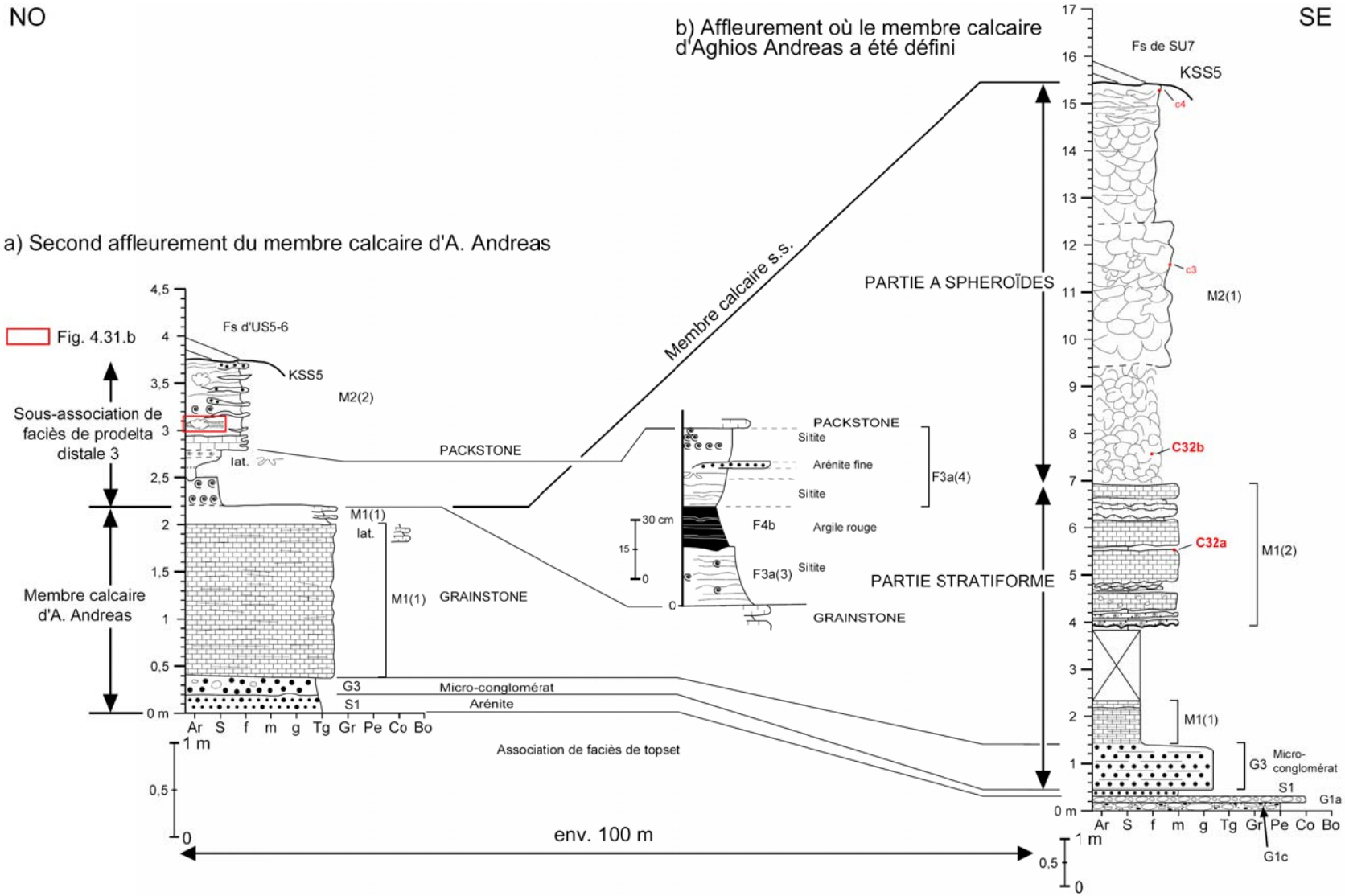


Figure 4.12 : Corrélations entre les deux affleurements du Membre calcaire d'A. Andreas. a) Second affleurement, localisé sur les figures 5.13.a et b. La figure 4.31.b est localisée par le cadre rouge. Le log de la sous-association de faciès de prodeta distale 3 est illustré et sa position est donnée par la figure 4.31.a. b) Affleurement principal localisé au niveau de "T2" sur la figure 4.6.b et sur les figures 5.8, 5.9.b.

Description lithologique : La **partie «b»** est constituée par un conglomérat formé d'un alignement de clastes de 12 à 14 cm de diamètre, bien triés et émoussés (faciès G1a, Tab. 4.1 et Fig. 4.11.b), reposant sur le faciès G1c (Fig. 4.11). Cet horizon est latéralement continu et peut être suivi tout le long de la base de l'affleurement (sur 75 m).
La **partie «c»** est composée des faciès S1, G3 et M1(1), (Fig. 4.11.a). Ces mêmes faciès se retrouvent sur le second affleurement (Fig. 4.12.a). Des corrélations peuvent donc être réalisées entre les bancs de ces différents faciès, dans la partie stratiforme, entre l'affleurement principal et le second affleurement (Fig. 4.12).

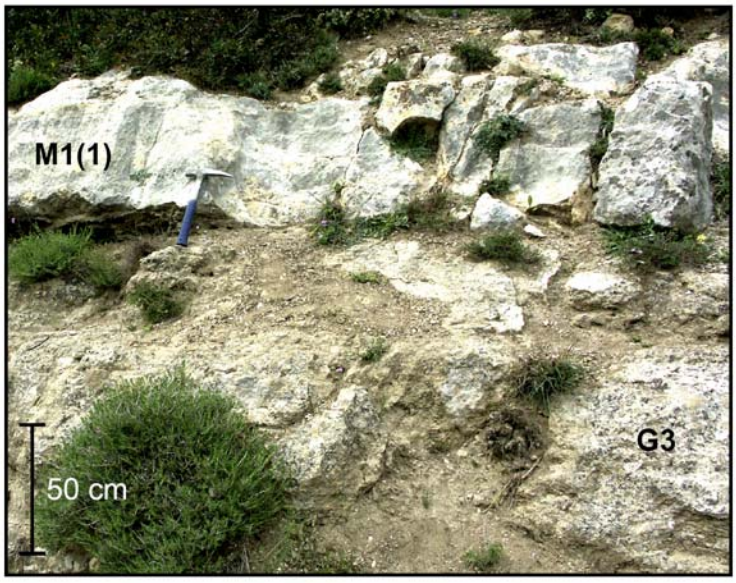


Figure 4.13 : Faciès M1(1) formé de bancs de grainstone bioclastique et faciès G3, constituant la partie litée du Membre calcaire. Cette figure est localisée sur la figure 4.11.b.

Le faciès M1(1) présente des bioclastes parfois visibles à l'œil nu, qui sont soit des gastéropodes (d'environ 2 mm de long jusqu'à 2 cm), soit des bivalves (d'environ 2-3 mm).

L'étude de lames minces permet de confirmer que le faciès M1(1) est bien un grainstone (Tab. 4.4, Fig. 4.13) où les éléments figurés sont soit des bioclastes, soit des lithoclastes. L'étude microscopique permet de préciser la nature des lithoclastes. Il s'agit :

- de clastes de radiolarites présentant des radiolaires recristallisés (de 50 à 200 µm de diamètre) ;
- de clastes polycristallins (grès argileux) ou éléments volcaniques altérés présentant souvent un feutrage argileux ;
- de cristaux de quartz de 100 µm ou plus grands parfois inclus dans de la micrite ;
- de clastes de micrite parfois fissurés avec recristallisation dans les fissures.

Cette composition d'extraclastes issus des formations du pré-rift correspond en partie à celle de la zone du Pinde (Sébrier, 1977) : des radiolarites intercalées dans des calcaires du Trias supérieur, Lias et Crétacé supérieur, et des «flyschs» Crétacé supérieur-Eocène. Les radiolarites datant du Malm-Dogger sont aussi mentionnées dans la zone frontale des écailles du Pinde (Fleury, 1980). Les coulées volcaniques dateraient, quant à elles, du Trias moyen (Fleury, 1980).

Les bioclastes sont représentés par :

- des algues rouges dont certains fragments de thalles, formés de micrite pourraient appartenir à deux espèces d'algues rouges corallinacées : *Lithothamnion* (p. 415 *in* Flügel, 2004) et *Lithophyllum* (p. 415 *in* Flügel, 2004 et fig. 8 *in* Portman *et al*., 2005 ; forme du thalle, fig. 4B *in* Kershaw & Guo, 2003).

Lithothamnion peut être reconnu grâce aux structures allongées disposées côte à côte (Fig. 4.14) dont les parois sont formées de micrite à très petits cristaux et dont l'intérieur est constitué soit de micrite, soit de micro-sparite (Pl. 54/1, p. 415 *in* Flügel, 2004). Des loges de 5 µm de long, à parois orthogonales parfois discernables.

Lithophyllum a été identifié grâce aux thalles composés d'un alignement de cellules (50×15 µm, Fig. 4.15) légèrement arquées (Pl. 54/2, p. 415 *in* Flügel, 2004) terminées parfois par un renflement.

D'autres morphologies de fragments de thalles non identifiés peuvent être présentes.

- des ostracodes correspondant à de fines lamelles courbées remplies de micro-sparite de 900 µm de long et présentant de petits canaux caractéristiques (p. 544 *in* Flügel, 2004) ;
- des bivalves formés de micro-sparite ambrée et striée et présentant des micro-structures, qui correspondent à des épaississements localisés du bord de la coquille (p. 522 *in* Flügel, 2004).

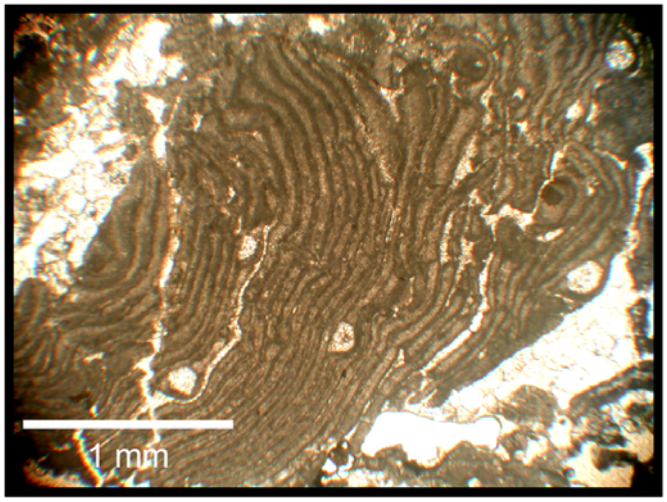


Figure 4.14 : Thalles de l'algue rouge corallinacée *Lithothamnion* (lame mince C32a, Fig. 4.12.b).

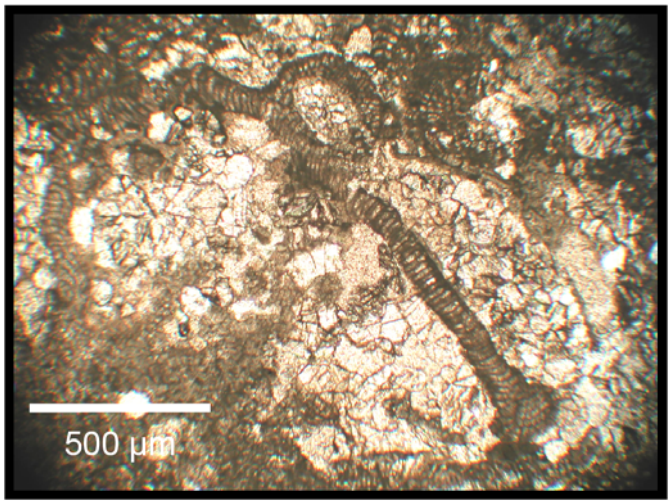


Figure 4.15 : Thalles de l'algue rouge corallinacée *Lithophyllum* (lame mince C32a, Fig. 4.12.b).

Les **sous-parties d1, d2 et d3** sont constituées par le faciès M2(1), (Figs 4.11.a, 4.16 et Tab. 4.4). L'aspect microscopique du faciès M2(1) (Fig. 4.17) est caractérisé par une partie inférieure constituée d'un grainstone et d'une partie supérieure constituée de lamines micritiques alternativement à très petits cristaux (sombre) et plus gros cristaux (clair). Les lamines sombres sont espacées d'environ 200 µm. Cette disposition évoque les structures stromatolitiques. La présence de thalles d'algues rouges corallinacées (*Lithophyllum,* Fig. 4.15) disposés parallèlement au bord de la partie encroûtée, laisse penser que la zone corticale encroûtante est formée par des algues rouges.
Le détail de la zone stromatolithique, depuis la zone de contact avec le grainstone vers l'extérieur, montre que les lamines se superposent tout d'abord d'une façon isopaque, reproduisant bien la forme du contour de la zone encroûtée, puis d'une façon anisopaque.



Figure 4.16 : Faciès M2(1) formé de bioconstructions micritiques sphéroïdes (localisé en Fig. 4.11.b).

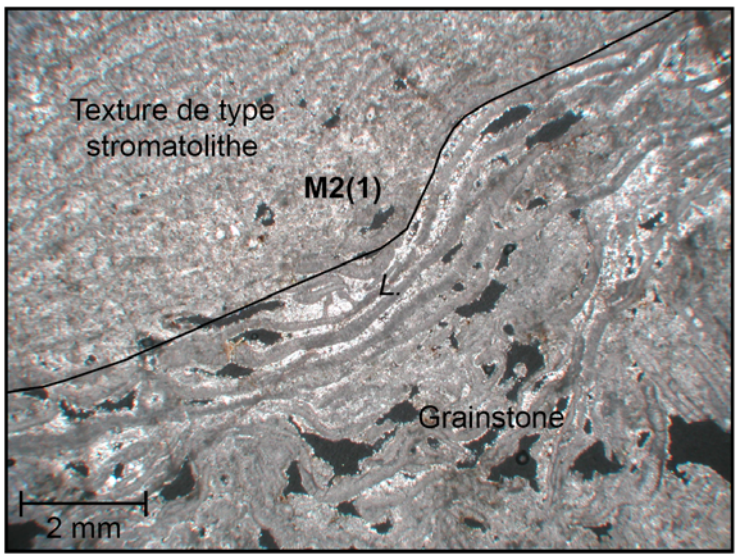


Figure 4.17 : Encroûtement algaire (*L* = *Lithophyllum*) à lamines micritiques concentriques autour d'un nucléus de grainstone à bioclastes d'algues rouges (lame mince C32b, Fig. 4.12.b).

- **Interprétation en terme de processus et d'environnement de dépôt (Tab. 4.5) :**

Le Membre calcaire s'est déposé sur la sous-association de faciès de topset T1 qui signe un milieu continental fluviatile (§ 4.4.1.1, Fig. 4.6.a et Tab. 4.5). Des carbonates superposés à des bancs de la sous-association de faciès de topset fluviatile (T1) est une configuration connue dans les édifices deltaïques (Weimer, 1978 ; Coleman, 1981 ; Galloway & Hobday, 1983 ; Giosan & Bhattacharya, 2005).

Collinson & Thompson (1982), ainsi que Bourgeois & Leithold (1984), indiquent que les conglomérats de plage sont souvent très bien triés et que leurs clastes sont bien émoussés. Par conséquent, le banc conglomératique de la partie «b» qui offre les mêmes caractéristiques, représente un cordon de plage (Fig. 4.11.b).

Les algues rouges corallinacées sont un groupe exclusivement marin (p. 412 *in* Flügel, 2004 ; Portman *et al*., 2005) vivant dans des eaux à salinité normale («normal marine euhaline»), à salinité de 30 à 40‰ (p. 618 *in* Flügel, 2004) ou dans des eaux saumâtres («marine brackish-restricted marine-brackyhaline»), à salinité de 18 à 30‰ (Flügel, 2004), sans toutefois atteindre les limites de 18‰ et de 40‰. Richter & Ott (1979) proposent que les algues corallinacées trouvées dans des formations pléistocènes de l'isthme de Corinthe feraient partie d'une flore d'eau saumâtre. Parmi la division des *Rhodophyta*, la famille des *Corallinaceae* se rencontre habituellement dans des milieux à haute énergie (Barattolo, 1991). Le fait d'avoir des clastes d'algues rouges corallinacées dans les bancs micro-conglomératiques (faciès G3) et calcaires (faciès M1(1)) indique que le Membre calcaire s'est probablement mis en place en eau salée pendant une période de très faible apport silico-clastique. Le Membre calcaire s'est déposé près du topset breakpoint (Fig. 4.6.a). Les algues rouges corallinacées ne sont indicatrices ni de profondeur, ni de température ou de gamme de salinité précise. De plus, les bancs de faciès G3 et M1(1) de la base de la partie «c» sont indicateurs d'un milieu marin à haute énergie (Tab. 4.5).

En résumé, vu la succession verticale observée (passage d'un milieu continental à un milieu marin agité) ainsi que les caractéristiques des faciès, qui composent l'association de faciès du Membre calcaire, ce dernier est le témoin d'un épisode transgressif. Le second affleurement du Membre calcaire se situe sous une association de faciès de prodelta (Fig. 4.12.a). Cela indique donc une augmentation abrupte de la tranche d'eau après la mise en place du Membre calcaire (Chapitre 5 et Fig. 5.12.a).

La partie stratiforme du Membre calcaire, constituée des faciès G3 et M1, signe un milieu à haute énergie. D'après Bosence (1991), les milieux (de type «reef») à haute énergie sont caractérisés par un réseau dense formé par, entre autres, l'algue rouge corallinacée *Lithophyllum*. Ici, le milieu serait agité jusqu'au dépôt de la sous-partie d1 incluse.

Dès la base de la sous-partie d2, l'environnement deviendrait plus favorable à une mise en place de bioconstructions de type stromatolithique. Dans la sous-partie d2, le passage latéral d'une zone bioconstruite à une zone stratiforme indique que l'édification de la bioconstruction est contemporaine de la sédimentation environnante, associée à un apport clastique réduit (Dorsey *et al.*, 1995 ; Gupta *et al*., 1999 ; Garcia-Garcia *et al*., 2006).

Golubic (1991) indique que l'environnement influe physiquement sur la forme des stromatolites. Hoffman (1967) suggère que la forme des stromatolites peut être reliée aux paléocourants. Ainsi, vu que les lamines stromatolithiques (Fig. 4.17) ne sont pas disposées toujours de façon identique, il peut être suggéré que l'énergie du milieu a pu varier pendant le dépôt des horizons de faciès M2(1).

D'après la succession stratigraphique de SU3 (Figs 5.8 et 5.9), le second affleurement du Membre calcaire montre que l'association de faciès de prodelta se trouve superposée au Membre calcaire. L'association de faciès de prodelta signe un milieu plus profond et plus distal que le Membre calcaire. Par conséquent, après le dépôt du Membre calcaire, on assiste à un ennoyage associé à une migration vers le pôle proximal («landward shift») de l'édifice deltaïque. Ce phénomène pourrait s'expliquer soit par un accroissement de la subsidence (jeu des failles), soit par une augmentation du niveau marin ou une combinaison des deux.

4.4.1.3. Sous-association de faciès «T3»

T3 est composé de six faciès (G1e(2), G1a, S1, S2, S3 et S4, Tab. 4.5). Le faciès G1e(2) est propre à cette sous-association (Tab. 4.1) et le faciès G1a est volumétriquement dominant.

- **Description de l'affleurement de référence (Figs 4.18 et 4.19) :** Cet affleurement orienté N-S n'a encore jamais été décrit. Le basculement d'origine tectonique est non négligeable, le pendage des couches (S_0) a été mesuré à N038E-13SE. Toutes les mesures de paléocourants ont donc été corrigées. Ce basculement peut provoquer une erreur d'estimation des pendages sédimentaires des litages obliques de mégarides, quand elles sont observées à distance. Un pendage semblable a été mis en évidence au sommet de SU7 (S_0 = N077E-18SE). Les plans de coupes peuvent changer le long d'un banc à obliques de mégarides. Des variations latérales de pendage des litages obliques peuvent alors être observées. Cet affleurement est en continuité avec l'affleurement NO-SE exposé par la suite et représente donc l'équivalent de celui décrit par Dart *et al*. (1994).

La **base** de l'affleurement est constituée par une alternance silto-arénitique, les bancs arénitiques pouvant contenir des clastes flottants (Fig. 4.19). Le **terme (a)** d'une épaisseur de 8,5 m présente une base très peu érosive (Figs 4.18.b et 4.19). Une granocroissance s'observe entre la moitié inférieure et la moitié supérieure (conglomérat très mal trié, faciès G1a, Fig. 4.18.a et Tab. 4.1). Le contact est plus ou moins bien visible et localement érosif. Il est marqué par une augmentation de la moyenne de la taille des clastes. La moitié inférieure présente un litage oblique de mégarides sigmoïdes à base tangentielle, qui progradent vers le N (Fig. 4.18.a). Les obliques sont constituées par une alternance entre conglomérats et arénites à lamines planes et parallèles (faciès G1e(2), Tab. 4.1 et Fig. 4.18.d). Les lamines peuvent être soulignées par des variations granulométriques. Des obliques conglomératiques peuvent se biseauter et passer latéralement à des arénites. Des litages obliques à dominante conglomératique, moins pentés, tronquent avec un angle faible le litage oblique sigmoïde vers le N (Fig. 4.18.c). Le sommet du terme (a) est creusé de chenaux peu profonds remplis par des arénites en bancs décimétriques. Les conglomérats du faciès G1e(2) présentent des litages obliques de mégarides à faible pendage, compris entre 6° et 18° avec une moyenne de 13° (valeur corrigée du basculement d'origine tectonique). Une alternance (**terme «b»**, Fig. 4.19) à dominante arénitique est constituée de bancs peu épais arénitiques (faciès S1 à S4) avec quelques bancs conglomératiques. Des litages obliques de mégarides peuvent localement se développer. Des bancs conglomératiques à base érosive (faciès G1a), d'une épaisseur d'environ 50 cm, composent le **terme (c)**. Le **terme (d)** présente un banc conglomératique massif à stratification horizontale fruste, identique à la partie supérieure du terme (a) et également creusé d'un chenal. Le **terme (e)** est formé par des bancs conglomératiques bien délimités avec des bases localement très érosives (Fig. 4.18.a).

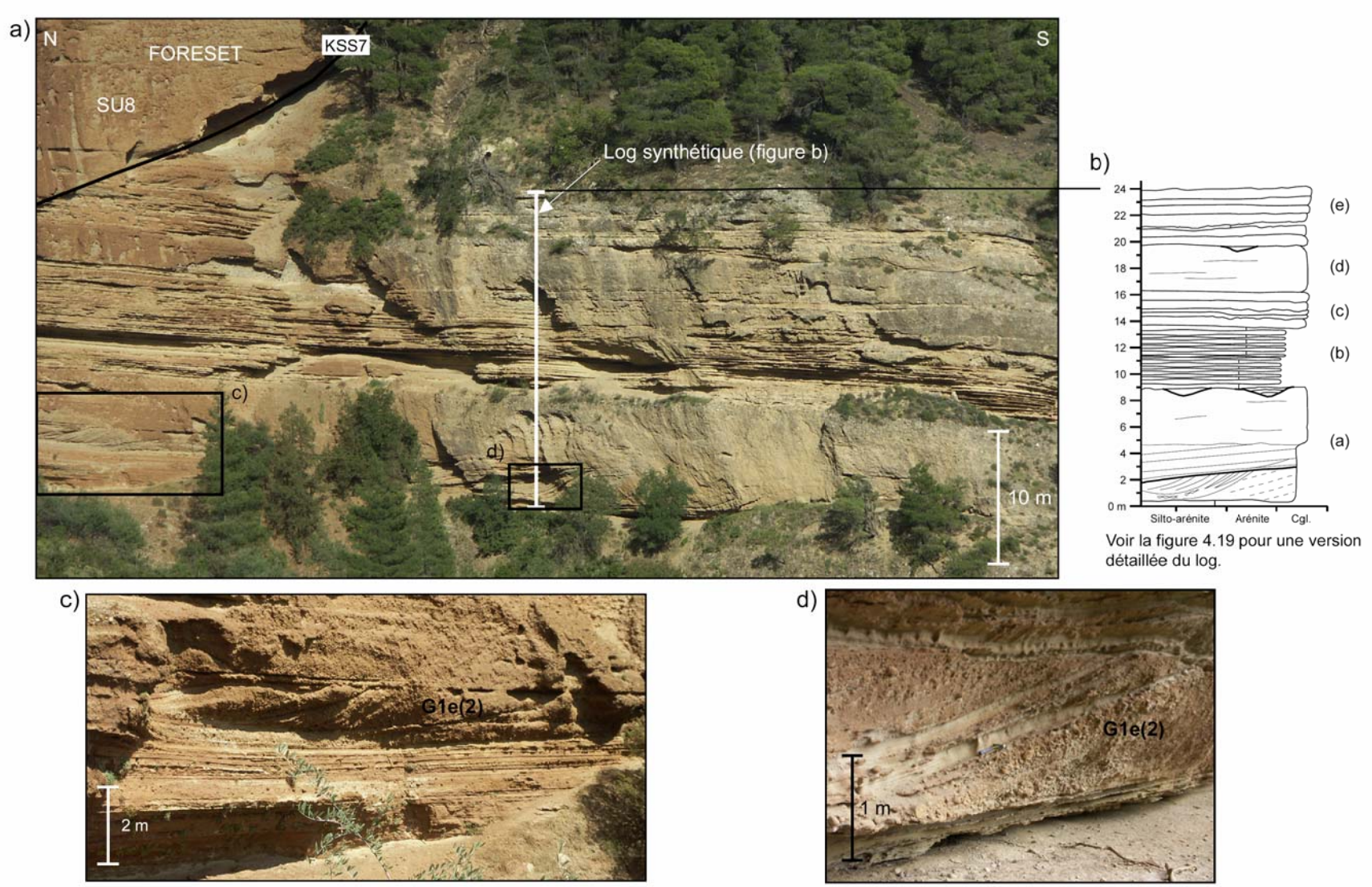


Figure 4.18 : Affleurement de référence (orientation N-S) de la sous-association de faciès de topset T3. a) Vue générale et position du log synthétique (Fig. b). Les figure c et d sont positionnées. L'affleurement est localisé en "T3" sur la figure 4.6.b. b) Log synthétique simplifié avec les différentes parties de la coupe notées (a) à (e). c) et d) Conglomérats à obliques de mégarides qui se tronquent localement (faciès G1e(2), Tab. 4.1), localisés sur la figure 4.19.

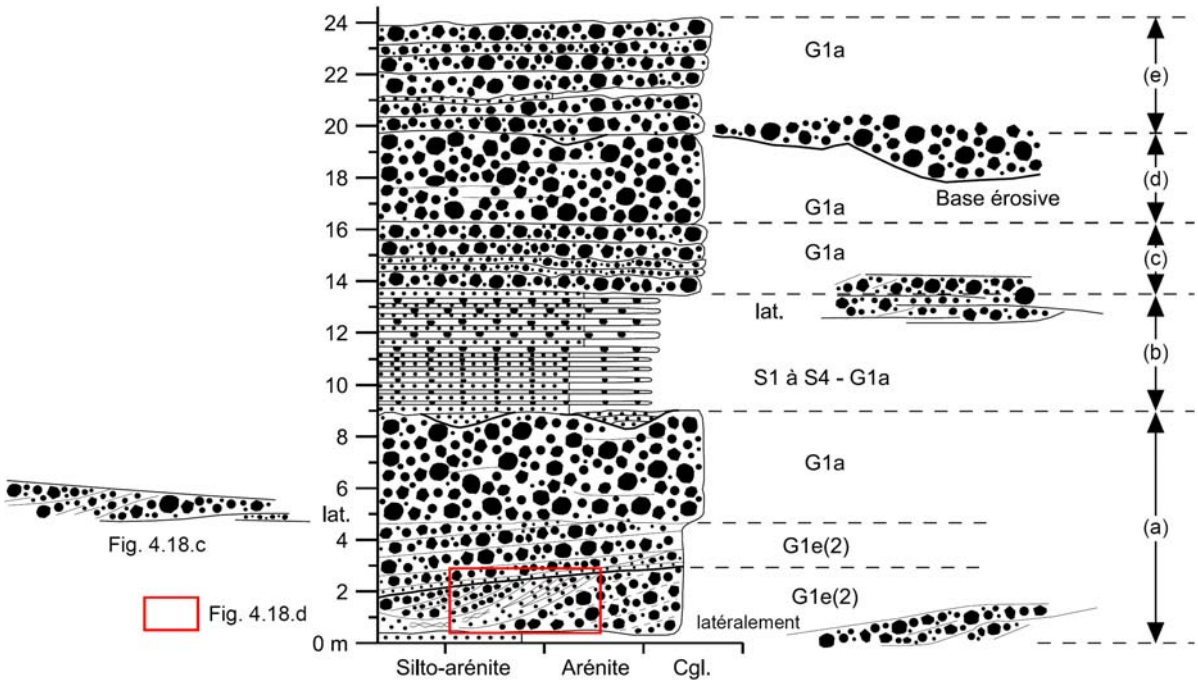


Figure 4.19 : Log synthétique de la sous-association de faciès de topset T3. Sa position est indiquée sur la figure 4.18.a. Le banc de conglomérat latéralement équivalent au conglomérat G1a (entre 4 et 6 m sur le log) est illustré en figure 4.18.c. La figure 4.18.d (faciès G1e(2)) est localisée.

Latéralement à la base du terme (a) se développe un banc conglomératique d'une épaisseur d'environ 50 cm (Figs 4.18.c et 4.19) à litage oblique plan de mégarides, qui varie latéralement de pendage en passant à un litage oblique à base tangentielle. Ce banc tronque des bancs sous-jacents de plus faible épaisseur.

Les mesures de paléocourants issues de rides et de litages obliques de mégarides indiquent des courants compris entre N001°E et N002°E.

- **Description de l'affleurement de Dart *et al.* (1994) :** L'affleurement orienté NO-SE est compris entre une surface plane et horizontale et la surface KSS7 et a une épaisseur totale estimée à 25 m (Fig. 5.13.b et 5.16). Il n'est pas accessible car situé en falaise. Une surface plane sépare des conglomérats à stratification fruste (faciès G1c) et l'affleurement faisant l'objet de la description qui va suivre (surface «a» sur les figures 5.16.a et b). Cet affleurement a déjà été étudié par Ori *et al*. (1991, *cf.* fig. 10) et par Dart *et al*. (1994, *cf.* «sequence 6», figs 6b et 8). Il est composé d'une **partie basale** représentant environ le tiers de l'épaisseur et d'une **partie sommitale** représentant les deux tiers restants. En comparant la figure 8 de Dart *et al*. (1994) et des photos de détail, réalisées dans le cadre de cette thèse, la surface plane et horizontale (surface «a») pourrait représenter le toit du faciès G1c. Au-dessus, repose une fine alternance arénitico-silteuse constituant la **base** de l'affleurement. Au-dessus de l'alternance arénitico-silteuse, reposent deux bancs conglomératiques. Le premier a une base plane et est d'épaisseur métrique. Ce banc présente un litage oblique de mégarides plan et peu penté. Il passe latéralement à une alternance arénitique (Fig. 5.16.a).

Ce banc se biseaute vers le SE. Le second banc conglomératique est d'épaisseur plurimétrique. Dans la partie inférieure, se développe un litage oblique plan de mégarides assez penté (Fig. 5.16.a), qui s'horizontalise progressivement latéralement vers le SE. La base de ce banc est localement érosive. Latéralement, la partie inférieure de ce banc conglomératique passe à une alternance arénitique. L'alternance arénitique est créée par des bancs de granulométrie différente. Les **deux tiers supérieurs** (partie sommitale) sont composés d'une alternance arénitique avec des bancs très fins conglomératiques (Fig. 5.16.a). Cette alternance s'affine latéralement par diminution de la taille des clastes. Les bancs de granulométrie supérieure, qui font saillie, disparaissent latéralement. La partie sommitale est formée par des bancs conglomératiques localement bien délimités avec des bases planes. Les premiers bancs au-dessus passent latéralement à des «pebbly sandstones» (ou des conglomérats de granulométrie inférieure) à litages obliques de mégarides peu pentés. Localement, au-dessus, des passages latéraux de faciès sont observables, mais plus difficiles à contraindre (alternance arénitico-conglomératique ?). Son **sommet** est recouvert de végétation.

- **Interprétation en terme de processus et d'environnement de dépôt (Tab. II-2.5) :**

Les bancs conglomératiques bien lités, non lenticulaires et latéralement continus, indiquent davantage une influence marine (Massari & Parea, 1990) qu'un environnement fluviatile (Bourgeois & Leithold, 1984). Le litage oblique à faible pendage, ainsi que les bancs conglomératiques aux limites franches et planes, sont indicateurs d'un environnement caractérisé par une interaction entre processus fluviatile et remobilisation d'origine marine (Leithold & Bourgeois, 1984). Reading & Collinson (1996) soutiennent que l'action des vagues peut réduire le pendage du litage oblique.

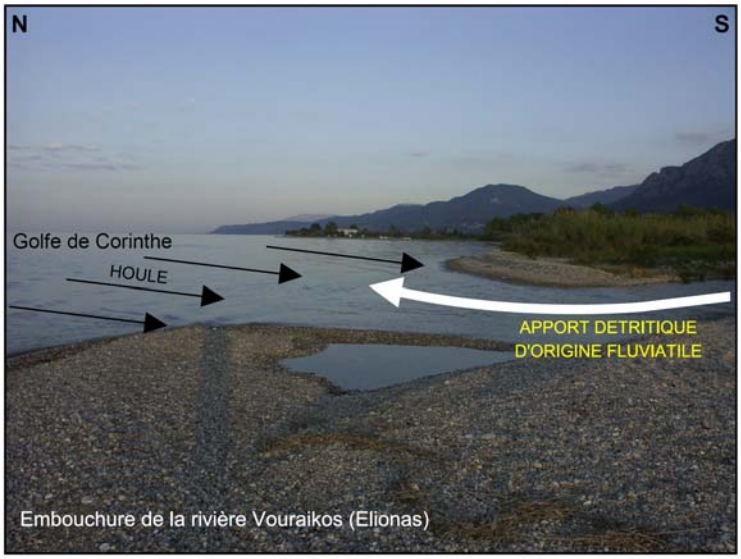


Figure 4.20 : Analogue actuel de la sous-association de faciès de topset T3. La photographie a été prise au Nord-Ouest de la ville de Diakopfto, sur les topsets du delta moderne de la rivière Vouraikos (Fig. 4.1 pour une localisation).

Le litage oblique de faible valeur et les bancs conglomératiques bien lités permettent d'interpréter T3 comme un environnement de transition entre le domaine fluviatile et le domaine marin (Tab. 4.5). T3 serait localisé dans la zone d'action des vagues («surf zone», Fig. 4.6.a).

C’est une zone que Wescott & Ethridge (1982), Postma (1984) et Colella (1988a, b) nomment «transition zone». Les dépôts sont principalement d’origine fluviatile (ce sont les rivières qui apportent les sédiments) mais ensuite ils sont remaniés par l’action des vagues. De par sa position au niveau du front du delta, T3 est très sensible aux variations du niveau marin relatif. T3 est séparé des conglomérats fluviatiles (faciès G1c, sous-association de faciès T1) sous-jacents par une surface plane.

La figure 4.20 illustre les conditions, ainsi que la localisation d’un analogue de la sous-association de faciès T3 à l’embouchure de l’actuelle rivière Vouraikos.

La «transition zone» telle que définie par Wescott & Ethridge (1982) correspond à une zone de remobilisation de sédiments sous l’action des vagues, qui peut s’effectuer sous 8 à 10 m de profondeur d’eau, au niveau de la zone de progradation active que représente le front du delta.

4.4.2. Association de faciès de foreset

- **Description :** Cette association est composée de trois faciès uniquement conglomératiques : G1a, G1b et G1d (Tab. 4.5). Le faciès G1b, spécifique à cette association, est volumétriquement dominant. C’est l’association la moins diversifiée en terme de nombre de faciès et de diversité de structures sédimentaires.

Le pendage sédimentaire de l’ordre de 25° est l’élément qui caractérise avant tout cette association (Figs 4.21 et 4.22). La hauteur des foresets donne une indication sur la paléobathymétrie moyenne. Cette dernière peut atteindre des valeurs de 350 m.

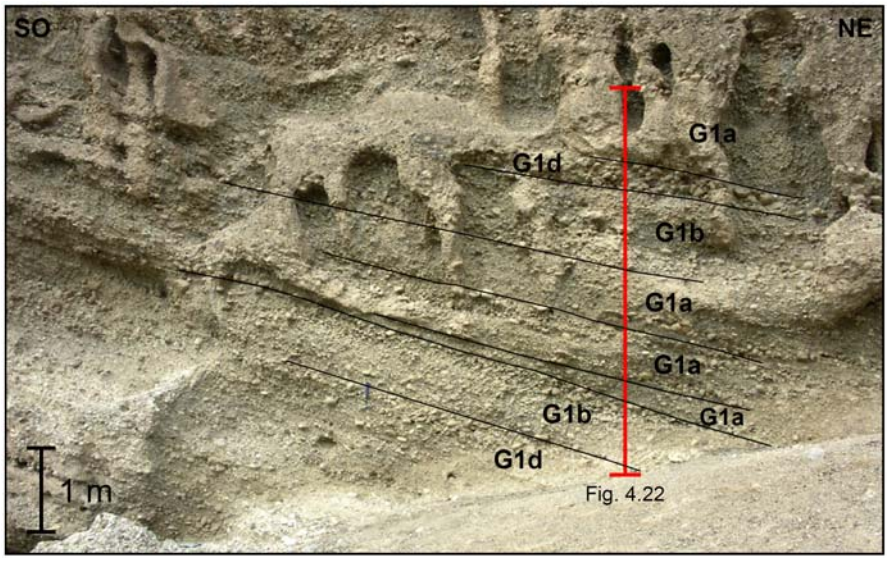


Figure 4.21 : Association de faciès de foreset et position du log (Fig. 4.22) dans les foresets de SU7-SU8. La figure est localisée au niveau de «Fs» de la figure 4.6.b.

La stratification (Fig. 4.21) bien visible à toutes les échelles est bien mieux marquée que dans l’association de faciès de topset. Elle est soulignée, soit par des horizons de texture «open-framework» (Fig. 4.23), soit par des horizons de clastes d’une classe granulométrique supérieure à la moyenne du faciès, soit par des horizons à clastes mieux triés (Fig. 4.22).

La texture «open-framework», correspondant à une situation où les clastes sont jointifs avec une quasi-absence de matrice, est très commune dans les bancs de foresets (Hwang & Chough, 1990 ; Massari & Parea, 1990 ; Rohais *et al*., 2008).

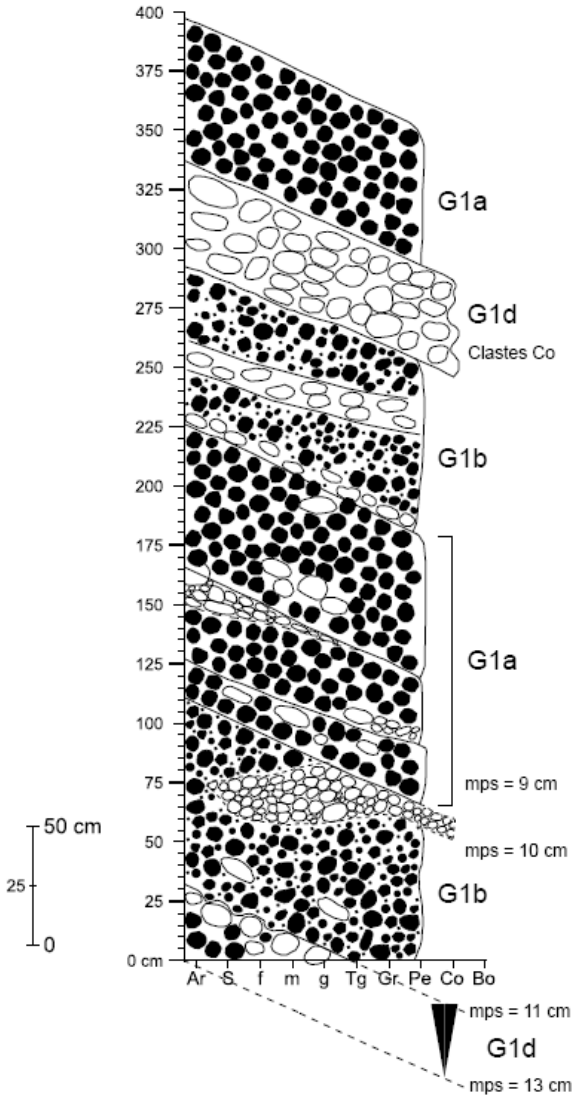


Figure 4.22 : Log de référence de l'association de faciès de foreset. Le pendage sédimentaire est de l'ordre de 25°. Ces derniers sont inclinés tels que sur l'affleurement, mais le log a été levé orthogonalement aux limites de bancs, afin d'avoir les épaisseurs réelles.

Dans SU7-8, les bancs de foreset présentent des bases localement chenalisées. Certains bancs peuvent être slumpés (SU6, Fig. 5.14.b). Une structure de type «backset bedding» a été identifiée en falaise dans SU9 (zone 3 de la coupe, Figs 4.2.a et 5.19). La structure a une longueur d'environ 150 m pour une épaisseur vraie (orthogonale aux couches) d'environ 30 m. Elle consiste en des bancs de foreset dont le pendage apparent se fait vers le NE en partie inférieure de structure. Cette valeur diminue vers le haut, pour présenter un pendage vers le SO dans la partie supérieure. Ce pendage apparent vers le SO, augmente vers le sommet de la structure. Les bancs de foresets viennent en onlap sur une surface basale.

Cette surface devient sub-horizontale vers le NE. L'épaisseur des bancs de cette structure augmente en direction de cette surface.

Localement, les foresets de SU7 qui viennent en «downlap» sur KSS5 (début de la zone 3 de la coupe, à l'endroit où KSS5 présente un profil en «marche d'escalier», Fig. 5.8) contiennent un méga-claste constitué de l'association de faciès de prodelta (*cf.* § 4.4.4).



Figure 4.23 : Texture «open-framework» dans l'association de faciès de foreset de SU8 en zone 2E (Fig. 5.3.b).

Ce méga-claste (2 m de hauteur pour 4 m de longueur environ) est identifiable dans les bancs de foresets par sa lithologie et par le fait que les foresets se trouvant au-dessus, viennent en downlap sur son sommet.

De nombreuses mesures (103) de directions de progradation, majoritairement prises sur la coupe naturelle, orientée SO-NE (Fig. 4.3), indiquent une direction moyenne de N042°E avec un pendage moyen de 25° (Fig. 4.2.b). La direction de progradation moyenne vers le NE représente en réalité une valeur biaisée par les caractéristiques de l'affleurement.

- **Interprétation en terme de processus et d'environnement de dépôt (Tab. 4.5) :**

Les bases chenalisées sont dues à des changements de directions de progradation des bancs de foresets.

La structure en «backset bedding», visible dans SU9, se met en place pendant que les sédiments sont encore non consolidés. Les variations de pendage des strates qui forment le «backset» en témoignent. La mise en place de cette structure pourrait se faire en une seule étape : les foresets déposés glissent le long de la surface basale. Les foresets qui se mettent en place par la suite, présentant localement des géométries en «downlap», scellent la structure. Néanmoins, l'épaississement des strates de foreset vers la surface basale (Fig. 5.19) suggère que le glissement n'a pas été un évènement instantané, mais qu'il ait pu avoir été enregistré par la sédimentation (glissement progressif). Dart *et al*. (1994) décrivent et qualifient cette structure de «rollover anticline» Cependant, aucune faille ne limite cette structure permettant d'attribuer une origine tectonique à cette déformation syn-sédimentaire. Ori *et al.* (1991) suggèrent que cette structure représente un remplissage de niche de décollement.

Pourtant, les auteurs proposent une mise en place de cette structure par une migration vers l'amont de surfaces de glissement. La mise en place de ce type de structure peut être causée par des secousses sismiques (Uličný, 2001, Ori *et al*., 1991). Uličný (2001) propose que ce genre de structure résulte, soit d'un phénomène de charge dû au poids lié à l'accumulation des foresets («slope failure»), soit induit par des phénomènes de liquéfaction. Nemec (1990a) interprète le «backset bedding» comme un ressaut hydraulique qui se développe quand le flot de sédiments rencontre un obstacle tel qu'un «debris-flow» dans la pente («frozen debris-flow»). Les deux types d'instabilités gravitaires que sont les slumps et les «backset bedding» ont été largement identifiés au niveau du front de divers types de deltas (Dingle, 1977 ; Massari & Parea, 1990 ; Nemec, 1990a ; Ori *et al*., 1991 ; Dart *et al*., 1994 ; Massari, 1996 ; Uličný, 2001 ; McConnico & Basset, 2007 ; Longhitano, 2008).

La pente prononcée, qui correspond à un pendage sédimentaire dans le cas du delta de Kerinitis, provient des avalanches sous-marines de sédiments (Colella, 1988b). Une fois que la pente est créée, les phénomènes d'avalanche qui se succèdent ont tendance à entretenir cette pente.

Les bancs de foresets sont de texture clast-support et pauvres en matrice. Cette texture peut être expliquée de deux façons différentes qui ne sont pas indépendantes :

(1) l'apport sédimentaire de la rivière Kerinitis est très riche en fraction grossière par rapport à la fraction fine,

et/ou

(2) il s'opère un tri granulométrique au niveau de l'embouchure de la rivière entre la fraction grossière et la fraction fine (*cf*. § 3.4). La fraction grossière (essentiellement des sables et graviers) nourrit les foresets, et la fraction fine (silts et argiles) va alimenter les bancs de prodelta. Les bancs de bottomsets, ayant par définition une position intermédiaire entre foreset et prodelta, recueillent un mélange entre conglomérat et arénite.

Bien que les bancs de foreset soient dominés par les conglomérats, localement peuvent apparaître des horizons formés d'une très faible fraction arénitique montrant des variations dans l'apport sédimentaire et/ou la compétence du courant. La nature de l'apport sédimentaire est un facteur prépondérant, quel que soit le cas de figure distingué ci-dessus.

A partir de l'étude des séries pliocènes (bassin de Crati, mer Ionienne, Italie) dans un contexte semblable au Golfe de Corinthe, Colella *et al*. (1987) proposent une explication semblable pour la formation de bancs de foresets de Gilbert-deltas dominés par des sédiments grossiers et très pauvres en argile. Ils proposent que la protection du bassin des courants (due à sa morphologie) empêche un mélange trop rapide des eaux afférentes et des eaux du bassin. La protection du bassin, ainsi que la quasi absence de marées, évitent l'arrivée de sédiments fins d'origine marine.

Suivant le niveau d'eau de la rivière Kerinitis, l'alimentation des bancs de foresets peut se faire de deux façons :

(1) Pendant les périodes de crue, l'hydrodynamisme est fort et la charge sédimentaire de la rivière est importante. Dans ce cas, les sédiments grossiers constituant la charge de fond de la rivière passent directement des topsets aux foresets. Les processus de «bed-load gravity sliding» peuvent s'opérer jusqu'à la base des foresets, inhibant la formation des bottomsets tangentiels (Colella *et al*., 1987). Ceci montre qu'un courant continu depuis les topsets vers les foresets peut exister pendant les périodes de crue (Orton & Reading, 1993).

(2) Pendant les périodes d'étiage, l'hydrodynamisme de la rivière n'étant pas suffisant, le cours d'eau aurait tendance à accumuler des sédiments au niveau de la rupture de pente. L'accumulation, en augmentant, deviendrait instable et provoquerait un glissement gravitaire, alimentant les foresets. Il y aurait donc un découplage entre l'apport fluviatile et le nourrissage des foresets.

Dans leur description des panaches hyperpycnaux, Mulder & Syvitski (1995) proposent deux origines possibles qui correspondent à ce qui est proposé pour le delta de Kerinitis :
- la rivière en crue entrant dans le bassin marin formerait un panache hyperpycnal car sa concentration serait plus élevée que celle de l'eau de mer du bassin de réception,
- les phénomènes d'accumulation sédimentaire, suivie de rupture au niveau du front du delta, généreraient des panaches hyperpycnaux sous des conditions de fort apport sédimentaire.
Pour le delta de Kerinitis, la plus grande part de l'alimentation des foresets doit se faire par glissements gravitaires. Le phénomène de crue n'est responsable que d'une faible partie de l'alimentation sédimentaire car c'est un phénomène épisodique.

En résumé, l'association de faciès de foreset est dominée par des processus gravitaires. Plus précisément, ce sont des phénomènes d'avalanches subaquatiques d'origine gravitaire qui entretiennent et qui sont entretenus par la pente du front du delta. Le front du delta est caractérisé par des bancs de foresets qui présentent un pendage sédimentaire important, dont la valeur est proche de la valeur de stabilité des conglomérats.

4.4.3. Association de faciès de bottomset

- **Description :** Cette association de faciès est volumétriquement peu représentée et très localisée sur l'affleurement du delta de Kerinitis. Cette association est formée de neuf faciès (Tab. 4.5, Figs 4.24 et 4.25) bien répartis granulométriquement entre conglomérats, arénites et silts. Le faciès G1e(1) est spécifique à cette association (Tab. 4.1). L'association de faciès de bottomset est principalement caractérisée par une interstratification entre S2-S3 et G1d. Les faciès arénitiques peuvent être affectés par des déformations dues à de l'échappement d'eau. La figure 4.25 présente trois logs sériés qui permettent de voir l'évolution latérale très rapide des faciès sur une trentaine de mètres depuis l'OSO vers l'ENE. Ces logs sont corrélés grâce à deux horizons repère qu'il est possible de suivre physiquement sur le terrain. La grano-croissance fruste est marquée au sommet des bancs de faciès G1d par des clastes de la classe «cobble» (Fig. 4.24.b). C'est une caractéristique propre au faciès G1d qui ne s'observe que dans l'association de faciès de bottomset. Ces clastes «cobble» sont drapés par le faciès arénitique S3, qui présente souvent des figures de déformations post-dépôt (convolutes et figures d'échappement d'eau). Des litages obliques de mégarides sont bien marqués dans le faciès G1e(1) (Fig. 4.24.a et Tab. 4.1). Le banc de faciès G1e(1), (de 244 à 322 cm, LOG 1, Fig. 4.25) comporte une surface faiblement pentée vers l'ENE. Elle limite par le haut de la stratification oblique de mégarides, soulignant la progradation localement pure de la mégaride. La base des obliques peut-être tangentielle et un passage latéral de ces pieds d'obliques à des rides sableuses est observé (banc de faciès G1e(1), Fig. 4.24.a). Le litage oblique du faciès G1e(1) limite des horizons qui peuvent présenter une grano-décroissance. Le faciès arénitique S4, caractérisé dans cette association par une grano-décroissance, est assez rare. Les ruptures granulométriques entre bancs sont, d'une façon générale, bien marquées sur les trois logs. Les faciès arénitiques (S2, S3) présentent des rides de courant et d'oscillation (Fig. 4.5 et 4.25) très bien développées.

Sur le LOG 1 (Fig. 4.25), quatre bancs conglomératiques (faciès G1d et G1e(1), Tab. 4.1) se distinguent bien des autres faciès. Vers l'ENE, ils diminuent d'épaisseur jusqu'à disparaître pour certains (biseautage) sur le LOG 3 (Fig. 4.25), corrélativement à une augmentation de la proportion d'arénites. Ceci montre un passage latéral rapide depuis des bancs conglomératiques vers les bancs arénitiques.

Les 38 mesures de paléocourants prises dans les bottomsets sur la coupe de la rivière Kerinitis indiquent une direction moyenne de N059°E (Fig. 4.10.b).

Certains foresets du delta de Kerinitis, en particulier dans SU10, montrent une décroissance asymptotique de leur pendage vers le NE. Ils passent latéralement à des bottomsets qui présentent un pendage d'environ 10° (Fig. 5.4).

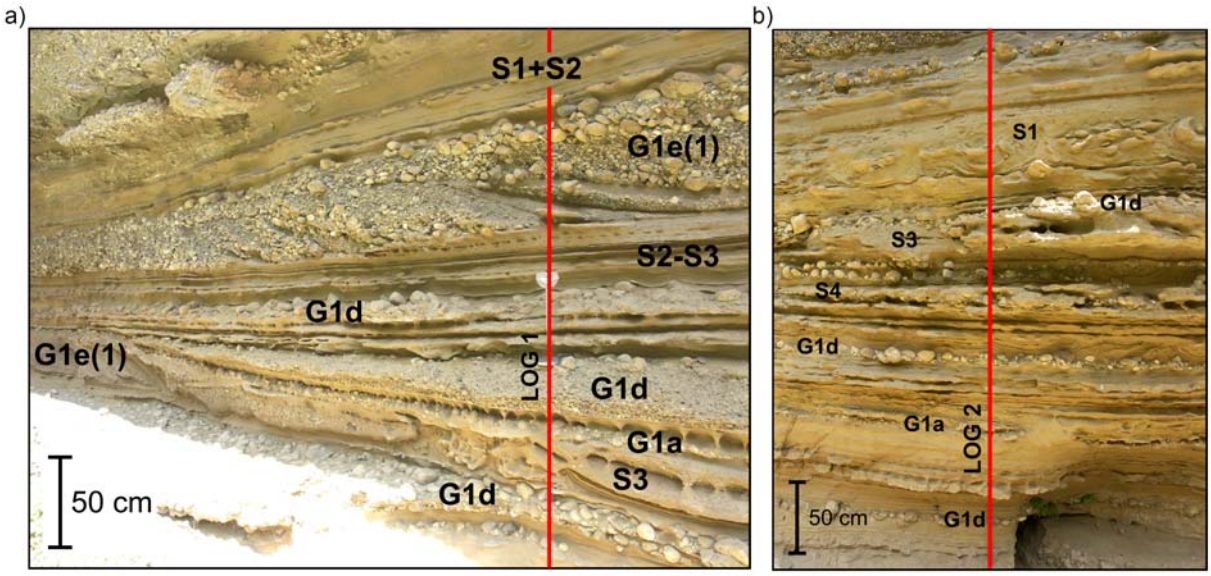


Figure 4.24 : Association de faciès de bottomset. a) Caractéristiques du faciès G1e(1) caractérisé par la stratification oblique de mégarides et position du LOG 1 (Fig. 4.25). b) Faciès G1d et position du LOG 2 (Fig. 4.25). Cet affleurement correspond à «Bs» sur la figure 4.6.b. Il est situé dans SU3.

- **Interprétation en terme de processus et d'environnement de dépôt (Tab. 4.5) :**

L'association de faciès de bottomset est caractérisée par des dépôts turbiditiques. Par exemple, le faciès S4 correspondrait au faciès F9a (Tbe de la séquence de Bouma ; Bouma, 1962) de la classification de Mutti (1992) caractérisant la portion tractive d'un écoulement turbiditique. C'est un exemple de dépôt de courant turbiditique de moyenne densité.

Le litage oblique bien marqué du faciès G1e(1), la très faible proportion de siltite, ainsi que l'absence totale d'argilite, montrent que les logs de la figure 4.25 se situent en position proximale, c'est-à-dire très proche de la zone de transition entre foreset et bottomset.

Le litage oblique du faciès G1e(1) est interprété comme l'enregistrement de l'arrivée d'un écoulement turbiditique de haute densité au pied des foresets (Pickering *et al*., 1989). Cette zone est caractérisée par des pendages faibles à sub-horizontaux. L'arrivée de la coulée provoque une progradation (expliquant le litage oblique) et, dans le cas où l'écoulement est assez dynamique, il peut se former une surface de by-pass. Mutti *et al*. (2003) ont décrit de telles structures tractives générées par des courants hyperpycnaux de sédiments grossiers. Ces sédiments grossiers sont transportés par des courants turbulents issus de l'embouchure de la rivière pendant les périodes de crue. Le faciès G1e(1) pourrait représenter un ou plusieurs évènement(s) de crue. Si tel est le cas, cela permettrait de montrer l'existence d'un flux continu de sédiments entre les topsets et les bottomsets (§ 4.4.2).

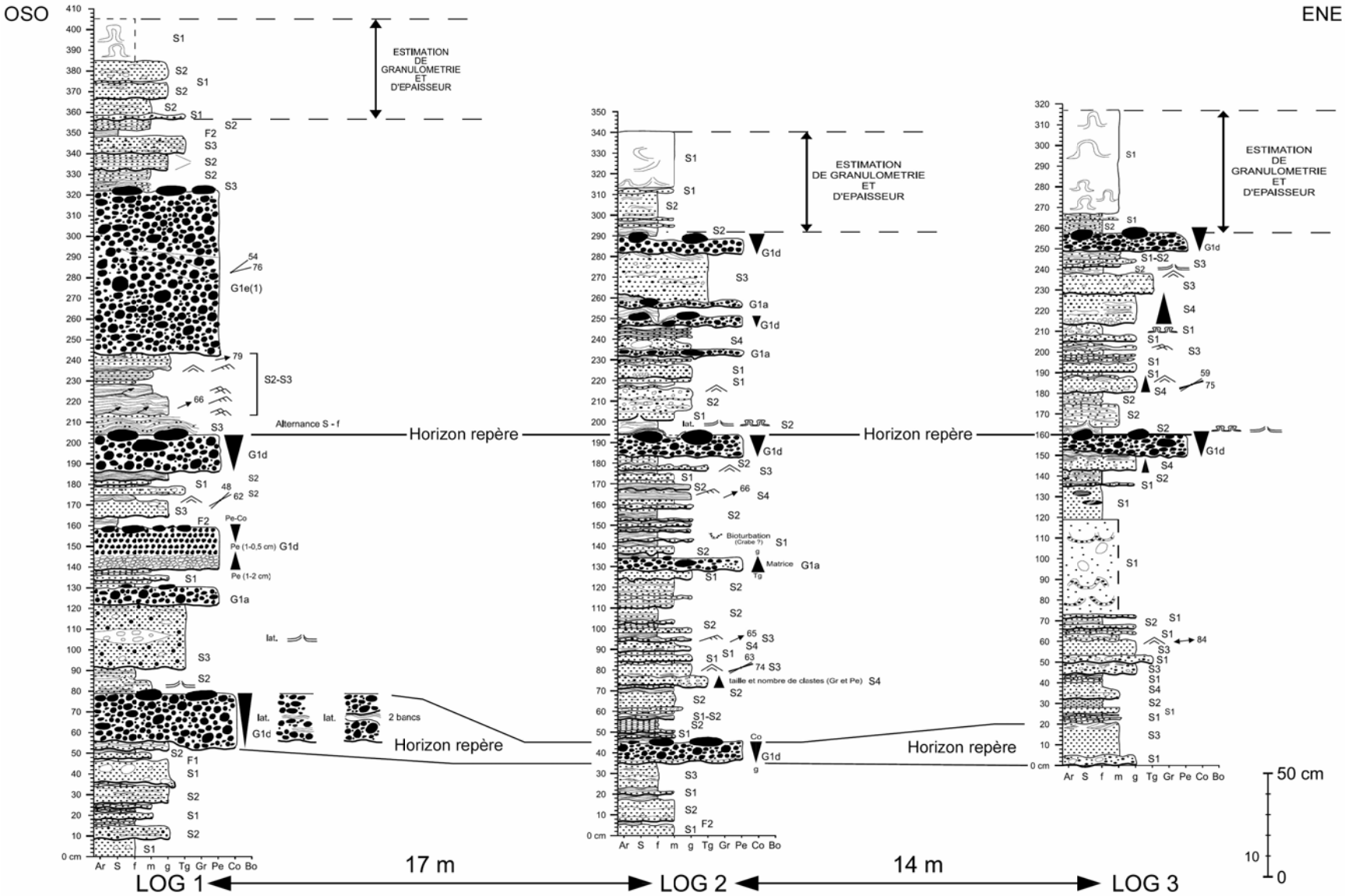


Figure 4.25 : Logs sériés dans l'affleurement de l'association de faciès de bottomset. La position des logs 1 et 2 est donnée sur la figure 4.24.

La présence des clastes «cobble» au sommet des bancs de faciès G1d peut s'expliquer par un tri granulométrique pendant le transport. Les sédiments de la coulée sont très mal triés (clastes «pebble» à «cobble»). Les forces de friction, qui agissent pendant le transport, font migrer les clastes de la classe granulométrique la plus élévée, ici les clastes «cobble», vers le sommet du banc, ce qui conduit à une grano-croissance, qui reste néanmoins fruste. Ce grano-classement est également caractéristique des flux de haute densité des courants turbiditiques et est souvent observé dans les «conglomeratic gravity flows» (Fischer, 1971, Middleton & Hampton, 1973).

L'association de faciès de bottomset est dominée par des écoulements gravitaires principalement des courants de turbidité de haute et de basse densité. L'association de faciès de bottomset caractérise la partie sous-marine du delta, mise en évidence par un passage depuis des bancs de foreset à pendage fort vers des bancs de bottomsets à pendage réduit, voire subhorizontaux. Cette association est donc une association de transition du point de vue de la granulométrie et du pendage, entre l'association de faciès de foreset et l'association de faciès de prodelta.

4.4.4. Association de faciès de prodelta

Elle est composée de quatorze faciès (Tab. 4.5). Les faciès F3a(1), F3a(3), F3a(4), F3a(5), F4b et M2(2) sont spécifiques à cette association. Une sous-association de faciès proximale et trois sous-associations de faciès distales composent l'association de faciès de prodelta. La sous-association de faciès distale 1 est associée au pied de l'édifice deltaïque, la sous-association de faciès distale 2 est localisée dans l'édifice (sous les KSS5, 6 et 7) et la sous-association de faciès distale 3 est associée au Membre calcaire d'A. Andreas.

L'association de faciès de prodelta est très souvent affectée par des failles normales à jeu inférieur au mètre (max. de 1.50 m) qui n'ont généralement pas de directions parallèles aux failles majeures de la côte Sud du Golfe. Leur extension verticale est limitée (elles n'affectent que quelques bancs). Quand leur jeu est de l'ordre de la quinzaine de centimètres, ces failles peuvent être conjuguées et découper localement les bancs en structure en «horst et graben». Elles peuvent s'être mises en place suite, soit à une réaction des sédiments meubles et à granulométrie fine, à un phénomène de mise en charge (sous le poids des foresets situés au-dessus), soit consécutivement à des secousses sismiques.

Cette association de faciès peut également présenter des surfaces de glissement (bel exemple aux pieds des foresets des SU7 et 8) à géométrie listrique (en cuiller, Fig. 4.26). Cette structure est formée d'une surface de troncature (N023°E-25NO) affectant des couches de l'association de faciès de prodelta. Ces dernières proviennent d'un passage latéral depuis le SO, d'une association de faciès de bottomset. Les couches de la partie inférieure viennent en «onlap» sur cette surface de troncature de façon tangentielle et leur épaisseur diminue en direction de cette surface (moitié SO de la photo, Fig. 4.26.a). Il est possible de distinguer deux ensembles dans ces couches (1 et 2, Fig. 4.26.b) séparés par une surface de glissement (surface «b»). Le premier ensemble présente une surface de troncature interne (surface «c»). Les couches du second ensemble viennent en «onlap» sur la surface «b» (Fig. 5.26.b) et diminuent également d'épaisseur en direction de cette surface. Les «onlaps» tangentiels ainsi que les réductions d'épaisseur des couches montrent que cette structure représente un glissement de couches de prodelta non consolidées et non pas un remplissage de topographie incisée. Le glissement s'est déroulé en deux phases comme en atteste la surface de glissement séparant les deux ensembles, les onlaps sur les surfaces «a» et «b» ainsi que la surface de troncature interne. Les foresets de SU7 et SU8 viennent en «downlap» sur cette structure.

La structure de glissement décrite précédemment peut être créée par de la sismicité ou par le poids des foresets de SU7-SU8.

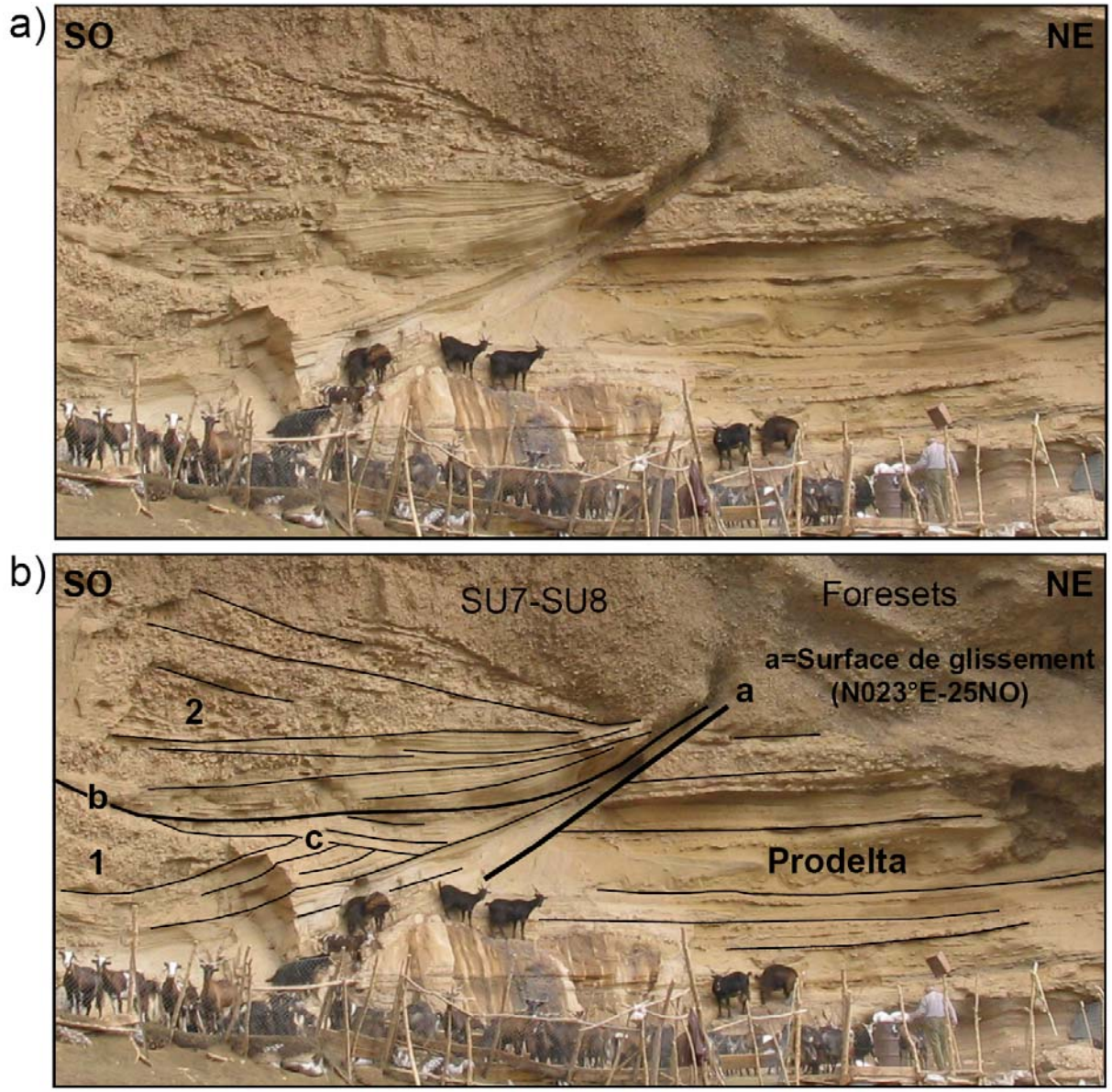


Figure 4.26 : Surfaces de glissement à géométrie listrique dans l'association de faciès de prodelta au pied des foresets de SU7-SU8. a) Un passage latéral vers le NE, depuis une association de faciès de bottomset vers une association de faciès de prodelta, est visible dans la partie SO de la figure. b) Interprétation de la figure a. Les surfaces «a» et «b» sont des surfaces de glissements. Les couches de prodelta viennent en «onlap» tangentiellement à ces surfaces.

Les valeurs de paléocourants, qui ont été prises sur les logs de définition de l'association de faciès de prodelta, indiquent une direction de paléocourant moyen vers N032°E (Fig. 4.10.c).

- **Description de la sous-association de faciès proximale :**

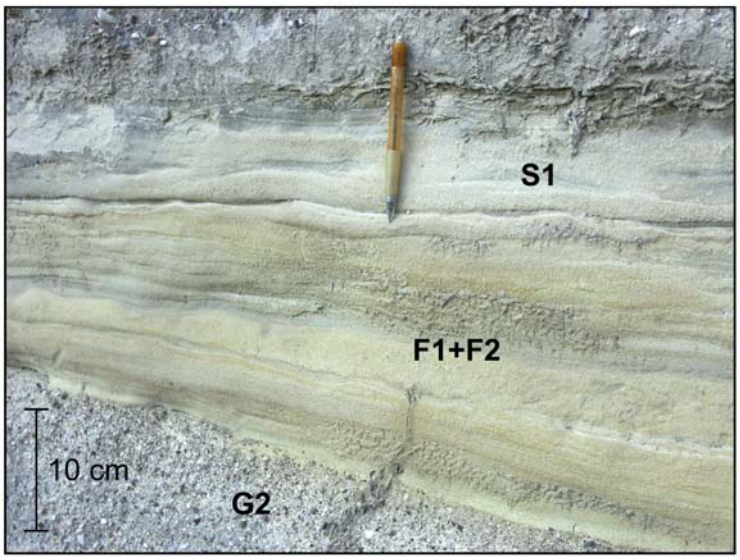


Figure 4.27 : Illustration des faciès G2, F1, F2 et S1. Cette photographie correspond au log de la figure 4.28 et à la sous-association de faciès proximale de l'association de faciès de prodelta. L'affleurement correspond à «P» sur la figure 4.6.b, situé à la base de SU1, en zone 3 (Fig. 5.3.b).

La sous-association de faciès proximale est composée des faciès G2, S1, S3, S4, F1 et F2. Elle est caractérisée par une première moitié à dominante arénitique (faciès S1 à S4, Fig. 4.27, de 0 à 140 cm sur le log, Fig. 4.28) et une seconde moitié à dominante silteuse. L'unique faciès conglomératique représenté est le faciès G2 (Tab. 4.1 et Fig. 4.27), sous forme de trois bancs. Les granoclassements sont ici également très peu développés. Ils ne sont identifiables que dans le faciès S4. L'essentiel de la sous-association de faciès est marqué par une alternance entre des bancs de faciès arénitiques et silteux.

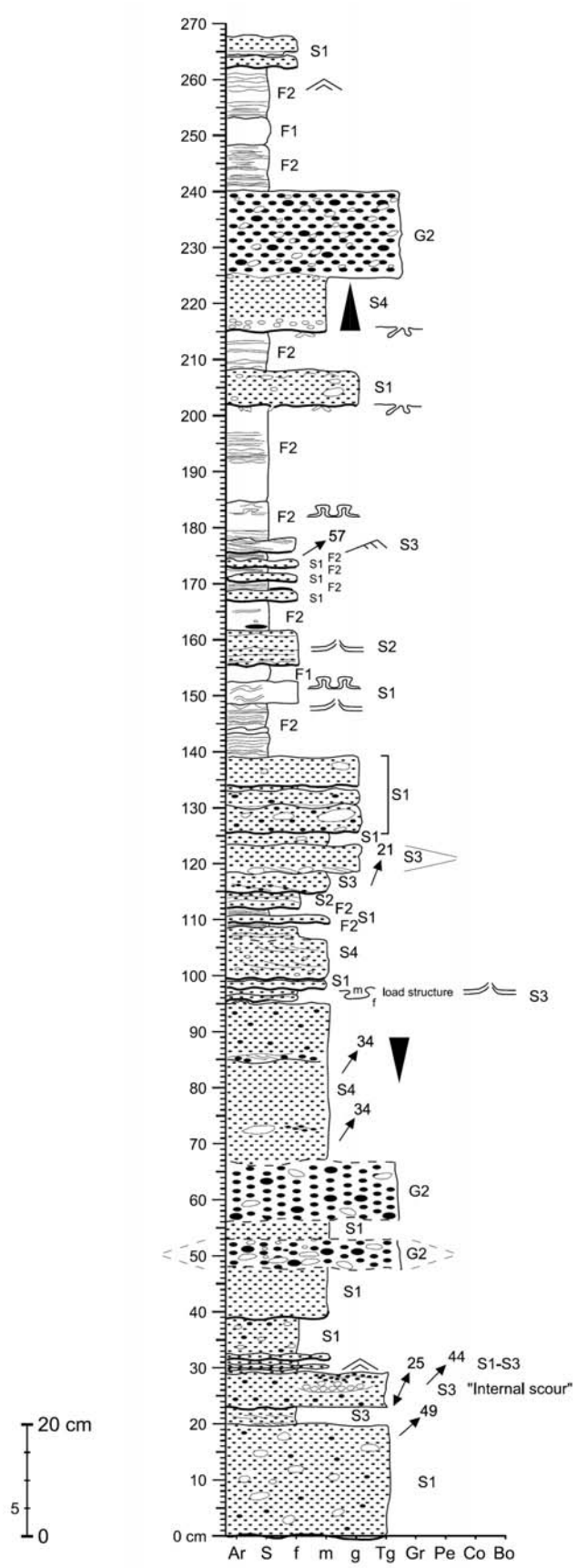


Figure 4.28 : Log de la sous-association de faciès de prodelta proximale. Ce log est localisé par «P» sur la figure 4.6.b et a été levé en base de SU1 (zone 3, Fig. 5.3.b).

- **Description des sous-associations de faciès distale :**

  - **Sous-association de faciès distale 1 : en pied d'édifice**

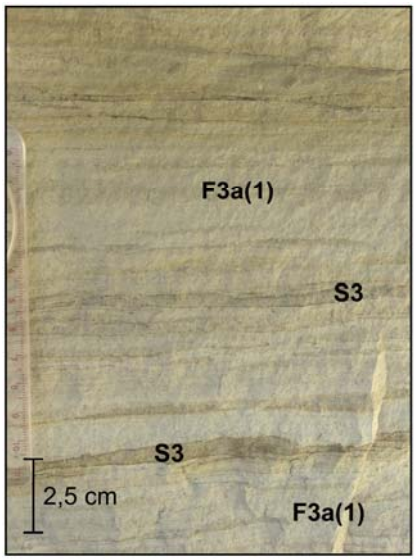


Figure 4.29 : Association de faciès de prodelta, sous-association de faciès distale 1 (en pied d'édifice). On notera les rides asymétriques dans S3 (Tab. 4.2) ainsi que l'alternance de lamines silteuses de F3a(1), (Tab. 4.3). Cet affleurement est localisé dans la Formation de Zoodhochos, à l'Est de Kato Fteri (Fig. 4.2.a et Chapitre 2)

La sous-association de faciès distale 1 est composée des faciès F3a(1), S3 et G1a (Fig. 4.29). Elle est marquée par une dominante silto-argileuse sur les deux tiers inférieurs du log, comprenant également de fins bancs arénitiques (faciès S3). Les intervalles silteux (F3a(1), Fig. 4.29) représentent une superposition de lamines silteuses inframillimétriques en alternance avec des lamines arénitiques (arénite fine, Tab. 4.3). La sous-association de faciès distale 1 de l'association de faciès de prodelta constitue également la Formation de Zoodhochos (*cf.* Chapitre 2).

  - **Sous-association de faciès distale 2 dans l'édifice :**

La figure 4.30 présente la sous-association de faciès distale 2 sous KSS5 (zone 2E, Fig. 5.14.b) et illustre le faciès F3a(5). C'est le faciès majoritaire de cette sous-association.

Les affleurements de cette sous-association sous les KSS5, 6 et 7 sont assez semblables, car ils sont constitués de silts à lamines (le plus souvent horizontales planes-parallèles, parfois légèrement ondulées) qui présentent des variations granulométriques avec parfois des bancs arénitiques (Figs 5.15 et 5.17 pour un aperçu d'un affleurement sous KSS7). Ces silts peuvent présenter des déformations post-dépôt de type convolute. Une structure de type HCS a été identifiée (Fig. 4.30) dans la sous-association de faciès distale 2 sous KSS5. Le contact entre ces affleurements de la sous-association distale 2 et les bancs de la sous-association de faciès de topset T1 est conforme (Fig. 5.12).

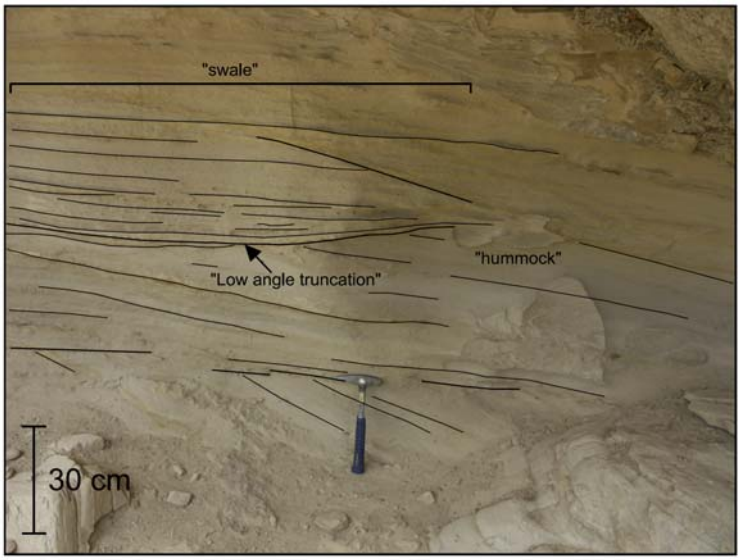


Figure 4.30 : Développement de géométries («swale», «hummock», «low angle truncation», amincissement latéral des lamines) typiques de HCS dans le faciès F3a(5), (Tab. 4.3).

- **Sous-association de faciès distale 3 : associée au Membre calcaire d'A. Andreas (Fig. 4.12.a) :**

Cette sous-association est composée des faciès F3a(3), F4b, F3a(4) et M2(2), (Figs 4.12.a et 4.31.a). Le faciès M2(2) peut présenter deux types d'organisation (Fig. 4.31) :

- la forme en sphéroïdes reconnue sur l'affleurement principal (Figs 4.11.b et 4.16),
- un amalgame de structures en lames aplaties évoquant des rhodolithes (Brandano *et al*., 2005). Localement, cette structure peut être formée d'une partie corticale renflée qui passe latéralement à des bancs calcaires d'environ 5 cm d'épaisseur (Fig. 4.31.b). Bien que la continuité entre la partie corticale et les bancs calcaires ne soit pas bien visible, les bancs calcaires semblent constituer les couches les plus externes de la partie corticale. Les bancs calcaires s'interdigitent latéralement dans des silts.

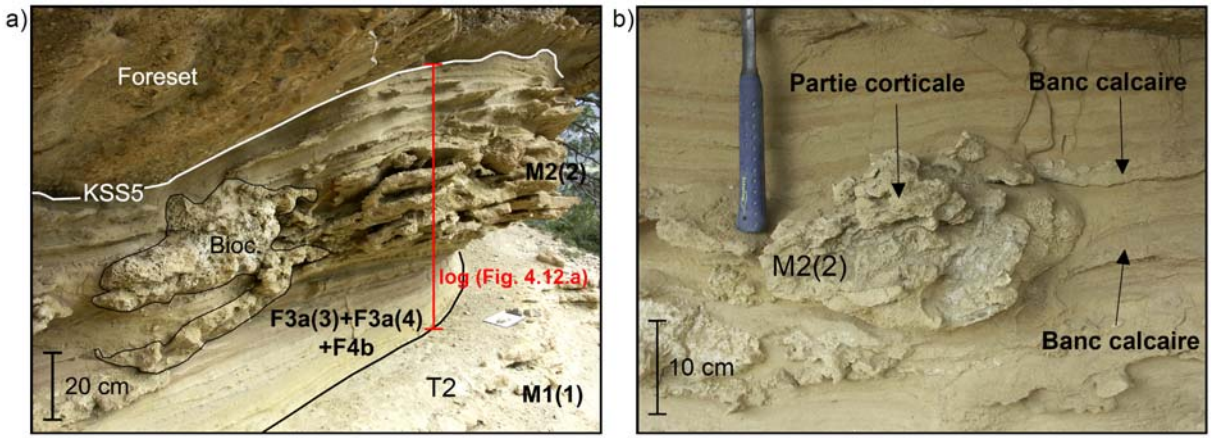


Figure 4.31 : Sous-association de faciès distale 3 avec développement local de faciès bioconstruits (Bioc., M2(2), Tab. 4.4). (a) La sous-association de faciès de topset T2 (Membre calcaire d'Aghios Andreas) est représentée par le faciès M1(1). L'affleurement se situe au sommet de SU3, en zone 2E (Figs 5.13.a et b). La position du log de la figure 4.12.a est donnée. b) Détail d'une bioconstruction du faciès M2(2) formée d'une partie corticale et de bancs calcaires de 5 cm d'épaisseur. Cette structure se met en place dans des silts. La figure est localisée en figure 4.12.a.

L'association de faciès de prodelta distale 3 repose en concordance sur le Membre calcaire d'A. Andreas (second affleurement, Fig. 4.12.a). Elle est composée de silts laminés plans présentant des variations granulométriques (qui font ressortir les lamines). Les silts peuvent contenir de rares coquilles blanches de Mollusques, ainsi que des débris végétaux (feuilles et tiges). Les bancs arénitiques sont très bioturbés. Au-dessus de ce silts se trouve le faciès M2(2), (Tab. 4.4. et § 4.3.4). Les foresets de SU5-SU6 viennent en «downlap» sur KSS5 qui préserve localement cet affleurement.

- **Interprétation générale en terme de processus et d'environnement de dépôt (Tab. 4.5) :**

Les fines lamines silteuses infra-millimétriques (faciès F3a(1)) identifiées dans la sous-association de faciès distale 1, sont interprétées comme des «turbidites à grain fin» (Stow & Shanmugam, 1980).

Les sous-faciès F3a(3), F3a(4) et F3a(5) (Tab. 4.3.) qui se retrouvent dans la composition de l'association de faciès de prodelta, peuvent également être rapprochés du faciès «thinly interbedded sand and silt» (Hansen, 2004). Mackiewicz *et al*. (1984) l'interprètent comme le dépôt de petits courants de turbidité de basse ou de haute densité, mais également comme le dépôt de panaches de courants hyperpycnaux.

Les processus mis en cause sont les écoulements turbiditiques de densités différentes, ainsi qu'occasionnellement, des «debris flow» (faciès G2, Tab. 4.1). L'environnement de dépôt ainsi décrit représente le segment de plus distal du Gilbert-delta de Kerinitis (bassin profond) dans lequel les dépôts sont engendrés par un transport en suspension et par des écoulements turbiditiques.

La présence occasionnelle de bancs conglomératiques dans l'association de faciès de prodelta (c'est également le cas des lentilles conglomératiques présentes dans la formation de Zoodhochos) peut être liée à deux facteurs :

- une progradation des faciès proximaux plus marquée vers le bassin,
- le résultat d'une augmentation de l'apport sédimentaire en amont du système (zone de topset) par une crue et/ou une augmentation de l'énergie de la coulée qui a transporté les sédiments grossiers.

L'association de faciès de prodelta a été également décrite par Malartre *et al*. (2004), Ford *et al*. (2007b) et Rohais *et al*. (2008) dans d'autres Gilbert-deltas du rift de Corinthe.

5. Architecture stratigraphique du delta de Kerinitis

Le delta de Kerinitis est un Gilbert-delta qui présente une histoire polyphasée constituée de plusieurs étapes. Afin de mettre en évidence et de comprendre sa mise en place composite, il a été entrepris de reconstituer la stratigraphie du delta de Kerinitis à partir de l'évolution de son architecture.

Cette démarche va permettre de répondre aux questions suivantes :

- Quels sont le nombre et les caractéristiques des étapes de mise en place du delta ?
- Quels sont les paramètres qui ont contrôlé l'évolution du delta à chaque étape ?
- Est-il possible de mettre en évidence et de distinguer une signature tectonique et une signature eustatique à chaque étape de l'évolution ?
- Peut-on décrire l'évolution de la faille de Pirgaki au travers de l'évolution du delta ?

Ce chapitre constitue l'essentiel de l'article Backert, Ford & Malartre. Architecture and sedimentology of the Kerinitis Gilbert-type fan delta, Corinth rift, Greece. Soumis à la revue *Sedimentology* (Annexe 1).

5.1. Rapport A/S

L'architecture stratigraphique, ainsi que le mode d'empilement des couches sont interprétés en utilisant le taux de création de l'espace d'accommodation (A) et le taux d'apport sédimentaire (S), (Schlager, 1993 ; Shanley & McCabe, 1994 ; Muto & Steel, 1997). Les variations des paramètres A et S ne peuvent être que qualitativement caractérisées dans cette étude (Fig. 5.1). Quand $0<A/S<1$, les séquences montrent un mode d'empilement en progradation et aggradation (ou progrado-aggradation). Quand $A/S>1$, les séquences adoptent un mode d'empilement en rétrogradation. Quand $A/S=1$, les séquences présentent un mode d'empilement en aggradation. Quand $A/S\approx0$, on obtient un mode d'empilement en progradation pure. Un changement abrupt du rapport A/S induit des variations dans l'architecture stratigraphique, en particulier dans l'évolution du «topset breakpoint path» ou TBP (*cf.* § 3.3.1).

5.2. Subdivisions architecturales

La coupe naturelle du delta de Kerinitis a une longueur de 3,8 km (Figs 4.2.a, 4.3 et 4.4). Elle est composée de trois zones. La zone 1 débute contre la faille de Pirgaki, elle a une longueur de 1,5 km et est constituée de 440 m de topsets superposés. La zone 2 a une longueur de 900 m. Elle représente la zone la plus complexe architecturalement, mais elle représente également une zone clé car la morphologie de l'affleurement donne accès à la 3D du cœur du delta. Les sous-zones 2W, 2N, 2E et 2N dessinent une forme d'«amphithéâtre». La zone 3 a une longueur de 1,4 km. Elle est constituée de 600 m de foresets superposés en progrado-aggradation, qui passent latéralement à des bottomsets puis à des couches de prodelta.

L'architecture stratigraphique du delta de Kerinitis est analysée en identifiant et en traçant des Unités Stratigraphiques («Stratal Units», SU) ainsi que les surfaces qui les séparent, appelées Surfaces Stratigraphiques clés («Key Stratal Surfaces», KSS).

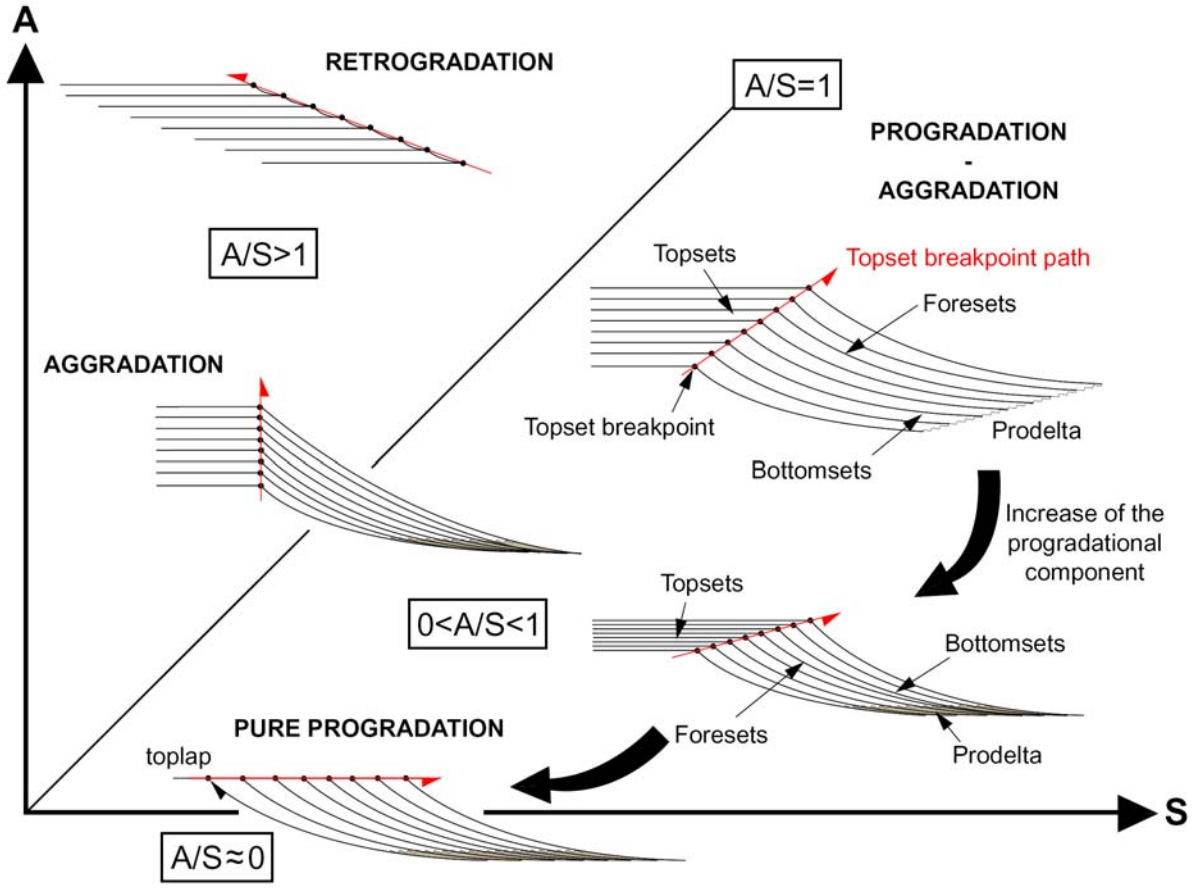


Figure 5.1 : Diagramme du taux d'accommodation (A) en fonction du taux d'apport sédimentaire (S) : géométries stratigraphiques induites. Lorsque A/S>1, les couches sont empilées de façon rétrogradante. Le TBP est penté vers le bassin. Quand A=S, les strates sont superposées de façon aggradante. Le TBP est théoriquement vertical. Lorsque 0<A/S<1, les couches sont empilées de façon progrado-aggradante. La composante progradante augmente (flèche épaisse noire) en même temps que la pente du TBP diminue, lorsque A diminue, pour arriver à un schéma d'empilement en progradation pure quand A/S≈0. Dans ce cas, le TBP est horizontal et confondu avec une surface de «toplap». Abréviation : TBP = «topset breakpoint path».

Les termes de topset, foreset, bottomset et de prodelta désignent dans tout le chapitre, respectivement, les ensembles de couches constituant les associations de faciès de topset, foreset, bottomset et de prodelta (Chapitre 4).

Les **Unités Stratigraphiques (SU)** sont limitées par des surfaces stratigraphiques. Elles peuvent être composées par toute combinaison de couches de topset, foreset, bottomset ou prodelta d'épaisseurs variables qui se trouvent dans un ordre stratigraphique normal. Les successions ainsi formées peuvent montrer des géométries en progradation, en aggradation ou en rétrogradation. La nature des dépôts sédimentaires, ainsi que l'épaisseur de ces successions peuvent varier latéralement.

Les **Surfaces Stratigraphiques clés (KSS)** sont des surfaces qui peuvent être clairement identifiées et corrélées à travers la majeure partie du delta. Chaque KSS représente un hiatus dans la sédimentation, ainsi qu'un changement du rapport A/S. Ces KSS :
- sont soit conformes, soit érosives ;
- peuvent séparer des successions de topsets (T), de foresets (F) ou de prodelta (P).

Ces successions pouvant être dans un ordre normal (quand la superposition de topset, foreset et prodelta suit l'ordre stratigraphique, Figs 3.10 ou 4.6.a) ou dans un ordre anormal (par exemple, des foresets au-dessus de topsets).

La figure 5.2 présente toutes les configurations possibles à partir des géométries des KSS et des associations de faciès associées. Les diverses configurations possibles sont désignées par un code. Par exemple, TF1 décrit un contact non-érosif mais anormal entre des topsets (T) auxquels sont superposés des foresets (F). TF2 représente l'équivalent mais en contexte érosif. La figure 5.2 ne s'applique pas seulement au Gilbert-delta de Kerinitis mais peut être utilisée pour toute étude d'architecture stratigraphique pour des affleurements ou des coupes sismiques. Une unique KSS peut être définie par diverses géométries à travers le delta. Elle peut passer latéralement d'un caractère conforme à érosif et peut séparer, le long de sa zone de définition, divers types de successions. Les KSS sont bien définies dans la zone du TBP. C'est pourquoi, il est primordial de tracer ces surfaces à travers tout l'édifice deltaïque quand cela est possible.

Les variations du rapport A/S sont davantage mises en évidence par des successions anormales d'associations de faciès de part et d'autre d'une KSS. La présence ou l'absence d'érosion est secondaire. Les KSS qui séparent des associations de faciès de même type (topsets au-dessus de topsets par exemple) sont ambiguës et ne peuvent pas être interprétées isolément.

La géométrie, la hiérarchie des surfaces stratigraphiques clés (KSS) et des unités stratigraphiques (SU) du delta de Kerinitis ont été identifiées et corrélées sur des panoramas photographiques. L'architecture stratigraphique est simplifiée et projetée sur deux coupes. L'une est orientée NE-SO (Fig. 5.3) et l'autre est orientée NO-SE (Figs 5.4.a et 5.4.b). Cette dernière est orthogonale à la direction de pendage moyen des foresets (orthogonale à la direction de transport) sur la zone 2E du delta (Fig. 4.2.a).

Les changements de part et d'autre d'une KSS illustrent deux types majeurs de variations du rapport A/S :

- Un **déplacement en position proximale du TBP** indique une augmentation abrupte du rapport A/S. TF2 et TF1 sont les deux configurations les plus caractéristiques d'une augmentation du rapport A/S (Fig. 5.2). TP1 et TP2 (prodelta sur topset) représentent un déplacement vers la terre du «topset breakpoint» (TB) d'une amplitude encore plus importante. FP1 et FP2 (prodelta sur foreset) identifiées à la base et au pied de l'édifice deltaïque peuvent être interprétées de la même façon.

- Une étude de détail d'affleurements de couches de prodelta préservées de l'érosion a permis de mettre en évidence des **KSS composites**. Ces KSS sont composées de deux ou trois autres surfaces qui séparent des associations de faciès différentes. Dans le cas le plus complet, la KSS est constituée de trois surfaces stratigraphiquement superposées. Une première surface enregistre une augmentation de faible amplitude du rapport A/S. Une seconde enregistre une augmentation abrupte du rapport A/S. Cette augmentation se traduit par un déplacement vers la terre du TBP (*cf.* ci-dessus). La dernière surface est une surface d'érosion.

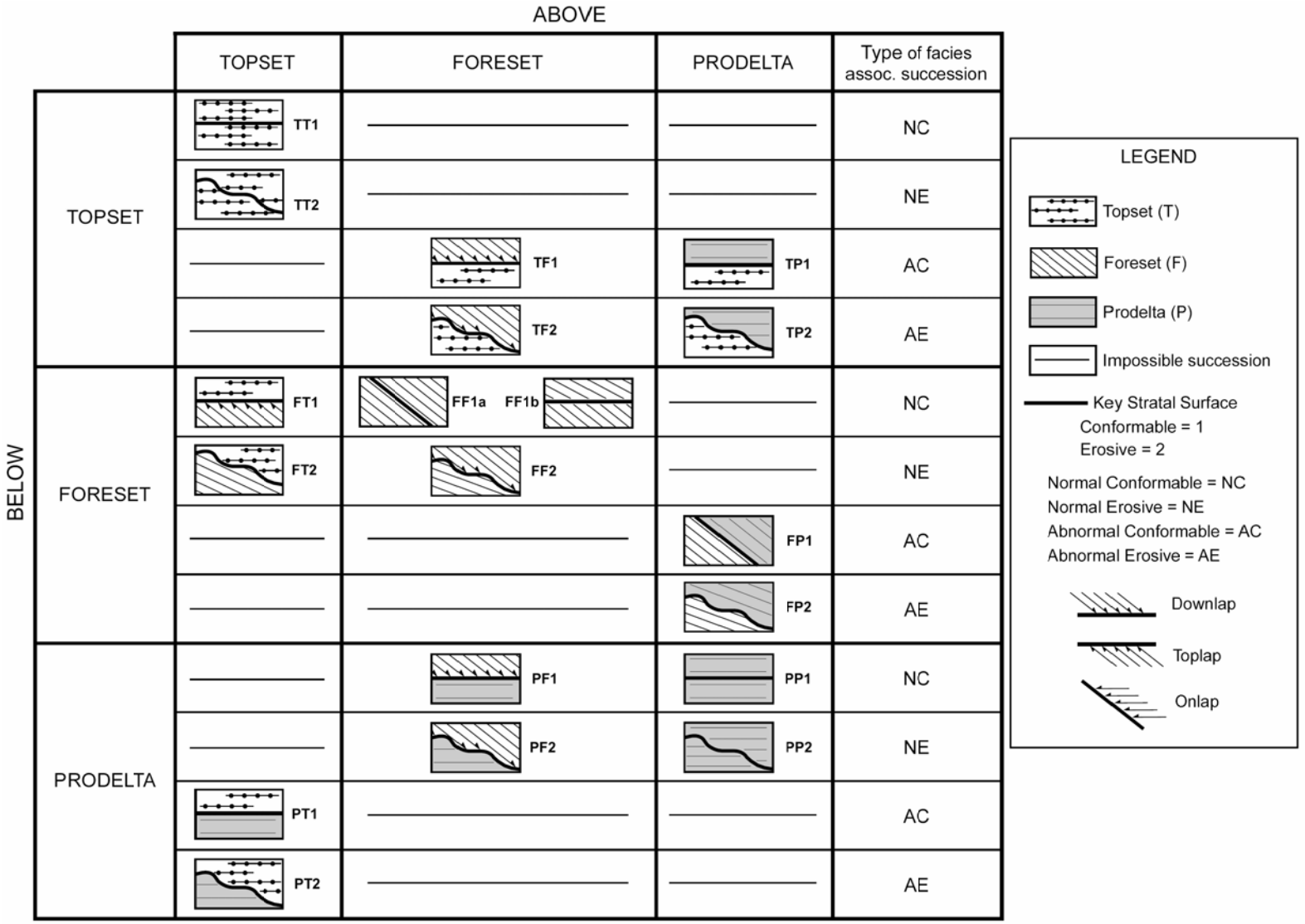


Figure 5.2 : Tableau représentant toutes les géométries ainsi que toutes les juxtapositions d'associations de faciès possibles de part et d'autre des Surfaces Stratigraphiques clés (KSS) dans un Gilbert-delta. Afin de préserver la clarté de la figure, les associations de faciès de bottomset et de prodelta sont regroupées sous le terme prodelta (P).

- Les **déplacements en position distale du TBP** engendrés par une baisse du rapport A/S sont plus difficiles à mettre en évidence. Ceci est dû au fait que l'enregistrement sédimentaire est souvent préservé dans le domaine marin profond du bassin et non pas dans l'édifice deltaïque même, où seule l'érosion est enregistrée. Les déplacements vers le bassin du TBP sont illustrés (selon un ordre d'importance décroissante, Fig. 5.2) par PT2 (onlap), PF2, PF1, FT2 (onlap), FT1 et TT2.

5.3. Architecture stratigraphique du delta de Kerinitis

Toute représentation 2D sur une coupe de l'architecture stratigraphique complexe 3D requiert de considérables simplifications, à cause du basculement d'origine tectonique (d'une valeur maximum de 18°) des couches et leur épaississement éventuel vers les failles de Pirgaki et de Kerinitis (Fig. 4.2.a). De plus, le delta de Kerinitis présente une forme incurvée vue en plan (Fig. 5.5) quand le delta est observé depuis le NE. Cette morphologie est typique d'une coupe orthogonale à la direction moyenne d'avancée d'unités de delta. Le point de la zone 2N situé le plus à l'Ouest se trouve à proximité du cœur du delta, tandis que les falaises des zones 1 et 3 se trouvent à proximité de la faille de Kerinitis (Figs 4.2.a et 5.3). L'épaisseur des unités, ainsi que les positions des TBP sont projetées sur une unique coupe (Fig. 5.3.b). Cette coupe présente un angle assez élevé avec la faille de Pirgaki, mais est parallèle à la faille de Kerinitis (Fig. 4.2.a). Elle passe à proximité du centre du delta (zone 2N, Figs 4.2.a et 5.4). Les détails de l'architecture stratigraphique de toutes les trois zones du delta de Kerinitis sont donnés sur les figures 5.5 à 5.23.

Onze surfaces stratigraphiques clés, de KSS1 à KSS11 limitant onze unités stratigraphiques, de SU1 à SU11 composent l'architecture stratigraphique du delta de Kerinitis. L'abréviation SU est utilisée sur les figures de détail de l'architecture pour désigner les unités stratigraphiques.

En zone 1, les topsets présentent un pendage, ainsi qu'un épaississement vers les failles de Pirgaki et de Kerinitis (Figs 5.3.a et 5.6.a). Pourtant, une part importante du basculement observé est post-KSS11 (Figs 5.3.a et b). L'épaississement des topsets à travers la zone 1 est dû à un basculement syn-sédimentaire d'une valeur de 7 à 8° vers la faille de Kerinitis (Fig. 5.6.a). Ce basculement vers la faille de Kerinitis doit être interprété sur la coupe orientée SO-NE de la figure 5.3.b. Ce basculement est représenté sur la coupe de la figure 5.4.a. Quand les topsets sont prolongés vers la zone 2, ils deviennent horizontaux. Les unités les moins épaisses sont localisées au centre de l'édifice deltaïque à la limite Ouest de la zone 2N (Fig. 5.3.a). Par conséquent, la création de l'espace d'accommodation était minimale au niveau du centre du delta et augmente vers les failles.

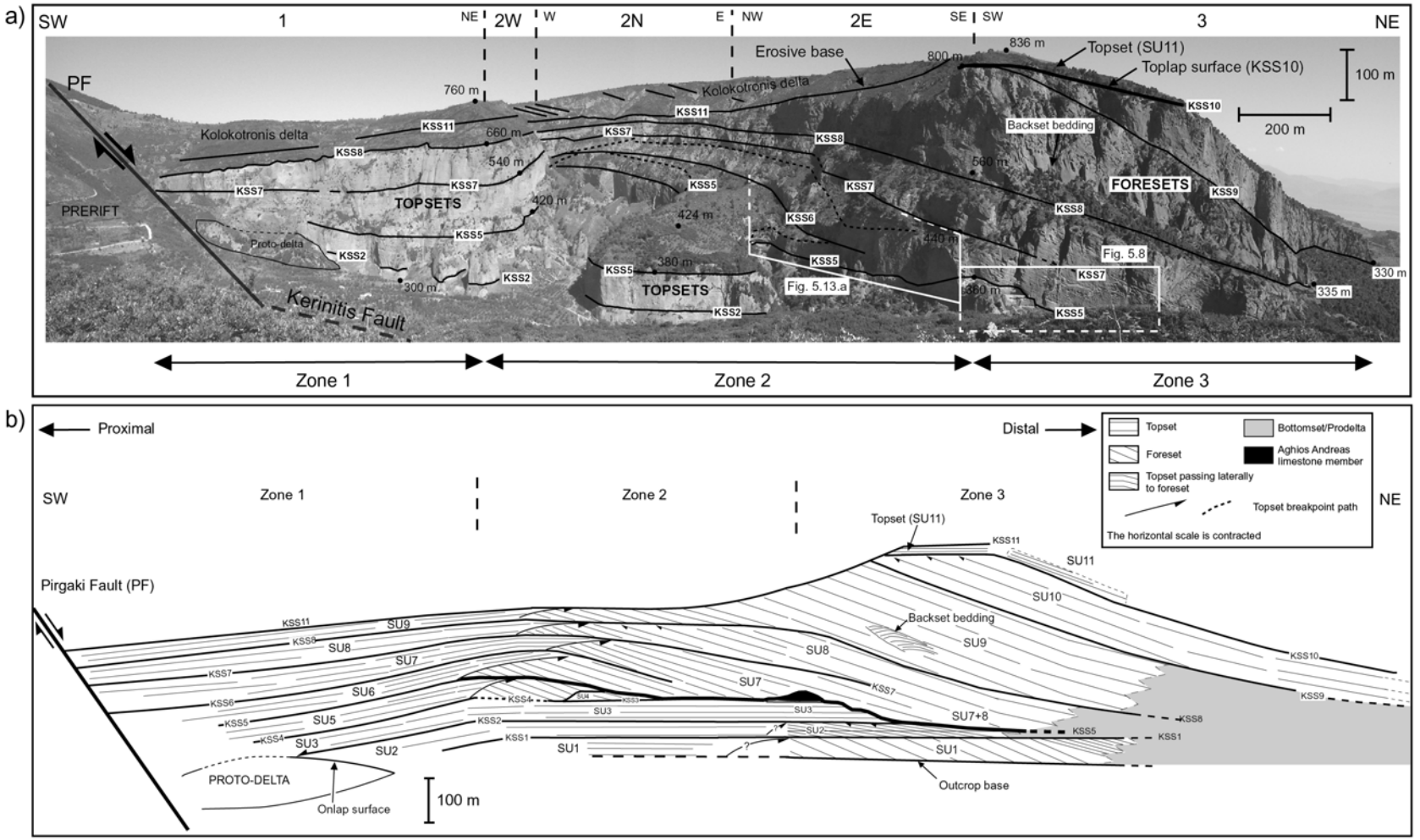


Figure 5.3 : a) Panorama de la coupe SO-NE dans la vallée de la rivière Kerinitis montrant quelques KSS et SU choisies du delta de Kerinitis. La position des figures 5.8 et 5.13.a est indiquée dans les cadres blancs. Cette figure donne la position du Proto-delta. Les "topset breakpoint paths" des SU6 et SU7 sont mis en évidence par des lignes en tiretés. On notera les changements d'orientation entre les zones 2E et 3. b) Coupe NE-SO synthétique à travers le delta de Kerinitis montrant les Surfaces Stratigraphiques clés (KSS) et les Unités Stratigraphiques (SU). On remarquera que les géométries ont été simplifiées afin d'être projetées sur un plan unique qui passe par le centre du delta. Par exemple, les géométries des SU5 à SU7 correspondent à celles observées en zone 2N bien que ces unités s'épaississent et présentent un pendage vers la faille de Kerinitis (zone 2E, Fig. 5.4.a). Cette figure montre les onlaps de SU2 et de SU3 sur le Proto-delta (modifié d'après Backert *et al.*, 2009).

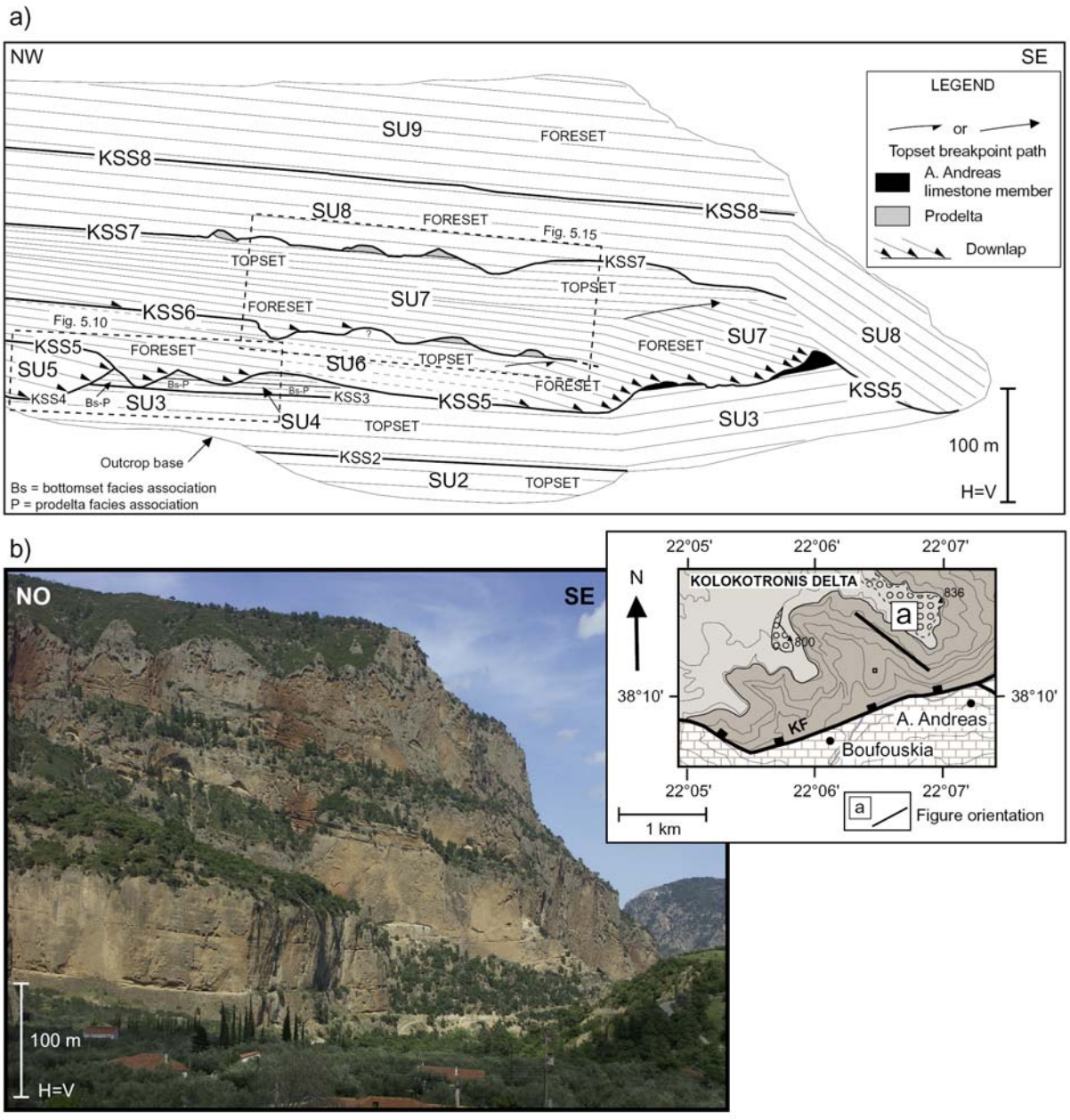


Figure 5.4 : a) Coupe synthétique orientée NO-SE à travers le centre de la zone 2E du delta de Kerinitis, intégrant les données de la figure 5.10 (dont la position est donnée). L'orientation de cette coupe est parallèle à la faille de Pirgaki et quasi-orthogonale à la direction de construction du delta. Le caractère érosif de nombreuses KSS ainsi que la position des "topset breakpoint paths" des SU6 et SU7 sont illustrés. Cette figure est localisée sur la figure 4.2.a. La position de la figure 5.15 est donnée. L'abréviation H=V signifie que l'échelle horizontale est identique à l'échelle verticale. b) Illustration de la majeure partie de la coupe de la figure (a). Le basculement des topsets vers la faille de Kerinitis est bien visible. En encart : localisation de la figure (a).

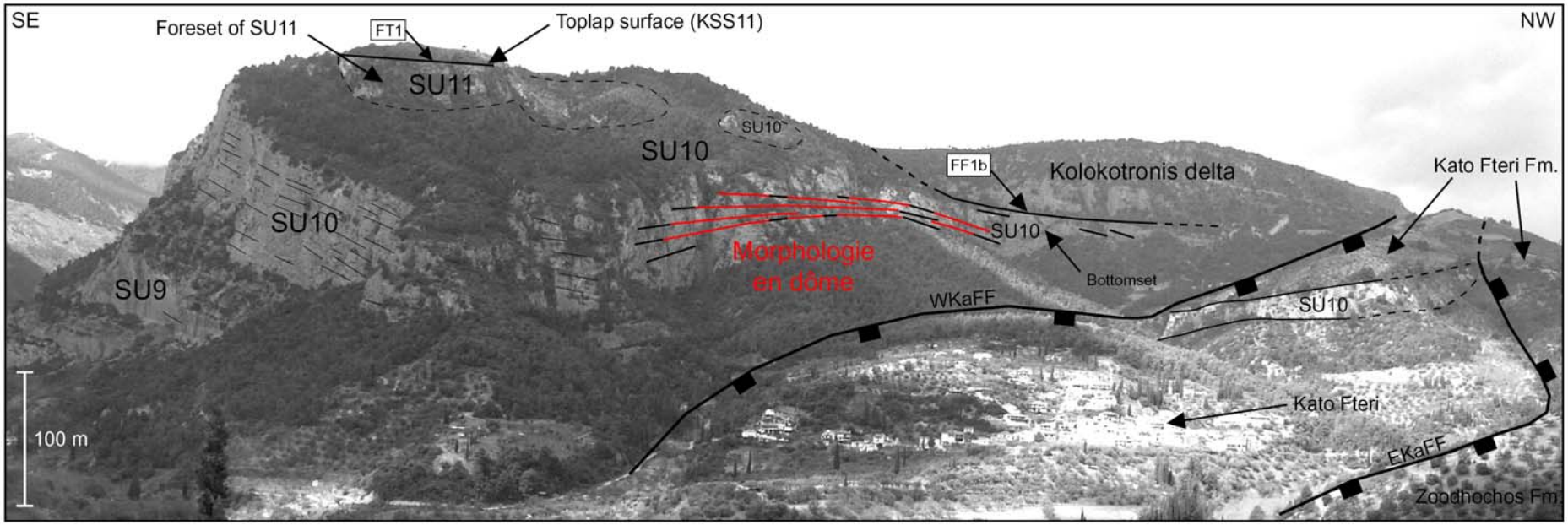


Figure 5.5 : Panorama de la partie Nord du delta de Kerinitis (SU10 et SU11), vu depuis le NE, tel que visible sur la falaise orientée NO-SE. Les foresets de SU10 ont une morphologie en dôme similaire à celles produites dans les modèles numériques de Hardy & Gawthorpe (1998) et de Gawthorpe *et al.* (2003). Le delta de Kolokotronis plus jeune, repose de façon discordante sur le delta de Kerinitis. Abréviations : WKaFF = West Kato Fteri fault, EKaFF = East Kato Fteri fault (Fig. 4.2.a), (modifié d'après Backert *et al.*, 2009).

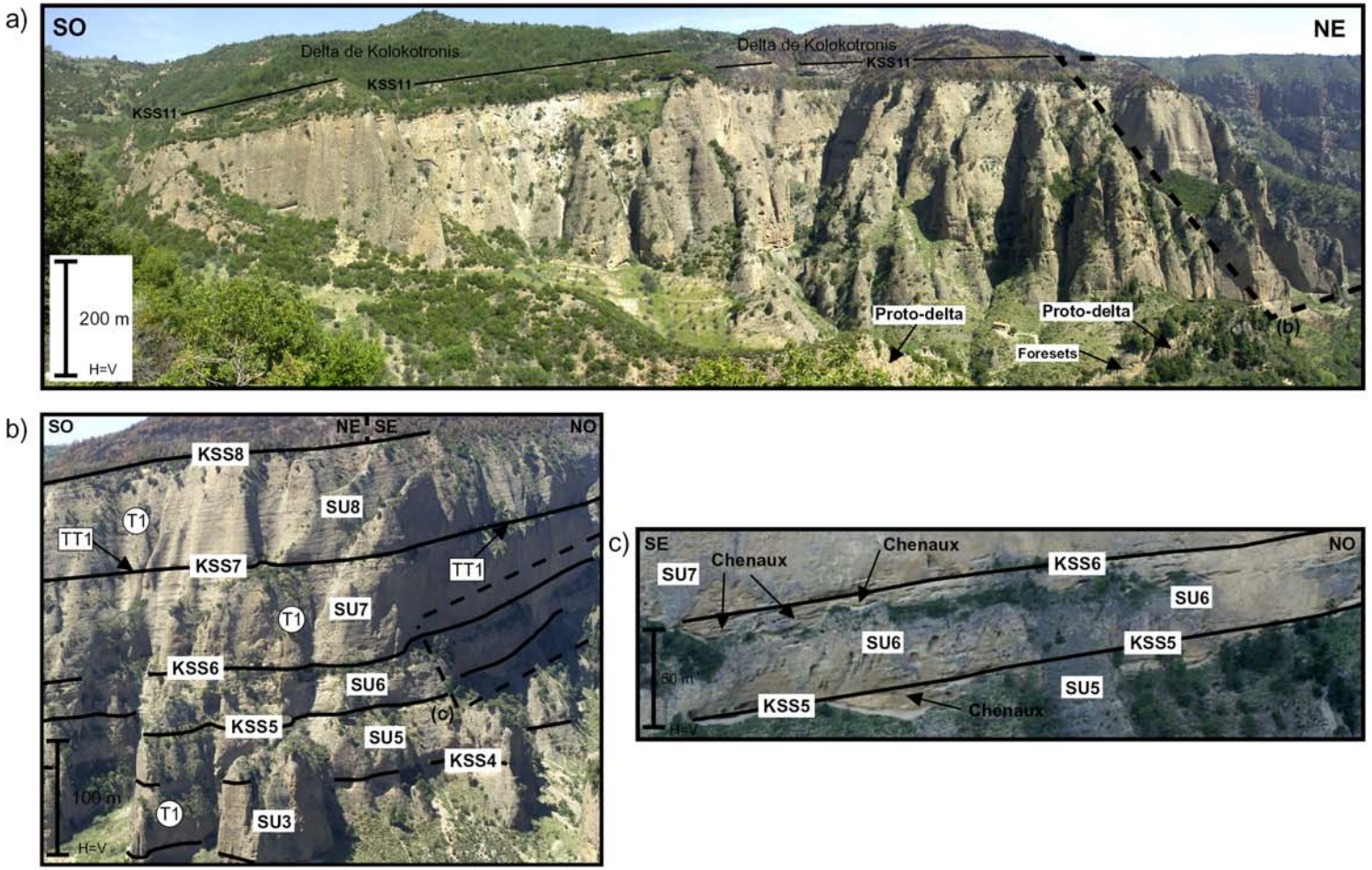


Figure 5.6 : Zone 1 de la coupe naturelle de la vallée de la rivière Kerinitis. a) Unités de topsets de la sous-association de faciès de topset T1 superposées sur une longueur de 1500 m et sur une épaisseur de 440 m. Les topsets de la moitié SO présentent un basculement vers la faille de Pirgaki. La base du delta de Kolokotronis est conforme sur cette zone. L'épaisseur du delta de Kolokotronis augmente en direction de la faille de Pirgaki. Le proto-delta est localisé au pied de la zone 1. La position de la figure (b) est donnée. b) Agrandissement de l'extrémité Est de la zone 1, à la jonction avec la zone 2W. Les unités sont formées de la sous-association de faciès de topset fluviatile T1 (Tab. 4.5). Les KSS sont identifiées par des géométries type TT1 (Fig. 5.2). La position de la figure (c) est donnée. c) Détails sur les chenaux identifiables au sommet des SU5 et SU6 en zone 2W.

Toutes les KSS en zone 1 (Fig. 5.3) sont faiblement érosives à non-érosives et séparent des successions conformes, composées de topsets fluviatiles (KSS de type TT1, Figs 5.2, 5.6.a et 5.6.b). Les KSS sont mises en évidence par des faciès granulométriquement fins qui constituent un intervalle de moindre résistance à l'érosion, d'épaisseur variable (Figs 4.7.a et 4.7.b du Chapitre 4). Les conglomérats qui se situent au-dessus des KSS peuvent présenter des bases chenalisées. Toutes les unités stratigraphiques, exceptées SU4, SU10 et SU11, sont représentées en zone 1 (Figs 5.3 et 5.6.a). C'est en zone 2 que les KSS sont les mieux définies car dans cette zone, la plupart des TBP sont identifiables (Fig. 5.3.b). En zone 3, la partie frontale du delta de Kerinitis est dominée par d'épais foresets superposés (SU7 à SU11, Fig. 4.4). A cet endroit, les KSS sont de type FF1 ou FF2 (Fig. 5.2) et peuvent localement montrer des géométries de type «downlap» et «toplap» (*cf.* Glossaire en Annexe 4). En direction du pied du delta, en zone 3, les bottomsets et les prodeltas apparaissent au-dessus et en-dessous des KSS. Pourtant, en raison de mauvaises qualités d'affleurement, la position des transitions entre foreset, bottomset et prodelta et, par conséquent, les positions des KSS successives demeurent approximatives (Fig. 5.3.b).

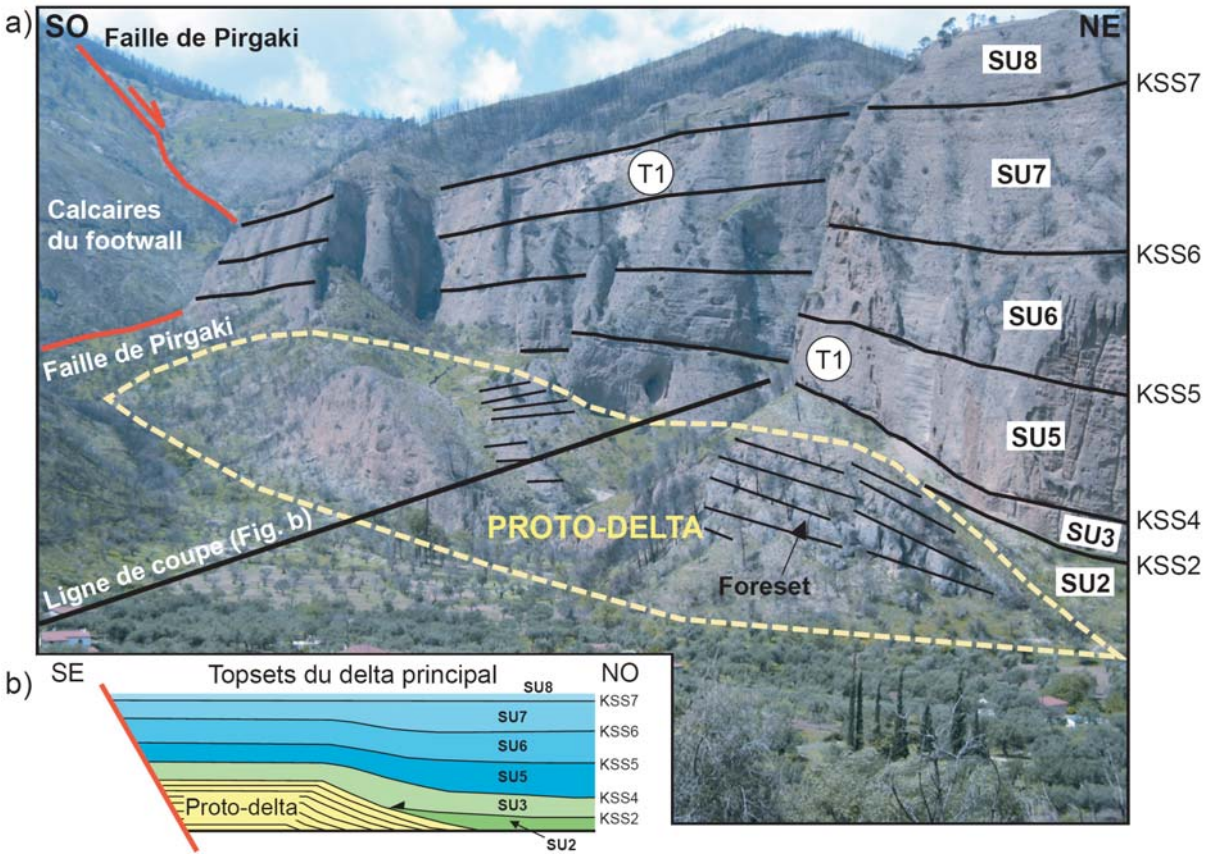


Figure 5.7 : Situation du Proto-delta de Kerinitis en zone 1. a) Détail des relations géométriques entre le Proto-delta, constitué de foresets et le delta principal, constitué, en zone 1, de la sous-association de faciès de topset T1. Les SU2 et SU3 viennent en «onlap» sur le Proto-delta, le sommet de SU3 le drape. L'orientation de la coupe en b) est donnée. b) La coupe synthétique orientée SE-NO est basée sur les données de (a). Elle montre l'«onlap» de la base du delta inférieur (SU2, base de SU3, en couleurs vertes) et le recouvrement du Proto-delta par la partie supérieure de SU3 et le delta médian (SU5 à SU8, en dégradé de bleu).

Quatre ensembles d'unités stratigraphiques ont été identifiés dans le delta de Kerinitis. Ces ensembles sont nommés le proto-delta, le delta inférieur, le delta médian et le delta supérieur. Cette identification est basée sur le caractère des géométries internes, les associations de faciès et la nature des KSS.

5.3.1. Proto-delta

Un petit proto-delta a été mis en évidence en-dessous des topsets de la zone 1 (Figs 4.6.b et 5.7). Il n'a jamais été décrit dans les études précédentes. Cet ensemble de foresets a une longueur d'environ 800 m pour une épaisseur d'environ 30 m (Fig. 5.7.a). Ce proto-delta est localisé dans la vallée de la rivière Kerinitis, à proximité de la faille de Pirgaki (Figs 4.6.b et 5.3). La moyenne des directions de progradation de ces foresets prises sur la coupe de la rivière Kerinitis indique une orientation NE (N050°E). Ces valeurs ne caractérisent que la partie NE de l'affleurement du proto-delta. Les topsets de SU2 et SU3 viennent en «onlap» sur cet ensemble (Figs 5.3.a, b et 5.7.b).

5.3.2. Delta inférieur : Unités Stratigraphiques 1 à 3

Le **delta inférieur** (SU1 à SU3) a une épaisseur de 150 à 200 m avec une base qui n'est pas à l'affleurement. SU1 et SU2 (Figs 5.3.b, 5.8 et 5.9) sont dominées par des ensembles de foresets superposés et limités par des KSS subhorizontales du type FF1b et FT1 (Fig. 5.2).

SU1 comprend un ensemble de foresets à pendage vers le NE en zone 3, d'une hauteur de 65 m (base non visible) sur une longueur d'affleurement d'environ 1100 m (Fig. 5.9.a). Les foresets forment des géométries en «toplap» avec **KSS1** (géométrie de type FF1b, Figs 5.2 et 5.8). SU1 est affectée par des surfaces d'érosion internes, localement associées à des associations de faciès de bottomset et de prodelta (Fig. 5.8). Les foresets de SU1 sont corrélés aux premiers 40 m de topsets fluviatiles des zones 1 et 2 (Fig. 5.3.b). Le TBP, qui n'est pas à l'affleurement, présenterait une allure très incurvée avant de passer latéralement à une limite sub-horizontale en «toplap» (Fig. 5.3.b).

SU2 est une unité stratigraphique qui affleure dans de mauvaises conditions. Elle a une épaisseur de 35 m en zone 3 et comprend deux ensembles de foresets superposés et séparés par un ensemble de topsets de faible épaisseur (comprenant de fins bancs de calcaires bioclastiques). Les limites de cet ensemble de topsets sont mal définies et ne sont pas latéralement continues (Figs 5.8 et 5.9.a). C'est pour cette raison que les surfaces limitant l'ensemble de topsets n'ont pas été interprétées comme des KSS. SU2 est limitée en haut par **KSS2** (surface type FT1, Figs 5.2, 5.8 et 5.9.a). Des TBP fortement incurvés sont proposés pour chaque ensemble de foresets. L'ensemble de topsets de SU2 a une épaisseur de 30 m en zone 1 et 2.

La partie inférieure de **SU3** (Figs 5.3.b, 5.8 et 5.9) est dominée par des topsets fluviatiles (d'une épaisseur allant jusqu'à 45 m) en zones 1, 2 et 3. Aucun ensemble de foresets équivalent n'est préservé car l'unité est profondément incisée par KSS5, du type TF2 (Figs 5.8 et 5.9).

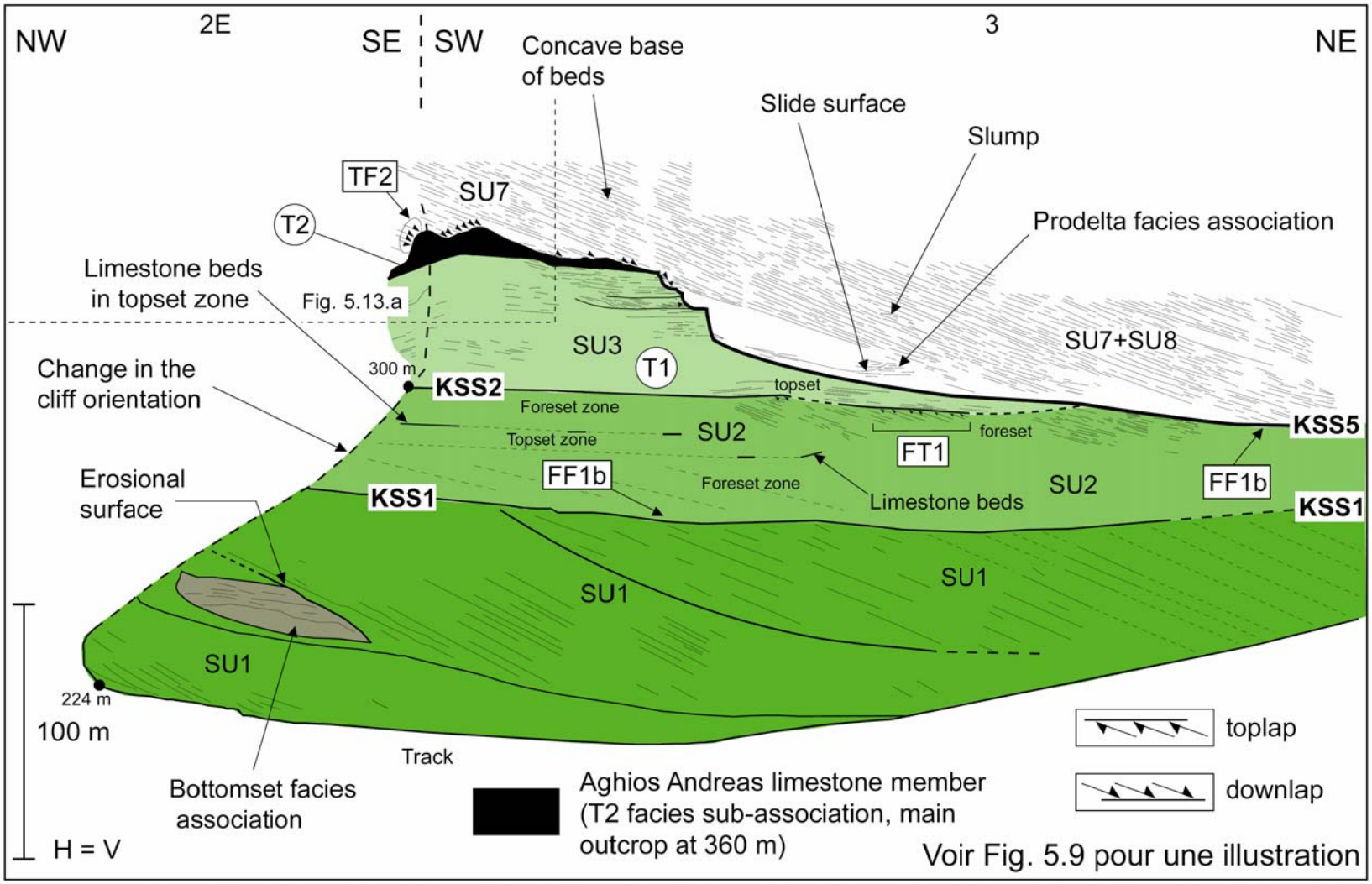


Figure 5.8 : Architecture stratigraphique du delta inférieur (SU1 à SU3) en zone 3. Cette figure montre les géométries des KSS (Fig. 5.2) et les associations de faciès (Tab. 4.5 et Fig. 4.6.b). SU1 montre un mode d'empilement des strates en progradation. SU2 comprend des unités en progradation superposées et séparées par une fine unité de topsets avec de rares bancs calcaires. Les topsets de SU3, incluant le Membre calcaire d'Aghios Andreas (en noir) sont incisés par KSS5 qui adopte un profil en marche d'escalier. La position de la figure 5.13.a est donnée. La figure est localisée sur la figure 5.3.a.

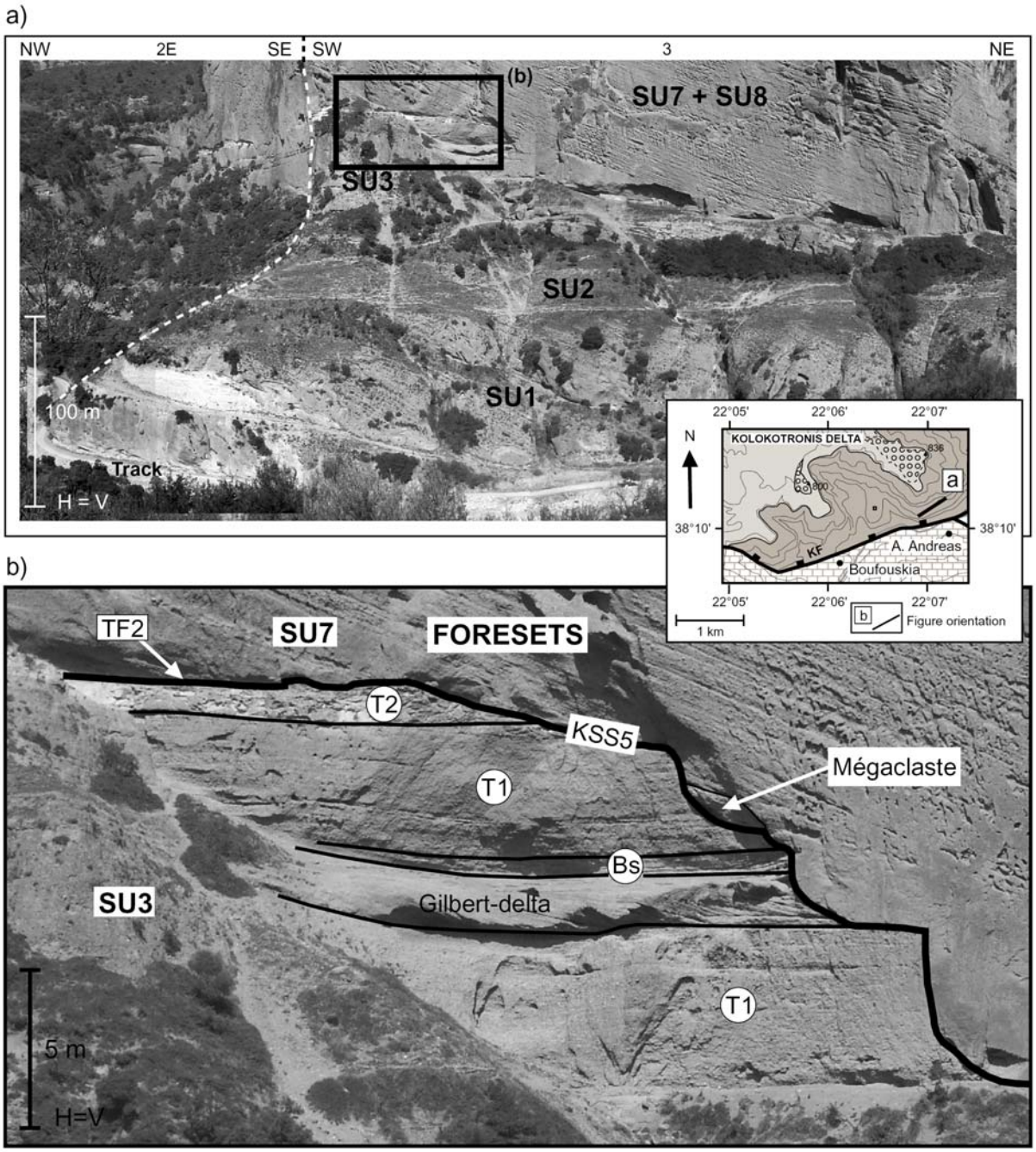


Figure 5.9 : Illustration du delta inférieur (SU1 à SU3) en zone 3. a) Illustration de la zone interprétée en Fig. 5.8. La position de la figure (b) est indiquée. b) Détail centré sur la partie supérieure de SU3 montrant le profil en marche d'escalier que présente KSS5. KSS5 est caractérisée par la géométrie TF2. La partie supérieure de SU3 est composée des sous-associations de faciès de topset T1, T2 ainsi que de l'association de faciès de bottomset (Bs). Un petit Gilbert-delta de quelques mètres d'épaisseur est préservé. Les foresets de SU7 qui viennent en "downlap" comprennent localement un mégaclaste silteux de l'association de faciès de prodelta (*cf.* § 4.4.2). En encart : localisation de la figure (a).

La partie supérieure de **SU3** comprend des couches de la sous-association de faciès de topset T1, des couches de l'association de faciès de bottomset, ainsi qu'un petit Gilbert-delta de quelques mètres d'épaisseur (Fig. 5.9.b). Les contacts entre les ensembles de différentes associations de faciès sont conformes, mais ne sont pas latéralement continus. Ces surfaces n'ont donc pas été interprétées comme des KSS. L'affleurement principal du Membre calcaire d'Aghios Andreas (Fig. 5.9.b ; Chapitre 4, § 4.4.1.2) constitue le sommet de SU3. Il est préservé sous KSS5, sous forme de trois affleurements isolés, dont le principal se développe sur 15,4 m d'épaisseur. En position plus proximale, le Membre calcaire doit vraisemblablement passer à des topsets fluviatiles (T1, Fig. 5.12.a).

Sur la zone 2E, **KSS3** est une surface non-érosive (du type TT1 à TP1, Figs 5.2, 5.10 et 5.11.a, b). Elle sépare des bancs de la sous-association de faciès de topset T1 (Tab. 4.5) de SU4 (Figs 5.10 et 5.11.b, c). La base du conglomérat de plage correspond à une surface ayant enregistré une augmentation initiale et faible du rapport A/S (surface «a» de la Fig. 5.12.a). KSS3 correspond à la surface «b» de la figure 5.12.a. Le long de KSS3, le TBP s'est déplacé en position proximale de plus de 1 km (Fig. 5.12.a). La surface «b» représente une augmentation de forte amplitude du rapport A/S, en prenant en compte les associations de faciès de part et d'autre de «b», ainsi que le mouvement en position proximale du TBP. Latéralement, KSS3 devient une surface composite car elle représente la réunion des surfaces «a» et «b» («Interprétation», Fig. 5.12.a). L'amplitude du mouvement enregistré par KSS3 est la plus importante de tous les déplacements préservés dans le delta. C'est pour cette raison que KSS3 représente la transition entre delta inférieur et de delta médian.

En résumé, le delta inférieur est dominé par des ensembles constitués de foresets en progradation (SU1 et SU2) surmontés par les topsets de SU3, en zone 3, majoritairement fluviatiles et localement marins de faible profondeur. Tous les ensembles passent à des topsets fluviatiles en zone 1. SU2 et la partie inférieure de SU3 viennent en «onlap» sur le proto-delta. Le passage du delta inférieur au delta moyen est marqué par une augmentation de forte amplitude du rapport A/S, provoquant le déplacement en position proximale du TBP de SU4 sur une distance supérieure au km.

5.3.3. Delta médian : Unités Stratigraphiques 4 à 9

Le delta médian (SU4 à SU9) a une épaisseur de 400 à 450 m.

En zone 2E, **SU4** constitue un ensemble d'une épaisseur de 10 m comprenant des bancs de bottomset et de prodelta (Figs 5.10 et 5.11.a, c). Les mesures de paléocourants, prises dans les bancs de bottomset et de prodelta, indiquent une direction de construction de SU4 vers N044°E.

Un déplacement du TBP d'approximativement 200 m est enregistré par la surface érosive **KSS4**. Cette surface tronque totalement SU4 et entaille sur 20 m les topsets de SU3 (Fig. 5.11.d). Elle est caractérisée, en zone 2E, par les géométries TF1, TF2, PF2 (Figs 5.2 et 5.11.d).

SU5 est uniquement préservée sur les zones 1 et 2E. En zone 2E, SU5 est représentée par des foresets de 40 m de hauteur (Figs 5.11.a et 5.11.d) qui remplissent une topographie incisée de 20 m. Ces foresets sont tronqués par KSS5.

KSS5 représente la surface la plus significative de tout le delta. Elle incise vers le bassin sur une épaisseur de 120 m à travers les zones 2 et 3 (Fig. 5.3). KSS5 est sub-horizontale et localement érosive sur la partie Est de la zone 2 (Fig. 5.13).

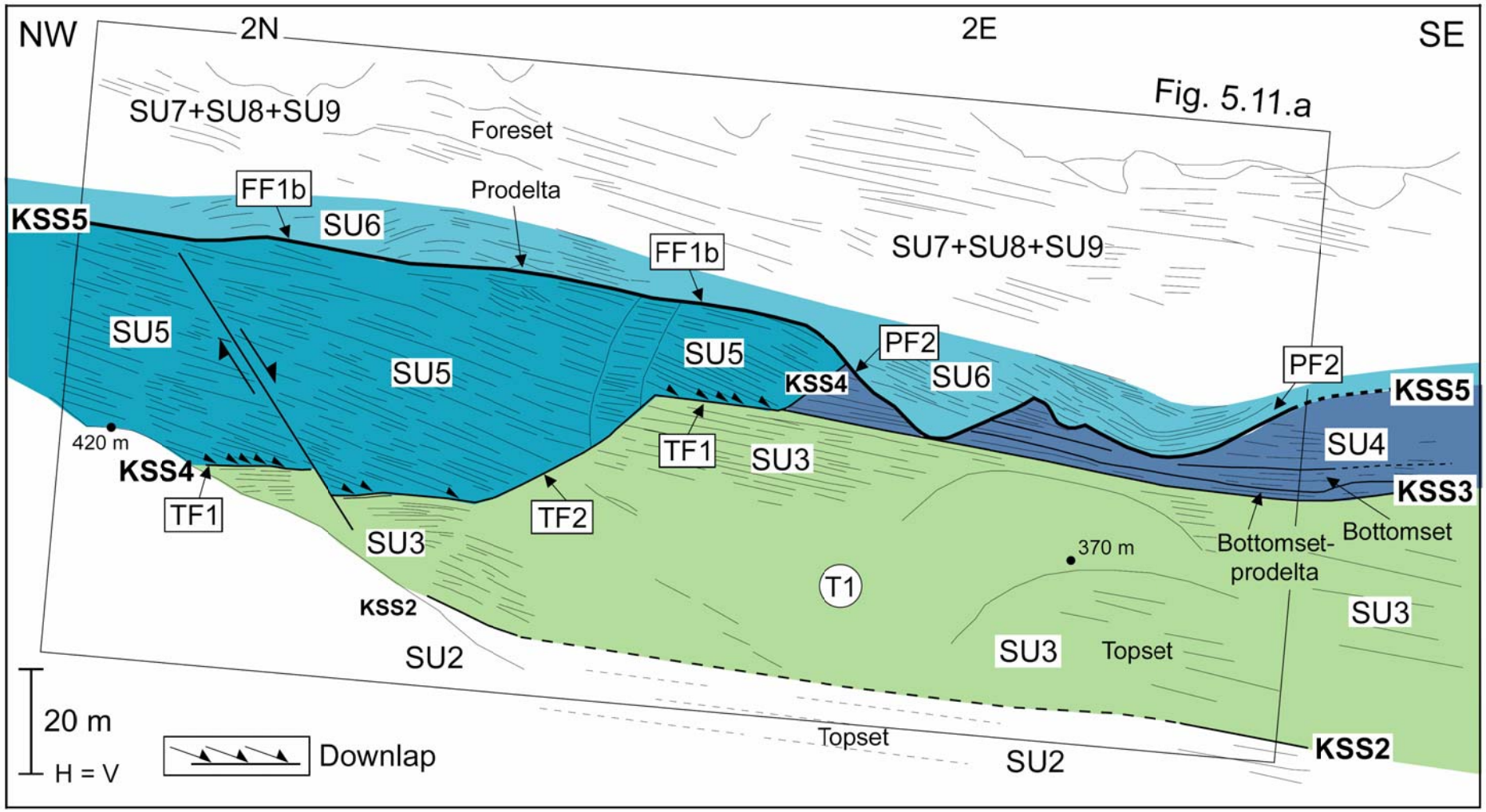


Figure 5.10 : Architecture stratigraphique de la partie supérieure du delta inférieur (SU3) et de la base du delta médian (SU4, SU5) en base de la zone 2E. Cette figure montre les géométries des KSS (dans les rectangles à bord noir et à fond blanc, Fig. 5.2) et les asociations de faciès (dans les cercles, Tab. 4.5 et Fig. 4.6.b). Le caractère érosif de KSS5 sur SU4 est bien mis en évidence. Une faille normale de faible rejet affecte SU5 (N172°E-60E). Les données de paléocourants indiquent que le Gilbert-delta représenté par SU4 se construit vers N044°E, orthogonalement au plan de la figure. Cette figure est localisée sur la figure 5.4.a. La localisation de la figure 5.11.a est donnée par le cadre noir.

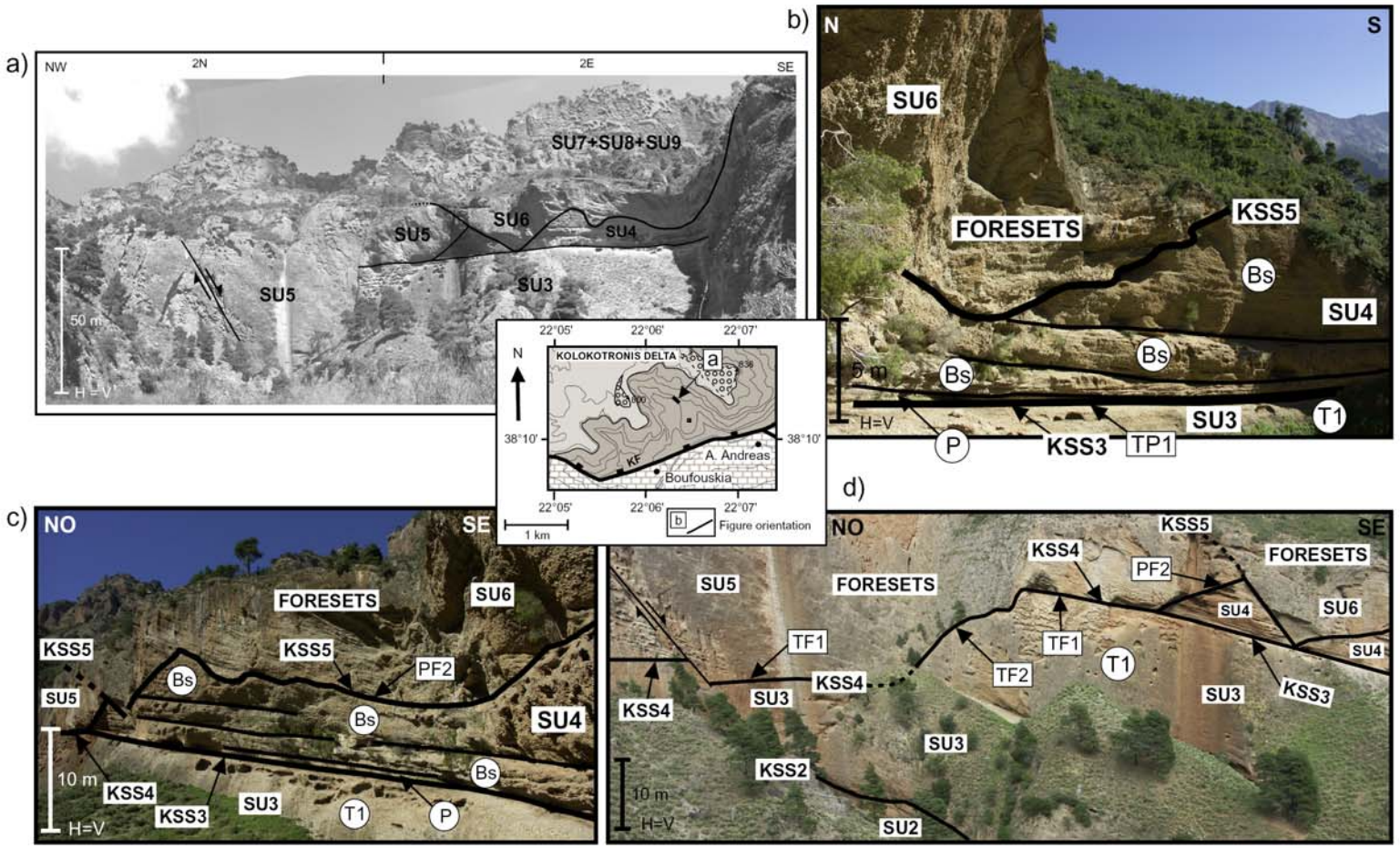


Figure 5.11 : Détail de l'architecture stratigraphique de la partie supérieure du delta inférieur (SU3) et de la base du delta médian (SU4 et SU5) en base de zone 2E. a) Illustration de la partie centrale de la figure 5.10. b) Le sommet de SU3 est composé de la sous-association de faciès de topset T1. KSS3 représente le contact entre la sous-association de faciès de topset T1 et l'association de faciès de prodelta (P) de la base de SU4. KSS3 est caractérisée par la géométrie TP1 (Fig. 5.2). Au-dessus, SU4 est composée de couches de l'association de faciès de bottomset (Bs). Le caractère érosif de KSS5 sur SU4 est évidente. Les foresets de SU6 remplissent la paléotopographie créée par l'incision de KSS5. c) Caractère érosif de KSS5 soulignée par la géométrie PF2 (Fig. 5.2). Vers le NO, SU4 est totalement tronquée par KSS4. KSS3 est une surface conforme. Les foresets de SU6 viennent en "downlap" sur KSS5. d) KSS4 entaille sur 20 m SU3, tronque entièrement SU4 et recoupe KSS3. KSS4 est successivement caractérisée par les géométries PF2, TF1, TF2 puis TF1. KSS4 est elle-même recoupée par KSS5. Les foresets de SU5 viennent en "downlap" sur KSS4 et remplissent la paléotopographie. SU5 est affectée par une faille normale à faible rejet (Fig. 5.10). Encart : localisation de la figure (a).

En zone 3, KSS5 érode totalement SU3 (sur une épaisseur de 60 m) et présente un profil en marche d'escalier (Figs 5.8 et 5.9.b). Cela suggère que le phénomène érosif ayant conduit à la mise en place de KSS5 s'est opéré sur des conglomérats déjà indurés. Aucun dépôt de paléosol pouvant indiquer une période d'émersion n'a été identifié sous cette surface.

Le long de la zone 1, les topsets de **SU6** s'épaississent jusqu'à 50 m, en direction de la faille de Kerinitis. Le long de la zone 2, le TBP présente un pendage faible, devenant horizontal en direction du NE (Fig. 5.13). Au niveau de la limite SO de la zone 3, SU6 a une épaisseur de 20 m (Fig. 5.13.a) et se termine contre la surface érosive KSS6. Ici, le TBP de SU6 comprend une alternance entre des géométries en «toplap» et des ensembles de TB alignés selon une pente faible (Fig. 5.14). Les foresets de SU6 reposent en «downlap» (*cf.* Glossaire en Annexe 4) sur la surface érosive KSS5, atteignant la hauteur de 55 m. Pourtant, ils n'atteignent pas la rupture de pente au niveau du front du paléo-delta.

Sur la section orientée SE-NO (zone 2E, Figs 4.2.a et 5.4.a), orthogonale à la direction principale de construction du delta, les détails sur la surface **KSS6** montrent qu'elle est formée de deux surfaces différentes, c'est-à-dire qu'elle présente une histoire composite (Fig. 5.12.b). Il est possible de distinguer une surface «b» correspondant à la base d'ensembles de couches de couleur beige, constituées principalement du faciès F3a(5) (Tab. 4.3 du Chapitre 4). Ces couches correspondent à une association de faciès de prodelta. Ces ensembles de prodelta reposent en conformité sur la sous-association de faciès de topset T1 (Fig. 5.4.a, Tab. 4.5). Une surface «c» érosive a également été distinguée. La surface «c» présente une forme ondulée (avec une longueur d'onde de 30 à 80 m, Figs 5.4.a, b et 5.15) permettant de préserver les couches de prodelta de SU6 en-dessous et les foresets de SU7 au-dessus. La surface érosive incise les couches sous-jacentes sur 3 à 5 m et adopte localement, un profil en marche d'escalier (Fig. 5.15). Selon cette configuration, sous la KSS6, des ensembles de couches de prodelta de forme grossièrement triangulaire sont préservés (d'une épaisseur inférieure à 5 m) localement dans des espaces entre les lobes érosifs. La mise en évidence de tels dépôts de prodelta implique que leur base a enregistré une augmentation majeure du rapport A/S (surface «b», Fig. 5.12.b). Cette augmentation précède la mise en place de la surface érosive (surface «c» sur la Fig. 5.12.b, Fig. 5.4.a).
Le long de KSS6, le TBP de SU7 s'est déplacé en position proximale sur une distance d'au moins 200 m.

Les foresets de **SU7** viennent en «downlap» sur les KSS6 et KSS7 (surface de type TF2, Fig. 5.2) et dépassent la rupture de pente du front du delta (au-dessus de KSS5) pour atteindre une hauteur d'au moins 250 m (Fig. 5.13.a). Tout comme SU6, le TBP de SU7 comprend une alternance de géométries en «toplap» et de géométries en aggradation. Il monte en direction du NE suivant une courbe très peu accentuée (Figs 5.16.a et b). SU7 a une épaisseur atteignant les 80 m en zone 3, épaisseur qui diminue à une valeur de 30 m au niveau de la limite Ouest de la zone 2N. A partir de ce point et en direction du SE (le long des zones 2W et 1), les topsets de SU7 s'épaississent jusqu'à une valeur de 90 m en direction des failles de Pirgaki et de Kerinitis (Fig. 5.3.b). Le TBP de SU7 adopte une forme concave autour de la zone 2E à une altitude de 440 m (ligne en tiretés sur la Fig. 5.3.a) où SU7 a une épaisseur de 80 m sur la figure 5.3.b. A la limite SE de la zone 2E (falaise NE-SO, Fig. 5.3), les 20 m supérieurs des topsets de SU7 (n'ayant pas de foresets équivalents car tronqués par KSS5) ont enregistré à la fois des processus fluviatiles et marins (sous-association de faciès de topset T3, Fig. 5.16.b et Tab. 4.5). La base plane de l'ensemble de couches de cette sous-association de faciès (Fig. 5.16.a) a enregistré une modeste augmentation du rapport A/S (surface identifiée par Dart *et al*., 1994, fig. 8b ; surface «a» sur la figure 5.12.c).

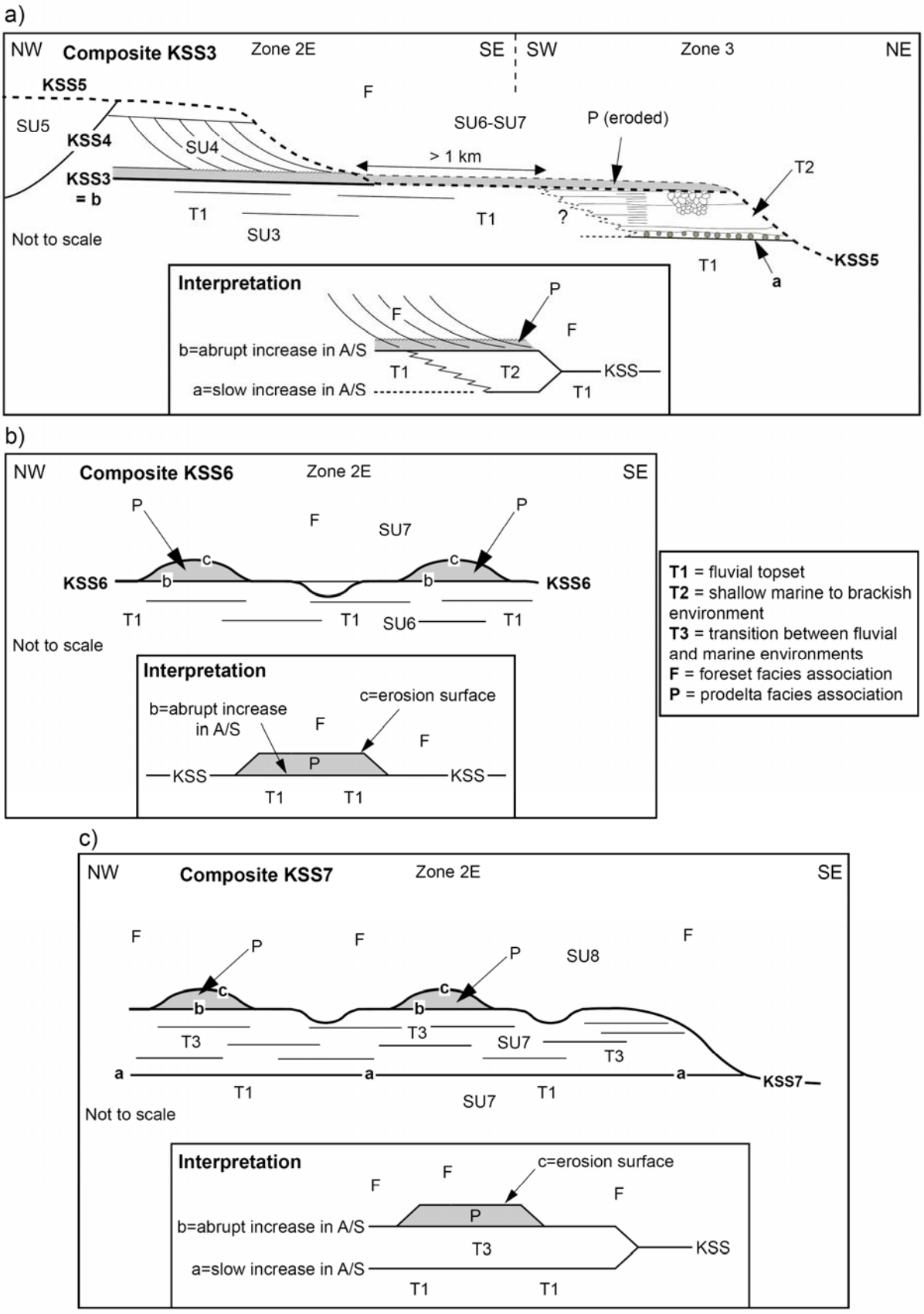


Figure 5.12 : Analyse du caractère composite des KSS3, KSS6 et KSS7. a) Coupe simplifiée orientée NO-SE/SO-NE de KSS3 (Figs 5.8 et 5.10). La surface «a» et la surface «b» sont définies sur ce schéma de corrélation. Un déplacement majeur en position proximale de plus de 1 km du TBP est enregistré par la surface «b».

KSS5 représente un évènement plus tardif et distinct, qui incise la plus grande partie de SU4 et entièrement SU3. Le schéma illustre l'histoire composite enregistrée par KSS3. La surface «a» marque le début de l'augmentation modeste du rapport A/S pendant laquelle le Membre calcaire d'A. Andreas s'est déposé. La surface «b» enregistre la principale et abrupte augmentation du rapport A/S. b) Analyse du caractère composite de KSS6. KSS6 est composée de la surface «b» et de la surface «c». Le schéma simplifié explique que la surface composite KSS6 enregistre une abrupte et importante augmentation du rapport A/S sur la surface «b», suivie par une érosion sous-marine sur la surface «c», qui se met en place à la base des foresets. c) Analyse de la nature composite de KSS7 en corrélant des affleurements illustrés sur les figures 5.4.a et 5.13.a. Les surfaces «a», «b» et «c» composant KSS7 ont été distinguées. Le schéma interprétatif montre que la surface «a» enregistre une modeste augmentation du rapport A/S et que la surface «b» enregistre, quant à elle, une abrupte et importante augmentation du rapport A/S (approfondissement maximum). La surface «c» représente un phénomène érosif sous-marin local, à la base des foresets de SU8. Encart : abréviations utilisées. Voir le tableau 4.5 pour plus de détail sur les faciès et les associations de faciès (modifié d'après Backert *et al.*, 2009).

Sur la falaise orientée NO-SE (section 2E, Fig. 5.4.a), **KSS7** présente le même caractère composite que KSS6 (Fig. 5.15). La sous-association de faciès de topset T3 repose en conformité sur la sous-association de faciès de topset T1 (surface «a», Figs 5.15, 5.16.a et 5.16.b) enregistrant une modeste augmentation du rapport A/S. Les mêmes ensembles de couches de couleur beige de l'association de faciès de prodelta (Tab. 4.5) sont préservés sous forme de dépôts de morphologie grossièrement triangulaire («prodelta résiduel», Fig. 5.17.a). Ces ensembles de prodelta reposent en concordance sur les topsets de la sous-association de faciès de topset T3 (surface «b», Figs 5.4.a et 5.17.b). La surface «b» a enregistré une augmentation abrupte et de forte amplitude du rapport A/S. La surface érosive «c» (Fig. 5.12.c) est ondulante, avec une longueur d'onde de 40 à 80 m et érosive sur une profondeur atteignant les 5 m (Fig. 5.4.a). La surface «c» incise dans les topsets de SU7 (Fig. 5.13.a). Les foresets de SU8 viennent en «downlap» sur la surface «c» (Fig. 5.13.a). Ces études de détail ont montré que KSS7 est composée de ces trois surfaces (Fig. 5.12.c). Cette configuration implique, comme dans le cas de KSS6, que le phénomène érosif enregistré par la surface «c» (Fig. 5.12.c) post-date l'augmentation majeure du rapport A/S. Le caractère lobé et discontinu des surfaces d'érosion (surfaces «c» des Figs 5.12.b et 5.12.c) pourrait être relié à des processus érosifs, localisés aux pieds des foresets en progradation. En zone 2N, en-dessous de KSS7 sont préservées des couches de l'association de faciès de prodelta. A la différence de ce qui a été observé en zone 2E, le contact avec les topsets sous-jacents est érosif (voir la description des foresets de SU8 en zone 2N).

SU8 est caractérisée par des topsets (Fig. 5.3.b) qui s'épaississent considérablement le long de la zone 1 (jusqu'à 100 m d'épaisseur) ainsi que par de hauts foresets (Figs 5.4.a et 5.18.a, b) en zone 3 (hauteur maximum des foresets : 260 m). En zone 2N-2E (centre du delta, Fig. 5.3.a), l'unité n'a qu'une épaisseur de 30 m (Figs 5.19, 5.20, 5.21). En zone 2E, SU8 présente une base caractérisée par des géométries en «downlap» (Figs 5.19 et 5.20). Sa limite supérieure, en zone 2E, est localement caractérisée par des géométries en «toplap» (TF1, Figs 5.2 et 5.20.b). En zone 2N, les foresets sont affectés localement par un «slump» (Fig. 5.22). Le TBP présente un très faible pendage, devenant subhorizontal vers le NE en raison de la présence de géométries en «toplap» (Fig. 5.3.b).

KSS8 est caractérisée en zone 2E par des géométries en «toplap» (Fig. 5.20), ainsi que par de très faibles incisions (Fig. 5.20).

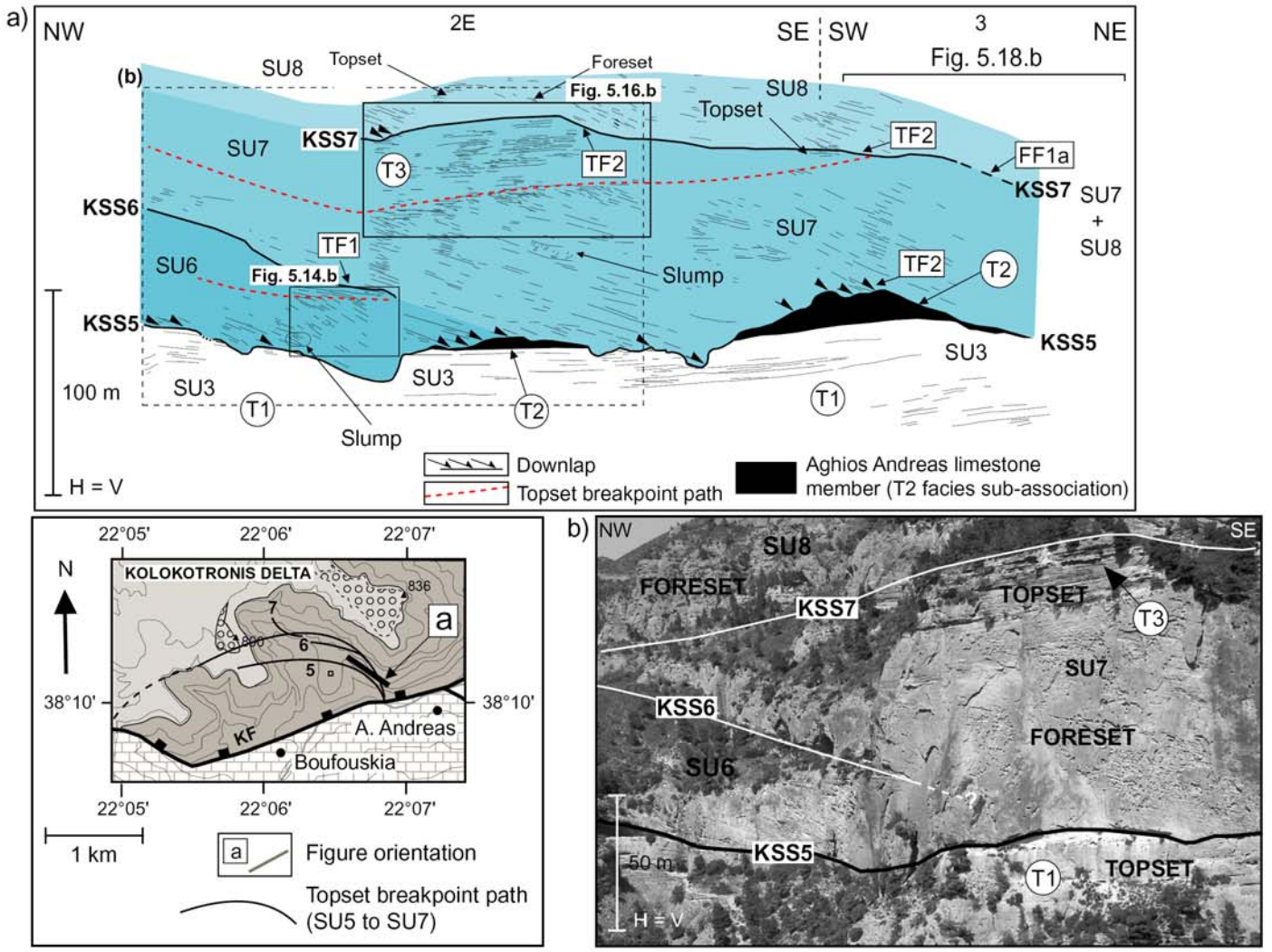


Figure 5.13 : Architecture stratigraphique du delta médian (SU6 et SU7). La figure montre le détail des géométries des KSS (dans les rectangles, Fig. 5.2) et les associations de faciès (dans les cercles, Tab. 4.5 et Fig. 4.6.b). a) Schéma de la falaise en zone 3 (localisé sur la figure 5.3.a) montrant le mode d'empilement des couches de SU6 et de SU7, depuis un motif en progrado-aggradation initial vers un motif en progradation accentuée (Fig. 5.1). Les topsets de la sous-association de faciès T3 se trouvent au sommet de SU7. Les positions des figures 5.14.b, 5.16.b et 5.18.b sont données. b) Illustration de la falaise interprétée en (a). En encart : localisation de la figure (a) ainsi que des traces cartographiques des TBP des SU5 à 7.

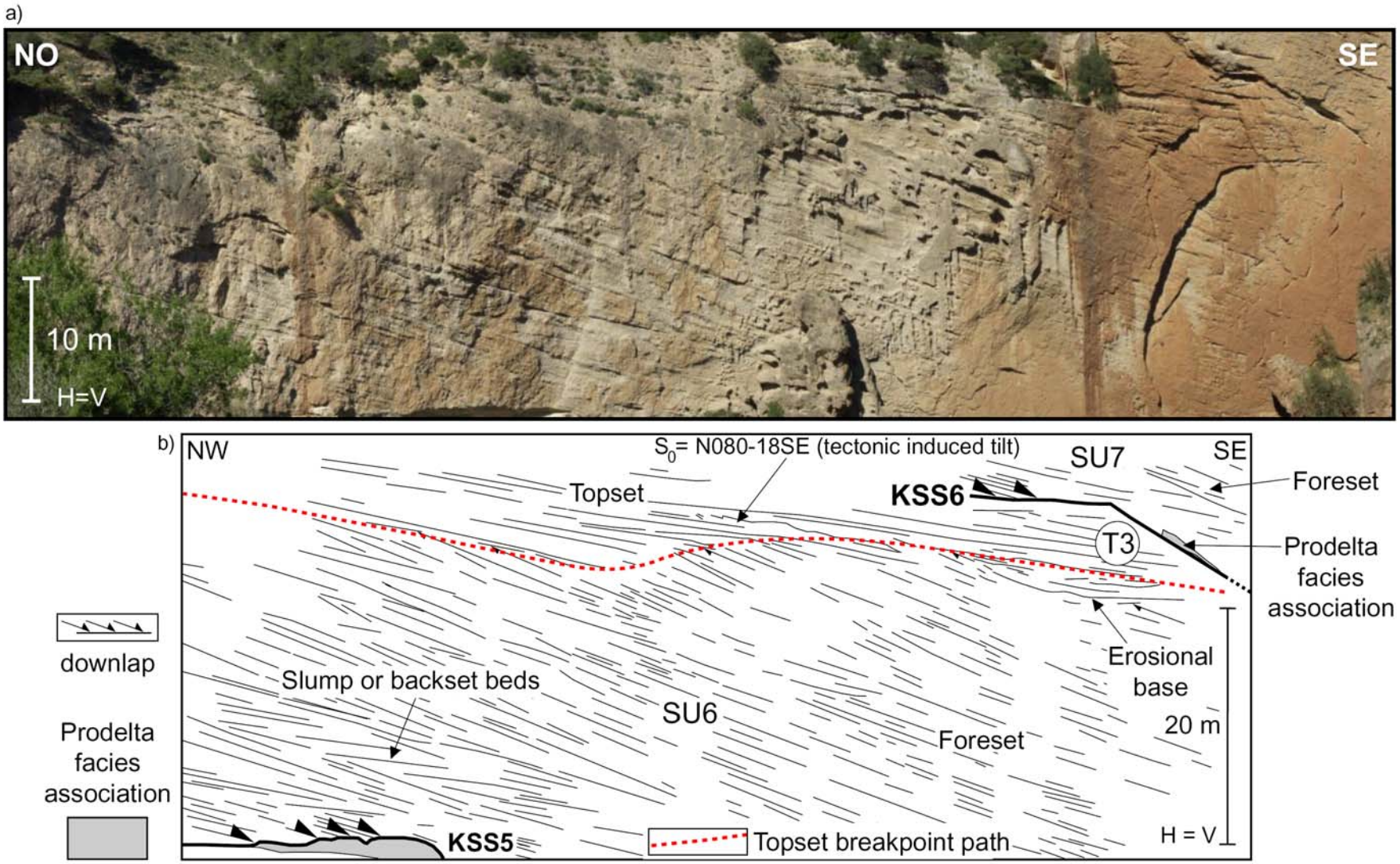


Figure 5.14 : Architecture stratigraphique de SU6. a) Photographie de la zone interprétée en (b). Schéma détaillé de SU6 (localisé sur la figure 5.13.a) montrant la nature composite du TBP (en tiretés rouges). Le pendage sub-horizontal de certains foresets est à relier à des phénomènes de type "slump" ou "backset beds".

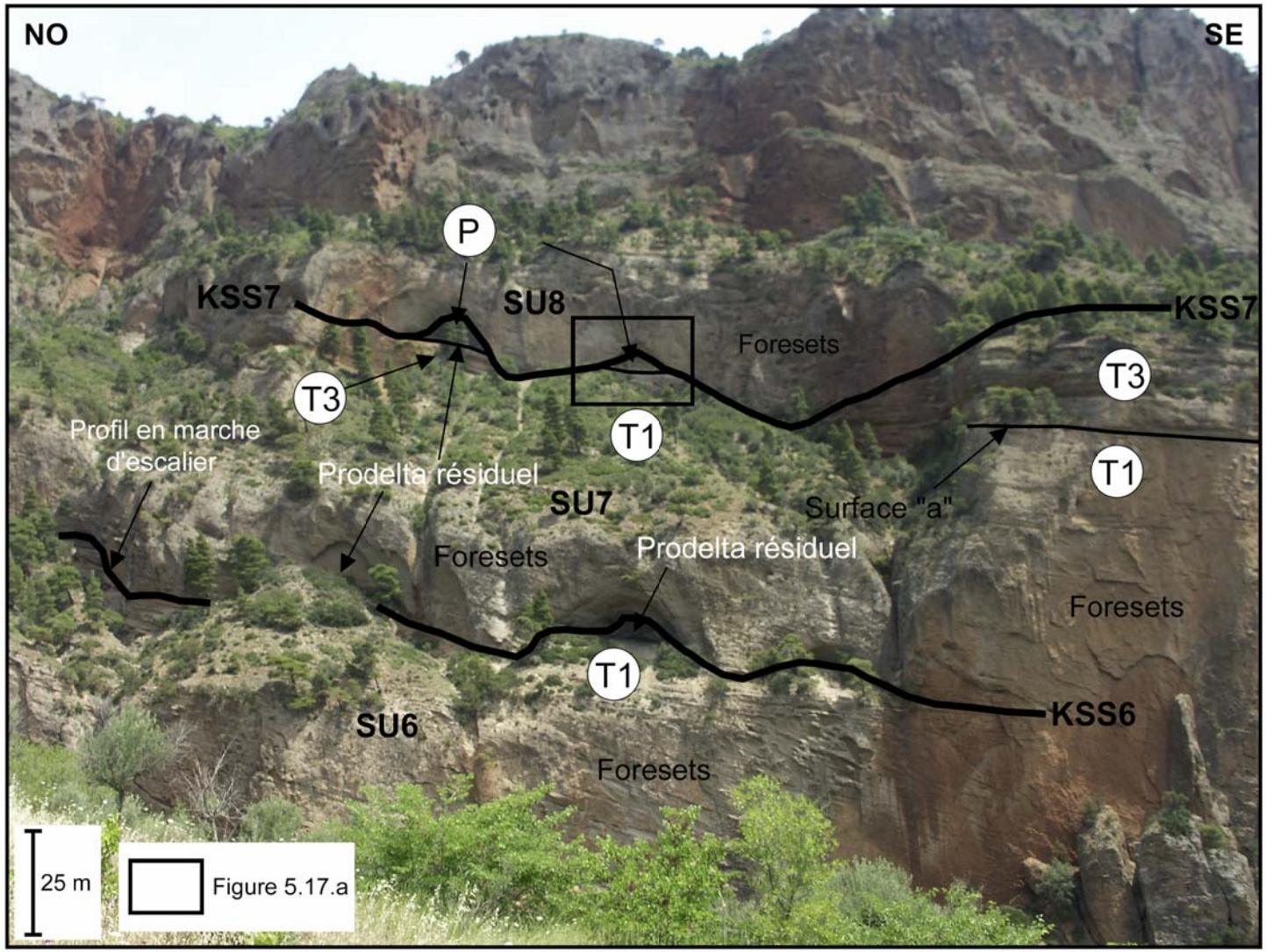


Figure 5.15 : Allure des KSS6 et KSS7 sur la zone 2E. Une étude de détail de terrain a permis de mettre en évidence des couches de l'association de faciès de prodelta sous ces KSS. Ces bancs ont été localement préservés de l'érosion. Ces associations de faciès permettent de démontrer que les KSS6 et KSS7 sont des surfaces composites, combinaison de surfaces indiquant des augmentations du rapport A/S de différentes amplitudes, ainsi que d'une surface d'érosion. La figure est localisée sur la figure 5.4.a. La figure 5.17.a est localisée.

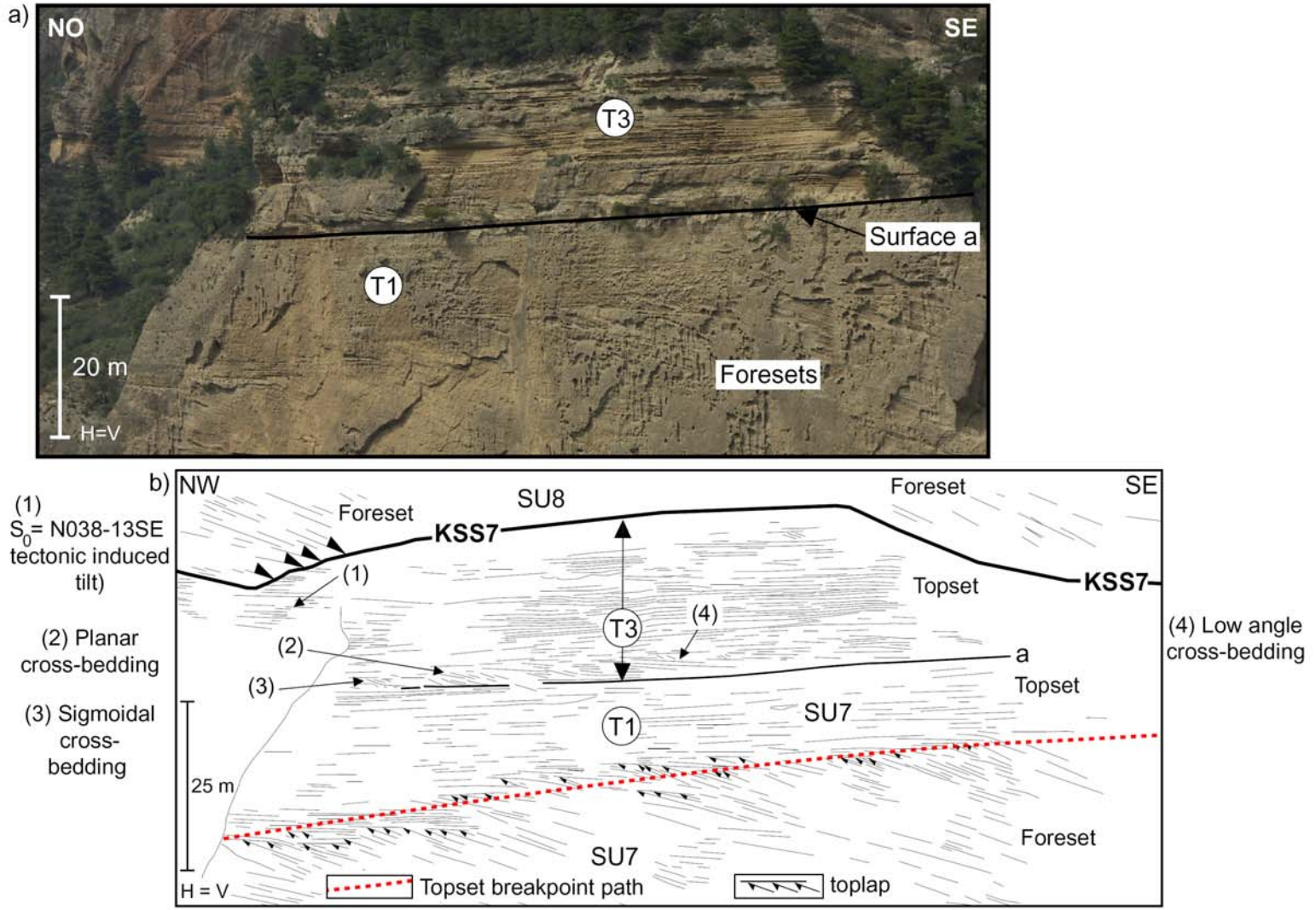


Figure 5.16 : Détail de l'architecture stratigraphique de SU7. a) Photographie de la falaise interprétée en (b). b) Schéma détaillé de SU7 (localisé sur la figure 5.13.a) montrant les sous-associations de faciès de topset, le TBP ainsi que les géométries internes. La surface "a" correspond à la limite entre la sous-association de faciès de topset T1 et la sous-association de faciès de topset T3 située au-dessus. La surface "a" correspond à une faible augmentation du rapport A/S (début de transgression, Fig. 5.12.c).

SU9 (Figs 5.3.b, 5.18.a, 5.18.b, 5.19 et 5.20) comporte des foresets d'une hauteur maximum de 353 m. La partie supérieure a été érodée par KSS11 (correspondant à la base du delta du Kolokotronis plus récent, Figs 5.3.a et 5.19). En zone 3, les foresets de SU9 sont affectés par une structure de glissement (Figs 5.18.b et 5.23 ; § 4.4.2 du Chapitre 4) de type «backset bedding». Bien que le TBP ait été érodé, la hauteur des foresets implique que le TBP est courbé avec une forte composante aggradante.

KSS9 n'est définie qu'en zone 3 de coupe (Fig. 5.18.b) car elle se termine en «toplap» contre KSS10.

5.3.4. Delta supérieur : Unités Stratigraphiques 10 et 11

Les foresets de **SU10** (hauteur de 300 m) se terminent vers le haut selon une géométrie en «toplap» contre KSS10 (Fig. 5.18.b). Ces foresets passent latéralement à des bottomsets sub-horizontaux, qui peuvent être tracés vers le Nord, sur une distance d'environ 1300 m, à travers le horst de Kato-Fteri (Figs 4.2.a, 4.4 et 5.4.b). Les foresets de SU10 se terminent contre la faille «East Kato Fteri» (Fig. 4.2.a). L'ensemble de bancs de topset, d'une épaisseur de 20 m se trouvant au-dessus de KSS10, est corrélé avec les foresets de SU11.

KSS10 est une surface de «toplap» (géométrie FT1, Figs 5.18.b et 5.2) qui n'est identifiée qu'en zone 3.

Les foresets de **SU11** sont préservés très localement sur le front du delta (Fig. 5.4.b). SU11 n'est pas suffisamment complète pour établir avec précision le détail des caractéristiques géométriques. La falaise orientée ESE-ONO, formant la limite Nord du delta, permet d'avoir une coupe longitudinale à travers SU10 et SU11. Chaque coupe présente une forme en dôme (Fig. 5.4.b), typique d'une coupe transversale à travers un front de delta incurvé (voir Hardy & Gawthorpe, 1998, Fig. 5.32 et Gawthorpe *et al*., 2003).

La surface **KSS11** représente la base érosive du Gilbert-delta du Kolokotronis (Fig. 5.3.a), qui est un delta plus récent. Ce delta fait partie du Groupe supérieur (Chapitre 2).

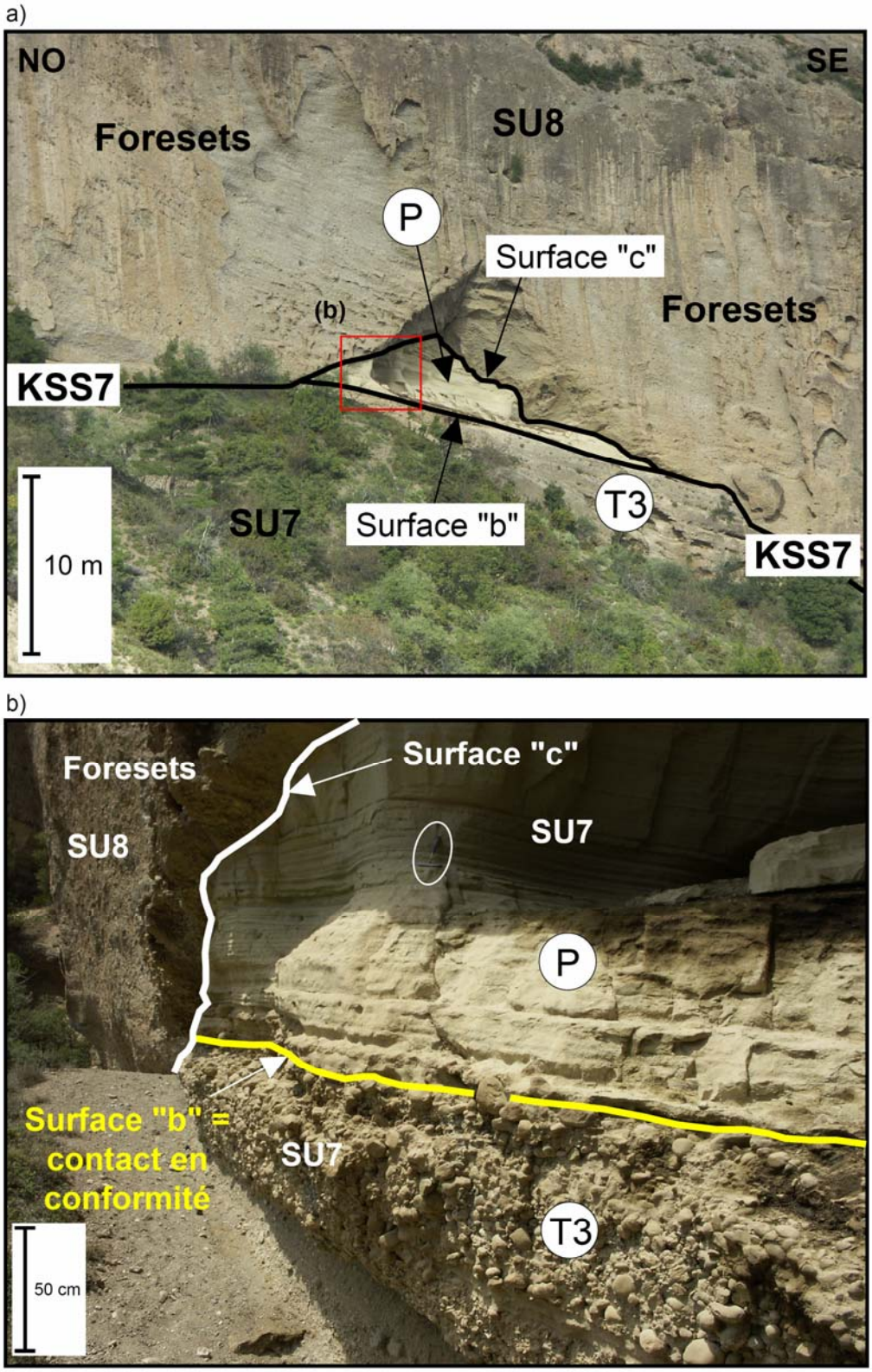


Figure 5.17 : a) Couches de prodelta (majoritairement constituées du faciès F3a(5)) préservées de l'érosion sous KSS7 démontrant son caractère composite (Fig. 5.12.c). Les surfaces «b» et «c» ont été mises en évidence sur cet affleurement (la surface «a» est visible sur la Figure 5.15). La figure (b) est localisée. Cette figure est localisée sur la figure 5.15. b) La surface «b» séparant T3 du prodelta est une surface conforme. La surface «c» est érosive. Les foresets de SU8 viennent en «downlap» sur la surface «c».

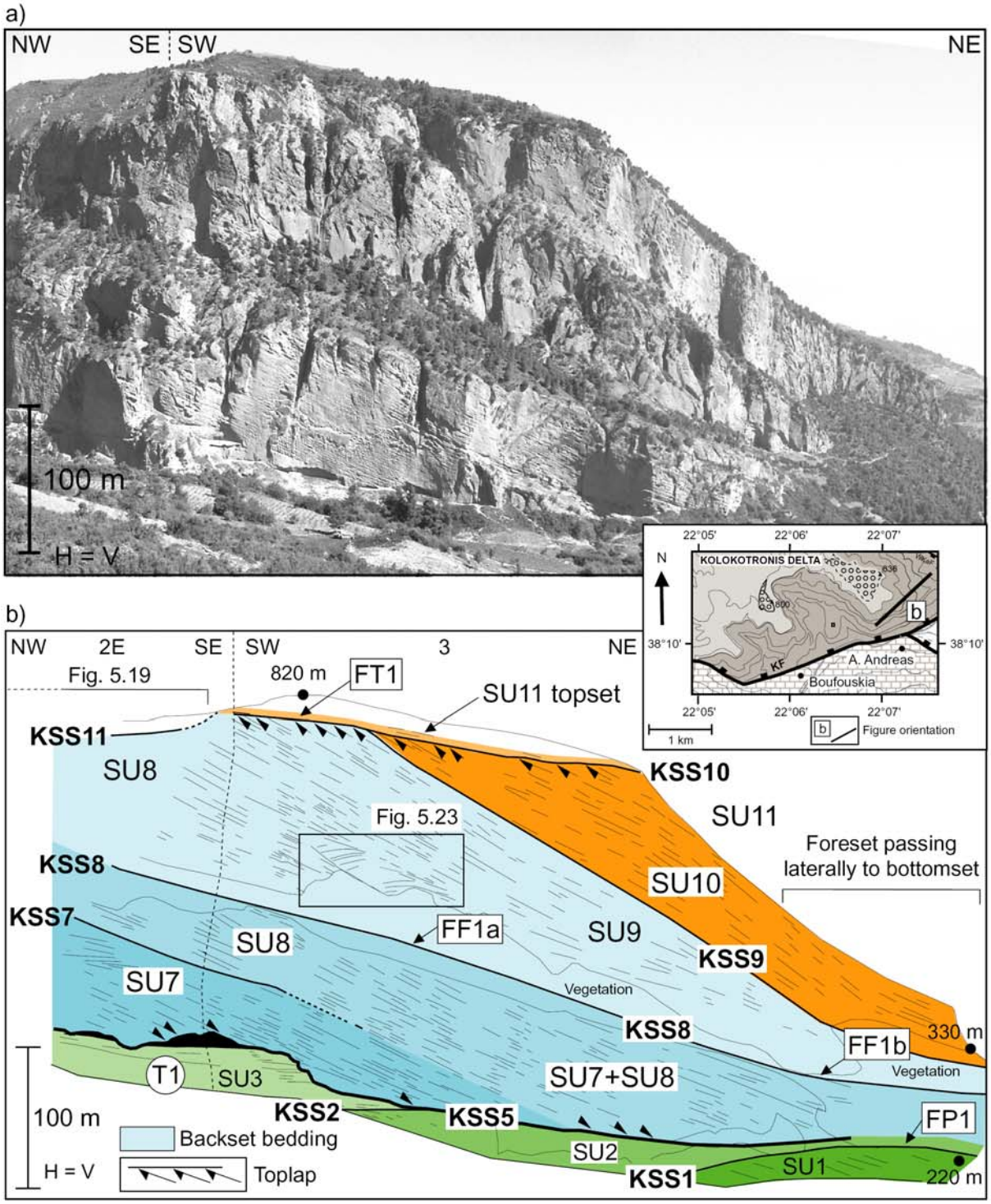


Figure 5.18 : Détail de l'architecture stratigraphique de la partie supérieure du delta médian (SU7 à SU9) et du delta supérieur (SU10 et SU11). a) Photographie de la falaise interprétée en (b). b) La figure montre le détail des géométries des KSS (dans les rectangles à bord noir et à fond blanc, Fig. 5.2) et les associations de faciès (dans les cercles, Tab. 4.5 et Fig. 4.6.b). En zone 3, SU7 à SU10 sont constituées d'épais bancs de foresets en progrado-aggradation (Fig. 5.1) évoluant à un motif en progradation pure dans le cas de SU10. KSS10 représente une surface de "toplap" qui limite, entre autre, les foresets de SU10. Les figures 5.19 et 5.23 sont localisées. En encart : localisation de la figure (b).

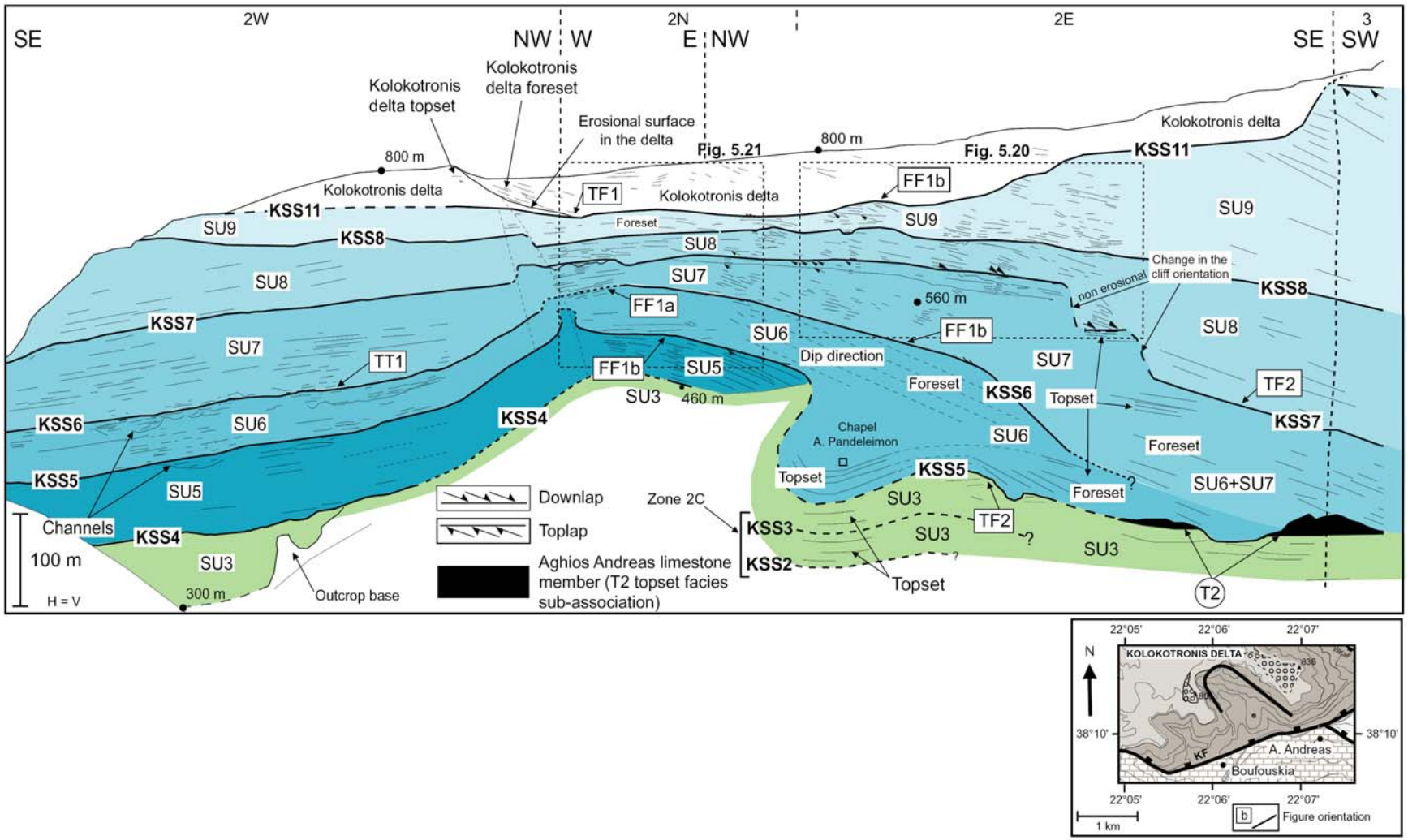


Figure 5.19 : Détail de l'architecture stratigraphique du sommet du delta inférieur (SU3) et du delta médian (SU5 à SU9), représentant la zone la plus complexe du delta. La figure montre le détail des géométries des KSS (dans les rectangles à bord noir et à fond blanc, Fig. 5.2) et les associations de faciès (dans les cercles, Tab. 4.5 et Fig. 4.6.b). La zone 2 du delta de Kerinitis présente une morphologie en 3D évoquant la forme d'un "amphithéâtre" (Fig. 4.2.a). La figure expose la façon dont laquelle les KSS peuvent être corrélées depuis la zone 1 vers la zone 2E. Les morphologies chenalisées sont principalement observées au sommet des SU5 et 6 (Fig. 5.6.c). Les figures 5.21 et 5.22 sont localisées. En encart : localisation de la falaise observée.

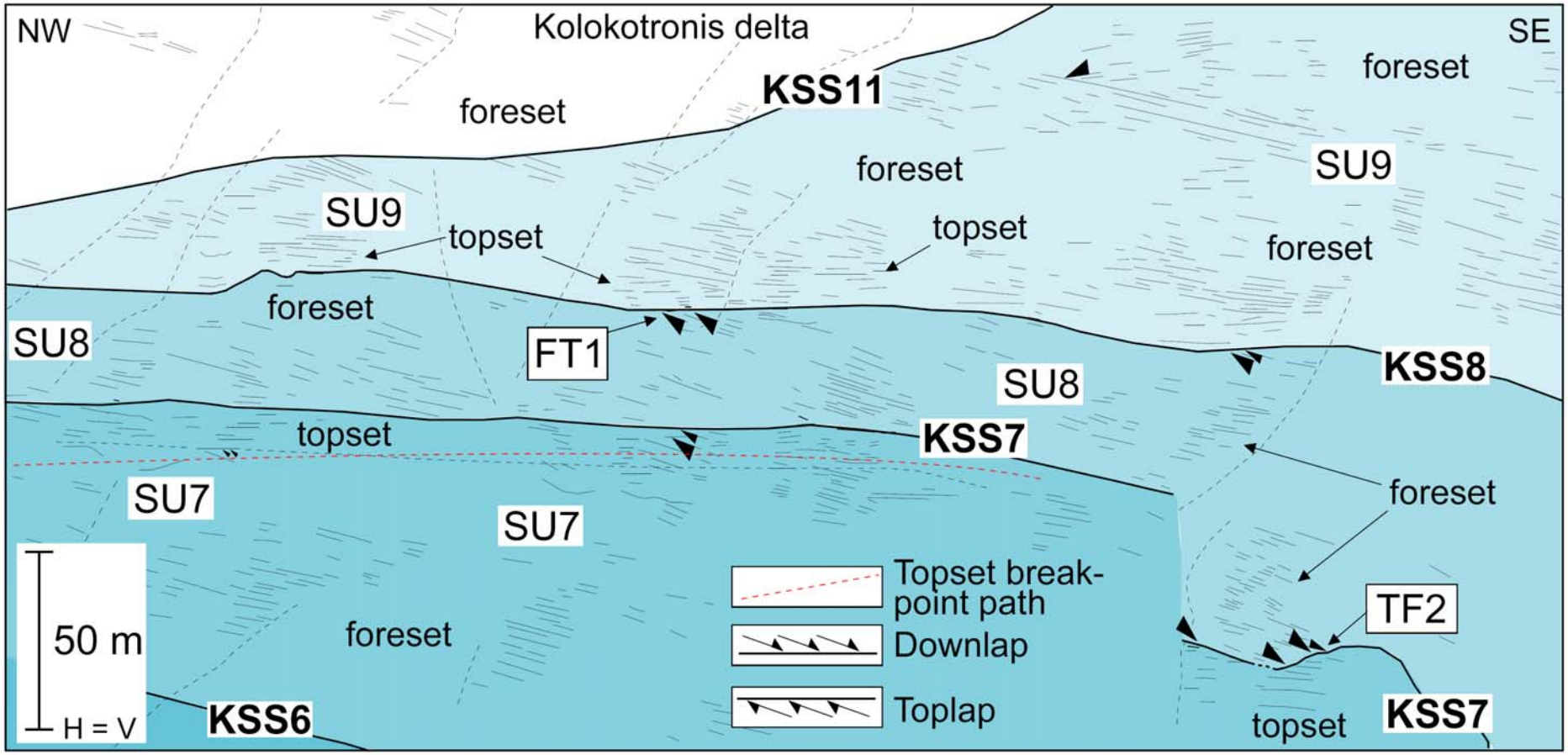


Figure 5.20 : Détail de l'architecture des SU7 à SU9 (delta médian) en zone 2E. Zoom sur la partie centrale du delta de Kerinitis montrant des bancs de topsets et de foresets. La figure correspond au prolongement Ouest de la figure 5.4.a avec une zone de recouvrement entre les deux figures. Par rapport à la figure 5.4.a, la présente figure donne des détails sur les SU7 à 9. On notera que l'affleurement est orienté selon une normale à la direction moyenne de pendage des foresets. KSS8 est localement définie par des géométries en "toplap", ainsi que par des zones faiblement érosives. Cette figure est localisée sur la figure 5.19.

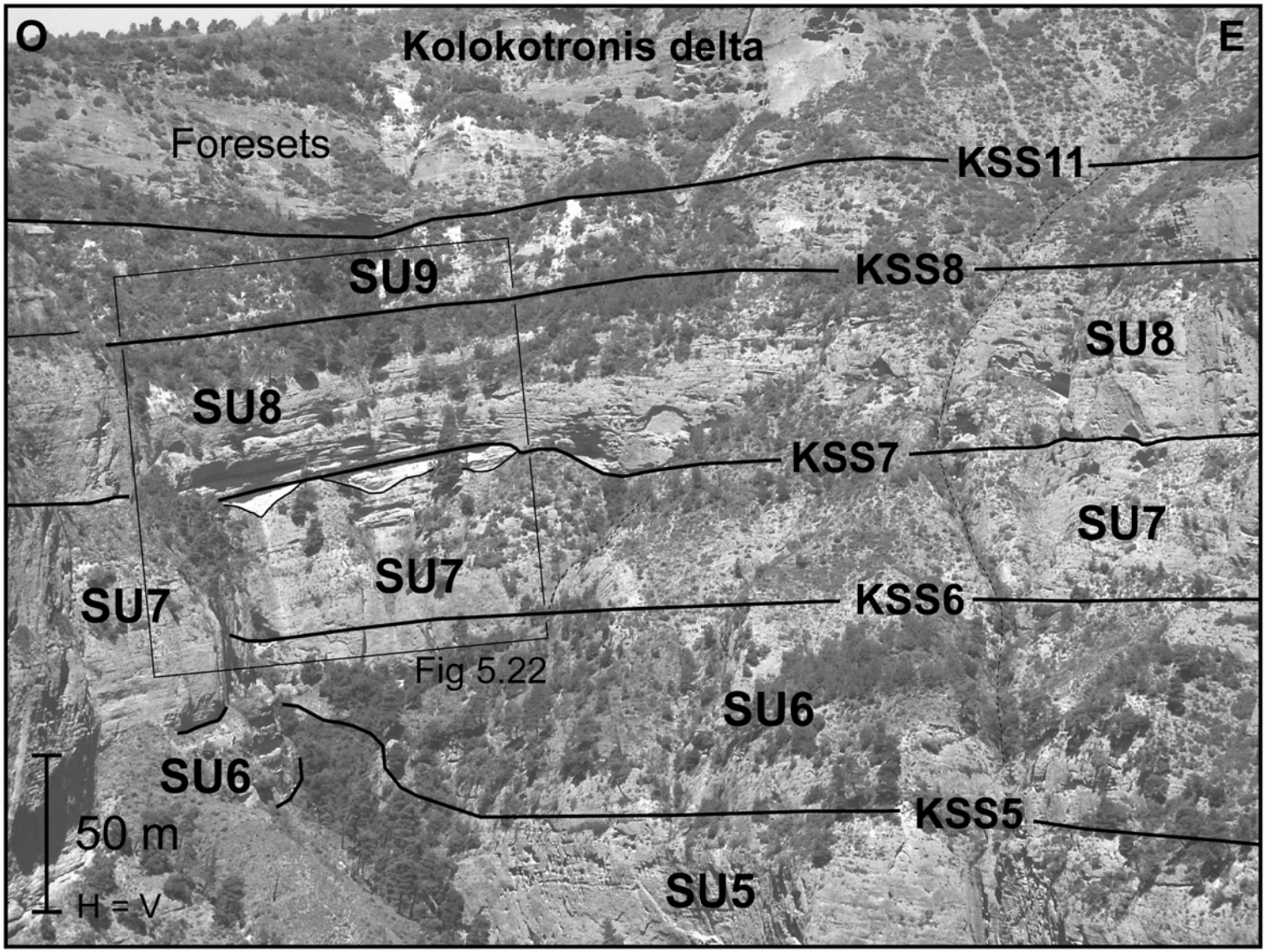


Figure 5.21 : Photographie illustrant la partie centrale du delta (zone 2N et l'extrémité Ouest de la zone 2E) où les unités stratigraphiques sont les moins épaisses. La figure 5.22 est localisée sur la figure. Cette figure est localisée sur la figure 5.19.

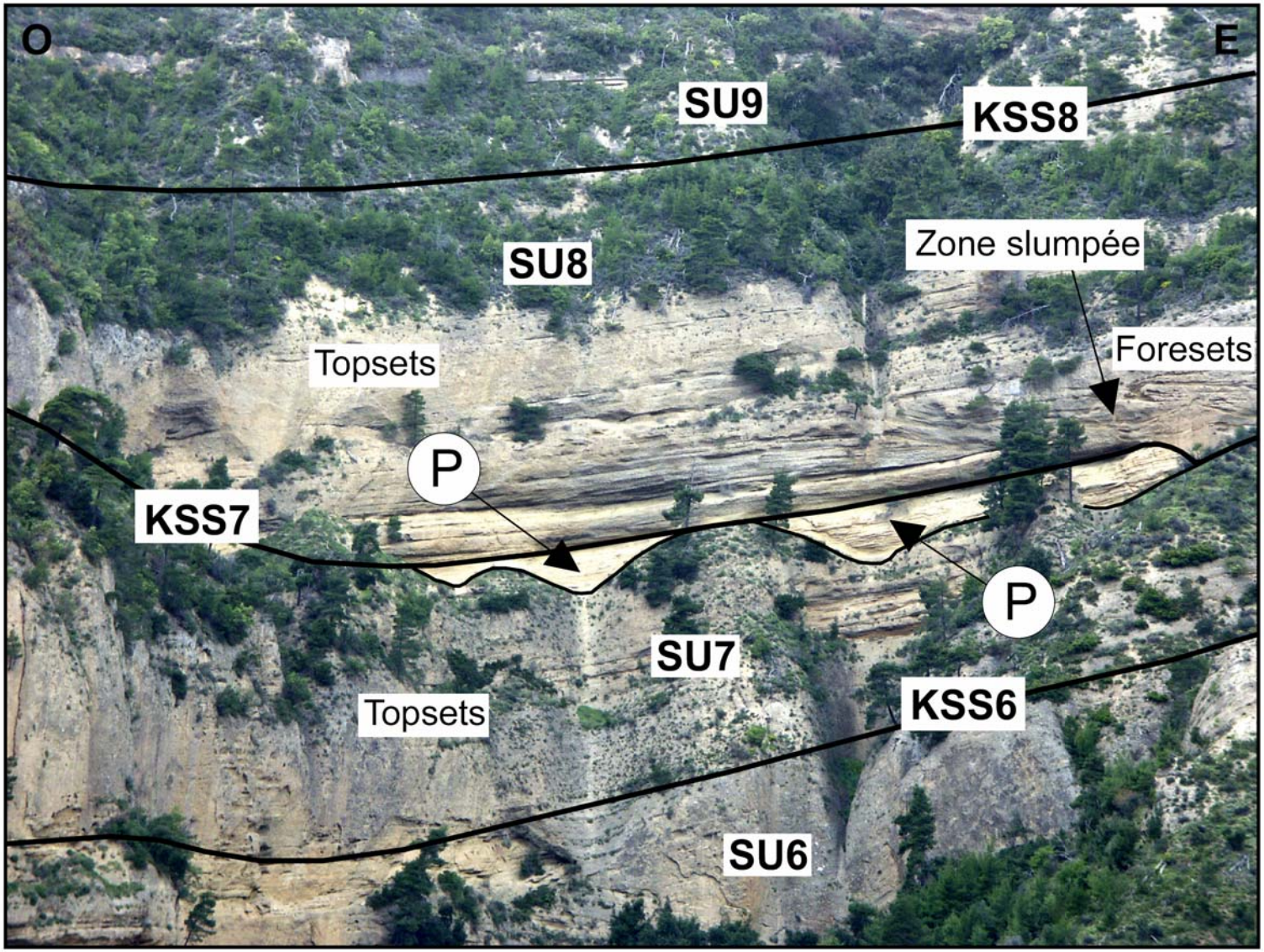


Figure 5.22 : Zoom sur une partie de KSS7 à l'extrémité ouest de la zone 2N. Des couches de l'association de faciès de prodelta (P) sont préservées sous KSS7. Les foresets de SU8 sont affectés localement par un "slump". La figure est localisée sur la figure 5.21.

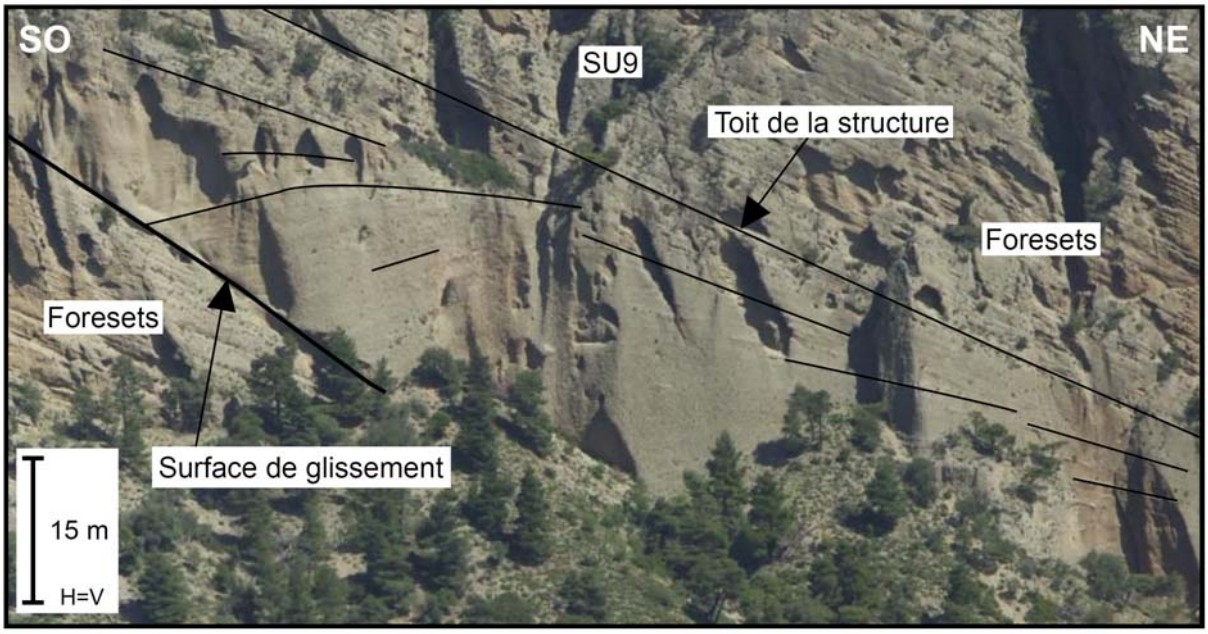


Figure 5.23 : Détail de la structure de glissement identifiée dans les foresets de SU9. Ce «backset-bedding» a une longueur d'environ 150 m et une épaisseur d'environ 30 m. Il est limité à sa base par une surface de glissement. La figure est localisée sur la figure 5.18.b.

5.4. Evolution du delta et facteurs de contrôle

Le rôle relatif des paramètres de contrôle, en particulier le rôle de la subsidence tectonique à l'échelle régionale ou locale, de l'eustastime, du climat et du flux sédimentaire ont été étudiés dans des simulations numériques 3D de mise en place de deltas et de fan-deltas en contexte géodynamique de bassins de type rift (Hardy & Gawthorpe, 1998 ; Ritchie *et al*., 1999 ; Allen & Densmore, 2000 ; Hardy & Gawthorpe, 2002 ; Gawthorpe *et al*., 2003 ; Ritchie *et al*., 2004a, b). D'autres études plus spécifiques ont comparé les géométries observées sur la zone 3 du delta de Kerinitis avec des simulations numériques en 2D (Hardy *et al*., 1994 ; Hardy & Gawthorpe, 1998 ; Uličný *et al*., 2002).

Il est communément admis que le delta de Kerinitis (ainsi que d'autres Gilbert-deltas géants de la côte Sud du rift de Corinthe, tels que l'Ilias et l'Evrostini, Fig. 4.1) a été principalement contrôlé par une forte subsidence tectonique sur le «hangingwall» de failles normales actives. Cette forte subsidence était accompagnée par un fort taux d'apport sédimentaire en provenance de bassins de drainage antécédents (*cf.* Glossaire en Annexe 4).

Le schéma d'empilement des unités stratigraphiques du delta de Kerinitis est, dans cette étude, interprété en terme de superposition d'un signal eustatique en contexte de subsidence élevée. Pendant la période du début du Pléistocène jusqu'au Pléistocène moyen, la cyclicité glacio-eustatique a changé, depuis une dominante de cycles de quatrième ordre de 40 ka à des cycles de 100 ka («Middle Pleistocene Transition» ; Berger & Jansen, 1994 ; Head & Gibbard, 2005). Dans le détail (Fig. 5.24), les cycles de 40 ka dominent jusque vers 1,24 Ma (Pléistocène inférieur). Entre 1.24 Ma et 0,95 Ma (Pléistocène inférieur), apparaît une période de transition entre des cycles de 40 ka et des cycles de 100 ka. Cette transition se traduit par une augmentation progressive de l'amplitude des cycles, en même temps que se fait l'allongement de leur durée. Après 0,95 Ma, la cyclicité de 100 ka est dominante (avec une cyclicité supérieure superposée) et l'amplitude continue à augmenter. Pendant un cycle moyen de variation du niveau marin de 100 ka, l'amplitude des variations du niveau marin était de l'ordre de 100 m, avec une rapide augmentation (20 ka) et une chute lente (80 ka).

Lorsque la subsidence tectonique est forte, l'espace d'accommodation peut être créé même dans les cas où le niveau marin chute (Fig. 5.25.a). Le taux de création d'espace d'accommodation (A) est maximum lorsque la subsidence tectonique et l'augmentation du niveau marin s'additionnent. A est minimum lorsque la subsidence et la chute du niveau marin (correspondant à une réduction de l'espace disponible pour la sédimentation) s'ajoutent. Les augmentations eustatiques correspondent à des transgressions de forte amplitude sur le toit du delta (KSS, Fig. 5.25.b), alors que les maxima eustatiques, ainsi que les chutes du niveau marin, correspondent à la mise en place des unités stratigraphiques (Fig. 5.25.c).

La figure 5.25.b présente un modèle d'évolution du motif d'empilement des couches. A l'intérieur d'une unité stratigraphique, ce schéma change avec le temps. Il passe d'une géométrie initiale en progrado-aggradation, dont la composante progradante augmente, à une phase de progradation pure. Cette évolution est liée à la réduction progressive du taux de création d'espace d'accommodation (Figs 5.1 et 5.25.b) jusqu'à ce qu'il devienne nul (progradation pure). La mise en place de la KSS enregistre une augmentation du taux de création de A lors d'une augmentation du niveau marin. L'augmentation de A provoque également un déplacement en position proximale du TBP (ou transgression). Lors du prochain maximum eustatique et lors de la prochaine chute eustatique, une nouvelle SU se mettra en place.

Les surfaces similaires aux KSS du delta de Kerinitis ont été reproduites dans des modélisations numériques, lors d'augmentation du rapport A/S par :
- une augmentation de A avec S constant (Hardy & Gawthorpe, 1998 ; Gawthorpe *et al*., 2003) ;
- une baisse abrupte de S avec A constant (Hardy *et al*., 1994).
Quand l'espace d'accommodation est créé en continu ($A \geq 0$), peu ou pas d'érosion sub-aérienne ne s'effectue pendant une chute du niveau marin car le niveau marin relatif ne chute pas. Malgré cela, des surfaces d'érosion apparaissent dans l'édifice deltaïque, dont il faut étudier, à la fois, la position et la signification avec attention.

Dans différents modèles, il est souvent supposé que le taux d'apport sédimentaire (S) reste constant durant toute la période de construction du delta. De plus, il est communément admis que S est sous le contrôle de la tectonique et du climat. Les modèles numériques de Allen & Densmore (2000) montrent que le flux sédimentaire d'un seul bloc en soulèvement est influencé à la fois par des variations de déplacement sur la faille et par des variations climatiques. Le bassin versant de la rivière ainsi modélisé est restreint au «footwall» de la faille normale et n'est pas très étendu. Dans cette configuration, le bassin versant est très sensible au soulèvement du «footwall» et, par voie de conséquence, il est également très sensible aux variations de déplacement sur la faille. Aujourd'hui, la majorité des rivières qui alimentent le rift de Corinthe sont antécédentes (Annexe 4) avec des longueurs supérieures à 10 km. Leurs bassins versants ne sont donc pas directement liés aux escarpements de failles. Cela implique des bassins versants d'étendue beaucoup plus importante que dans le modèle proposé par Allen & Densmore (2000). Par conséquent, le modèle proposé par Allen & Densmore (2000) ne s'applique pas aux rivières de la côte Sud du rift de Corinthe, car celles-ci ne sont pas directement sous l'influence du soulèvement des failles bordières du rift. De plus, le taux de soulèvement sur la côte Sud du rift diminue vers le Sud, à partir des failles bordières. Selon les conditions particulières propres au rift de Corinthe, S est donc influencé majoritairement par les variations climatiques (Fig. 5.25.a). Ainsi, le flux d'eau et le flux de sédiments dans ces rivières doivent refléter les variations climatiques et être relativement insensibles aux variations de déplacement sur les failles.

La tectonique elle-même est soumise à un rétro-contrôle par S, lié au poids de la pile sédimentaire sur le «hangingwall» des failles.

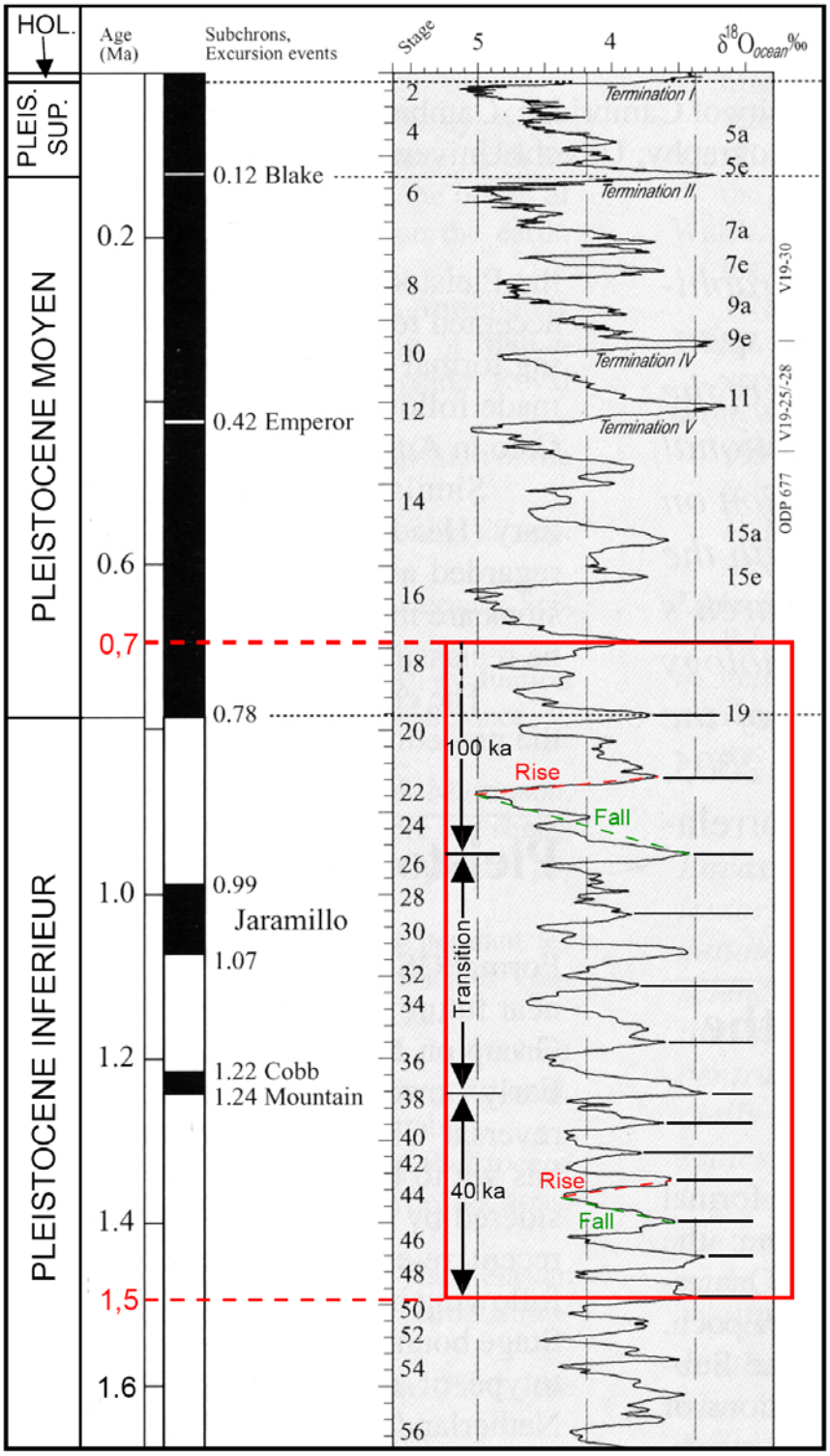


Figure 5.24 : Cyclicité eustatique de la moitié supérieure du Pléistocène inférieur, du Pléistocène moyen et supérieur (Pleis. sup.) et de l'Holocène (Hol.), (modifié d'après Gibbard & Cohen, 2008). Le cadre rouge indique la période supposée de mise en place du delta de Kerinitis (800 ka). Certains cycles eustatiques sont détaillés en une phase d'augmentation du niveau marin (Rise) et en une phase de chute (Fall) durant plus longtemps. Les durées des cycles eustatiques augmentent vers la fin du Pléistocène inférieur, passant de 40 ka à 100 ka («Middle Pleistocene Transition»).

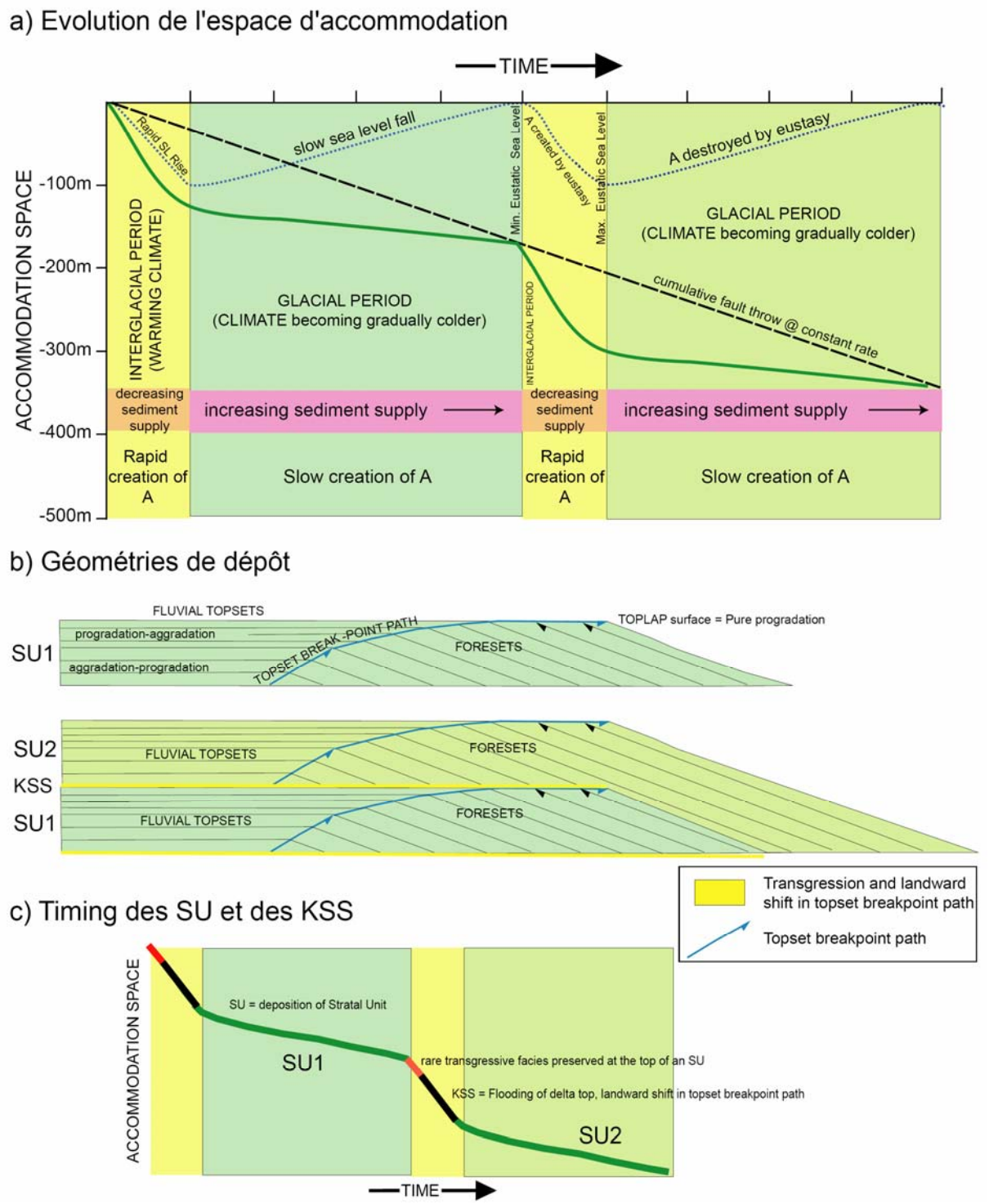


Figure 5.25 : a) Graphique simplifié représentant l'évolution qualitative de l'espace d'accommodation (A) pendant deux cycles de variations du niveau marin de 100 ka. Les variations eustatiques sont superposées au déplacement sur une faille normale. La somme de ces deux courbes donne la courbe verte représentant l'accommodation cumulée avec le temps. L'augmentation et la baisse du débit de la rivière, ainsi que de l'apport sédimentaire, contrôlées respectivement par les périodes glaciaires et interglaciaires, sont indiquées. b) Succession simplifiée de deux Unités Stratigraphiques (SU) et de leurs Surfaces Stratigraphiques clés (KSS) se déposant pendant les cycles représentés en a. c) Position des SU et des KSS montrées en (b) sur la courbe de l'accommodation. En encart : symboles utilisés en (b), (modifié d'après Backert *et al.*, 2009).

Les questions relatives au débit, ainsi qu'au pouvoir érosif des rivières méditerranéennes pendant les cycles climatiques du Quaternaire, font encore l'objet de discussions. Le débat est alimenté par le fait que les conditions de glaciation complète n'ont sans doute pas été établies dans la région du pourtour méditerranéen (Head & Gibbard, 2005 ; Hughes *et al*., 2006a, b ; Labeyrie, 2006). De récentes études suggèrent que, sous des conditions péri-glaciaires plus probables pour le pourtour méditerranéen, à la fois, les précipitations, le débit des rivières et l'apport sédimentaire étaient plus élevés durant les périodes glaciaires que pendant les périodes interglaciaires (Hughes *et al*., 2006b ; Hughes *et al*., 2007). Leeder *et al*. (1998) ont étudié précisément l'influence du climat sur l'apport sédimentaire, ainsi que sur le débit. Leurs résultats montrent qu'il devrait y avoir une augmentation de S et du débit (comparé à l'actuel) pendant les périodes glaciaires, mais seulement dans le cas d'un climat hivernal, froid et humide. Ils mettent donc en évidence, non seulement l'effet de la température mais également celui de la disponibilité en eau. Selon ces résultats, dans la zone Est de la Méditerranée, pendant une période glaciaire (dans des conditions péri-glaciaires), le rapport A/S a du décroître dans le rift de Corinthe à cause d'une baisse de A et d'une augmentation de S (Fig. 5.25.a).

Il a été montré précédemment que S est sous l'influence majeure du climat. Comme les variations de S semblent être liées à l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires, il est proposé que S soit également lié aux variations glacio-eustatiques.

En utilisant de précédentes estimations de l'âge des deltas de Corinthe (Ford *et al*., 2007b ; Rohais *et al*., 2007b), il est raisonnable d'estimer que le delta de Kerinitis s'est mis en place pendant une période de 500 à 800 ka. L'origine des onzes cycles SU/KSS est soit eustatique, soit tectonique. La durée de chacun des onze cycles SU/KSS serait comprise entre 40 et 100 ka. Cette durée pourrait être attribuée à la cyclicité glacio-eustatique car les valeurs s'inscrivent dans la gamme de durées des cycles majeurs (Fig. 5.24) avec des amplitudes importantes. Le début de la mise en place du delta de Kerinitis se situe dans la période où dominaient les cycles eustatiques de 40 ka (Fig. 5.24). Par la suite, les cycles de 100 ka sont devenus majoritaires. La durée de mise en place des SU/KSS semble plus difficilement attribuable à une cyclicité tectonique car elle peut être de plus haute fréquence que 40 ka. La cyclicité tectonique devrait changer, afin de permettre la mise en place de SU d'aspects différents (en terme d'architecture), impliquant plusieurs cyclicités superposées. De tels changements de fréquence sont plus aisément attribuables à une cyclicité glacio-eustatique. A titre de comparaison, les deltas à grains grossiers superposés, d'un maximum de 35 m d'épaisseur et déposés sur le «hangingwall» de la faille de Loreto (Baja California, Mexique) ont une durée de dépôt estimée à 14,1 ± 8,6 ka. Ces deltas sont, dans ce cas, bien datés. Leur origine ne peut pas être attribuée aux fluctuations glacio-eustatiques car la valeur de la durée de mise en place est trop courte (Mortimer *et al*., 2005). Les auteurs proposent qu'une cyclicité tectonique soit à l'origine de ces deltas.

Quatre étapes de construction du delta de Kerinitis ont été reconnues à partir de l'étude de l'évolution verticale de la répartition spatiale des US et des KSS. Il s'agit du proto-delta, du delta inférieur, du delta médian et du delta supérieur. Ces quatre étapes sont interprétées en terme de variations de A et de S. Ces variations combinent un signal eustatique et la subsidence tectonique.

Il sera vu plus loin qu'il est possible de proposer une correspondance entre les changements de durée des cycles eustatiques et les caractéristiques des différentes étapes de construction du delta.

L'étude de l'architecture stratigraphique du Gilbert-delta de Kerinitis a montré qu'il est possible, à partir de la zone 1 de topset de la coupe, de passer latéralement à des foresets dans la zone 3 (Fig. 5.3). Ainsi, il est possible, en suivant latéralement les KSS, de corréler physiquement les topsets aux foresets. C'est particulièrement le cas pour les SU5 à 8. Les KSS représentent des lignes temps. Il est donc possible de démontrer que l'aggradation fluviatile est contemporaine de la progradation deltaïque à différentes échelles.

Sachant que les signaux eustatiques et climatiques sont en phase et sont enregistrés dans les SU et dans les KSS (Fig. 5.2), l'espace d'accommodation est donc créé principalement par le déplacement sur la faille. Ainsi, il est proposé que le delta inférieur, le delta médian et le delta supérieur aient enregistré, l'initiation, la croissance et le blocage du système de failles de Pirgaki et de Kerinitis.

5.4.1. Proto-delta

La localisation du proto-delta (Figs 4.6.b, 5.3.a, 5.3.b, 5.7.a) et sa morphologie en «demi-cercle» (Fig. 4.2.a) indiquent que ce petit delta a été construit par la rivière Kerinitis antécédente (Annexe 4). Il s'est mis en place soit sur le «hangingwall» de la jeune faille de Kerinitis, soit sur la rampe de relais qui a précédé cette faille. Le proto-delta est logiquement corrélé avec l'histoire du delta de Kerinitis et non pas avec le Groupe inférieur sous-jacent (Formation de Melisia, *cf*. Chapitre 2), car cette dernière est à dominante fluviatile.

La faible hauteur des foresets du proto-delta (environ 30 m) indique que la bathymétrie n'était pas très élevée pendant le tout début de la croissance du delta. La position très décalée vers le bassin des foresets de SU1, par rapport à celle du proto-delta, montre qu'il y a eu un très important déplacement vers le bassin du système sédimentaire, entre la fin du dépôt du proto-delta et le début de la mise en place du delta inférieur. Cette transition représente la seule période de l'histoire du delta de Kerinitis, pendant laquelle A a été clairement négative (Fig. 5.26). Les géométries en «onlap», ainsi que le recouvrement du proto-delta par les SU2 et SU3 (Fig. 5.7.b), ont enregistré la progressive augmentation de A pendant le dépôt du delta inférieur (Figs 5.27.a, b).

5.4.2. Delta inférieur (SU1 à SU3)

Les unités stratigraphiques du delta inférieur (Fig. 5.27.a) montrent un motif géométrique d'empilement en prograd0-aggradation suivi par une phase de progradation pure, avec des TBP en grande partie horizontaux, ayant enregistré à la fois un mouvement vers le pôle distal puis un mouvement en direction du pôle proximal (Figs 5.26 et 5.27.a).

L'ensemble de topsets à l'intérieur de SU2 en zone 3 (Fig. 5.8) aurait enregistré des variations de A à haute fréquence. Un schéma de corrélation est proposé (Fig. 5.28) dont l'orientation est normale à la direction de construction du delta. Les topsets de SU3 présentent un basculement d'origine tectonique vers la faille de Kerinitis (voir les pendages, colonne 2).

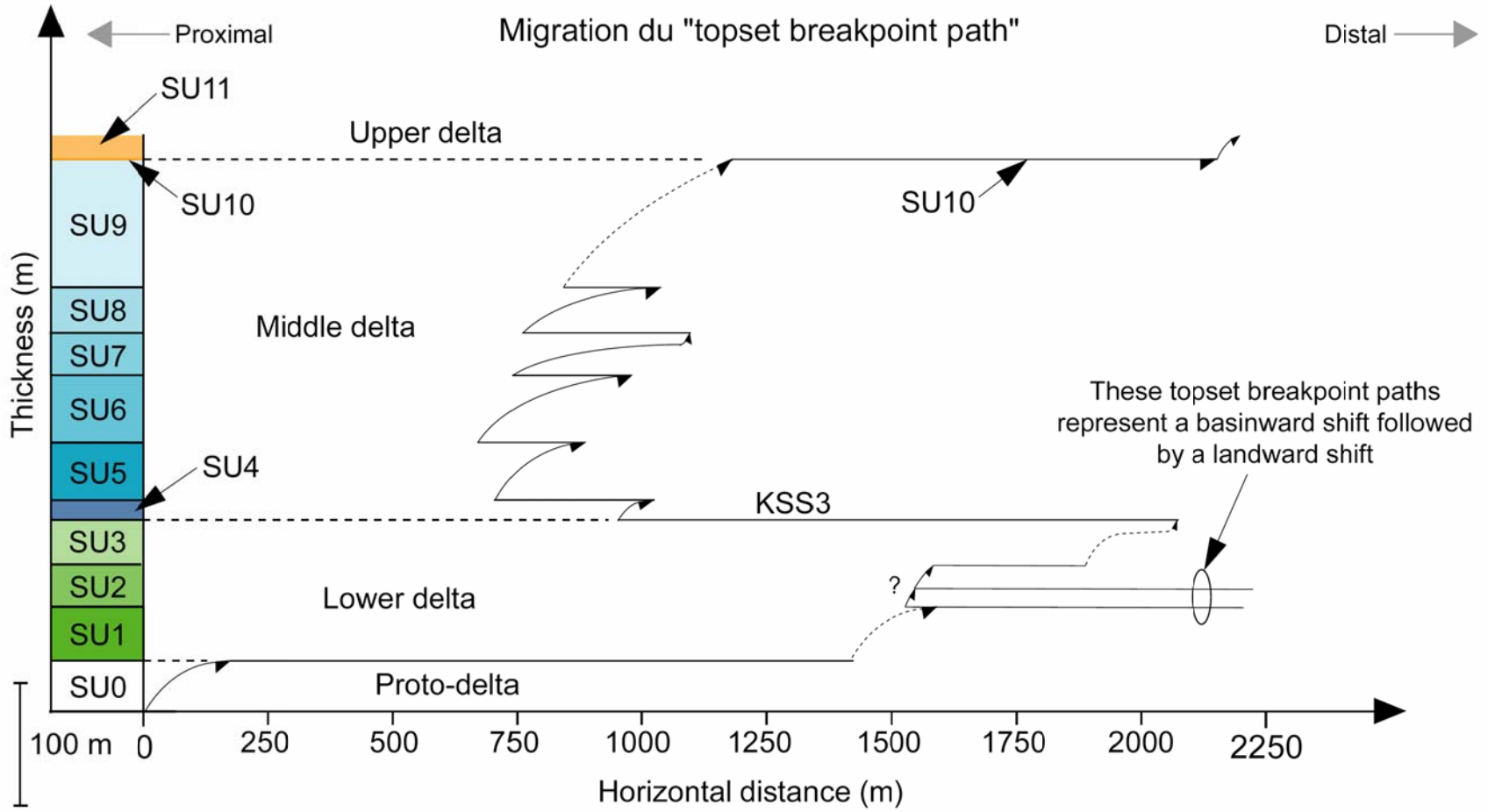


Figure 5.26 : Diagramme retraçant la migration (distance horizontale) du "topset breakpoint path" pendant la croissance du delta de Kerinitis. L'axe vertical représente l'épaisseur relative des SU successives. Les quatre étapes de l'évolution du delta de Kerinitis (couleurs différentes) sont clairement distinguées par un comportement variable du TBP, ainsi que par des épaisseurs différentes. Le **proto-delta** présente un TBP incurvé. La transition entre le proto-delta et le delta inférieur est marquée par un déplacement en position distale du TBP de près de 1500 m. Le **delta inférieur** est caractérisé par de longs TBP horizontaux à haute fréquence, illustrant des déplacements en position proximale de grande amplitude. La transition entre le delta inférieur et le delta médian est marquée par un déplacement en position proximale du TBP de plus de 1 km (sur KSS3). Le **delta médian** est caractérisé par des TBP incurvés (SU5 à SU9) et superposés verticalement. Les déplacements vers le pôle proximal ont des amplitudes moins fortes (approximativement 250 m). Il est supposé que le TBP de SU9 ait un pendage plus fort que les SU précédentes. Le **delta supérieur** présente un TBP plan (SU10) en raison de la surface de "toplap" suivi du faible pendage dans SU11. Les TBP dessinés en pointillés signifient qu'ils sont érodés (modifié d'après Backert *et al.*, 2009).

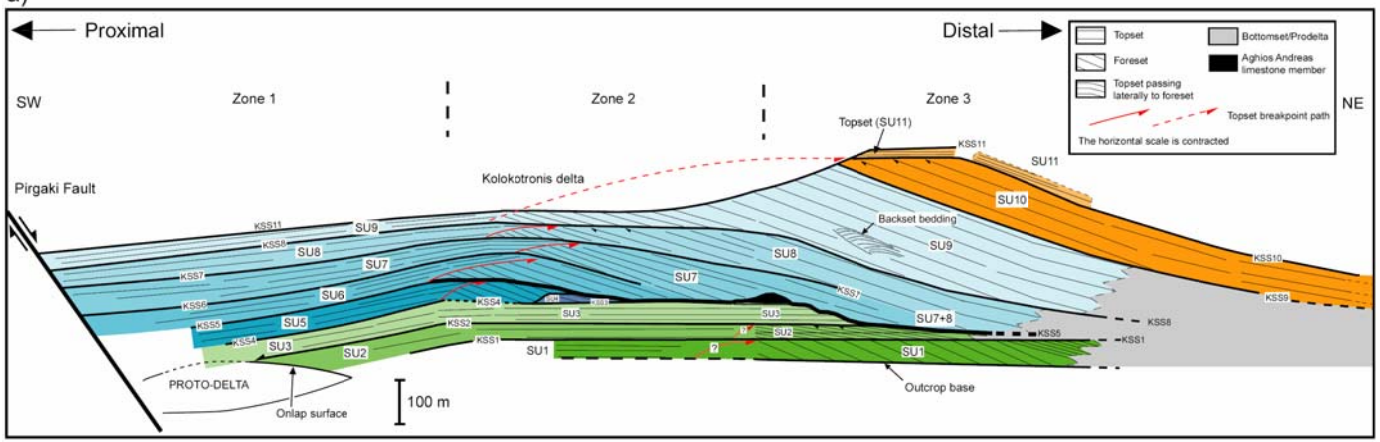
La colonne 4 correspond à ce qui est illustré en figure 5.9.b. Les colonnes 2 et 4 montrent que la partie supérieure de SU3 est constituée de couches d'associations de faciès différentes (sous-associations de faciès de topset T1 et T2, association de faciès de bottomset, foreset et prodelta), qu'il est possible de corréler latéralement. Les contacts entre associations de faciès différentes indiquent des déplacements à haute fréquence du TBP. Sur la colonne 2, la surface «a» représentant le contact entre la sous-association de faciès de topset T1 et le Membre calcaire (sous-association de faciès de topset T2), indique une faible augmentation du rapport A/S, tel qu'illustré sur la figure 5.12.a. La surface «b» a également été identifiée (Fig. 5.12.a). La mise en place des topsets de SU3, de même que la présence, au sommet, du Membre calcaire d'A. Andreas (marquée par une fin de TBP convexe, Fig. 5.26) requièrent une augmentation de A (vue leur épaisseur de 60 m), même si S augmente également. Cependant, l'augmentation de S semble limitée car la mise en place du Membre calcaire n'est pas envisageable dans un contexte de fort apport clastique (par rapport à la moitié inférieure de SU3). Il est proposé que la faible valeur de A, suivie par sa graduelle augmentation, a enregistré le début de la croissance du système de failles normales de Pirgaki et de Kerinitis (Figs 5.27.b, 5.29.a). En effet, il est peu probable qu'une cyclicité tectonique soit, à elle seule, à l'origine des caractéristiques architecturales du delta inférieur. Dans ce contexte de faible activité tectonique, les mouvements à haute fréquence du TBP dans SU2 seraient alors d'origine eustatique. La moitié supérieure de SU3 a donc également enregistré des variations eustatiques à haute fréquence. Ces variations eustatiques à haute fréquence pourraient être générées par les cycles de 40 ka (Fig. 5.24). Le déplacement en direction du pôle proximal du TBP, sur une distance de plus de 1 km, le long de KSS3, marque la transition entre le delta inférieur et le delta médian, au moment où A augmente brutalement (Fig. 5.26). Cette augmentation abrupte de A pourrait être une combinaison entre une hausse du niveau marin et une amplification de la subsidence sur les failles, voire un début de changement de l'amplitude des cycles eustatiques (Fig. 5.24).

5.4.3. Delta médian (SU4 à SU9)

Le delta médian et le delta inférieur diffèrent à la fois par une épaisseur, des formes de TBP ainsi qu'une répartition verticale des TBP différentes (Fig. 5.26). Les amplitudes des déplacements des TBP en direction proximale sont de moindre amplitude dans le delta médian que dans le delta inférieur.

Des calculs de partitionnement volumétrique entre topset et foreset ont été réalisés pour SU6 et SU7, au niveau de la limite Est de la zone 2E. L'épaisseur vraie de foresets est mesurée orthogonalement aux limites de bancs et estimée sur les figures de détail architectural mentionnées ci-après. Dans SU6 (Figs 5.13.a et 5.14), 6 m de topset, représentant 35% de l'épaisseur de topset ajoutée à celle de foreset passent latéralement à 11 m de foreset, représentant 65% de l'épaisseur totale. Dans SU7 (Figs 5.13.a et 5.16), 13 m de topset (27%) passent latéralement à 36 m (73%) de foreset. Ce partitionnement volumétrique montre qu'une épaisseur réduite de topset est bien un signe de «by-pass» (très localisé, au niveau de petites surfaces de «toplap») avec des sédiments qui ont tendance à nourrir les foresets. Un calcul de partitionnement volumétrique a également été réalisé à l'échelle d'une SU entière. SU8 a été choisie car les foresets sont bien préservés (par rapport à SU9).

a)



b)

Stages	Description	Controls on A → fault development; → eustasy
Upper delta SU10 - 11	- pure progradation of SU10 - toplap surface on the top of SU10 (evidence of by-pass)	- cessation of activity on the normal fault system - weak subsidence in SU11
Middle delta SU4 - 9	- five progradation-aggradation packages (SU5 to SU9) - vertically stacked topset breakpoint paths in the centre of the delta (zone 2N) - topset thicken toward the fault - SU6 and SU7 record passage from aggradation-progradation to strong progradation - erosional surface (KSS5) submarine in origin, cutting toward the basin by over 120 m - strongly aggradational SU9	- high activity on normal fault system (highest in SU9) - individual packages due to eustatic variations
Lower delta SU1 - 3	- vertical stacking of relatively thin, strongly progradational SUs - dominantly horizontal topset breakpoint paths (SU1 and SU2) - relatively well-preserved marine to brackish facies association on the top of SU3: A. Andreas limestone member - landward shift in the topset breakpoint path of more than 1 km across KSS3	- initiation and slow early growth of normal fault system - high frequency eustatic variations recorded
Proto-delta	- foresets with a convex up topset breakpoint path - transition with the Lower delta is marked by a basinward shift of the topset breakpoint path of more than 1500 m	- initiation of normal fault system - the decrease of A could be due to an eustatic signal

Figure 5.27 : a) Modèle d'évolution du delta de Kerinitis en quatre étapes, représenté sur une coupe synthétique orientée NE-SO. Le delta inférieur est illustré par des couleurs vertes, le delta médian par des couleurs bleues et le delta supérieur par des couleurs orangées. La position du proto-delta, ainsi que les relations géométriques avec SU2 et SU3 sont montrées. b) Tableau présentant les caractéristiques principales des quatre étapes de construction du delta de Kerinitis, ainsi que les paramètres de contrôle de la création d'espace d'accommodation (modifié d'après Backert *et al.*, 2009).

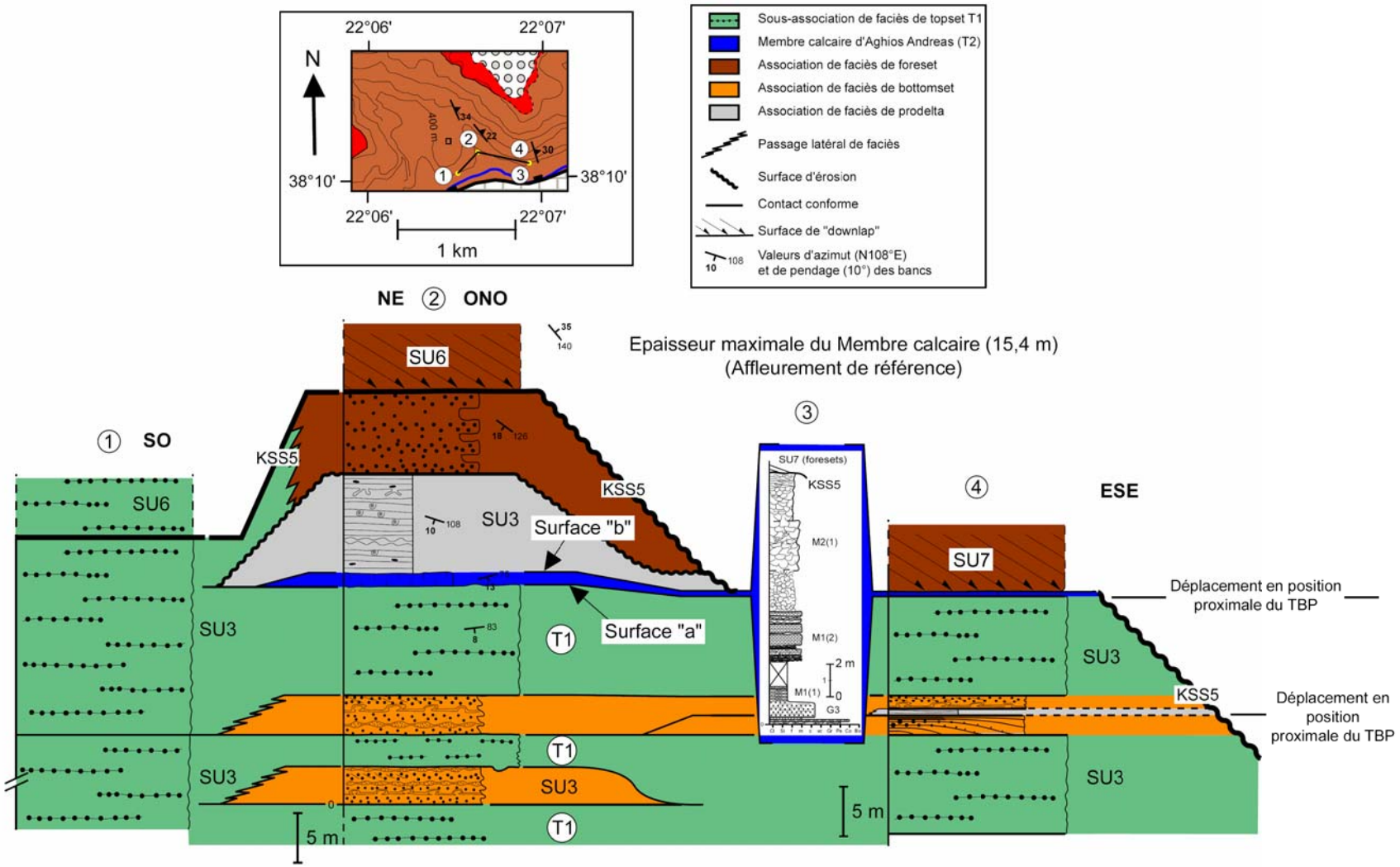


Figure 5.28 : Schéma de corrélation montrant l'expression des variations à haute fréquence du niveau marin dans SU3, par la succession verticale d'associations de faciès différentes. Sur la colonne 2, une surface "a" et une surface "b" ont été mises en évidence. Elles ont les mêmes significations que sur la figure 5.12.a. Deux exemples de contact indiquant des déplacements vers le pôle proximal du "topset breakpoint path" (TBP) sont indiqués. Le log de la colonne 4 représente ce qui est illustré sur la figure 5.9.b. En encart : légende des figurés et des codes couleur pour les faciès utilisés sur le schéma. La carte localise les logs.

SU8 présente une épaisseur de 120 m de topset en zone 1 (Fig. 5.6.b) et une épaisseur vraie d'environ 54 m de foresets en zone 3 (5.18.b). L'épaisseur de topset représente donc une proportion de 69% de l'épaisseur totale (épaisseur de topset ajoutée à celle de foreset), contre 31% pour les foresets. Ce calcul montre que l'aggradation fluviatile a été conséquente. Les sédiments ont principalement nourri les topsets malgré la surface de «toplap » sommitale (Fig. 5.3.b).

Dans chacune des SU, de SU5 à SU8, les TBP sont concaves (géométrie courbe ; Figs 5.26 et 5.27.a). Chaque TBP a enregistré une transition, depuis une géométrie en progrado-aggradation à une progradation accentuée, typique du début et du maximum de la période de chute d'un cycle eustatique (Figs 5.25.a, b). Ceci est particulièrement bien illustré avec SU6 et SU7 (Figs 5.13.a et 5.27.a). Le long de chaque KSS, le TBP recule en position proximale, de valeurs comprises entre 57 et 215 m, enregistrant ainsi une rapide augmentation de A. Au sommet de SU7, le début de l'augmentation du rapport A/S est attesté par l'identification de la sous-association de faciès de topset T3 (Figs 5.13.a, 5.14 et 5.27.). Les TBP des SU4 à SU9 sont superposés verticalement au centre du delta (zone 2N, Figs 5.19 et 5.26), reflétant le caractère aggradant du delta de Kerinitis. Depuis la zone 2N, les topsets doublent d'épaisseur en direction des failles (Fig. 5.27.a). Le TBP interprété de SU9 devrait présenter un épais ensemble de topsets en aggradation (Figs 5.26 et 5.27.a), enregistrant une augmentation de A. Cette augmentation de A serait due à la subsidence tectonique. C'est pourquoi SU9 est censée représenter la phase du maximum d'activité du système de failles de Pirgaki et de Kerinitis (Figs 5.27.b et 5.29.b). Dans l'hypothèse où il y aurait une augmentation de S pendant le dépôt du delta médian, une augmentation de A est nécessaire afin de produire les SU en progrado-aggradation observées (SU4 à SU8) ainsi que SU9 à plus fort taux d'aggradation. L'épaisseur supérieure des SU du delta médian, ainsi que l'allure différente de leur TBP par rapport à celles du delta inférieur, pourraient être liées à une augmentation de l'amplitude des cycles eustatiques (passage de 40 ka à 100 ka), dans un contexte de subsidence élevée et de fort apport sédimentaire.

Après le dépôt de SU5, une surface d'érosion majeure, KSS5, incise les dépôts sédimentaires en direction du bassin sur une épaisseur minimum de 120 m (Fig. 5.9). Si le phénomène érosif avait été subaérien, une cessation totale de la subsidence tectonique (sur les failles de Pirgaki et de Kerinitis) aurait dû s'effectuer et ceci pendant une chute complète du niveau marin (de plus de 100 m), (courbe eustatique de référence de Lisiecki & Raymo, 2005 ; Figs 5.24 et 5.25.a). Cette situation reste très peu probable en contexte de rift s'ouvrant rapidement. De plus, aucun dépôt de paléosol n'a été identifié sous KSS5, attestant d'une quelconque phase d'émersion prolongée. Alternativement, et plus probablement, cette cicatrice correspond à une phase d'érosion sous-marine. Cette érosion sous-marine pourrait avoir deux causes :

- une incision du front du delta submergé par des canyons sous-marins creusés par des courants de densité variable en provenance des embouchures de rivières (Prior *et al*., 1981 ; Prior *et al*., 1982 ; Brooks & Ferentinos, 1984 ; Ferentinos *et al*., 1988 ; Prior & Bornhold, 1989, 1990 ; Lykousis *et al*., 2007b),
- un effondrement gravitaire du front du delta, probablement induit par des instabilités liées à l'activité sismique (Lykousis *et al*., 2007b).

5.4.4. Delta supérieur (SU10 et SU11)

KSS10 (Figs 5.18 et 5.27.a) est interprétée comme une surface de «by-pass» enregistrant la progradation accélérée vers le NE du front du delta, sur une distance de 80 m.

Les foresets de SU10 passent latéralement et vers le bas à de longs bottomsets sub-horizontaux pouvant être tracés sur une distance de 1,3 km vers le Nord. Les caractéristiques de KSS10 et de SU10 indiquent un arrêt de création d'espace d'accommodation (A=0) pendant le dépôt du delta supérieur. Les sédiments ont simplement rempli l'espace disponible dans le bassin, forçant la fraction grossière à prograder en position distale, formant les longs bottomsets. Cette progradation s'est traduite sur le toit du delta par la mise en place d'une surface de «by-pass» bien exprimée (Figs 5.26 et 5.27.a). Un brusque arrêt de l'activité du système des failles de Pirgaki et de Kerinitis (Figs 5.27.b et 5.29.c) semble être la cause la plus probable d'un arrêt de la création de A. Les caractéristiques de SU10 pourraient également être générées par une augmentation majeure de S, mais en combinaison avec un faible, voire un A négligeable, sachant qu'aucun topset n'est préservé. A un moment donné avant 700 ka, l'activité de la faille a migré vers le Nord en direction de la faille d'Helike (McNeill & Collier, 2004). Les géométries de SU10 et de KSS11 indiquent que l'arrêt du système des failles de Pirgaki et de Mamoussia et le transfert de l'activité à la faille d'Helike ont été deux phénomènes rapides et liés.

La surface érosive KSS11, incisant sur au moins 116 m (Fig. 5.3.a) marque la limite stratigraphique entre le Groupe moyen et le Groupe supérieur sur le secteur d'étude. Cette surface a, en outre, enregistré, soit une stagnation, soit une légère chute du niveau marin relatif. KSS11 est elle-même recouverte par le jeune delta du Kolokotronis qui s'est construit principalement vers le NO. Ce delta a sans doute été construit par la rivière Kerinitis. La rivière Kerinitis n'a vraisemblablement changé de cours que très récemment, pour adopter un parcours parallèle à la trace de la faille de Kerinitis (Fig. 4.2.a). Cela expliquerait que la direction de progradation moyenne du delta de Kerinitis ne corresponde pas au cours actuel de la rivière Kerinitis.

L'espace d'accommodation pour le delta de Kolokotronis, qui n'a quasiment pas de topset, a été créé par de l'érosion, ainsi que par une activité limitée sur la faille de Kerinitis. Cette dernière a été active encore très récemment, en 2004 (Pacchiani, 2006).

5.5. Discussion

5.5.1. Limites de l'interprétation séquentielle

Dans cette étude, les géométries stratigraphiques, ainsi que les faciès du delta de Kerinitis ont été décrits en évitant l'utilisation des termes conventionnels de stratigraphie séquentielle. Il en a été décidé ainsi car les surfaces séquentielles clés qui définissent les cortèges sédimentaires d'une séquence de dépôt (telles que les limites de séquence ou les surfaces transgressives) sont difficiles à identifier et à corréler. Les géométries stratigraphiques et les schémas d'empilement suggèrent fortement que l'espace d'accommodation était toujours créé mais à des taux différents. Sous ces conditions, les surfaces séquentielles clés reliées à des chutes du niveau marin peuvent, soit :

- ne pas se développer, dû à une absence d'exposition sub-aérienne prolongée et d'incision fluviatile (absence des critères de reconnaissance de vallée incisée),
- se développer, mais uniquement localement, ne pouvant donc pas être aisément corrélées même à l'échelle du secteur d'étude.

Aucun déplacement en position distale des faciès sédimentaires dans le corps principal du delta, dû à une régression forcée n'a été identifié. Pour ces raisons, il est primordial d'appliquer avec beaucoup de prudence les modèles de stratigraphie séquentielle, prévoyant des augmentations et des chutes du niveau marin.

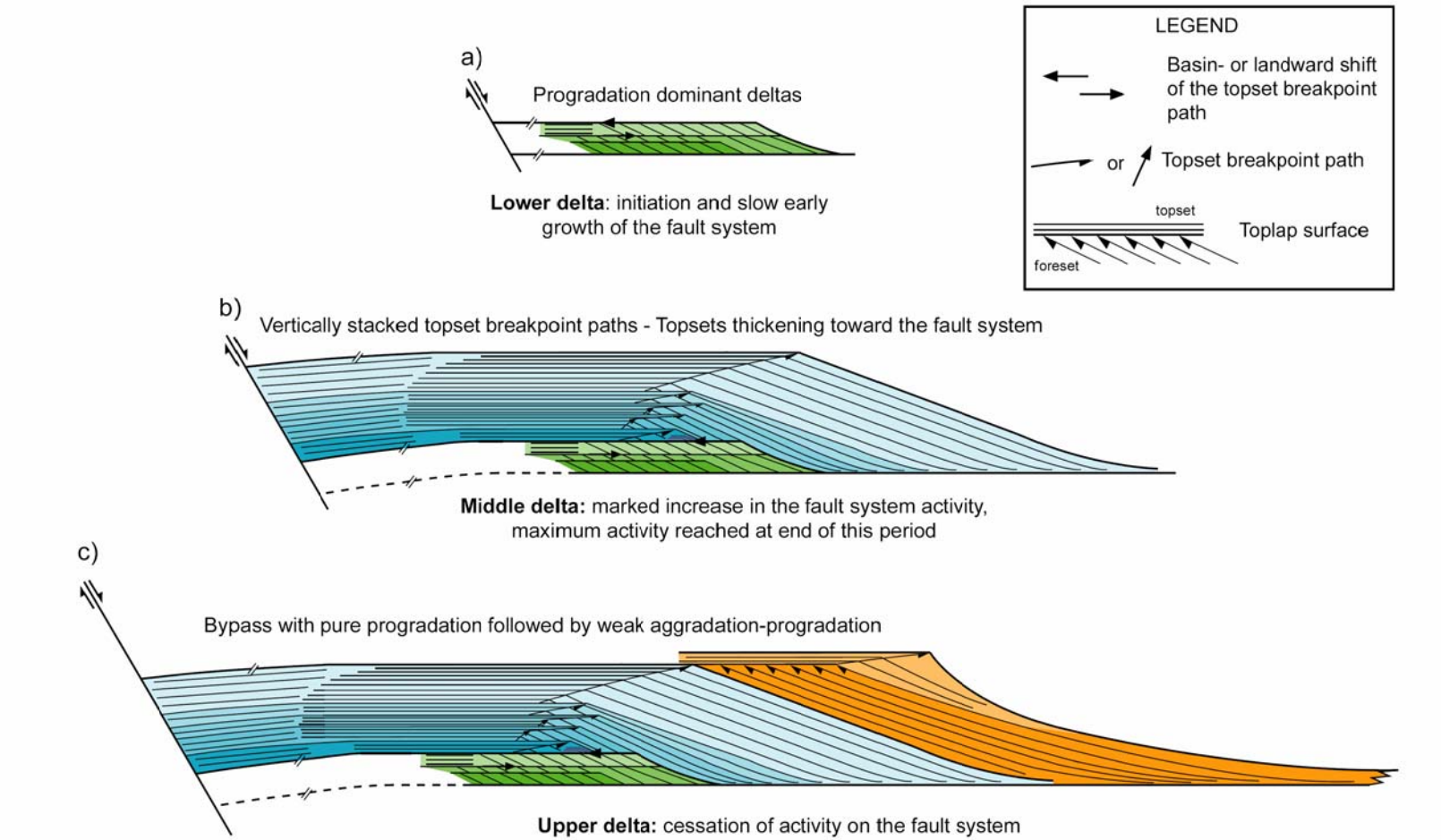


Figure 5.29 : Coupes simplifiées représentant la relation entre les trois étapes d'évolution du delta de Kerinitis (hormis le proto-delta) et l'activité d'une faille normale. a) Le **delta inférieur** (couleurs vertes) s'est déposé pendant l'initiation, ainsi que la lente croissance de la faille, sous des conditions de faible création d'espace d'accommodation (A). Les SU peuvent enregistrer des variations eustatiques à haute fréquence. b) Les SU du **delta médian** (couleurs bleues) enregistrent, chacune, de la progrado-aggradation suivie par une forte progradation. La dernière SU est caractérisée par une composante aggradante plus marquée. Les déplacements vers la terre du TBP sont d'amplitude plus faible et sont superposés verticalement. Le delta médian a enregistré une augmentation de l'activité de la faille, conduisant à une augmentation de A. Le maximum de l'activité est atteint à la fin de cette période. c) Les SU du **delta supérieur** (couleurs orangées) ont enregistré de la progradation pure, suivie par de la faible progrado-aggradation. Cette étape correspond à un arrêt brutal de A, liée à la cessation de l'activité de la faille normale. En encart : légende des symboles utilisés (d'après Backert *et al.*, 2009).

L'éventuelle utilisation de ces modèles doit être justifiée, ou ces modèles doivent faire l'objet de modifications basées sur une analyse précise des données pour être applicables.
Ces remarques ont déjà été mentionnées dans d'autres études (Miall, 1997 ; Posamentier & Allen, 1993, 1999 ; Posamentier & James, 1993 ; Catuneanu, 2002).

Le delta de Kerinitis est dominé par de grands ensembles de topsets et de foresets en progradation et en aggradation, enregistrant principalement le remplissage de l'espace d'accommodation disponible pendant la période régressive de chaque séquence de dépôt. Il est ainsi très difficile d'identifier la position précise des limites de séquence, en relation avec la régression normale. Cette régression normale se ferait pendant une période où le niveau marin relatif resterait constant ou augmenterait faiblement, dû à la subsidence tectonique.

Hardy & Gawthorpe (1998) et Gawthorpe *et al*. (2003) ont démontré, à l'aide de la modélisation numérique, que sous l'effet d'un fort taux de subsidence, les surfaces les plus aisément corrélables sont les surfaces d'inondation maximale. En cela, Hardy & Gawthorpe (1998) et Gawthorpe *et al*. (2003) sont en accord avec l'approche de Galloway (1989) qui a défini des séquences de dépôt assimilables à des cycles transgressif-régressif, limitées par des surfaces d'inondation maximale.

En se basant sur l'analyse détaillée de l'architecture stratigraphique ainsi que sur l'analyse sédimentologique des faciès (Chapitre 4), il est raisonnable de proposer pour le delta de Kerinitis que :
- les unités stratigraphiques représentent essentiellement l'enregistrement des cycles régressifs, et
- chaque KSS est une limite composite, incluant une surface de transgression et une surface d'inondation maximale (comme démontré pour KSS3, 6 et 7).

De rares surfaces de transgression sont préservées (dans SU3 et SU7). Aucune hypothèse ne peut être proposée, concernant la signification des surfaces d'érosion sous des conditions de forte subsidence.

5.5.2. Significations des surfaces d'érosion

Dans les bassins sédimentaires à forte subsidence, les surfaces d'érosion doivent être interprétées avec prudence car les modèles séquentiels pré-établis sont difficilement applicables. Cette limitation est illustrée par deux types de surfaces d'érosion, identifiées dans le delta de Kerinitis, toutes deux d'origine sous-marine.

La **surface KSS5** est la surface d'érosion la plus remarquable, incisant les dépôts sur 120 m à travers les zones 2 et 3 (Figs 5.3.b, 5.8, 5.9 et 5.27.a). Si nous supposons que KSS5 correspond à une chute majeure du niveau marin relatif, cela ne pourrait être prouvé que par l'identification de dépôts liés à une régression forcée sous le Golfe actuel. Pour obtenir 120 m de chute du niveau marin relatif correspondant à une chute du niveau marin, il faudrait un arrêt total de la subsidence. Si KSS5 était d'origine eustatique, ce type de surface devrait se mettre en place lors de chaque chute du niveau marin. Il est donc très peu probable que KSS5 ait été créée par un phénomène érosif sub-aérien. KSS5 serait davantage le résultat, soit (*cf.* § 5.4.3) :

- d'un évènement exceptionnel, tel que l'effondrement sous-marin du front du delta à la faveur d'une activité sismique conséquente,
- du développement d'un canyon sous-marin qui incise profondément le front du delta.

Dans ces deux cas, il serait possible que ne soit visible qu'une partie de la cicatrice, à la faveur de la coupe naturelle dans la vallée de la rivière Kerinitis.

Un **second type** de surface d'érosion localisée est illustré par les KSS6 et KSS7 (Figs 5.4.a, 5.12 et 5.15). Les surfaces d'érosion lobées (surface «c», Figs 5.12.b, c) incisent les bancs de prodelta en soulignant les grands ensembles de foresets. Il est proposé que ces surfaces enregistrent de l'érosion locale, liée au processus de mise en place à la base des foresets en progradation. Pour cette raison, ce sont des surfaces d'érosion autocycliques qui post-datent l'augmentation majeure du rapport A/S (Figs 5.12.b, c). Il a été démontré ailleurs, que dans certains cas, les courants hyperpycnaux sont capables d'éroder les couches jusque dans la partie distale du bassin (Mulder & Syvitsky, 1995).

En suivant ces arguments, l'érosion que souligne KSS4 pourrait également être d'origine sous-marine (Figs 5.10, 5.11).

Les trois affleurements illustrés sur la figure 5.12 montrent que l'érosion sur les KSS est mineure, locale et post-date le principal mouvement du TBP vers une position proximale (c'est-à-dire une augmentation du rapport A/S et donc une transgression). Ce mouvement du TBP est attesté par la superposition des bancs de prodelta au-dessus des bancs de la sous-association de faciès de topset T1 (fluviatile, Figs 5.12.a, b). La nature composite des KSS, telle que mise en évidence dans ces rares affleurements, est habituellement masquée dans la majeure partie du delta de Kerinitis. Cette oblitération est liée aux dernières étapes de mise en place des foresets, qui érodent les couches de prodelta, ces derniers étant les seuls indices d'une augmentation du rapport A/S, antérieure à l'érosion.

Une interprétation classique consisterait à identifier ces surfaces d'érosion comme étant liées à une chute du niveau marin relatif. L'érosion pourrait être amplifiée lors de la remontée du niveau marin au moment de la transgression. Les surfaces des motifs géométriques TF2 et FF2 (Fig. 5.2) ont été décrites comme des surfaces composites, à la fois surface de «downlap» et surface de «toplap» par Dart *et al*. (1994). Ces auteurs proposent cette interprétation car, selon eux, le déplacement en position proximale du TBP est précédé par un phénomène érosif.

Il est tout de même nécessaire de nuancer l'affirmation sur l'absence totale d'érosion sub-aérienne. En effet, de l'érosion sub-aérienne pourrait avoir eu lieu pendant de courtes périodes de temps, au niveau du toit du delta, quand l'accommodation était négative.
Par exemple, les surfaces de «toplap», telles que KSS1, KSS10 et à l'intérieur de SU2 ont pu avoir enregistré, soit :
- une érosion sub-aérienne peu importante,
- une absence de dépôt de topset.

5.5.3. Initiation du delta de Kerinitis

Les résultats qui ont émergé de l'étude de l'architecture stratigraphique du delta de Kerinitis permettent de nous positionner par rapport aux différentes théories sur l'initiation des deltas.
La croissance d'un Gilbert-delta requiert (Postma, 1990) :
- un taux d'apport sédimentaire élevé ;
- un flux d'eau important ;
- un taux élevé de création d'espace d'accommodation.

Ces trois conditions, bien qu'indispensables, n'expliquent en rien de quelle façon un Gilbert-delta s'initie. Dans les modèles conceptuels et numériques traitant de la croissance des Gilbert-deltas, la création d'une bathymétrie, ainsi que d'une topographie initiales, permettant le dépôt de vrais foresets, a toujours été problématique. Les propositions apportées peuvent être classées en deux groupes.

Postma (1990) a tenté d'y apporter une réponse en suggérant qu'un pendage de la surface de dépôt vers le bassin, d'un minimum de 3°, est nécessaire à l'initiation d'un Gilbert-delta. Des cas similaires de dépôt sur des surfaces inclinées en direction du bassin ont été proposés par d'autres auteurs (Ritchie *et al*., 1999 ; 2004a, b). Gawthorpe & Hardy (2002) ont modélisé l'initiation d'un delta à l'aplomb d'un pli par propagation de faille. Ce pli est coupé plus tard par la propagation vers le haut de la faille.

Un autre groupe d'auteurs envisagent une chute de la topographie de la surface de dépôt en partie proximale du bassin, facilitant le dépôt des premiers foresets. Dans la plupart des cas, cette irrégularité est due à la présence d'une faille. Dans leurs séries de modélisations numériques, Uličný *et al*. (2002) ont proposé un délai entre le début de la subsidence (sur une faille normale) et le début de l'apport sédimentaire. Ce délai crée ce que les auteurs appellent une bathymétrie initiale. Dans leur modèle conceptuel, Colella (1988a, b, c) et Gawthorpe & Colella (1990) ont montré un ensemble de foresets initiaux, déposés directement contre la faille de contrôle. Ori *et al*. (1991) ont proposé qu'une faille normale synthétique ait créé l'abrupte augmentation initiale de la bathymétrie.

La présence du Proto-delta de Kerinitis implique que le délai entre le début de la subsidence et le début de l'apport sédimentaire (tel que proposé dans le modèle de Uličný *et al*., 2002) est très réduit. C'est pourquoi l'héritage d'une bathymétrie initiale n'est pas nécessaire dans le cas du delta de Kerinitis, contrairement au cas du delta de l'Evrostini (Fig. 4.1 pour une localisation). Ce dernier se construit sur le delta de l'Ilias et comprend, dès la base, des foresets de grande taille (Rohais *et al*., 2008). Il est peu probable que le modèle proposé par Colella (1988a, b, c) et Gawthorpe & Colella (1990) se réalise car les foresets ne peuvent pas être déconnectés de la source sédimentaire par une faille normale. Aucune faille secondaire syn-sédimentaire n'a été identifiée dans la vallée de la rivière Kerinitis, permettant de créer de l'accommodation initiale, comme nécessaire dans les modèles de Colella (1988a, b, c), Gawthorpe & Colella (1990) ou Ori *et al*. (1991).

Le proto-delta de Kerinitis s'est probablement déposé sur une rampe relais (*cf*. § 5.4.1), présentant un pendage faible vers le bassin, similaire aux modèles proposés par le premier groupe d'auteurs. Après la chute majeure du niveau marin suivant le dépôt du proto-delta, la bathymétrie a réaugmenté pendant le dépôt du delta inférieur. Les TBP sub-horizontaux du delta inférieur (SU1 et SU2) ont enregistré un taux de création d'espace d'accommodation faible et graduel (Fig. 5.27).

Le delta a enregistré essentiellement de l'empilement vertical d'unités stratigraphiques conglomératiques ; de plus, la proportion de faciès de granulométrie plus fine est très faible. Ces deux dernières observations montrent que la partie distale du bassin n'a jamais été remplie et s'est graduellement approfondie avec le temps, permettant ainsi aux foresets d'atteindre progressivement des valeurs atteignant 353 m.

5.5.4. Evolution du système de failles de Pirgaki et de Kerinitis

La période d'activité du système de failles de Pirgaki-Kerinitis-Mamoussia enregistrée par le delta de Kerinitis, ainsi que par les deltas voisins, s'est probablement déroulée sur une période de temps comprise entre 500 et 800 ka. Cette durée est considérablement plus élevée que celle de 100 à 300 ka estimée par Leeder (2007) concernant l'activité des failles de Corinthe. Les trois étapes principales constituant l'histoire du delta sont, dans cette étude, reliées à l'initiation, la croissance et au blocage du système de failles de contrôle.

Le début du déplacement sur la faille était lent, permettant ainsi à la cyclicité du niveau marin à haute fréquence d'être enregistrée sous forme de puissants ensembles de foresets en progradation. Une augmentation prononcée de A a eu lieu pendant le dépôt de SU3.

Une histoire similaire commençant par un taux de subsidence faible, suivi par une augmentation sur un unique réseau de failles, a été proposée sur la faille de Rangitaiki, dans le Whakatane Graben, en Nouvelle Zélande (Taylor *et al*., 2004). Ces auteurs ont montré que l'accélération du glissement du jeu sur la faille coïncide avec la connexion de segments de faille. Les modèles numériques proposés par Gupta *et al*. (1998) démontrent que, lorsque la tension est concentrée sur un petit nombre de larges failles, leur taux de déplacement augmente lors d'une extension régionale constante. Des évolutions semblables ont été mises en évidence dans la mer du Nord (McLeod *et al*., 2000 ; Cowie *et al*., 2005) et dans le Golfe de Suez (Sharp *et al*., 2000). Toutes ces études indiquent que la connexion des failles est un processus géologiquement rapide (Cowie *et al*., 2007). Cela coïncide avec l'observation que A augmente de manière précoce dans l'histoire du delta de Kerinitis, entre le delta inférieur et le delta médian. Le delta s'étant déposé sur le relais entre la faille de Pirgaki et la faille de Mamoussia, cela suggère que la faille de relais (la faille de Kerinitis) a relié ces deux segments vers la fin de la période de dépôt du delta inférieur. Le delta médian a ainsi enregistré la phase principale de l'activité de la faille.

Le caractère progradant de SU10 et SU11 est due à une période où le taux de création d'espace d'accommodation était inférieur ou égal à 0 (Fig. 5.27). Cette période où $A \leq 0$ est causée par un arrêt brutal de l'activité du système de failles de Pirgaki-Kerinitis (Fig. 5.29.c). Cela a probablement eu lieu quand l'activité générale a été transférée vers le Nord, à la faille d'Helike, pendant le début du Pléistocène moyen. Le bloc de faille de Pirgaki-Mamoussia a été soulevé depuis ce moment, dans le mur de la faille d'Helike. Cette migration vers le Nord de l'activité des failles dans le rift de Corinthe a été décrite par plusieurs auteurs (Ori, 1989 ; Jackson, 1999), mais son origine est discutable. Elle a été expliquée, par exemple, comme représentant la localisation de la tension pendant une augmentation de cette tension (Goldworthy & Jackson, 2001).

5.6. Modélisations numériques des deltas

Les modélisations numériques des deltas servent à quantifier l'influence des paramètres, tels que le taux d'apport sédimentaire, le taux de subsidence, les variations eustatiques jouant sur l'architecture interne des deltas. Elles permettent en outre de déterminer le ou les paramètres dominants par rapport aux autres. Les modélisations numériques permettent, en outre, de déterminer le jeu de paramètres qui permettra de reproduire un certain type de schéma d'empilement («stacking pattern») qui aura été identifié sur le terrain. Il est possible de procéder en sens inverse. Etant donné un schéma d'empilement (par exemple, dominance de la progradation), quels sont les jeux de paramètres qui permettent de le reproduire et de l'expliquer ?

Les objectifs de cette partie sont de :

(1) comparer les résultats de l'approche qualitative proposée dans ce chapitre (étude de l'architecture stratigraphique) avec l'approche quantitative exposée dans les articles de modélisation numérique, pour un trait architectural donné ;

(2) comparer et discuter les valeurs de paramètres, ainsi que leur variations entre les différents modèles.

Il est important de souligner qu'un même trait architectural (géométrie ou mode d'empilement de couches) peut résulter de la variation de plusieurs paramètres. De même, la combinaison de variations de différents paramètres peut conduire à reproduire différentes géométries ou mode d'empilement. Dans certains cas et pour des géométries générales, il est possible de discriminer l'importance relative du taux d'apport sédimentaire, de la subsidence ou des variations eustatiques (Hardy *et al*., 1994).

Les modélisations numériques 2D et 3D se distinguent par des taux d'apport sédimentaire qui s'expriment, respectivement en m^2/an (ou km^2/Ma) et en m^3/an (ou km^3/an). La largeur de la simulation est un paramètre important, car de cette grandeur vont dépendre la distance de progradation, ainsi que d'autres géométries. C'est pourquoi, lorsque les valeurs de largeur des modèles sont disponibles, les unités du taux d'apport sédimentaire sont homogénéisées entre les modélisations 2D et 3D, afin de faciliter leur comparaison (Tab. 5.1).

Dans toute cette partie, le taux de création d'espace d'accommodation sera abrégé par A et le taux d'apport sédimentaire sera abrégé par S.

5.6.1. Approches quantitatives du rôle des paramètres dans l'architecture stratigraphique

5.6.1.1. Modélisations du groupe «Hardy-Gawthorpe»

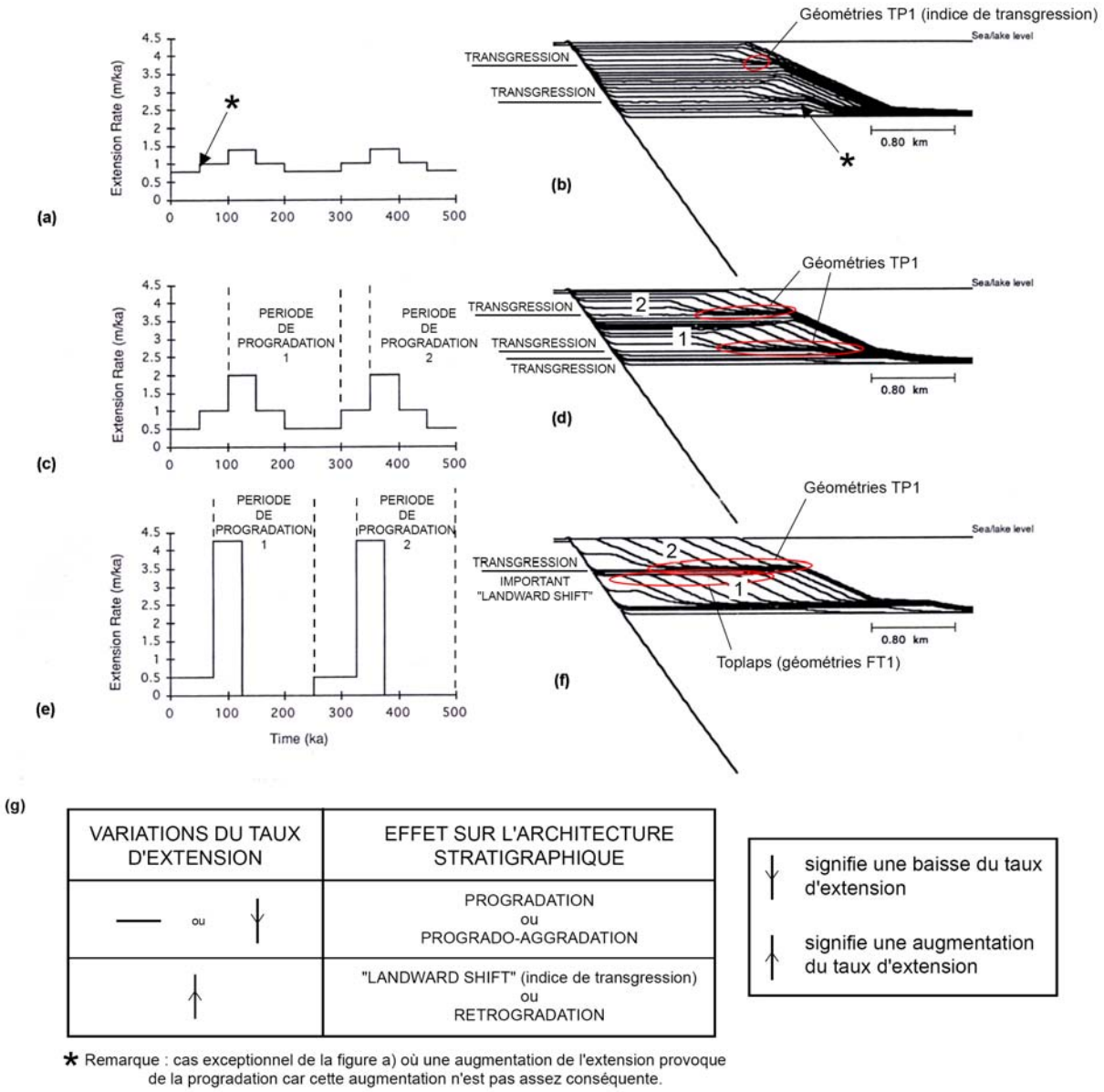
Hardy *et al.* (1994) ont pour but de tester l'influence des variations de S, du taux d'extension et de l'eustatisme sur l'architecture stratigraphique des deltas à grains grossiers de type «fan-delta» (Fig. 5.30 et Tab. 5.1). Les auteurs se proposent de modéliser les grands traits de l'architecture interne des deltas de Kerinitis et de l'Evrostini. Dans le cadre de l'étude du delta de Kerinitis, ils tentent de reproduire les relations architecturales, ainsi que les géométries, en utilisant les données de terrain de Dart *et al*. (1994). Hardy *et al.* (1994) suggèrent une mise en place pour les deux deltas en 500 ka en prenant un taux d'extension de 1 m/ka.

Bien que les auteurs reconnaissent la forte influence que peuvent avoir les variations eustatiques sur l'architecture stratigraphique des deltas, ils proposent que les oscillations glacioeustatiques, d'une amplitude de 80 m pour une période de 50 ka, semblables à celles qui auraient prévalu au Pléistocène inférieur et moyen, ne peuvent pas être reconnues dans le delta de Kerinitis. Pour étayer cela, ils suggèrent que les grandes séquences superposées, identifiées sur le delta de Kerinitis, se retrouvent dans les modélisations qui intègrent de larges variations de S et du taux d'extension. Pour ces auteurs, les surfaces de «toplap» seraient davantage le signe de variations dans l'activité tectonique. De plus, ils pensent que les variations eustatiques généreraient des érosions subaériennes, conduisant à une architecture stratigraphique assez éloignée de celle du delta de Kerinitis. En alternative, ils proposent que les deltas de Kerinitis et de l'Evrostini se soient développés dans des milieux lacustres ou fermés, empêchant les variations rapides du niveau du lac ou de la mer et, par conséquent, leur influence sur l'architecture des deltas. Hardy *et al.* (1994) ne proposent pas de hiérarchie entre l'influence de la tectonique et de S.

Hardy *et al.* (1994) rappellent que dans d'autres bassins situés en Méditerranée orientale, les variations eustatiques arrivent à s'exprimer car elles sont d'amplitude plus importante que la subsidence tectonique (Aksu *et al*., 1987a, 1987b, 1992a, 1992b ; Chronis *et al*., 1991 ; Piper & Aksu, 1992), ce qui n'est pas le cas dans le Golfe de Corinthe.

Auteurs	Type de modélisation	Caractéristiques des modèles	Durée de la modélisation	Pas de temps	Largeur du modèle	Bathymétrie initiale	Taux d'apport sédimentaire (S)	Fraction granulométrique	Variations eustatiques (E)	Taux de subsidence (W)
Hardy & Gawthorpe, 1998	3D	S = Cte, Faille bordière **verticale** (**Fig. 5.31**) Subsidence variable le long de la faille	110 ka	20 ka	?	50 m	960 m^3/a	pas de données	Asymétrique, période de 100 ka Amplitude de 120 m	variable : de 0 à 3 m/ka (1,2 ; 1,6 ; 2)
Gawthorpe *et al.*, 2003	3D	Faille **verticale**	110 ka	0,02 ka	12 km	50 m	de 1600 à 6400 m^3/a	pas de données	120 m/100 ka (4ème ordre)	de 0 à 2,5 m/ka (selon direction faille)
Ritchie *et al.*, 2004b	3D	Faille **verticale**	100 ka	20 ka	6 km ?		1000 m^3/a	pas de données	25 m/100 ka	0,5 m/ka et 1,5 m/ka
Hardy *et al.*, 1994	2D	Plan de faille à 55° (**Fig. 5.30**)								
		1) Modèle de reférence 1 S = Cte, Niveau de base = Cte, W Cte avec 3 valeurs	300 ka	25 ka		20 m	2 m^2/a	C/M/F = 0,8/0,1/0,1		0,6 ; 1 ; 1,4 m/ka
		2) Modèle de reférence 2 tous les paramètres fixés	500 ka	25 ka		20 m	3,5 m^2/a	C/M/F = 0,8/0,1/0,1		1,4 m/ka
		3) A partir de 2) : W variable	500 ka	25 ka		20 m		C/M/F = 0,8/0,1/0,1		signal carré, de 0,7 à 6,1 m/ka
		4) A partir de 2) : S variable	500 ka	25 ka		20 m	signal carré : 2,5 à 5,5 m^2/a	C/M/F = 0,8/0,1/0,1		
		5) A partir de 2) : E variable	500 ka	25 ka		20 m		C/M/F = 0,8/0,1/0,1	40m/100 ka ; 20 m/100 ka ; 80 m/50 ka	
Ulicny *et al.*, 2002	2D	S = Cte, Faille bordière **verticale** (appliqué au rift de Corinthe, **Fig. 5.32**) E fixé (combinaison de sinusoïdes)					Sable : 6 m^2/a ; Argile : 2 m^2/a	Sable et Argile	80 m/100ka + 15m/20ka	
		1) Bathymétrie initiale de 100 m, W de 1 m/ka	300 ka	1 ka		100 m				1 m/ka
		2) Bathymétrie initiale de 100 m, W de 2 m/ka	300 ka	1 ka		100 m				2 m/ka
		3) Bathymétrie initiale de 200 m, W de 1 m/ka	300 ka	1 ka		200 m				1 m/ka
		4) Bathymétrie initiale de 400 m, W de 2 m/ka	300 ka	1 ka		400 m				2 m/ka
Rohais, 2007	2D (Dionisos)	**1) Relation entre S et W**								
		a) Modèle de référence	200 ka	10 ka	0,5 km	200 m	9000 m^3/a (18 m^2/a)	0,5/0,3/0,2	Aucun	1 m/ka
		b) Subsidence plus élevée	200 ka	10 ka	0,5 km	200 m	9000 m^3/a	0,5/0,3/0,2	Aucun	2 m/ka
		c) Flux sédimentaire plus faible	200 ka	10 ka	0,5 km	200 m	4500 m^3/a (9 m^2/a)	0,5/0,3/0,2	Aucun	1 m/ka
		d) Ratio lithologique inversé	200 ka	10 ka	0,5 km	200 m	9000 m^3/a	0,2/0,3/0,5	Aucun	1 m/ka
		e) Flux d'eau plus élevé								
		2) Relation entre E et W (Fig. 5.33)								
		a) Modèle de référence (a6)	200 ka	10 ka	0,5 km	200 m	9000 m^3/a	0,5/0,3/0,2	Courbe théorique 120 m/100 ka	1 m/ka
		b) Subsidence plus élevée (b6)	200 ka	10 ka	0,5 km	200 m	9000 m^3/a	0,5/0,3/0,2	Courbe théorique 120 m/100 ka	2 m/ka
		c) Flux sédimentaire plus faible (c6)	200 ka	10 ka	0,5 km	200 m	4500 m^3/a	0,5/0,3/0,2	Courbe théorique 120 m/100 ka	1 m/ka
		d) Flux sédimenatire et sub. plus faibles (d6)	200 ka	10 ka	0,5 km	200 m	4500 m^3/a	0,5/0,3/0,2	Courbe théorique 120 m/100 ka	0,5 m/ka
		e) Accélération de la chute eustatique (e6)	200 ka	10 ka	0,5 km	200 m	9000 m^3/a	0,5/0,3/0,2	Courbe modifiée en début de chute	1 m/ka
		3) Hiérachisation des facteurs de contrôle (Fig. 5.34)								
		a) Modèle de référence (a7)	200 ka	10 ka	0,5 km	200 m	9000 m^3/a	0,5/0,3/0,2	Courbe théorique 120 m/100 ka	1 m/ka
		b) Variations de l'apport sédimentaire (b7)	200 ka	10 ka	0,5 km	200 m	de 3000 m^3/a (6 m^2/a) à 9000 m^3/a	0,5/0,3/0,2	Aucun	1 m/ka
		c) Variations de la subsidence (c7)	200 ka	10 ka	0,5 km	200 m	9000 m^3/a	0,5/0,3/0,2	Aucun	de 0 m/ka à 3 m/ka
		d) Variations du flux d'eau (d7)								
		e) Variations du ratio lithologique (e7)	200 ka	10 ka	0,5 km	200 m	9000 m^3/a	de 0,5/0,3/0,2 à 0,2/0,3/0,5	Aucun	1 m/ka

Tableau 5.1 : Comparaison des valeurs des paramètres utilisés dans les modélisations 2D et 3D de "fan-deltas". Pour les modélisations de Hardy *et al.* (1994), la granulométrie est exprimée en une fraction grossière (C ou conglomérat), en une fraction moyenne (M ou sable) et en une fraction fine (F ou argile). Les taux de subsidence (W) ont été calculés en utilisant la formule : W=(taux d'extension)*tan(55). Les taux d'apport sédimentaire (S) en m^3/a ont été convertis en m^2/a afin de faciliter les comparaisons entre modélisations 3D et 2D, en utilisant la formule : $S(m^2/a)=S(m^3/a)*(1/(\text{largeur du modèle en m}))$. Abréviation : Cte = constant(e).



(g)

VARIATIONS DU TAUX D'EXTENSION	EFFET SUR L'ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE
— ou ↓	PROGRADATION ou PROGRADO-AGGRADATION
↑	"LANDWARD SHIFT" (indice de transgression) ou RETROGRADATION

↓ signifie une baisse du taux d'extension

↑ signifie une augmentation du taux d'extension

* Remarque : cas exceptionnel de la figure a) où une augmentation de l'extension provoque de la progradation car cette augmentation n'est pas assez conséquente.

Figure 5.30 : Modélisation 2D de la formation des «fan-deltas» à grains grossiers (modifié d'après Hardy *et al.*, 1994) : effet des variations du taux d'extension (Tab. 5.1, ligne 3). S est maintenu constant (3,5 m^2/a), il n'y a pas de variations sinusoïdales du niveau d'eau, seul le taux d'extension est variable, selon un signal carré, variant entre 0,5 et 4,25 m/ka. a) Taux d'extension variant entre 0,8 et 1,4 m/ka. b) Architecture deltaïque créée avec les valeurs d'extension présentées en a). Des géométries de type TP1 (Fig. 5.2) sont générées. c) Taux d'extension qui varie entre 0,5 et 2 m/ka donnant les géométries présentées en (d). On remarquera le développement de géométries de type TP1. e) Taux d'extension fluctuant de 0,5 à 4,25 m/ka avec deux périodes pendant lesquelles ce taux est nul. f) Modèle architectural utilisant les valeurs variables du taux d'extension présentées en e). Des «toplaps» sont générés au sommet de la période de progradation 1. g) Tableau synthétique de l'effet des variations du taux d'extension sur l'architecture stratigraphique modélisée. Les symboles utilisés dans ce tableau sont explicités dans l'encart. D'une façon générale, l'amplitude des transgressions et des phases de progradation augmente quand les variations du taux d'extension deviennent plus abruptes.

Les résultats des modélisations conduisent Hardy *et al*. (1994) à proposer que dans le cadre de contextes marins ouverts, les variations eustatiques du Pléistocène constitueraient le facteur dominant dans la construction des deltas, y compris dans le cas où la zone est tectoniquement active.

Hardy *et al*. (1994) étudient l'influence précise de chaque paramètre. L'intérêt de leur travail, tout comme celui de Hardy & Gawthorpe (1998) et de Uličný *et al*. (2002) est de modéliser des déplacements vers le pôle proximal des dépôts sédimentaires, enregistrés par les KSS. Le pendage de 55° attribué aux failles normales modélisées permet au modèle de se rapprocher du cas naturel.

Hardy *et al*. (1994) ont réalisé leurs modélisations dans le but d'appliquer leurs résultats au delta de Kerinitis (et celui de l'Evrostini). Bien que la complexité des géométries de détail et de l'architecture interne du delta de Kerinitis (Figs. 4.3., 4.4, 5.3.b) ne soit pas reproduite dans leurs simulations, ils ont réussi à simuler des points clés de l'architecture du delta de Kerinitis, tels que les déplacements en position proximale du TBP (enregistré par les KSS) et l'absence de cortèges de bas niveau marin. Cela signifie que les auteurs sont conscients du cas particulier que constitue le rift de Corinthe, à savoir, la création continue de A mais à des taux variables. En revanche, les rétrogradations, que les auteurs modélisent, ne s'observent pas sur le delta de Kerinitis. Les surfaces d'érosion mineures (surfaces «c» de la figure 5.12) ou majeure comme KSS5, qui caractérisent l'architecture interne du delta ne sont pas reproduites dans les modèles. Ceci pourrait provenir d'une limite de l'algorithme, les glissements d'origine gravitaire ne devant pas être pris en compte. La valeur du taux de subsidence de 1,4 m/ka utilisé dans le modèle de référence, bien que forte, n'est pas exagérée par rapport à la valeur moyenne de 1 m/ka proposée par Rohais (2007). La durée de modélisation choisie par Hardy *et al*. (1994) est de 500 ka, ce qui correspond à la durée minimale de mise en place estimée pour le delta de Kerinitis (Ford *et al*., 2007b). Par contre, Hardy *et al*. (1994) soutiennent que le contrôle eustatique dans la construction du delta de Kerinitis était mineure car ils n'ont pas reconnu dans l'architecture du delta, les séquences fortement progradantes qu'ils ont modélisées. Cela vient d'un signal eustatique symétrique (Tab. 5.1, ligne 5), ainsi que de l'absence de subsidence tectonique lors de leurs essais. Il aurait été intéressant, dans leur modélisation, de rajouter des essais testant l'influence d'un signal eustatique (de différentes durées) mais intégrant un signal tectonique.

Hardy & Gawthorpe (1998) soulignent que, généralement, les modèles 2D ne tiennent pas compte des variations le long d'une faille de la subsidence et de la sédimentation (Hardy *et al*., 1994 ; Helland-Hansen *et al*., 1988). Les auteurs proposent d'étudier l'influence des variations du taux de subsidence sur l'architecture interne de trois deltas (delta A, delta B et delta C) qui se mettent en place le long d'une faille normale (Fig. 5.31). Les valeurs des paramètres sont données dans le tableau 5.1. La faille verticale modélisée présente un taux de subsidence qui diminue depuis un maximum au centre (2 m/ka pour le delta C) vers un minimum vers l'extrémité (1,2 m/ka pour le delta A). S est maintenu constant pendant toute la simulation. La courbe eustatique utilisée est de type sinusoïdale asymétrique (cyclicité de 4ème ordre, amplitude de 120 m/période de 100 ka, Fig. 5.31.d et Tab. 5.1).
Selon les auteurs, les variations du niveau marin relatif le long de la faille, causées par des variations locales de subsidence, représentent un contrôle important sur l'architecture. L'exposition subaérienne, ainsi que le déplacement vers le bassin des dépôts sédimentaires, s'observent dans des régions proches de la terminaison des failles où la subsidence ne peut pas compenser la chute eustatique. Le taux de subsidence au centre de la faille permet un développement continuel de A même pendant les périodes de chute eustatique.

Le taux de subsidence influence le développement de cortèges transgressifs, mais la topographie de la séquence sous-jacente a également un rôle important (Hardy & Gawthorpe, 1998). Ainsi, le dépôt des séquences transgressives ne s'opère que dans les régions à taux de subsidence faible, vers la terminaison de la faille et lorsque le sommet du delta présente une pente orientée vers la mer. A l'opposé, dans les régions à fort taux de subsidence, quand le toit du delta est plat, la transgression est abrupte et elle est marquée par un déplacement des dépôts sédimentaires vers le pôle proximal (Fig. 5.31.f, g) et consécutivement, aucun dépôt transgressif ne se met en place.

Dans le cadre de l'étude de Hardy & Gawthorpe (1998), aucune surface nettement érosive n'est générée lors des périodes de chute eustatique. Les simulations de Hardy & Gawthorpe (1998) ne prennent pas en compte la granulométrie des sédiments. Les dépôts qui se mettent en place entre 100 et 110 ka (Figs 5.31.e, f et g) présentent un motif en rétrogradation car ils se mettent en place pendant la phase d'augmentation du niveau marin. Pour autant, est-il possible de les considérer comme des cortèges transgressifs ?

Gawthorpe *et al*. (2003) estiment que l'architecture des deltas est sous l'influence d'un taux de subsidence qui varie latéralement, d'un S qui varie également latéralement en fonction du type de réseau de drainage. Trois types de deltas sont modélisés le long d'une faille normale (Tab. 5.1) :
1) les deltas dérivés du «footwall», localisés au centre de la faille (maximum de subsidence) ;
2) les deltas qui se localisent à la terminaison de la faille bordière (minimum de subsidence) et alimentés par un large réseau de drainage ;
3) les deltas qui se mettent en place loin de la faille (deltas dérivés du «hangingwall»).
Le delta de Kerinitis est pris comme exemple pour illustrer les deltas dérivés du «footwall». Les différences dans l'architecture de ces deltas résultent de l'influence :

- des variations de l'inclinaison du «hangingwall»,
- de la quantité d'accommodation développée en fonction de la position du delta le long de la faille.

Selon les auteurs, les deltas dérivés du «footwall» sont caractérisés par une absence de limite de séquence et par une architecture dominée par des prismes de haut niveau marin (HST) superposés. Les fortes valeurs de bathymétrie et de subsidence à proximité de la faille limitent fortement la progradation. Les résultats des modélisations de Gawthorpe *et al*. (2003) montrent que des prismes sédimentaires de natures différentes peuvent être équivalents sur différentes longueurs et que les surfaces clés n'ont que des extensions très locales.

Les auteurs montrent que le delta dérivé du «footwall» a une forme en cône avec une progradation très limitée, car le développement de la bathymétrie est très important au milieu du segment de faille. L'apport sédimentaire est limité car l'aire de drainage est restreinte. Dans les situations avec un sommet de delta peu penté, un faible apport sédimentaire et /ou de forts taux de montée du niveau marin relatif (comme dans le cas d'un delta dérivé du «footwall» près du centre de la faille), la surface de transgression, ainsi que la surface de «downlap» (surface d'inondation maximale) sont confondues. Aucun dépôt en rétrogradation (cortège transgressif) ne se met en place. Dans le delta dérivé du «footwall», les surfaces témoins d'une chute du niveau marin relatif sont très peu marquées.

Gawthorpe *et al*. (2003) rappellent que les deltas plio-pléistocènes de la côte sud du Golfe de Corinthe présentent des séquences superposées en aggradation et dont la géométrie interne évolue depuis un motif en aggradation à une progradation. Ces séquences sont limitées par des surfaces de transgression et/ou de «downlap» (ex. : le delta de Kerinitis).

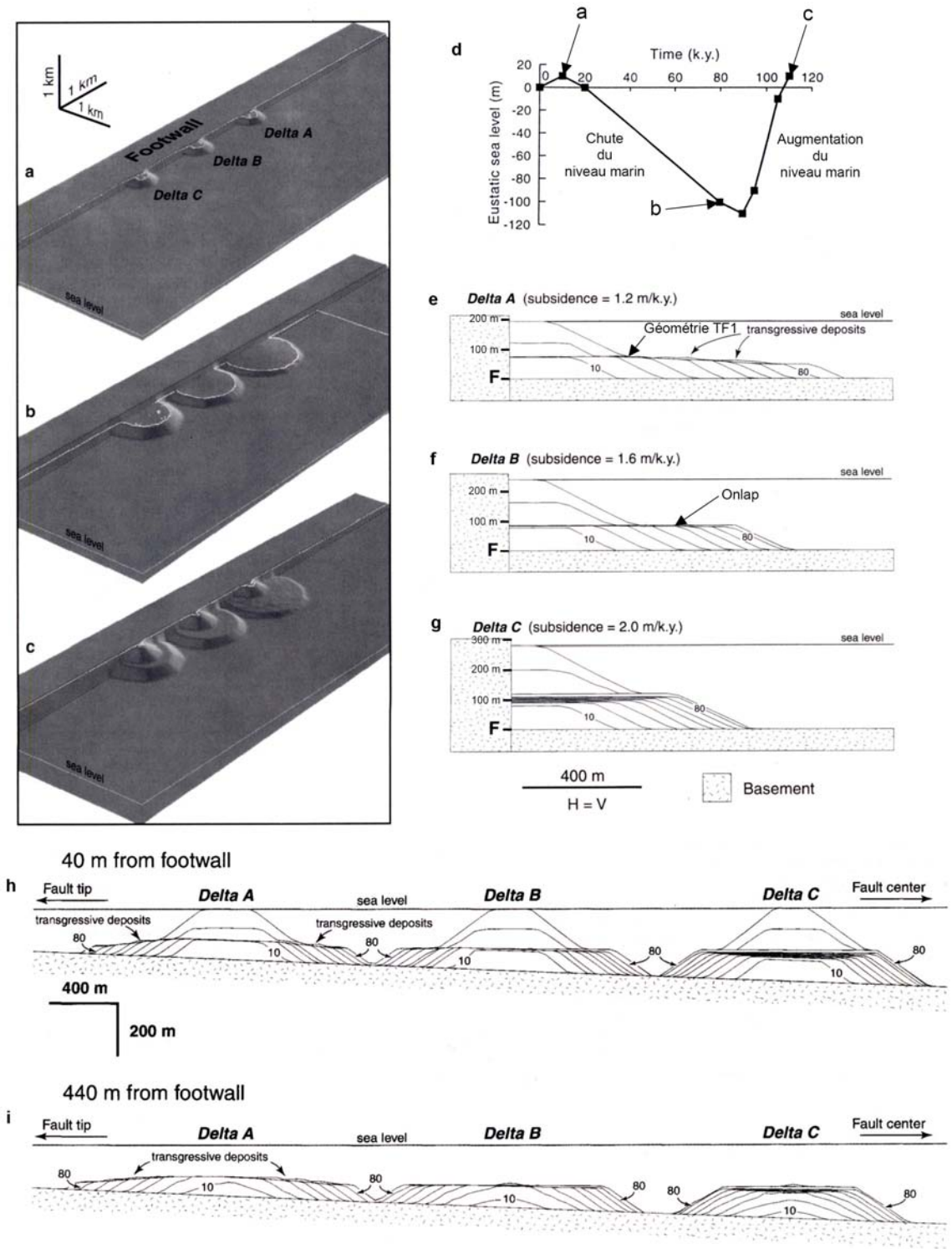


Figure 5.31 : Modélisation 3D de la formation des «fan-deltas» (modifié d'après Hardy & Gawthorpe, 1998) à S constant (960 m^3/ka), variations eustatiques asymétriques (période de 100 ka et amplitude de 120 m, Fig. d) et taux de subsidence qui varie parallèlement à la faille bordière, de l'extrémité vers le centre, de 0 à 3 m/ka. Le delta A correspond à un taux de subsidence de 1,2 m/ka, le delta B à un taux de 1,6 m/ka et le delta C à un taux de 2 m/ka. a) Etat du modèle après 10 ka et après une première augmentation du niveau marin. b) Etat du modèle après 80 ka, correspondant à la fin d'une période de chute maximum du niveau de la mer. c) Etat à la fin de la modélisation (110 ka). d) Allure de la courbe de variations du niveau marin et positions des figures a), b) et c). e), f), g) Coupes orthogonales à la direction de la faille bordière à travers les deltas A, B et C à la fin de la modélisation. Dans le cas de la figure e, des géométries de type TF1 (Fig. 5.2) sont identifiées. h), i) Coupes réalisées dans les trois deltas, parallèlement à la direction de la faille, à la fin de la modélisation, respectivement à 40 m et à 440 m du plan de faille.

Les surfaces marquées par de l'incision, associée à un déplacement vers le pôle distal des faciès, sont rares.

Gawthorpe *et al*. (2003) modélisent un demi-graben. C'est ainsi qu'ils qualifient le Golfe de Corinth-Patras, ce qui est criticable vu les données sismiques récentes (Sachpazi *et al*., 2003 ; Bell *et al.*, 2008). Le delta de Kerinitis n'illustre pas entièrement les deltas dérivés du «footwall», car l'aire de drainage de la rivière Kerinitis n'est pas restreint.

Gawthorpe *et al.* (2003) proposent que le bassin de drainage soit de taille supérieure au niveau des zones de relais. Selon Gawthorpe *et al.* (1994), le développement des bassins de drainage au centre des failles est limité. Les conditions initiales de modélisation de Gawthorpe *et al*. (2003), comprenant une valeur minimale de S près du centre de la faille (1600 m^3/a), là où la valeur de la subsidence est quasi-maximale (2 m/ka), et une valeur maximale de S (6400 m^3/a) à l'endroit de la faille où la subsidence est nulle (Tab. 5.1) s'opposent aux résultats de Hardy & Gawthorpe (2002). Hardy & Gawthorpe (2002) proposent que S est d'autant plus fort que le taux de soulèvement (et de subsidence) est fort. Hardy & Gawthorpe (2002) modélisent S en 3D ; ils n'injectent pas de sédiment au niveau d'une source ponctuelle comme les autres études. Gawthorpe *et al.* (2003) justifient les valeurs de S choisies par des données provenant d'autres contextes extensifs structuralement proches.

Ritchie *et al.* (2004b) étudient l'influence sur le développement des deltas, de paramètres locaux comme l'apport sédimentaire, la subsidence et la morphologie du bassin. Le développement du delta se fait sur le «hangingwall» d'une faille verticale, dont on fait varier le taux de subsidence (Tab. 5.1).

Les valeurs de paramètres utilisées par les auteurs (Tab. 5.1) sont proches de celles utilisées par Hardy & Gawthorpe (1998), mis à part les variations eustatiques. En effet, l'amplitude de la courbe théorique utilisée par Ritchie *et al.* (2004b) est plus faible (Tab. 5.1). Le choix de cette valeur n'est pas expliqué. Les modélisations de Ritchie *et al*. (2004b) ne peuvent pas s'appliquer au delta de Kerinitis, car aucune surface de forte augmentation de A, sans dépôts en rétrogradation, n'est modélisée. De plus, le signal eustatique n'est pas applicable au Golfe de Corinthe. En effet, le seuil de Rion-Antirion, situé à environ -60 m (*cf.* Chapitre 1) a été de nombreuses fois exondé, provoquant des alternances entre périodes lacustres et périodes marines ouvertes dans le Golfe de Corinthe (Collier *et al*., 2000 ; Perissoratis *et al*., 2000 ; Moretti *et al*., 2004). Des amplitudes de 25 m ne pourraient pas générer l'exondation au niveau de ce seuil.

5.6.1.2. Concept de bathymétrie initiale

Uličný *et al.* (2002) ont étudié l'influence des variations de la hauteur d'eau au début de la sédimentation sur l'architecture séquentielle, lors de variations du niveau de la mer (Fig. 5.32). La bathymétrie initiale ou pré-dépôt est appelée «initial depth». Deux zones géographiques d'étude ont été choisies, dont le Golfe de Corinthe. Les auteurs essaient de reproduire les grands traits de l'architecture interne des deltas de Kerinitis (Figs 5.32.d, e) et de l'Evrostini (Figs 5.32.f, g) en utilisant une courbe eustatique composite, intégrant des sinusoïdes d'amplitudes et de périodes différentes (Fig. 5.32.a). Les autres valeurs de paramètres sont rappelées dans le tableau 5.1.

L' «initial depth» est créé par un retard de l'apport sédimentaire (dû à un basculement du «footwall» provoquant une déviation du réseau de drainage) et représente un espace d'accommodation «pré-dépôt» qui est une variable indépendante. Cette bathymétrie initiale pourrait contrôler la géométrie des premières unités stratigraphiques. L'«initial depth» semble être proche de la bathymétrie initiale des modèles de Hardy *et al*. (1994) et de Hardy & Gawthorpe (1998), en ayant cependant une définition propre et des valeurs de cinq à vingt fois plus fortes. Un retard du déclenchement de l'apport sédimentaire peut provenir d'un appauvrissement en sédiment au centre de la faille (Gawthorpe *et al*., 1994). Ceci peut se vérifier par l'absence locale de deltas récents à l'exutoire de zones de drainage immatures (Seger & Alexander, 1993). Les systèmes de drainage immatures délivrent peu de sédiments, ce qui permettrait de pouvoir aménager un délai, amenant à la création de la bathymétrie initiale. Les auteurs testent dans leur modèle le potentiel d'une bathymétrie initiale, comprise entre 100 et 400 m, à créer des architectures ressemblant à celles observées dans le Golfe de Corinthe, sous l'effet de variations à forte amplitude du niveau de base (mer ou lac).

Les variations glacio-eustatiques quaternaires choisies dans le cadre du Golfe de Corinthe sont celles contrôlées par l'excentricité à 80 m/100 ka (amplitude/période) combinées avec un signal à plus haute fréquence à 15 m/20 ka (Fig. 5.32.a et Tab. 5.1). Les valeurs de 1 m/ka et 2 m/ka sont utilisées pour le taux de subsidence, valeurs qui se trouvent dans la gamme de celles utilisées par Hardy *et al*. (1994) et par Hardy & Gawthorpe (1998).

Dans le cadre du Golfe de Corinthe, les modèles mettent en évidence l'influence à long terme de la bathymétrie initiale. Cette bathymétrie initiale se traduit par la mise en place, dès le début de la modélisation, de foresets de grande taille (qui comblent l'espace créé). La différence entre la bathymétrie initiale et les variations du niveau marin relatif va gouverner le schéma d'empilement des séquences suivantes.

Tout en reconnaissant certains modes d'empilement proposés par Hardy *et al*. (1994), Uličný *et al*. (2002) soulignent les différences entre leurs résultats de modélisation et l'architecture réelle du delta de Kerinitis. Par exemple, l'absence d'«onlap» (Glossaire en Annexe 4) des dépôts transgressifs dans l'architecture, constatée à l'affleurement, mais qui a été reproduite dans les modèles, amène Uličný *et al*. (2002) à envisager que le delta de Kerinitis s'est construit sous l'influence d'augmentations du niveau marin plus rapide que celles attendues à proximité d'une faille normale active. Les transgressions de forte amplitude provoquent un déplacement des dépôts vers le pôle proximal, se traduisant par une absence d'«onlaps» des cortèges transgressifs sur les dépôts précédents.

Il semble que l'augmentation de la bathymétrie initiale de 100 m à 200 m pour un taux de subsidence de 1 m/ka (si on compare les Figs. 5.32.b et d) induise une réponse différente du système sédimentaire aux variations eustatiques, c'est-à-dire que les longueurs des séquences rétrogradantes et progradantes ne sont plus égales entre elles.

Uličný *et al*. (2002) utilisent un S séparé en argile et en sable et ne font pas intervenir de fraction plus grossière (fraction «coarse» de Hardy *et al*., 1994 et les conglomérats de Rohais, 2007). Ceci est surprenant quand les auteurs choisissent de modéliser l'architecture de deux deltas de la côte Sud du Golfe de Corinthe dominés par les conglomérats. Par ailleurs, le taux de compaction est un paramètre qui n'est pas utilisé par les autres études de modélisation numérique. Rohais (2007) souligne tout de même qu'il a choisi de ne pas tenir compte du taux de compaction car les sédiments dans le rift de Corinthe sont dominés par les conglomérats et que la profondeur d'enfouissement ne dépasse pas 2000 m.

Uličný *et al*. (2002) prétendent que Hardy *et al*. (1994) n'utilisent pas de bathymétrie initiale lors de leurs modélisations. Pourtant, ces derniers proposent une profondeur d'eau initiale de 20 m (Tab. 5.1).

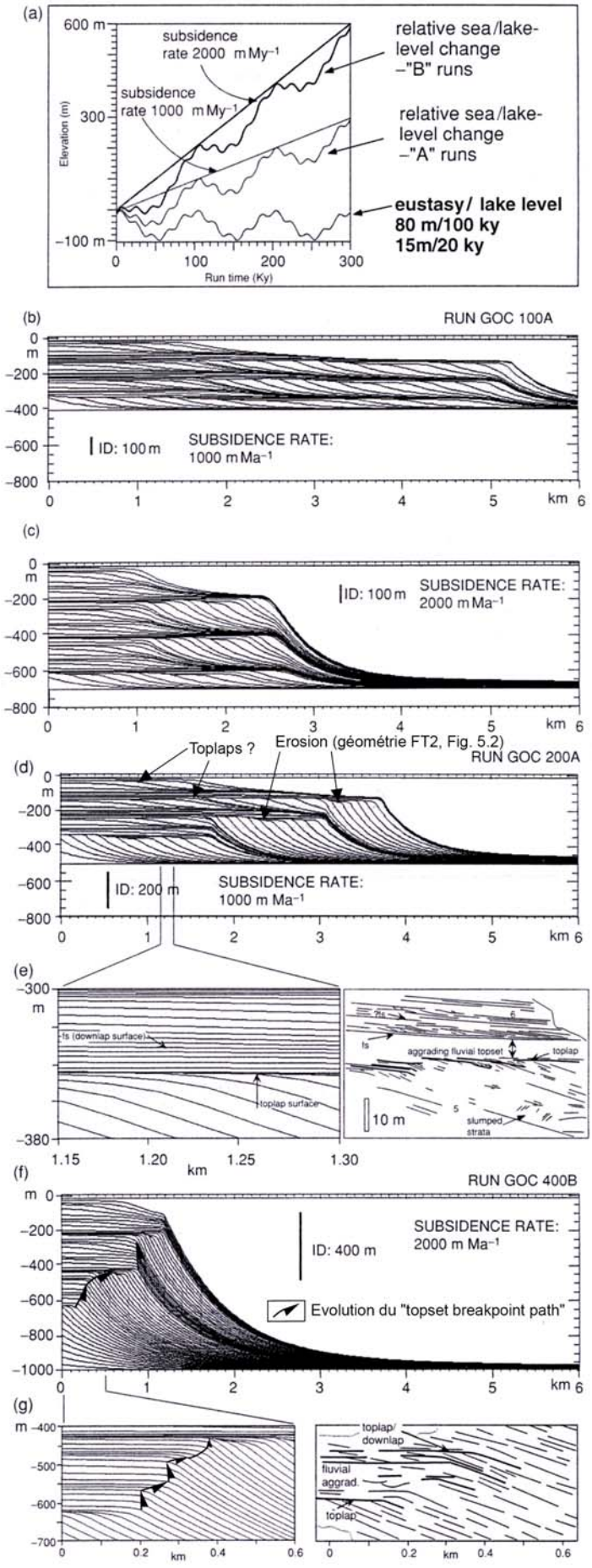

(a)
600 m
300
−100 m
Elevation (m)
subsidence rate 2000 m My⁻¹
subsidence rate 1000 m My⁻¹
0
100
200
300
Run time (Ky)
relative sea/lake-level change –"B" runs
relative sea/lake-level change –"A" runs
eustasy/ lake level
80 m/100 ky
15m/20 ky
(b)
RUN GOC 100A
0 m
−200
−400
−600
−800
ID: 100 m
SUBSIDENCE RATE: 1000 m Ma⁻¹
0
1
2
3
4
5
km 6
(c)
ID: 100 m
SUBSIDENCE RATE: 2000 m Ma⁻¹
Toplaps ?
Erosion (géométrie FT2, Fig. 5.2)
(d)
RUN GOC 200A
ID: 200 m
SUBSIDENCE RATE: 1000 m Ma⁻¹
(e)
−300 m
−380
fs (downlap surface)
toplap surface
aggrading fluvial topset
toplap
10 m
slumped strata
1.15
1.20
1.25
1.30
km
(f)
RUN GOC 400B
ID: 400 m
SUBSIDENCE RATE: 2000 m Ma⁻¹
Evolution du "topset breakpoint path"
−1000
(g)
−400
−500
−600
−700
toplap/ downlap
fluvial aggrad.
toplap
0.2
0.4
0.6

Figure 5.32 : Modélisation 2D de la formation des Gilbert-deltas géants du Golfe de Corinthe (GOC) avec un taux de sédimentation constant, un signal eustatique fixé et une subsidence, ainsi qu'une bathymétrie initiale variable (modifié d'après Uličný *et al.*, 2002). a) Les auteurs proposent des valeurs de subsidence de 1000 m/Ma (équivalent à 1 m/ka) ou de 2000 m/Ma (2 m/ka). La sinusoïde des variations eustatiques est la combinaison d'un signal de fréquence 80 m/ka (correspondant à signal glacio-eustatique du Quaternaire sous contrôle de l'excentricité) et d'un autre signal de fréquence plus élevée (15 m/ka). La courbe de variation relative du niveau d'eau représente la somme de la subsidence et de l'eustatisme. b) Essai avec un taux de subsidence de 1 m/ka (A) avec une bathymétrie initiale de 100 m (Tab. 5.1, ligne 1). c) Essai avec un taux de subsidence de 2 m/ka (B) et avec une bathymétrie initiale de 100 m (Tab. 5.1, ligne 2). d) Essai avec un taux de subsidence de 1 m/ka une bathymétrie initiale de 200 m. Des «toplaps» ainsi que de l'érosion (régression forcée) semblent être générés avec des géométries de type FT2 (Fig. 5.2 et Tab. 5.1, ligne 3). e) Un détail de la modélisation (d) permet de recréer l'architecture de la figure 8 modifiée de Dart *et al*. (1994) correspondant au cas du delta de Kerinitis. f) Essai avec un taux de subsidence de 2 m/ka et une bathymétrie initiale de 400 m (Tab. 5.1, ligne 4). L'évolution du «topset breakpoint path» est soulignée, tout comme dans la figure g. On rappelle que le «topset breakpoint» représente le point de passage topset-foreset. g) Détail de la modélisation (f) permettant de recréer un détail de l'architecture du delta de l'Evrostini.

Les études de Uličný *et al*. (2002) et de Hardy *et al*. (1994) s'opposent sur leur conclusion respective. Hardy *et al*. (1994) soutiennent que la formation des deltas de Kerinitis et de l'Evrostini se trouve sous un contrôle dominant d'origine tectonique. Les auteurs estiment que leur architecture interne peut représenter le résultat d'effets tectonique, de variations du niveau marin ou lacustre et de l'apport sédimentaire superposés à la subsidence. Ils concluent que le signal eustatique n'a pas une grande influence lors de la construction du delta de Kerinitis.

Uličný *et al*. (2002) proposent, quant à eux, que si une bathymétrie initiale adéquate est choisie, il est possible de reproduire les grands traits de l'architecture du delta de Kerinitis, en prenant en compte les variations eustatiques. Cette idée entre dans la thématique de la génération des premiers foresets : comment se mettent-ils en place ? Au paragraphe 5.5.3 est présentée une hypothèse de mise en place ne nécessitant pas de bathymétrie initiale significative.

Au final, les modélisations proposées par Uličný *et al*. (2002) permettent d'explorer l'effet de la bathymétrie initiale sur l'architecture interne du delta de Kerinitis. Il est possible de discuter de la validité du type de signal eustatique choisi par les auteurs. La durée de modélisation de 300 ka est trop courte pour le delta de Kerinitis. La granulométrie de l'apport sédimentaire ne s'applique pas au delta de Kerinitis car c'est un delta dominé par les conglomérats. Néanmoins, les résultats de Uličný *et al*. (2002) représentent une des modélisations numériques 2D qui se rapproche le plus de l'architecture du delta de Kerinitis. Une bathymétrie initiale de 200 m ne permettrait pas de mettre en place SU1 à fort taux de progradation, en base du delta inférieur.

Uličný *et al*. (2002) font une critique de leurs modélisations en comparant leurs résultats à ceux de Dart *et al*. (1994) par rapport aux géométries observées sur le terrain. Parmi toutes les modélisations, celles de Uličný *et al*. (2002) sont les plus complexes en terme de géométries reproduites et de nombre de séquences superposées, pour une durée de modélisation de 300 ka (Tab. 5.1).

5.6.1.3. Modélisations sous Dionisos

Rohais (2007) utilise le logiciel de simulation stratigraphique DIONISOS (**DI**ffusion **O**riented – **N**ormal and **I**nverse – **S**imulation **O**f **S**edimentation) développé au sein de l'IFP (Granjeon, 1997 ; Granjeon & Joseph, 1999). L'auteur s'est attaché à reproduire l'architecture des deltas de l'Evrostini et de l'Ilias (Fig. 4.1 pour une localisation). Rohais (2007) propose différentes modélisations (Tab. 5.1 et Figs 5.33 et 5.34) qui servent à vérifier l'influence des paramètres majeurs comme l'eustatisme, le taux d'apport sédimentaire (S) et la subsidence, ainsi que des paramètres mineurs comme le flux d'eau et le ratio lithologique sur l'architecture interne de ces deux Gilbert-deltas. Sa démarche, réalisée en 2D, consiste, pour chaque série de modélisation, à partir d'un modèle de référence, d'essayer de reproduire les mêmes styles architecturaux avec des valeurs et des variations de paramètres différents.

Les valeurs des paramètres que l'auteur utilise pour son modèle de référence ont été choisies comme suit. La valeur de la pente initiale du bassin est de 0,1 m/km vers le Nord. A partir de ses données de terrain, Rohais (2007) a déterminé les classes granulométriques (conglomérats, sables, mélange argiles et silts), qui restent les mêmes dans toutes les modélisations, ainsi que les rapports lithologiques qui composent l'apport sédimentaire. Une courbe eustatique théorique est utilisée pour les simulations (Figs 5.33.a6 et 5.34.a7) comportant deux cycles de 100 ka et de 120 m d'amplitude, reproduisant ceux du Pléistocène moyen et supérieur. Le taux de subsidence moyen (1000 m/Ma) est estimé grâce à l'épaisseur du Groupe moyen. La décompaction des couches n'a pas été prise en compte car la granulométrie dominante est conglomératique. Le flux sédimentaire a été estimé à partir de coupes structurales et comparé aux valeurs disponibles dans la bibliographie proposant une fourchette de 10 à 200 km^3/Ma. Le flux d'eau représente un paramètre clé dans les modélisations car il influence la diffusion des sédiments (Rohais, 2007). Sa valeur n'étant pas accessible à partir de l'enregistrement sédimentaire, il a été calibré grâce aux données de rivières modernes du rift de Corinthe. Une valeur de l'ordre de 30 m^3/s est choisie pour la modélisation des Gilbert-deltas. Le coefficient de diffusion est calibré en réalisant une série d'essais. La bathymétrie initiale est choisie par Rohais (2007) égale à 200 m. Cette valeur est toujours la même dans toutes les modélisations et correspond à la hauteur des foresets de la première séquence du Gilbert-delta de l'Evrostini (Séquence 4, Rohais *et al.*, 2008). Enfin, le temps de simulation de 200 ka équivaut à la durée de dépôt du delta de l'Evrostini estimée par l'auteur. Toutes les valeurs de ces paramètres figurent dans le tableau 5.1.

Rohais (2007) présente deux séries de tests préliminaires et, dans un troisième temps, tente de hiérarchiser les différents paramètres de contrôle. Il s'intéresse tout d'abord à l'influence de la relation entre flux sédimentaire et taux de subsidence (première série de test, Tab. 5.1, ligne 1). Rohais (2007) vient à en conclure que la distance de progradation des Gilbert-deltas est une fonction du flux sédimentaire, du taux de subsidence, du flux d'eau et du rapport lithologique. Il souligne bien le fait que la première série de tests ne permet cependant pas de montrer si une architecture est propre à un jeu de paramètres, ou si une même architecture stratigraphique peut être reproduite pour différents jeux de paramètres.

La deuxième série de tests porte sur l'influence de la relation entre eustatisme, taux de subsidence (Fig. 5.33 et Tab. 5.1). Dans le modèle de référence (Fig. 5.33.a6), les cycles eustatiques sont parfaitement identifiables dans le résultat de la modélisation. La chute du niveau marin lors du premier cycle eustatique (F1) se traduit par une phase de progradation accentuée et l'augmentation (R1) lors de ce cycle provoque la rétrogradation du système. La rétrogradation engendre le dépôt d'un cortège transgressif d'une épaisseur d'environ 100 m. Un cycle eustatique représente une épaisseur de sédiment d'environ 400 m (Fig. 5.30.a6). Le deuxième cycle eustatique n'a qu'une épaisseur d'environ 200 m.

Cette différence d'épaisseur provient du choix de l'auteur d'intégrer une bathymétrie initiale. L'épaisseur du premier cycle est donc exagérée par rapport au premier. Lorsque le seul paramètre variable est l'eustatisme, de petits Gilbert-deltas se développent dans les topsets. Le développement de ces petits appareils n'a jamais été reproduit dans d'autres travaux de modélisation. Il est important de noter qu'aucun prisme de bas niveau détaché ne se forme, tout comme aucune surface de régression forcée. Lors de la simulation où le taux de création de A est faible (Fig. 5.33.d6), une phase de progradation pure est créée (et non pas de surface de régression forcée). Dans cette situation, la faible valeur de S (par rapport au modèle de référence, Tab. 5.1) ne semble pas être déterminant dans la création de ce mode d'empilement des couches. Le faible taux de création de A semble gouverner la mise en place de cette géométrie, car dans le modèle de la figure 5.33.e6, l'accélération de la chute du niveau marin provoque également une phase de progradation pure. Le taux de subsidence a un effet de distorsion sur le signal eustatique. Ainsi, dans le cas où la subsidence est forte (2000 m/Ma, Fig. 5.33.b6), le niveau marin relatif est toujours en augmentation malgré les chutes eustatiques, ce qui conduit le delta à aggrader. Les cycles eustatiques sont alors lissés par cette accommodation toujours positive et croissante.

La figure 5.34 expose des simulations permettant de savoir si les variations d'autres paramètres, comme le ratio lithologique ou le flux sédimentaire, sont capables de générer les mêmes géométries que celles induites par les variations eustatiques du modèle de référence (Fig. 5.34.a7). Ce modèle de référence est le même que sur la figure 5.33.a6. Il représente, en outre, la seule simulation qui comporte des variations eustatiques. Les variations de S peuvent être responsables de l'architecture stratigraphique à très haute résolution. Mais pour que les changements soient significatifs et que les modifications soient de l'ordre de celles engendrées par l'eustatisme, il faut que S soit multiplié ou divisé par un facteur de plus de trois. Les variations de vitesse de subsidence peuvent être responsables de l'architecture stratigraphique à plus grande échelle. Par contre, une augmentation de la subsidence n'induit pas de cortège transgressif. Pour en développer, il faudrait atteindre des valeurs de 5000 m/Ma (Rohais, 2007), ce qui est bien supérieur aux valeurs de subsidence calculées pour le Golfe de Corinthe. Les variations du flux d'eau et du ratio lithologique représentent des facteurs de contrôle très discrets (par rapport aux autres) et peuvent être invoqués dans des changements de l'architecture très locaux.

Les simulations de Rohais (2007) utilisent des valeurs de paramètres issues de calculs sur ses données de terrain permettant ainsi de contrôler leur validité.

Les modélisations de Rohais (2007) ne montrent aucun déplacement vers le pôle proximal sans dépôt de cortège transgressif. Ces déplacements de forte amplitude caractérisent l'architecture du delta de Kerinitis, et, plus particulièrement, les KSS. Le delta de Kerinitis est censé s'être déposé en 500 à 800 ka (Ford *et al*., 2007b) correspondant à un S de 18 km^3/Ma (ou 18×10^3 m^3/a) à 11 km^3/Ma (ou 11×10^3 m^3/a). Le temps de simulation utilisé est de 200 ka pour toutes les modélisations de Rohais (2007), correspondant à la durée de mise en place du delta de l'Evrostini. Le S maximum utilisé par Rohais (2007) est de 9×10^3 m^3/a. Les durées de modélisation, ainsi que les valeurs de S, ne s'appliquent donc pas au dépôt du delta de Kerinitis. De plus, Rohais (2007) utilise une bathymétrie initiale de 200 m, ce qui permet de générer dès le début des foresets très épais. Le début de l'histoire du delta de Kerinitis ne fait pas intervenir de bathymétrie initiale aussi conséquente (*cf.* § 5.5.3).

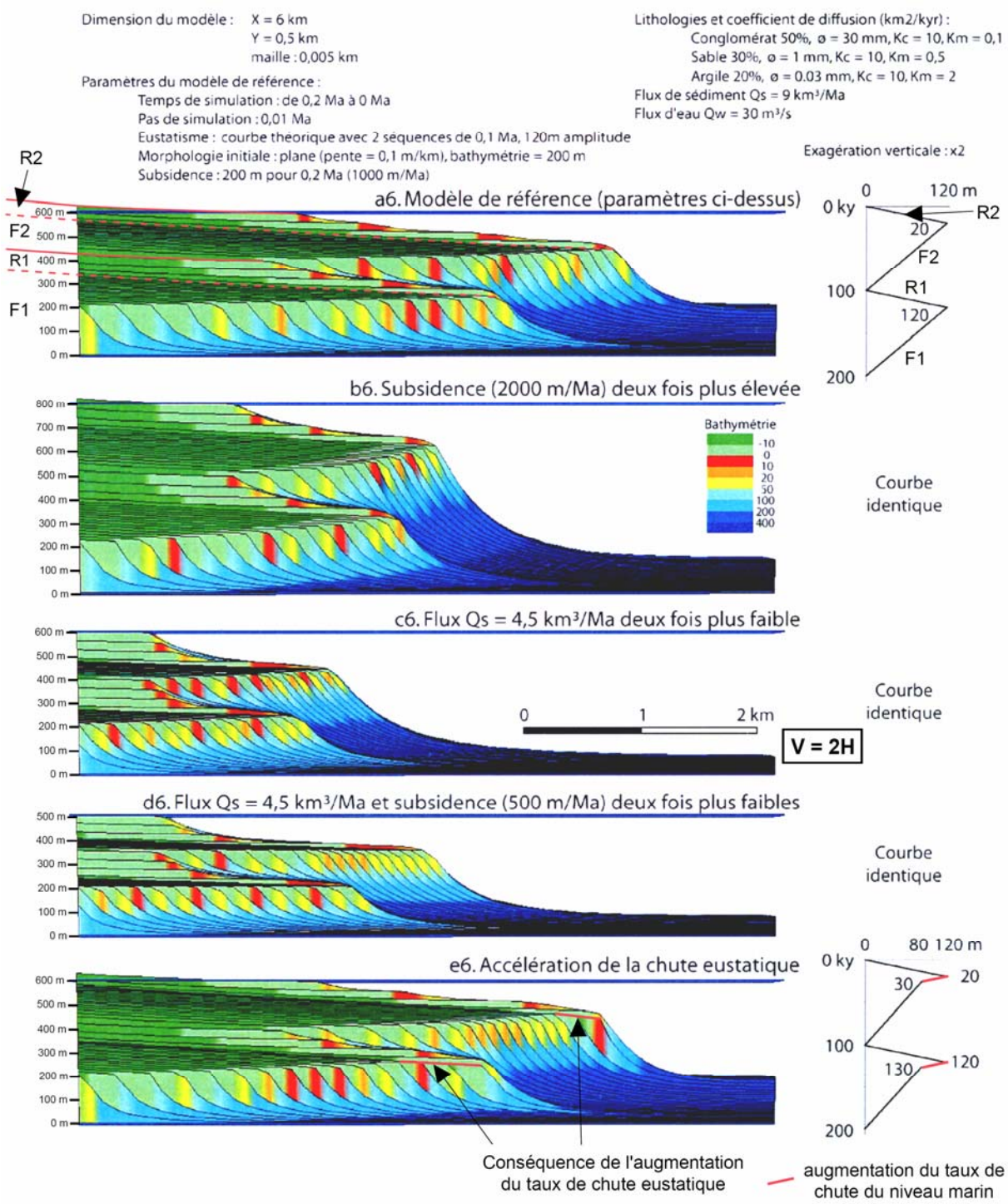


Figure 5.33 : Influence de la relation entre eustatisme et vitesse de subsidence (modifié d'après Rohais, 2007). a6) Modèle de référence pour étudier l'influence des variations eustatiques sur l'architecture des Gilbert-deltas. Abréviations : F = Chute du niveau marin, R = Augmentation du niveau marin. Les chiffres désignent les cycles eustatiques. Le taux de chute du niveau marin est de 120 m en 80 ka, soit 1,5 m/ka et de le taux d'augmentation est de 120 m en 20 ka, soit 6 m/ka. Les modèles b6, c6 et d6 permettent de tester l'impact d'autres valeurs de taux de subsidence et de S indépendamment ou conjointement. e6) Modèle de référence soumis à une accélération de la chute eustatique (traits rouges). Les couleurs utilisées sont en rapport avec la bathymétrie : de 0 m à plus de 400 m de profondeur (*cf.* légende en b6). La bathymétrie négative de -10 m désigne une altitude positive (zone de topset). L'échelle verticale vaut deux fois l'échelle horizontale (V=2H). La barre verticale à gauche des modèles représente la limite du modèle.

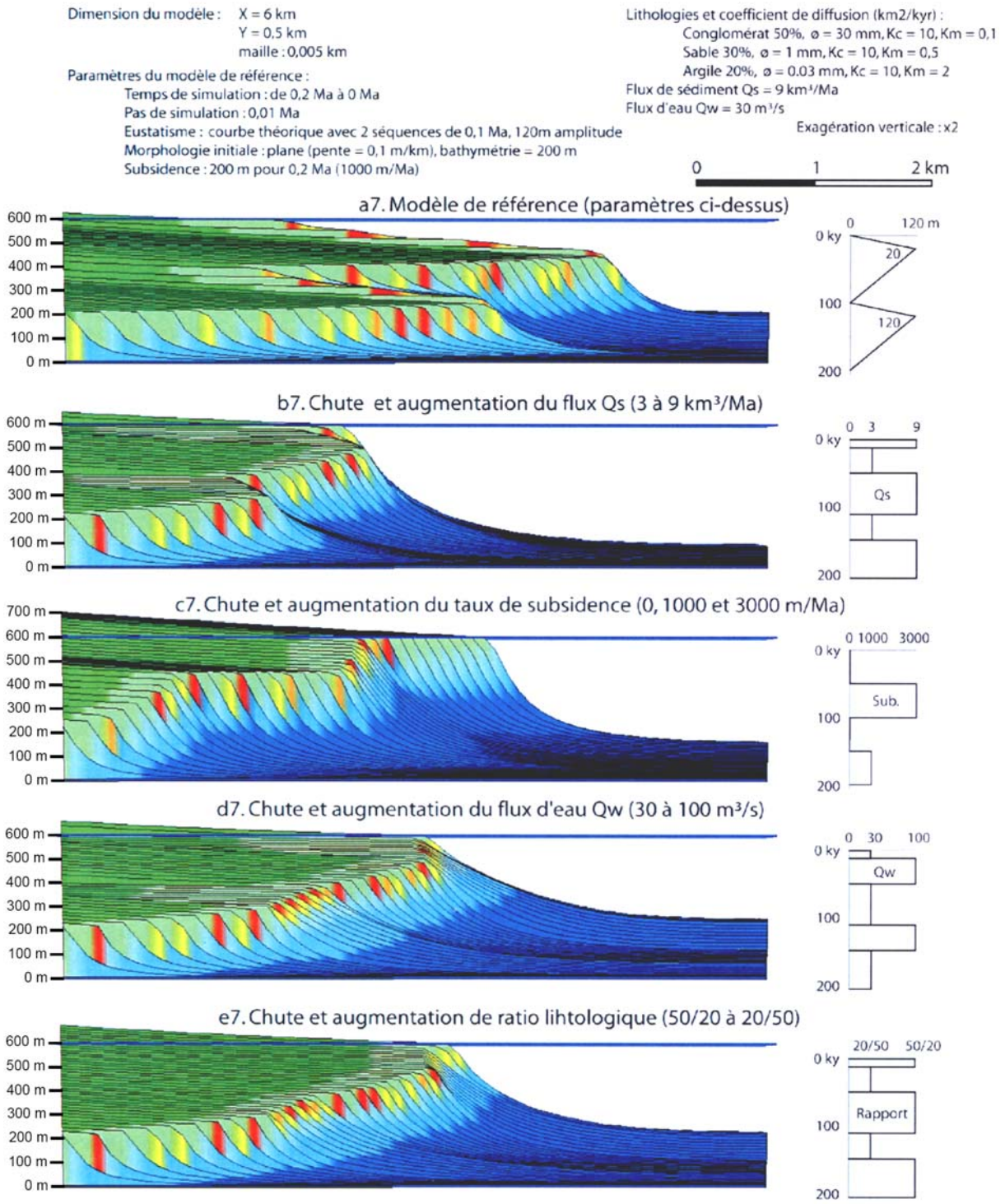


Figure 5.34 : Hiérarchisation des différents paramètres de contrôle (modifié d'après Rohais, 2007). a7) Modèle de référence identique au modèle a6 de la figure 5.30. b7), c7), d7), e7) Modélisations qui permettent de tester l'influence des variations de paramètres comme le flux sédimentaire, le taux de subsidence, le flux d'eau et le ratio lithologique avec une absence d'eustatisme.

En outre, la longueur, ainsi que l'épaisseur des topsets modélisés par Rohais (2007) ne sont pas comparables aux dimensions (1500 m de longueur pour 440 m de hauteur) de ceux du delta de Kerinitis.

Il est intéressant de comparer les résultats de Rohais (2007) et de Hardy *et al*. (1994). Une première différence réside dans les bathymétries initiales utilisées. Rohais (2007) utilise une valeur de 200 m et Hardy *et al*. (1994), seulement 20 m. Cela se traduit par des foresets très épais pour la première unité mise en place au début des simulations de Rohais (2007) et des foresets d'épaisseur plus faible dans les modélisations de Hardy *et al*. (1994). Une autre différence est basée sur les durées de modélisations. Rohais (2007) utilise une durée de 200 ka, alors que Hardy *et al*. (1994) modélisent sur une durée de 500 ka. Les modèles de Hardy *et al*. (1994) ont une longueur de 3,2 km contre 6 km pour ceux de Rohais (2007) à cause de fortes différences de valeurs de S et d'une répartition 3D des sédiments pour Rohais (2007) et 2D pour Hardy *et al.* (1994). Bien que les modèles de Hardy *et al*. (1994) soient plus courts, les rétrogradations observées dans leur modèle sont de plus grande amplitude que celles de Rohais (2007). Ceci peut à la fois être expliqué par des variations de S modélisées différemment dans les deux études, un S maximal plus grand dans la modélisation de Rohais (2007), et enfin, par une valeur du taux de subsidence plus élevée dans le cas de Hardy *et al*. (1994).

5.6.2. Comparaison entre approche qualitative et approche quantitative

Il s'agit dans cette partie de discuter l'influence relative des paramètres sur l'architecture stratigraphique, en les comparant aux données des modélisations numériques. Dans ce but, les schémas d'empilement identifiés sur le delta de Kerinitis ont été décomposés en trois styles architecturaux simples et en trois évolutions du schéma d'empilement (Fig. 5.35).

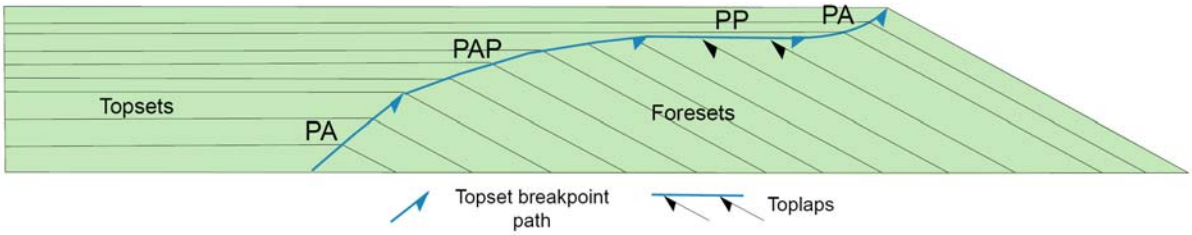


Figure 5.35 : Evolution théorique du TBP lors de variations de A. Le passage d'une phase de prograd-aggradation (PA) à la prograd-aggradation avec une composante progradante forte (PAP), puis une progradation pure (PP) signe la chute progressive de A (jusque A≈0), qui correspondrait à une chute eustatique (Figs 5.25.a et 5.36.b). L'évolution peut se poursuivre, lors d'une augmentation progressive de A (augmentation du niveau marin) par une phase de PA. Lors d'une augmentation brusque de A, un déplacement du TBP vers le pôle proximal peut être enregistré (illustré par la figure 5.25.b) avant la mise en place d'une phase de PA (Fig. 5.36.a).

Les styles architecturaux sont la prograd-aggradation (PA), la prograd-aggradation avec une forte composante progradante (PAP) et la progradation pure (PP associée à la formation de «toplaps»). A ces styles architecturaux s'ajoute le déplacement vers le pôle proximal du TBP (ou transgression), enregistrant une augmentation brusque de A (Figs 5.25.b et 5.36.a).

Les évolutions du schéma d'empilement sont le passage de PA à PAP, le passage de PAP à PP (enregistrant une chute progressive de A) et le passage de PAP à PA (proche en terme de variation de A du passage PP-PA, enregistrant une augmentation progressive de A), (Fig. 5.35). A part ces évolutions simples, d'autres combinaisons seront vues. Pour terminer les comparaisons entre l'approche qualitative et les modélisations numériques, les géométries TP1 et TF1 seront étudiées. La succession présentée sur la figure 5.35 est un cas théorique mais complet. Il est possible de placer ces évolutions sur un diagramme de variations de A en fonction du temps (Fig. 5.36). L'évolution illustrée par les figures 5.35 et 5.36.b est proposée pour SU3 et SU7 (Fig. 5.26).

5.6.2.1. Prograd-aggradation (PA)

La prograd-aggradation est une évolution du TBP identifiée à la base de toutes les SU du delta médian (Fig. 5.26). C'est en outre un style architectural assez commun, qu'il est assez difficile de contraindre en terme d'influence de paramètres, car il représente la somme d'une composante horizontale (progradation) et d'une composante verticale (aggradation) dont les proportions peuvent changer. Ce mode d'empilement est lié à un fort rapport A/S mais constant. Si S est constant, A est constant, le niveau marin peut augmenter avec une subsidence tectonique constante (A fort), le niveau marin peut chuter avec une subsidence constante compensant la chute eustatique. En l'absence d'eustatisme, le subsidence doit être constante. Si S diminue, le rapport A/S augmente. La même discussion concernant A que précédemment est applicable.

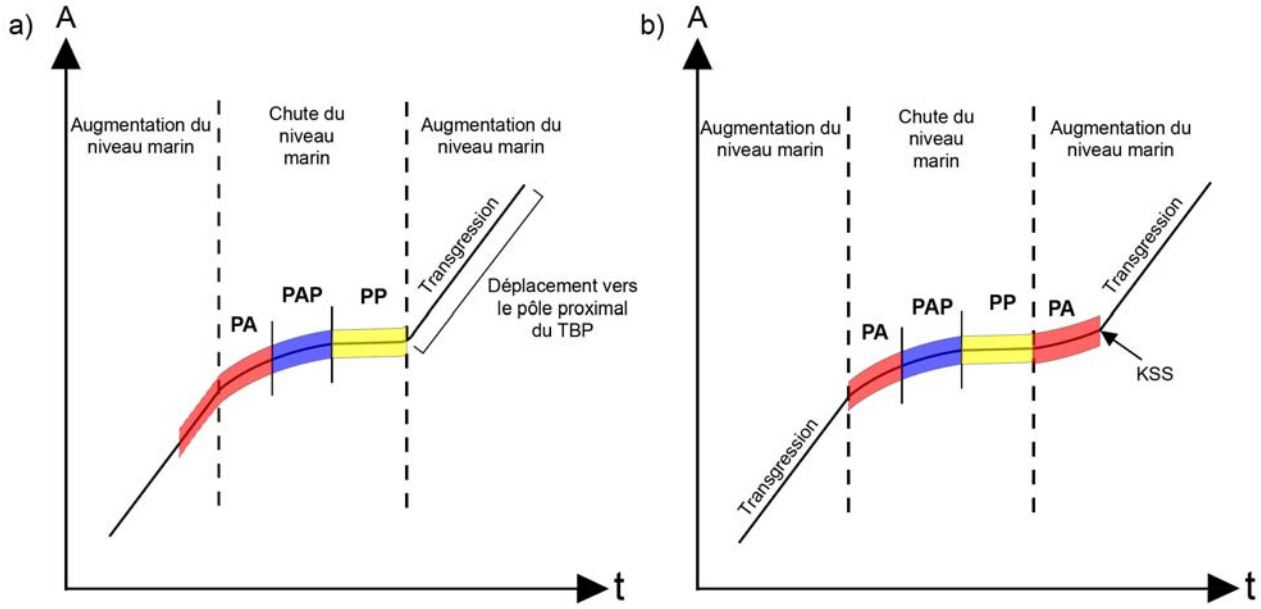


Figure 5.36 : Position des styles architecturaux majeurs sur la courbe de variation de l'accommodation (A) en fonction du temps (t). A est la résultante d'un signal eustatique et de la subsidence tectonique, supposée constante (Fig. 5.25.a). a) Lors d'une chute du niveau marin, A diminue progressivement. La succession prograd-aggradation (PA), prograd-aggradation avec une forte composante progradante (PAP) puis progradation pure (PP) s'enregistre, au fur et à mesure que la pente de A diminue. L'augmentation du niveau marin induit une augmentation de forte amplitude de A (avec un déplacement en position proximale du TBP ou transgression), correspondant à la mise en place d'une KSS. Cette succession est illustrée sur la figure 5.25.b. b) Même type d'évolution lors d'une chute eustatique, mais dans ce cas, l'augmentation progressive de A lors d'une augmentation du niveau marin permet l'enregistrement d'une PA, avant une augmentation de A de plus forte amplitude (avec mise en place d'une KSS). Cette évolution est illustrée en figure 5.35.

Si S augmente, le rapport A/S diminue. A doit avoir une valeur forte mais la même discussion que précédemment est applicable. Or il est proposé ici que PA se mette en place pendant la fin de l'augmentation du niveau marin et pendant une chute (Fig. 5.36.a et § 5.4). La subsidence est, par conséquent, nécessaire à la mise en place d'une PA.

La composante aggradante est d'autant plus forte que le taux de subsidence est élevé à taux d'apport sédimentaire constant, même pendant une phase de chute du niveau marin (Rohais, 2007). Enfin, la composante aggradante peut être également une fonction du ratio lithologique et du flux d'eau (Rohais, 2007).

Hardy *et al*. (1994, Tab. 5.1, ligne 4) et Rohais (2007, Fig. 5.34.b7 ; Tab. 5.1) étudient l'influence des variations de S. Les résultats des deux expérimentations sont très semblables du point de vue de l'architecture d'ensemble. Dans les deux cas, il est possible d'observer une phase de la progradation provoquée par une augmentation de S et une phase de rétrogradation provoquée par une baisse de S (Fig. 5.34.b7).

Le taux de progradation est plus fort dans le cas de Gawthorpe *et al*. (2003) lors de la fin de la chute du niveau marin que dans le cas de Hardy & Gawthorpe (1998), (position «c» sur les figures 5.31.d. et 5.31.g). Le taux d'aggradation légèrement plus élevé dans le cas de Hardy & Gawthorpe (1998) ne peut pas être dû à un taux de création de A plus élevé que dans le cas de Gawthorpe *et al*. (2003) car à la fois l'eustatisme et le taux de subsidence sont égaux. L'effet de la différence de S reste la seule explication possible.

L'hypothèse formulée à la suite de l'approche qualitative se rapproche des conclusions de Rohais (2007).

On remarquera, de plus, que c'est pendant cet épisode de PA que s'exprime le mieux la relation entre aggradation fluviatile et progradation deltaïque.

5.6.2.2. Prograd0-aggradation avec une forte composante progradante (PAP)

Le style architectural PAP est identifié dans l'évolution du TBP des SU6 et SU7 (Fig. 5.27.b). Elle correspondrait à un rapport A/S plus faible que pour PA (Fig. 5.36). A doit donc avoir une valeur plus faible mais la même discussion sur A et sur S que dans le cas de PA peut être appliquée ici. PA et PAP diffèrent pas des valeurs de taux différents. Par exemple, PAP pourrait se mettre en place lorsque le taux de chute eustatique augmente par rapport à PA.

D'après l'interprétation de l'évolution architecturale du delta de Kerinitis, PAP se mettrait en place avec un S constant, avec une subsidence tectonique constante et pendant une chute du niveau marin. Lors de la chute eustatique du niveau marin, la subsidence compense en générant une légère augmentation du niveau marin relatif (Gawthorpe *et al*., 2003). Néanmoins, une augmentation du niveau marin peut engendrer une phase de PAP avec un fort S et une absence de subsidence (Ritchie *et al*., 2004b).

L'hypothèse selon laquelle il est proposé de fixer S est étayée par les résultats des modélisations numériques, car aucune n'envisage de faire varier S pour obtenir le style architectural en PAP. Dans le cas du delta inférieur, la superposition de foresets en forte progradation des SU1 et SU2 serait liée à un très faible taux de subsidence. Ce mode d'empilement est bien reproduit par Hardy *et al*. (1994), Fig. 5.30.f). Hardy *et al*. (1994) proposent un taux de subsidence nul ou faible, ce qui est en accord avec nos hypothèses.

5.6.2.3. Progradation pure (PP)

La progradation pure est caractérisée par une absence de topset, ainsi que par le développement de «toplaps».

Cette configuration est bien illustrée par SU10, mais également par SU1 (Fig. 5.27.a). Si S est constant, A doit être faible. Les cas où le niveau marin augmente avec ou sans subsidence tectonique sont à éliminer car dans ces cas là, A augmenterait. Si le niveau marin chute (par exemple lors d'un maximum de chute), la subsidence doit être constante mais avec une valeur suffisante afin d'éviter que A ne soit négatif. Une chute eustatique sans subsidence tectonique entraînerait un A<0. En l'absence d'eustatisme, la subsidence tectonique doit être constante mais avec une valeur faible. Si S diminue, le rapport A/S augmente ce qui ne permettrait pas d'obtenir une phase de PP car l'espace disponible pour la sédimentation ne serait pas comblé. Si S augmente, le rapport A/S diminue. La même discussion pour A est applicable. Il est proposé dans l'interprétation de l'architecture stratigraphique que le motif en PP soit obtenue lorsque le rapport A/S est très faible, voire nul. Cette situation serait obtenue lors d'une très faible subsidence et à la fin d'une chute eustatique (Fig. 5.36.a).

D'après les modélisations numériques, une phase de PP apparaît lorsque S est constant avec des valeurs élevées (de 960 à 12500 m^3/a, en ne considérant que les volumes exprimés en 3D, Tab. 5.1). La PP peut se développer à S constant lorsque le niveau marin est stable ou lorsqu'il est en chute, mais avec un taux de subsidence fort et constant (1,5 m/ka, Ritchie *et al*., 2004b). Dans le cas où le niveau marin chute, le taux de subsidence est constant (Hardy & Gawthorpe, 1998, Fig. 5.31.f). En l'absence d'eustatisme, la PP apparaît lorsque le taux d'extension est nul ou faible avec S constant (Hardy *et al*., 1994, Fig. 5.30.e, f avec développement de «toplaps» ou de géométries FT1). Hardy et Gawthorpe (1998), Ritchie *et al*. (2004b) obtiennent le développement de PP lors de phases de chute du niveau marin. Ceci permet de confirmer l'hypothèse que SU1 se soit déposée pendant une période de chute du niveau marin. Les modélisations numériques confirment bien que A doit se réduire drastiquement (voire même A≈0).

Les surfaces de «toplap» se mettraient en place lors de périodes de faible création d'espace d'accommodation (géométrie de type FT1, Fig. 5.2). La surface de «toplap», au sommet de SU1, se situe dans la partie du delta (delta inférieur) qui se construirait pendant une période de faible A, amenant SU2 à présenter une forte composante progradante. Les petites surfaces de «toplap» superposées en progrado-aggradation vers le sommet de SU7 (Fig. 5.16.b) témoignent d'une fin de séquence de comblement quand A est faible. Enfin, la grande surface de «toplap» (KSS10) se mettrait en place lorsque le taux de création de subsidence serait nul et dû à l'arrêt de l'activité du système de failles de Kerinitis et de Pirgaki. Ce cas conduit également à un A faible.

Les surfaces de «toplap» se mettent en place dans les modélisations numériques, lorsque S est constant. Hardy *et al*. (1994) montrent que lorsque S représente le seul paramètre variable, aucune surface de «toplap» ne se forme. Il est ainsi possible de générer des surfaces de «toplap» quand :

- (1) le taux d'extension est stable ou décroissant à S constant sans eustatisme (Hardy *et al*, 1994 et Fig. 5.30.f) ;
- (2) le taux de subsidence sur une faille verticale est continu pendant l'expérimentation, mais avec une valeur élevée (1,6 m/ka, Hardy & Gawthorpe, 1998 et Fig. 5.31.f ou 1,5 m/ka, Ritchie *et al*., 2004b ; 1 m/ka, Rohais, 2007) et sous influence eustatique. Cette influence est marquée par des périodes d'accélération de chute du niveau marin (Rohais, 2007, Fig. 5.33.e6). Les «toplaps» se forment d'une manière générale quand A est faible. Ce cas se produit pendant les chutes eustatiques à S et à taux de subsidence constants (Hardy & Gawthorpe, 1998 ; Gawthorpe *et al*., 2003 ; Ritchie *et al*., 2004b, Tab. 5.1) ;
- (3) la présence d'une bathymétrie initiale avec S, ainsi qu'un taux de subsidence constants et sous l'influence eustatique composite, permettent également de générer des «toplaps».

Cette expérience est destinée à reproduire localement les «toplaps» présents au sommet de SU7 (Uličný *et al*., 2002 et Fig. 5.32.d). Selon les modélisations de Hardy *et al*. (1994), une réduction abrupte du taux de subsidence peut générer la formation de «toplaps» (Figs 5.30.e, f). Nos interprétations quant aux conditions de formation des «toplaps» sont donc globalement en accord avec les résultats provenant des modélisations numériques concernant le rôle de A. L'influence du paramètre S reste tout de même mal contrainte dans les modélisations numériques.

5.6.2.4. Surface de transgression (sans dépôt de cortège transgressif)

Il est proposé que ce mouvement du TBP soit dû à une augmentation brutale du rapport A/S (Fig. 5.36.b). Si S est constant, A doit augmenter fortement. Si le niveau marin augmente, la subsidence peut être constante ou être absente (dans le cas du maximum d'augmentation du niveau marin). Le niveau marin ne peut pas baisser car sinon A ne pourra pas augmenter. L'absence d'eustatisme avec de la subsidence tectonique est un cas à rejeter car aucune augmentation de A ne pourrait s'effectuer. Si S diminue, le rapport A/S augmente. La discussion relative à A reste applicable. Si S augmente, le rapport A/S diminue impliquant que A devrait augmenter très fortement. Les différents cas distingués pour A restent valides dans cette situation. Les résultats de l'interprétation de l'architecture stratigraphique montrent que l'augmentation de A peut être due à l'effet conjugué d'une augmentation de la subsidence et du niveau marin (exemple de la surface KSS3, Fig. 5.12.a) ou d'une hausse eustatique à subsidence constante (par exemple, les surfaces limitant la zone de topset dans SU2, Fig. 5.8). Il ressort donc de l'étude des différents cas que pour obtenir une surface de transgression, un signal eustatique est absolument nécessaire et que seul le cas où le niveau marin augmente permettrait d'augmenter A.

Le déplacement vers une position proximale du TBP (sans dépôt rétrogradants) est reproduit dans les modélisations lorsque le niveau marin augmente avec S (960 m^3/a ou 1600 m^3/a) et le taux de subsidence constants (de 1,2 à 2 m/ka), (Hardy & Gawthorpe, 1998 ; Gawthorpe *et al*., 2003, Fig. 5.31). Hardy *et al*. (1994, Tab. 5.1, ligne 2) et Rohais (2007, Figs 5.33.a6, 5.34.a7 ; Tab. 5.1, lignes 2a6 et 3a7) se sont également intéressés à l'influence de l'eustatisme sur le développement de déplacement en position proximale du TBP. Pour Hardy *et al*. (1994), ces surfaces de transgression sont identifiées pour un signal eustatique d'une période de 100 ka et une amplitude de 40 m. Pour Rohais (2007), aucune surface de ce type n'est reproduite. De manière générale, l'eustatisme représenté sous la forme de sinusoïdes et avec les autres paramètres constants peut provoquer ce type de mouvement transgressif (Hardy *et al*., 1994). Néanmoins, ce mouvement vers le pôle proximal peut tout aussi bien se faire en l'absence d'eustatisme. Il est possible de le modéliser lors d'une augmentation brutale du taux de subsidence à S constant (Hardy *et al*., 1994, Fig. 5.30.e, f, g). On constate que l'amplitude de la transgression est d'autant plus grande que le taux de subsidence augmente fortement (Fig. 5.30). Enfin, une baisse brutale de S avec un taux de subsidence constant amène également à ce type de configuration (Hardy *et al*., 1994). Dans les modélisations de Rohais (2007), (Figs. 5.33.a6, 5.34.a7, 5.34.c7 et Tab. 5.1, lignes 2a6, 3a7 et 3c7), aucun mouvement du TBP vers le pôle proximal n'est observé sans mise en place de dépôts rétrogradants, car la valeur de S utilisée est très supérieure à celle utilisée par Hardy *et al*. (1994), (Figs. 5.30.e, f ; Tab. 5.1, ligne 3), bien que le taux de subsidence maximum soit parfois plus faible (Tab. 5.1). Lors des augmentations du taux de subsidence (de 0 à 3000 m/Ma), Rohais (2007) obtient une augmentation de la composante aggradante, alors que dans le cas de Hardy *et al*. (1994), une augmentation du taux de subsidence provoque la mise en place d'une surface de transgression.

Hardy & Gawthorpe (1998) reproduisent également une surface de transgression due à l'augmentation de A lors d'une augmentation du niveau marin. Cela ne peut être expliqué que par une valeur de S beaucoup plus faible dans les modélisations de Hardy & Gawthorpe (1998), par rapport à celles de Rohais (2007), les autres paramètres étant voisins (Tab. 5.1). Dans le détail, le cas de la figure 5.33.b6 (Rohais, 2007) et celui de la figure 5.31.g (Hardy & Gawthorpe, 1998) sont directement comparables car A est identique dans les deux modélisations (Tab. 5.1). La plus forte valeur de S du cas b6 (Tab. 5.1) semble empêcher la formation de toute surface de transgression (sans dépôt de couches rétrogradantes). Le cas de la figure 5.33.c6 est voisin du cas de la figure 5.31.e car les taux de subsidence sont proches (Tab. 5.1). Malgré un signal eustatique qui augmente périodiquement le taux de création de A, aucune surface de transgression n'est générée. Il est envisagé que c'est la valeur élevée de S qui permet d'empêcher la formation d'une telle surface d'augmentation de A. Il faut tout de même nuancer cette comparaison car même dans un cas identique (même eustatisme et même taux de subsidence), il y a toujours les différences d'algorithmes entre deux types de modèles qui peuvent jouer.

Toutes les modélisations numériques envisagées sont en accord pour indiquer que le déplacement vers le pôle proximal du TBP (ou transgression) représente une augmentation de A. Comme l'indiquent certaines modélisations (Hardy & Gawthorpe, 1998 ; Gawthorpe *et al*., 2003), les transgressions qui suivent les surfaces d'érosion peuvent être en partie créées par une augmentation du niveau marin. Mais la transgression est également sous influence de la subsidence tectonique. Il est cependant peu probable que des variations de S représentent le contrôle principal sur les déplacements en position proximale du TBP. Les résultats de Rohais (2007) semblent montrer le contraire.

Si une forte valeur de S semble empêcher la migration vers le pôle proximal des TBP, pour quelle raison se forment de tels déplacements dans le cas du delta de Kerinitis avec un S qui est estimé à 18 000 m^3/a ? Est-il possible que ce taux soit surestimé ? Qu'en est-il de la répartition spatiale des sédiments entre le delta de Kerinitis et les modèles proposés par Rohais (2007) en figure 5.34 ? La valeur de S estimée pour le delta de Kerinitis est-elle réellement constante comme supposée dans l'approche qualitative ?
Les résultats des modélisations de Rohais (2007) montrent des épaisseur de 400 à 500 m qui se mettent en place en 100 ka. Bien que les paramètres proposés soient réalistes (pour les deltas de l'Ilias et de l'Evrostini), ce taux de sédimentation est beaucoup trop élevé dans le cas du delta de Kerinitis. A titre de comparaison, il est proposé, pour le delta de Kerinitis, un taux maximum de sédimentation de 120 m en 100 ka (correspondant à 600 m déposés en 500 ka). L'épaisseur de topset de 440 m sur une longueur de 1,5 km (environ 39% de la longueur totale de la coupe) du delta ne se retrouve pas dans les modèles de Rohais (2007). Leur épaisseur (hors les cortèges transgressifs) est d'au maximum 300 m répartis sur plus de 2 km. Dans les modèles de Rohais (2007), ce sont davantage les foresets qui représentent la plus grande proportion de sédiments. Les premiers foresets se mettent en place contre la faille limitant le modèle. D'autre part, dans le cas du delta de Kerinitis, le taux d'apport sédimentaire plus élevé que dans les modélisations de Rohais (2007) se trouve réparti en 3D : dans les topsets (*cf*. ci-avant) et dans le reste du delta, sur une longueur de 3,8 km. Cette dispersion en 3D, ainsi que la grande part de la répartition des volumes sédimentaires dans les topsets, expliqueraient un taux de sédimentation de 120 m en 100 ka. Dans le cas des modélisations de Rohais (2007), la dispersion des sédiments se fait uniquement en 2D.
Il a été vu (*cf*. § 5.4) que S peut être relié aux variations eustatiques. S décroît pendant les périodes d'augmentation du niveau marin et augmente pendant les chutes du niveau marin. S ne serait donc pas constant dans le cas du delta de Kerinitis.

Ceci permettrait d'expliquer un taux moyen de sédimentation plus faible que dans le cas des modélisations de Rohais (2007) mais également le très faible développement des cortèges transgressifs dans le cas du delta de Kerinitis.

5.6.2.5. Dépôts rétrogradants

Ces dépôts se mettent en place dans le cas où le rapport A/S augmente de façon graduelle et modérée. Il est donc possible d'appliquer la même discussion qualitative que dans le cas de la mise en place d'une surface de transgression car seules les valeurs des taux de variations des paramètres vont faire la différence (par exemple, le taux d'augmentation du niveau marin). Le Membre calcaire d'A. Andreas, ainsi que la sous-association de faciès T3, témoignent de telles périodes d'augmentation progressive de A (Figs 5.12.a et c).

Les modélisations de Rohais (2007) montrent la mise en place de cortèges transgressifs épais associés à des géométries en rétrogradation (Fig. 5.33). Ces cortèges se forment dans toutes les situations des figures 5.33.b6 à d6. Leur épaisseur est maximale lorsque S est réduit de moitié par rapport au modèle de référence (4,5 km^3/Ma, Fig. 5.33.c6). Ce qui est plus étonnant, c'est que leur épaisseur reste conséquente lorsque le taux de création de A est maximum (Fig. 5.33.b6). D'après notre approche qualitative, A est pourtant essentiel dans l'amplitude de la transgression. De plus, dans les modélisations de Rohais (2007), l'amplitude du déplacement du système sédimentaire est plus faible (environ 1,5 km) dans le cas d'une forte subsidence (Fig. 5.33.b6) que dans le cas où elle est quatre fois plus faible (plus de 2 km, avec un S réduit de moitié, Fig. 5.33.d6). Cela voudrait dire que S présente un contrôle plus fort que A sur la mise en place des dépôts en rétrogradation et/ou que la valeur de S est trop faible pour faire diminuer le rapport A/S. Pour vérifier l'influence de S, qui semble majeure, il serait intéressant d'étudier le cas où S=4,5 km^3/Ma avec un taux de subsidence de 2 m/ka, afin de vérifier s'il se forme toujours des cortèges transgressifs. Il est également envisageable (mais peu probable) que l'algorithme de Dionisos ne permette pas de simuler la mise en place de surface de transgression avec absence de dépôt en rétrogradation.
Quelle que soit la valeur de S utilisée, il y a développement de cortèges transgressifs dans les modélisations de Rohais (2007 et Fig. 5.33). Dans le cas d'une absence d'eustatisme, les variations de S (avec un taux de subsidence de 1 m/ka) peuvent générer des cortèges transgressifs lors de sa diminution (de 9000 à 3000 m^3/a). Toujours dans le cas d'une absence d'eustatisme, l'augmentation à une valeur de 3 m/ka du taux de subsidence, avec une valeur de S constante (Tab. 5.1) ne permet que l'augmentation du taux d'aggradation, mais pas le développement de cortèges transgressifs (Fig. 5.34.c7). Il est possible de conclure que, bien que le flux sédimentaire ait une influence non négligeable sur le développement des cortèges transgressifs, le réel contrôle provient de l'augmentation de A, par l'interaction entre eustatisme et subsidence. D'après ce qui a été vu précédemment, c'est plus particulièrement l'eustatisme qui semble avoir le plus d'influence. Dès qu'un signal eustatique est ajouté aux modélisations de Rohais (2007), les cortèges transgressifs se développent (Fig. 5.33).
Les rétrogradations observées dans les résultats de Hardy *et al*. (1994) peuvent être dues à :

- des diminutions de S (de 5,25 à 2,5 m^2/a ou de 4,5 à 3 m^2/a) avec un taux de subsidence de 1,4 m/ka ;
- un signal eustatique (augmentation du niveau marin) ;
- des augmentations du taux d'extension (de 0,75 à 1,5 m/ka ou de 1,1 m/ka à 2,1 en taux de subsidence) et une valeur de S de 3,5 m^2/a.

Ritchie *et al*. (2004b) modélisent également des phases de rétrogradation (Tab. 5.1).

Aucune surface d'augmentation brusque de A n'est modélisée, mais une phase rétrogradante (indiquant une augmentation progressive de A) est observée dans le cas de Ritchie *et al*. (2004b, Tab. 5.1). Dans la modélisation de Gawthorpe *et al*. (2003, Tab. 5.1) sont simulées à la fois une augmentation brusque de A et des géométries en rétrogradation. Cette différence s'explique par le plus fort A dû à un taux de subsidence plus élevé et à un signal eustatique présentant des augmentations plus rapides dans le cas de l'étude de Gawthorpe *et al*. (2003). Le signal eustatique symétrique de la modélisation de Ritchie *et al*. (2004b) permet de «lisser» un peu plus les variations de taux de création de A.

5.6.2.6. Evolution PA – PAP

La figure 5.1 montre que l'augmentation de la composante progradante marquant le passage PA-PAP se fait lorsque le rapport A/S diminue. Si S est constant, A doit diminuer. Le cas où le niveau marin augmente, avec ou sans subsidence tectonique, provoquant une augmentation de A, est à écarter. Si le niveau marin chute (Fig. 5.36), la subsidence tectonique doit être présente pour éviter que A ne soit négatif. En l'absence d'eustatisme et avec de la subsidence tectonique, A ne peut pas diminuer. Ce cas est donc à écarter. Si S baisse, le rapport A/S augmente. Il faut donc que A diminue plus fortement. La même discussion sur A que dans le cas où S est constant peut être reprise, les changements étant basés sur des valeurs de paramètres. Si S augmente, le rapport A/S diminue. Dans ce cas, A peut rester constant, impliquant une absence d'eustatisme avec de la subsidence. L'évolution PA – PAP se retrouve clairement dans les SU6 et SU7 (Fig. 5.13 et 5.35). Il est proposé que le taux de subsidence soit constant pendant le dépôt du delta inférieur, mais il ne peut pas baisser (*cf.* § 5.4). L'évolution PA – PAP serait essentiellement sous contrôle eustatique car l'évolution PA-PAP se retrouve dans des SU qui reflèteraient la chute du niveau marin.

Dans toutes les modélisations, ce mode d'empilement est obtenu avec un S constant. En l'absence d'eustatisme, une chute du taux de subsidence est nécessaire (Rohais, 2007). L'évolution PA-PAP peut être modélisée dans le cas où le taux d'augmentation du niveau marin ralentit et que S devient proche de A (Ritchie *et al*., 1999). Lorsque le taux de subsidence est fixé mais à valeur élevée, avec une influence eustatique, ce mode d'empilement est alors dû à une baisse du taux de hausse du niveau marin relatif (Ritchie *et al*., 2004b). Enfin, une baisse de A avec un taux de subsidence constant sous influence eustatique représente les conditions proposées par Uličný *et al*. (2002).

L'hypothèse de Rohais (2007) ne s'applique pas dans le cas des SU6 et SU7. Par contre, notre hypothèse est en accord avec la modélisation de Uličný *et al*. (2002) qui proposent une baisse de A à S et taux de subsidence constants. La baisse de A étant équivalente à une chute du niveau marin relatif, le résultat de Ritchie *et al*. (2004b) est également en accord avec notre proposition.

5.6.2.7. Evolution PAP – PP

L'évolution de PAP à PP correspond à une diminution du rapport A/S (Fig. 5.36), diminution qui peut avoisiner zéro (progradation pure). La discussion sur la variation relative des paramètres est donc la même que pour l'évolution PA-PAP car la composante progradante continue à augmenter (Fig. 5.1). Ce type d'évolution a été reconnu au sommet de SU1 et pour SU10 (Fig. 5.27.a). Si la SU se met effectivement en place pendant une chute eustatique et sachant que PP correspond à un A≈0, il faut que la subsidence soit constante pour éviter que A ne devienne négatif et que de l'érosion n'apparaisse.

Une évolution PAP-PP est observable dans les modélisations de Rohais (2007), lorsque la vitesse de chute eustatique s'accroît avec un taux de subsidence constant (Fig. 5.33.e6). Ces résultats confirment notre approche quant à la mise en place de SU1.

5.6.2.8. Evolution PAP – PA

L'évolution de PAP à PA signe une augmentation progressive du rapport A/S (Figs 5.35 et 5.36.b). La discussion sur les valeurs relatives des paramètres proposée dans le cas de la formation d'une surface de transgression (§ 5.6.2.4) est applicable ici. La mise en place d'une surface de transgression ou de l'évolution PAP-PA est contrôlée par des valeurs de taux de variations différentes. Les sommets de SU3 et de SU7 (Fig. 5.26) illustrent un passage PAP-PA. Dans l'approche qualitative proposée (*cf.* § 5.4), ce serait une élévation eustatique, à subsidence constante qui serait à l'origine de cette évolution.

Ce changement de mode d'empilement peut être reproduit soit, lors d'une phase de faible chute du niveau marin lorsque le taux de subsidence est fort (2 m/ka) et constant et avec S constant (Hardy & Gawthorpe, 1998), soit lors d'une augmentation du niveau marin avec S (8 m^2/a) et le taux de subsidence (1 m/ka) constants (Uličný *et al*., 2002). Une baisse de S peut provoquer ce changement de mode d'empilement, quand elle est associée à des changements des valeurs de soulèvement et de subsidence et en l'absence d'eustatisme (Hardy & Gawthorpe, 2002) ou, quand le taux de subsidence est constant et sans influence eustatique (Hardy *et al*., 1994).

Le passage PAP-PA peut être modélisé lorsque le taux d'extension augmente de façon graduelle avec tous les autres paramètres constants et sans eustatisme (Hardy *et al*., 1994, Figs 5.30.a, b) ou simplement quand le taux de subsidence est constant mais avec une valeur élevée (2000 m/Ma), sans eustatisme et avec tous les autres paramètres constants (Rohais, 2007). Il est également possible d'obtenir ce changement de PAP à PA avec S faible (4,5 km^3/Ma) et avec tous les autres paramètres constants et sans eustatisme (Rohais, 2007).

Uličný *et al*. (2002) proposent une augmentation du niveau marin dans leur tentative de reproduire l'évolution depuis la partie supérieure de SU7 vers les couches de la sous-association de faciès de topset T3 (Fig. 5.16). Si le taux de subsidence est suffisamment élevé (comme cela est supposé être le cas durant le dépôt du delta médian), une chute eustatique permet tout de même d'observer l'évolution PAP-PA (Hardy & Gawthorpe, 1998). Certaines modélisations permettent de reproduire le changement d'évolution PAP-PA sans eustatisme, ce qui montre qu'il est difficile d'isoler le rôle précis de chaque paramètre.

Les résultats des modélisations n'invalident pas nos hypothèses qualitatives. En outre, elles montrent bien qu'il est difficile de discriminer l'influence de l'eustatisme, lorsque la subsidence est forte.

5.6.2.9. Evolution PA – PAP – PA

Cette évolution implique tout d'abord une baisse du rapport A/S (passage PA-PAP, *cf.* § 5.6.2.6) puis un augmentation faible et progressive de ce rapport (passage PAP-PA, *cf.* § 5.6.2.8). D'après ce qui est proposé dans l'évolution du delta médian, la baisse puis l'augmentation de A seraient liées à une chute puis à une augmentation du niveau marin, à taux de subsidence constant. La succession PA-PAP-PA est illustrée par l'évolution du TBP de SU7 (Figs 5.13.a et 5.26).

Cette succession de type d'empilement a été obtenue par Rohais (2007) lorsque le taux de subsidence décroît jusqu'à s'annuler puis réaugmente brutalement jusqu'à une valeur supérieure à la valeur initiale avec S constant et sous une influence eustatique. Les variations du taux de subsidence sont ici extrêmes (passage de 1 m/ka à 0 m/ka puis à 3 m/ka, Fig. 5.34.c7).
Les modélisations de Rohais (2007) constituent donc un cas qui se rapproche des conditions de mise en place estimées pour SU7, ce qui permet de confirmer les hypothèses quant à l'évolution considérée.

5.6.2.10. Géométrie TP1

Ce type de géométrie se repère sur le delta de Kerinitis par KSS3, sous les KSS6 et KSS7 (surfaces «b» de la figure 5.15). Selon l'approche proposée, le contact topset-prodelta de type TP1 (Fig. 5.2) est consécutif à un déplacement vers le pôle proximal du TBP, c'est à dire à une transgression. Ce mouvement est le résultat d'une augmentation brutale du rapport A/S. Une phase d'augmentation de A aurait donc précédé la mise en place des surfaces d'érosion (surfaces «c» sur les figures 5.15.b et c). Selon notre hypothèse, les géométries TP1 se mettent en place grâce à une augmentation du niveau marin à taux de subsidence constant. S peut être constant, mais si l'on considère que S est relié à la courbe eustatique (*cf.* § 5.4), S peut diminuer, favorisant l'augmentation du rapport A/S précédant le dépôt de la séquence en progradation.

Les géométries TP1 sont reproduites à la base des séquences en progradation (Figs 5.30.b, d, e) par Hardy *et al*., (1994). La situation de mise en place de ces géométries ne correspondent pas à notre situation.

5.6.2.11. Géométrie TF1

Ce type de géométrie signe une augmentation du rapport A/S moins abrupte que dans le cas de la mise en place des géométries TP1.

TF1 a été modélisé lorsque le niveau marin augmente à taux de subsidence et S constants (Hardy & Gawthorpe, 1998 et Fig. 5.31.e). Ce cas confirme nos hypothèses qualitatives car les géométries TF1 modélisées par Hardy & Gawthorpe (1998) se forment lors de la rétrogradation du système sédimentaire impliquant une augmentation du rapport A/S.

5.6.3. Conclusions

L'étude des travaux de modélisation numérique en 2D ou en 3D et leur comparaison permettent d'appréhender l'influence relative de la subsidence, de l'apport sédimentaire et de l'eustatisme sur la mise en place d'éléments clés de l'architecture du delta de Kerinitis.

La comparaison entre les travaux de Hardy & Gawthorpe (1998) et de Rohais (2007) montre que bien que le flux sédimentaire a une influence non négligeable sur le développement des cortèges transgressifs. Le réel contrôle provient plutôt de l'augmentation de A, c'est-à-dire de l'interaction entre eustatisme et subsidence. C'est plus particulièrement l'eustatisme qui semble avoir l'influence prépondérante sur le développement des cortèges transgressifs.

Il pourrait être proposé que ce soit l'augmentation du niveau marin qui permette l'augmentation de A nécessaire dans un contexte de création continue de A (Fig. 5.25.a).

Dans le cadre de la comparaison entre les simulations de Hardy & Gawthorpe (1998) et de celles de Rohais (2007), avec des taux de création de A équivalents et malgré des augmentations du niveau marin qui accroissent périodiquement le taux de création de A, aucune surface d'augmentation brutale de A, sans dépôt de cortège transgressif, n'est modélisée par Rohais (2007). Un S élevé (9000 m^3/a) pourrait inhiber la formation d'une surface d'augmentation brusque de A (Fig. 5.33.b7).

La comparaison entre les travaux de Hardy & Gawthorpe (1998) et de Gawthorpe *et al*. (2003) a permis de vérifier l'influence de S dans l'évolution du rapport A/S. Lorsque les taux de création de A sont égaux, le plus fort taux d'aggradation visible dans l'une des simulations serait dû à une valeur de S plus faible. Ceci est également montré par Rohais (2007). Il est connu que le rapport A/S gouverne la proportion des phases de progradation et d'aggradation (Shanley & McCabe, 1994 ; Muto & Steel, 1997 et Fig. 5.1).

Aucune modélisation numérique parmi celles présentées n'est en mesure de reproduire toute la complexité de l'architecture stratigraphique du delta de Kerinitis ; ce qui n'est d'ailleurs pas leur but. En particulier, il n'y a aucune étude qui ne reproduise uniquement les géométries ou les schémas d'empilement observables sur le delta de Kerinitis. En revanche, certaines ont été capables de reproduire certains points clés de l'architecture de ce delta. Parmi les modélisations en 2D, l'étude de Hardy *et al*. (1994) est intéressante pour sa rigueur, sa simplicité et ses conditions proches de celles qui ont prévalu lors de la mise en place des deltas géants de Corinthe, en particulier la granulométrie. Le problème principal réside dans le choix de la forme du signal eustatique choisi. Parmi les modélisations en 3D, l'étude de Rohais (2007) est la plus réaliste au point de vue des valeurs de paramètres car ces valeurs sont contraintes par une grande quantité de données de terrain. En effet, la valeur de S est contrainte par un calcul de volume sur coupe et en utilisant un modèle d'âge (Rohais *et al*., 2007b). Rohais (2007) envisage également l'influence d'autres paramètres comme le rapport lithologique ou le flux d'eau. Bien que ces paramètres aient un contrôle faible sur l'architecture interne des deltas, leur influence n'est pas testée dans les autres modélisations 2D ou 3D. Rohais (2007) ne modélise pas de baisse du niveau marin relatif, ce qui correspond aussi à nos données de terrain. Cependant, la valeur de S est problématique car trop élevée. Cela induit un taux de sédimentation beaucoup trop important, amenant à des épaisseurs atteignant 500 m en 100 ka.

La répartition des sédiments d'une part entre les topsets et les foresets, et d'autre part entre les deltas modélisés par Rohais (2007) et le delta de Kerinitis est différente. Une partie importante des sédiments est mobilisée par la formation des cortèges transgressifs d'une épaisseur moyenne de 100 m, dans les modélisations de Rohais (2007). Ces cortèges sont quasi-absents du delta de Kerinitis, permettant d'avoir comparativement, une plus grande proportion de sédiments piégés dans les topsets. S est en outre réparti naturellement en 3D dans le delta de Kerinitis. Le lien entre paramètres de modélisation 3D et modélisations effectivement réalisées en 2D semble problématique chez Rohais (2007).

Cela montre que l'hypothèse d'un S constant pour le delta de Kerinitis, dont les valeurs de S proposées sont bien plus élevées que dans le cas des modélisations de Rohais (2007) est une hypothèse trop simpliste. S doit vraisemblablement varier, conjointement avec l'eustatisme et sa répartition dans l'espace est différente.

Les articles qui traitent de deltas dérivés du «footwall» et d'épaisseur importante (Hardy *et al*., 1994 ; Hardy & Gawthorpe, 1998 ; Ritchie *et al*., 1999 ; Hardy & Gawthorpe, 2002 ; Uličný *et al*., 2002 ; Gawthorpe e*t al*., 2003 ; Ritchie *et al*., 2004b et Rohais, 2007) ne reproduisent :

- soit aucune surface d'érosion (Hardy *et al*., 1994 ; Hardy & Gawthorpe, 1998 ; Gawthorpe *et al*., 2003 ; Rohais, 2007) ;
- soit des surfaces d'érosion de faible amplitude (ex. Uličný *et al*. (2002) : environ 25 m d'érosion très localisée ; Ritchie *et al*. (2004b) : érosion d'environ 25 m à faible taux de subsidence). Vu les types de codes employés, les érosions sous-marines ne peuvent être modélisées que dans de rares cas (Gawthorpe *et al*., 2003). Les surfaces érosives sont provoquées par des chutes du niveau marin dans les modèles. Les surfaces d'érosion, quelle que soit leur amplitude, restent donc mal contraintes. En particulier, les modélisations numériques ne permettent pas de confirmer l'hypothèse quant à l'origine des surfaces érosives d'amplitude modérée repérées dans l'architecture du delta de Kerinitis (Figs. 5.4, 5.15). En effet, il est proposé dans notre étude que ces surfaces post-datent un phénomène transgressif et se mettent en place pendant les demi-cycles régressifs qui suivent, à la suite de phénomènes érosifs sous-marins.

Les processus auto-cycliques peuvent avoir une influence importante sur la morphologie et l'architecture interne des «fan-deltas» (Kleinhans, 2005). Ces processus peuvent être, par exemple, la répartition des sédiments sur les topsets, à l'embouchure de la rivière ou le tri granulométrique qui peut s'opérer dans la partie fluviatile du système (par exemple, rétention des sédiments grossiers dans des corps sédimentaires). Ces processus ne sont pas pris en compte dans les modélisations, sans doute pour des raisons de simplification, ces phénomènes étant difficilement modélisables.

La comparaison entre les résultats des modélisations numériques et notre approche qualitative, montrent qu'un trait architectural (géométrie ou mode d'empilement des couches) peut être reproduit par plusieurs jeux de valeurs de paramètres ou par plusieurs variations de différents paramètres. En revanche, notre approche qualitative géométrique se voit confirmée par les résultats des modélisations numériques.

5.6.4. Perspectives de modélisation du delta de Kerinitis

Après avoir proposé une approche qualitative de l'influence des paramètres sur l'architecture stratigraphique du delta de Kerinitis, il serait intéressant de modéliser celui-ci avec le logiciel Dionisos. Les données de terrain et les comparaisons avec les modélisations numériques permettent de proposer des gammes de valeurs pour les paramètres (Tab. 5.2).

Dimensions du modèle : Dans l'étude de Rohais (2007), il n'est pas précisé dans quelles mesures il est possible de faire varier la largeur du modèle. Pour modéliser le delta de Kerinitis, il faudrait une largeur de 7,6 km (équivalente à deux fois le rayon estimé) et une longueur minimale de 3,8 km. Le pas de simulation et la valeur de la maille sont ceux de Rohais (2007).

Durée de modélisation : Il faudrait faire des essais en utilisant la durée minimale estimée de dépôt du delta, qui est de 500 ka, des essais en utilisant la durée maximale qui est de 800 ka et d'autres essais en utilisant une durée moyenne d'environ 650 ka.

Paramètres	Valeurs
Longueur du modèle	3,8 km
Largeur du modèle	7,6 km
Durée de modélisation min.	500 ka
Durée de modélisation max.	800 ka
Taux d'apport sédimentaire min.	960 m^3/a
Taux d'apport sédimentaire max.	18 000 m^3/a
Proportion lithologique (C/S/F)	0,85/0,05/0,1
Taux de subsidence max.	1,2 m/ka
Taux de subsidence min.	0,75 m/ka
Taux de subsidence moyen	≈1 m/ka
Eustatisme	120 m/100ka
Paléobathymétrie initiale	30 m
Paléobathymétrie max.	353 m
Morphologie initiale	0,1 m/km
Flux d'eau	30 m^3/s
Coefficients de diffusion (C/S/F)	0,1/0,5/2

Tableau 5.2 : Valeurs et intervalles de valeurs des paramètres correspondant à un modèle de référence du delta de Kerinitis sous Dionisos.

Valeur de S : La forte valeur de S lors de la mise en place du delta de Kerinitis pourrait expliquer la quasi-non préservation des cortèges transgressifs et ainsi l'absence de rétrogradation, puisqu'un faible S permet un fort développement des cortèges transgressifs (Fig. 5.30.c6) dans les modélisations de Rohais (2007). Les modélisations de surfaces d'augmentation de forte amplitude de A, sans dépôt de couches en rétrogradation pourraient être réalisées sous Dionisos en proposant des valeurs de S de 11 à 18 km^3/Ma. C'est-à-dire que l'introduction de plus fortes valeurs de S dans les modèles Dionisos permettrait de réduire davantage l'épaisseur des cortèges transgressifs. La valeur de 960 m^3/a représente un minimum de taux de sédimentation pour le delta de Kerinitis, afin que des déplacements vers le pôle proximal du TBP soient générés.
Il serait intéressant de faire varier la valeur de S conjointement avec le signal eustatique. C'est-à-dire augmenter sa valeur lors des chutes eustatiques et la diminuer lors des hausses.
Rohais (2007) rappelle que la largeur du modèle influe sur la distance de progradation du delta car la distance de progradation est contrôlée par le rapport entre la largeur de simulation et le flux sédimentaire. Pour une même valeur de S, plus la largeur du modèle est grande et plus la distance de progradation est faible. Ceci provient du fait que Rohais (2007) pondère ses valeurs de S en 3D pour avoir des flux sédimentaires en 2D. Modéliser le delta de Kerinitis en 3D paraît essentiel afin de prendre en compte la répartition des sédiments dans l'édifice.

Proportions lithologiques : Afin de reproduire ces proportions, il est proposé trois classes granulométriques : les conglomérats (C), les sables (S) et les sédiments silteux et argileux (F). Les topsets et les foresets du delta de Kerinitis sont dominés par les conglomérats. Les bottomsets présentent une proportion arénitique plus importante mais ils sont peu développés. Le prodelta est dominé par les sédiments silteux et argileux.

En prenant en compte les proportions de ces classes granulométriques sur les logs des associations de faciès (Chapitre 4, Tab. 3.5), il est proposé une répartition lithologique de 85% de conglomérats, de 5% de sables et de 10% de silts-argiles.

Taux de subidence : Ce taux est estimé à partir des taux de sédimentation. En supposant que 600 m de sédiment se sont mis en place en 500 ka, cela donne un taux de sédimentation de 1,2 m/ka. En prenant 600 m en 800 ka, on obtient un taux de sédimentation de 0,75 m/ka. La valeur de 0,75 m/ka représente un minimum pour le taux de subsidence. Une valeur moyenne de 1 m/ka est raisonnable et représente la valeur utilisée par Rohais (2007) dans ses modèles de référence (Figs 5.33.a6 et 5.34.a7).

Eustatisme : Afin de modéliser les variations eustatiques qui ont prévalu au Pléistocène, une courbe théorique de 120 m d'amplitude sur une durée de 100 ka sera utilisée. Elle comportera une phase d'augmentation du niveau marin d'une durée de 20 ka et une phase de chute du niveau marin de 80 ka (Fig. 5.25.a). C'est une courbe également utilisée par Rohais (2007) dans ses modélisations de Gilbert-deltas.

Pente de dépôt et paléobathymétrie : Les valeurs choisies par Rohais (2007) semblent en grande partie adaptables au delta de Kerinitis, c'est-à-dire des topsets (pendage de ≈0,1 à 1°) et des bottomsets (pendage de ≈2 à 5°) subhorizontaux. Le pendage moyen des foresets sera choisi égal à 25° (Chapitre 4). La bathymétrie maximale ne devra pas dépasser 353 m (valeur maximale estimée par la hauteur des foresets de SU9). La bathymétrie initiale sera de 30 m, valeur correspondant à la hauteur des foresets du proto-delta.

Tout comme dans le cas de Rohais (2007), les conditions topographiques initiales peuvent difficilement être contraintes. Une pente de la surface de dépôt du proto-delta de 0,1 m/km vers le Nord sera utilisée (Rohais, 2007). Ce faible pendage est cohérent avec l'hypothèse de mise en place du proto-delta proposée dans cette étude. Les valeurs du flux d'eau et des coefficients de diffusion par classe granulométrique choisies sont celles de Rohais (2007).

Conclusion

Les résultats principaux de ce travail de thèse sont :

- L'établissement de la stratigraphie du remplissage synrift et du réseau de failles de la partie Ouest du bloc de faille de Pirgaki-Mamoussia ;
- La proposition d'une histoire géologique de ce bloc de faille en cohérence avec les données latérales ;
- L'étude de la sédimentologie du Gilbert-delta de Kerinitis ;
- La description détaillée de l'architecture stratigraphique de ce delta ;
- La détermination de la signature tectonique et de la signature eustatique dans l'évolution de l'architecture stratigraphique du delta de Kerinitis.

Stratigraphie synrift

Le bloc de faille considéré est limité au Sud par la faille de Pirgaki, au Nord par le segment Ouest de la faille d'Helike et à l'Est par la faille de Kerinitis. Ce bloc fait 6 km de large pour 30 km de long. Le secteur d'étude est localisé sur ce bloc de faille et présente une superficie d'environ 130 km^2. Au Sud de la faille de Pirgaki affleurent les reliefs de l'Unité du prérift, représentée dans la région d'Aigion, par la nappe du Pinde. Le réseau de failles cartographié est constitué par des failles majeures, des failles de second ordre et des failles de troisième ordre. Ces trois catégories sont distinguées par des valeurs des intervalles de rejet vertical décroissants (de plus de 1000 m à moins de 150 m).

Le remplissage synrift est formé de trois groupes stratigraphiques, constitués d'une ou plusieurs formations, représentant une épaisseur minimale de 1624 m.

Le **Groupe inférieur** est constitué de sédiments fluvio-lacustres (Formation de Melisia) mis en place à la fin du Pliocène et/ou au début du Pléistocène. L'épaisseur de la Formation de Melisia varie de 0 à 500 m.

Le **Groupe moyen** est dominé par les Gilbert-deltas géants de Selinous (épaisseur de 350 à 395 m) et de Kerinitis (épaisseur minimale de 600 m). Les faciès de prodelta constituent la Formation de Zoodhochos (épaisseur variant de 60 à 487 m). La partie inférieure serait liée au début de l'histoire de ce groupe et la partie supérieure représenterait les dépôts latéralement équivalents aux Gilbert-deltas géants.

Le **Groupe supérieur** est composé du delta de Kolokotronis (épaisseur maximale de 312 m), reposant directement par une base érosive sur le delta de Kerinitis, ce qui constitue une situation unique sur toute la marge Sud du rift. La Formation de Kato Fteri est très localisée (épaisseur maximale de 162 m) et serait reliée à la partie distale du delta de Kolokotronis. Quatre petits deltas ont été mis en évidence (d'une épaisseur de 75 à 175 m), soulevés à une altitude maximum de 580 m. Ils auraient été mis en place probablement par les rivières Meganitas, Selinous et Kerinitis.

Histoire géologique du secteur d'étude et corrélations régionales

La surface supérieure de l'Unité du prérift est marquée par une paléotopographie complexe, héritée des Hellénides (Oligocène-Miocène). L'érosion s'effectuerait entre le Miocène et le Pliocène. La paléotopographie de la discordance basale participe au contrôle de la répartition des épaisseurs de la Formation de Melisia.

La période d'**extension précoce** (Groupe inférieur**)** est caractérisée par la présence d'un lac et par une faible subsidence au niveau de la faille de Pirgaki et des failles secondaires. L'enregistrement de dépôts lacustres dans le secteur d'étude alors qu'ils sont absents de la Formation Ladopotamos (Ford *et al.*, 2007b) pourrait signifier que cette zone était «protégée» par les montagnes de l'Unité du prérift. La période de dépôt du Groupe inférieur est mal contraint. Des corrélations latérales permettent de proposer une période de dépôt comprise entre le Pliocène supérieur et le Pléistocène inférieur (de 4 à 1,5 Ma, Rohais *et al.*, 2007b).
La transition avec le Groupe moyen est marquée par (i) une transgression marine liée à une forte augmentation du taux de création d'espace d'accommodation et (ii) une augmentation de l'apport sédimentaire. L'accélération du taux de subsidence est due à la connexion des failles de Pirgaki et de Mamoussia par la faille de Kerinitis.

Pendant la période d'**extension principale** (Groupe moyen**)**, les deltas géants de type Gilbert et leur facies distaux se déposent. Les Gilbert-deltas de Selinous, de Kerinitis et de Vouraikos, déposés en milieu marin, sont supposés être en grande partie synchrones. Les architectures stratigraphiques différentes de ces deltas mettent en évidence des variations latérales du taux de subsidence. Par exemple, le caractère progradant du delta de Selinous correspond à un amortissement progressif de la faille de Pirgaki vers l'Ouest. Par corrélation latérale, le Groupe moyen se serait déposé entre le Pléistocène inférieur et le Pléistocène moyen (de 1,5 à 0,7 Ma, Ford *et al.*, 2007b ; Rohais *et al.*, 2008). La transition avec le Groupe supérieur est caractérisée par un arrêt brutal de l'activité de la faille de Pirgaki et par le transfert de l'extension vers le Nord, à la faille d'Helike, il y a environ 700 ka.

La période d'**abandon et de soulèvement** du bloc de faille de Pirgaki (Groupe supérieur) est marquée par trois cycles d'érosion et de comblement successifs impliquant des variations du niveau marin relatif. La mise en évidence des paléovallées remplies par des Gilbert-deltas permettent de mettre en évidence une migration progressive du cours de la rivière Kerinitis vers l'Est, en même temps que son dépôt-centre se déplace vers le Nord. Ces migrations conjointes sont liées au soulèvement progressif du bloc de faille de Pirgaki-Mamoussia dans le «footwall» de la faille d'Helike et à l'activité tardive de la faille oblique de Kerinitis. Le premier cycle érosion-comblement concerne le delta de Kolokotronis. Il remplit une vallée de 280 m de profondeur, incisée par la rivière Kerinitis. Il se serait construit au moins en partie en milieu marin (organismes littoraux dans les topsets). Le second cycle est lié au delta de Kerinia qui comble une paléovallée creusée dans la Formation de Zoodhochos. Dans un troisième temps, la rivière Kerinitis a incisé le delta de Kerinia, afin d'arriver à la configuration actuelle. La période de dépôt du Groupe supérieur débuterait au Pléistocène supérieur (0,7 Ma) et se poursuivrait actuellement.

Gilbert-delta de Kerinitis

Le Gilbert-delta de Kerinitis a un rayon de 3,8 km, une surface de 15 km^2 et contient un volume de sédiments de l'ordre de 9 km^3. La coupe naturelle, orientée SO-NE est composée de trois zones : la zone 1 est constituée de topsets sur une longueur de 1500 m et sur une épaisseur de 440 m, la zone 2, d'une longueur de 900 m est complexe architecturalement et la zone 3, d'une longueur de 1,4 km est constituée de 600 m de foresets qui passent latéralement à des bottomsets puis à des faciès de prodelta. La continuité latérale de l'affleurement permet de montrer le synchronisme de l'aggradation fluviatile et de la progradation deltaïque. Dans son ensemble, le delta de Kerinitis présente un taux d'aggradation important.

Sédimentologie

La sédimentologie de faciès basée sur des logs détaillés a permis de définir dix neuf faciès lithologiques : conglomératiques (7), arénitiques (4), silto-argileux (6) et calcaires (2) caractéristiques de processus de dépôt variés. Ces faciès définissent quatre associations de faciès : topset, foreset, bottomset et prodelta, décrivant un profil complet de Gilbert-delta. L'association de faciès de topset est la plus riche. Trois sous-associations de faciès peuvent y être reconnues : fluviatile de type rivière en tresses (T1), marin de faible profondeur (Membre calcaire d'Aghios Andreas, T2) et une sous-association résultant de l'interaction entre processus fluviatiles et remobilisation par les vagues (T3).

Une originalité de ce travail est la mise en évidence de faciès carbonatés, jamais décrits auparavant : le **Membre calcaire d'Aghios Andreas**. Son stratotype lithostratigraphique a 15,4 m d'épaisseur pour environ 75 m de long. Il est formé d'une partie stratiforme et d'une partie à sphéroïdes (encroûtements micritiques par des algues rouges corallinacées). Le Membre calcaire s'est déposé dans un milieu à eau saumâtre ou à salinité normale, impliquant que le delta de Kerinitis s'est mis en place (au moins en partie), dans un environnement marin. La succession verticale des faciès indique que le Membre calcaire est le témoin d'un épisode transgressif (faible augmentation de l'espace d'accommodation) qui a été suivi par une augmentation abrupte de l'espace d'accommodation, conduisant au dépôt de l'association de faciès de prodelta.

La sous-association de faciès de topset T3 est interprétée comme un environnement de transition entre le domaine fluviatile et le domaine marin, localisée dans la zone d'action des vagues.

L'association de faciès de **foreset**, caractérisée par des bancs à pendage sédimentaire moyen de 25°, est dominée par des phénomènes d'avalanches subaquatiques d'origine gravitaire, qui entretiennent et qui sont entretenus par la pente du front du delta.

L'association de faciès de **bottomset** est volumétriquement peu représentée et très localisée sur l'affleurement du delta de Kerinitis. Cette association est dominée par des écoulements gravitaires, principalement des courants de turbidité de haute et de basse densité. Elle caractérise le pied du delta, mis en évidence par un passage depuis des bancs de foresets à pendage fort vers des bancs de bottomsets à pendage réduit, voire subhorizontaux. Cette association est donc une association de transition entre l'association de faciès de foreset et l'association de faciès de prodelta.

L'association de faciès de **prodelta** est composée d'une sous-association de faciès proximale et de trois sous-associations de faciès distales. Cet environnement de dépôt représente le segment de plus distal du Gilbert-delta de Kerinitis dans lequel les dépôts sont engendrés par un transport en suspension (sédimentation chronique) et par des écoulements turbiditiques (sédimentation épisodique).

Architecture stratigraphique

Le découpage architectural est constitué de onze Unités Stratigraphiques (SU) limitées par onze Surface Stratigraphiques clés (KSS). Il est proposé dans cette étude que les SU se mettent en place pendant les maxima eustatiques et pendant les périodes de chute du niveau marin (lorsque le taux de création d'espace d'accommodation (A) diminue progressivement). Les KSS, marquées par des transgressions se mettent en place pendant des périodes d'augmentation du niveau marin (lorsque A est maximum). Un schéma d'évolution en quatre étapes est proposé. A la fois la signature tectonique et la signature eustatique sur chaque étape sont mises en évidence.

Il a été possible de discriminer des variations dans la signature tectonique enregistrées dans un contexte de création continue d'espace d'accommodation, permettant de décrire l'histoire d'une faille. Ces étapes sont différenciées par les caractéristiques faciologiques et les géométries des unités stratigraphiques qui les composent, mais également par la répartition verticale et horizontale des «topset breakpoint paths» (TBP). Il est proposé que ces étapes soient reliées à l'initiation, à la croissance et à l'arrêt de l'activité du système de failles créant l'espace d'accommodation. Il a été montré que puisque le taux d'apport sédimentaire (S) augmente pendant les phases glaciaires (Leeder *et al.*, 2007), S peut être relié aux variations eustatiques. S augmente donc pendant les périodes de chute eustatiques.

Le **proto-delta** est un ensemble de foresets qui se serait déposé soit sur le «hangingwall» de la jeune faille de Kerinitis, soit sur la rampe de relais, ayant précédé cette faille et présentant un pendage faible vers le bassin. La faible hauteur de ces foresets (environ 30 m) indique que la bathymétrie initiale n'était pas très élevée. La transition entre le proto-delta et le delta inférieur représente la seule période de l'histoire du delta où A a été négatif. Cette période est marquée par un déplacement vers le pôle distal du TBP de près de 1500 m. Il est suggéré une cause eustatique pour ce phénomène, c'est-à-dire une chute du niveau marin dans un contexte de début d'activité tectonique. Le délai entre le début de la subsidence et le début de l'apport sédimentaire était très réduit. C'est pourquoi l'héritage d'une bathymétrie initiale n'est pas nécessaire dans le cas du delta de Kerinitis.

Le **delta inférieur** est marqué par des SU au caractère progradant accentué ainsi que par la présence à son sommet du Membre calcaire d'A. Andreas. Il est proposé que la faible valeur de A, suivie par sa graduelle augmentation a enregistré le début de la croissance du système de failles normales de Pirgaki et de Kerinitis. La faille de relais (la faille de Kerinitis) a favorisé la connexion des failles de Pirgaki et de Mamoussia vers la fin de la période de dépôt du delta inférieur. La mise en place du delta inférieur a nécessité une augmentation préalable de A. Cette augmentation est enregistrée par le contact en «onlap» de la partie inférieure du delta inférieur sur le proto-delta et par son recouvrement progressif. Le contexte de faible activité sur les failles de Pirgaki et de Kerinitis a permis aux variations eustatiques de s'exprimer dans l'architecture de tout le delta inférieur ainsi que dans l'architecture interne des SU. Le delta inférieur a enregistré des mouvements à haute fréquence du TBP qui seraient d'origine eustatique. La transition entre le delta inférieur et le delta médian est marquée par une augmentation brutale et de forte amplitude de A. Cette augmentation se marque dans l'architecture par une transgression soulignée par le déplacement du TBP de plus de 1 km vers le pôle proximal. Cette transgression d'amplitude importante pourrait être due à la combinaison entre une hausse du niveau marin et une amplification de la subsidence sur les failles, voire un début de changement de l'amplitude des cycles eustatiques.

Le **delta médian** est caractérisé par des TBP superposés verticalement et ayant enregistré une transition, depuis de la prograd-aggradation à une progradation accentuée, typique du maximum et du début de la période de chute d'un cycle eustatique. L'épaisseur supérieure des SU du delta médian ainsi que l'allure différente de leur TBP par rapport à celles du delta inférieur pourraient être liées à une augmentation de l'amplitude des cycles eustatiques, dans un contexte de subsidence et de S élevés. Le delta médian se serait déposé pendant la période de forte activité tectonique dont le maximum est atteint vers la fin de son dépôt. Une surface d'érosion majeure a été mise en évidence, incisant sur 120 m le delta. Elle serait d'origine probablement sous-marine (canyon sous-marin ou effondrement gravitaire au niveau du front du delta).

Le **delta supérieur** est marqué par une surface de «toplap» ainsi que par une phase de progradation pure vers le bassin, témoignant du remplissage de l'espace encore disponible dans le bassin pour la sédimentation.

Un brusque arrêt de l'activité du système des failles de Pirgaki et de Mamoussia semble être la cause la plus probable d'un arrêt de la création d'espace d'accommodation. L'arrêt de l'activité du système des failles de Pirgaki et de Mamoussia et le transfert de l'activité à la faille d'Helike semblent avoir été deux phénomènes rapides et liés.

La **fin de l'histoire du delta de Kerinitis** est marquée par la mise en place d'un delta du groupe supérieur : le delta de Kolokotronis. La base de ce delta est érosive sur le delta de Kerinitis. Un delta du Groupe supérieur reposant directement sur un delta du Groupe moyen est un cas unique à toute la côte Sud du rift de Corinthe, en raison de la poursuite de l'activité de la faille de Kerinitis.

Signification des surfaces d'érosion et des surfaces composites

Deux types de surface d'érosion ont été mis en évidence dans le delta de Kerinitis, toutes deux d'origine sous-marine :

- la surface d'érosion majeure représentant soit un flanc de canyon sous-marin, soit une cicatrice de loupe de glissement localisée au front du delta ;
- les surfaces qui post-datent l'augmentation brutale et de grande amplitude du rapport A/S. Ces surfaces d'érosion ont une signification mineure car liées à des phénomènes auto-cycliques : la progradation des foresets durant les périodes régressives.

Des KSS composites ont été décrites à la suite d'un travail de détail sur le terrain concentré sur des affleurements comportant des couches de l'association de faciès de prodelta. Dans le cas le plus complet, la KSS correspond à la composition d'une surface d'augmentation de faible amplitude du rapport A/S, d'une surface d'augmentation de forte amplitude du rapport A/S et d'une surface d'érosion.

Annexes

Annexe 1 : Backert, N., Ford, M., Malartre, F. (en révision) Architecture and sedimentology of the Kerinitis Gilbert-type fan delta, Corinth rift, Greece. *Sedimentology*

Architecture and sedimentology of the Kerinitis Gilbert-type fan delta, Corinth rift, Greece.

Journal:	*Sedimentology*
Manuscript ID:	SED-2008-OM-080.R1
Manuscript Type:	Original Manuscript
Date Submitted by the Author:	n/a
Complete List of Authors:	BACKERT, Nicolas; CRPG-CNRS FORD, Mary; ENSG-CRPG MALARTRE, Fabrice; ENSG-G2R
Keywords:	Corinth rift, Kerinitis Gilbert-type fan delta, facies analysis, stratal architecture, tectonics versus eustasy, normal fault growth

scholarONE™
Manuscript Central

Nicolas BACKERT[1], Mary FORD[1] and Fabrice MALARTRE[2]

1 Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Nancy Université, CNRS, 15 rue Notre Dame des Pauvres, B.P. 20, F-54501 Vandoeuvre-lès-Nancy, France (Email: backert@crpg.cnrs-nancy.fr).
2 G2R, Nancy-Université, CNRS, INPL, Ecole Nationale Supérieure de Géologie, Rue Doyen Marcel Roubault, B.P. 40, F-54501 Vandoeuvre-lès-Nancy, France.

Abstract

The Kerinitis delta in the Corinth rift, Greece, is a footwall derived, coarse grained, Gilbert-type fan delta deposited in the hangingwall of a linked normal fault system. This giant Gilbert-type delta (radius 3.8 km, thickness > 600 m) was supplied by an antecedent river and built into a brackish to marine basin. Although as yet poorly dated, correlation with neighbouring deltas suggests that the Kerinitis delta was deposited during a period of 500-800 kyrs in the Early to early Middle Pleistocene. Facies characterizing a range of depositional processes are assigned to four facies associations (topset, foreset, bottomset and prodelta). The dominantly fluvial topset facies association has locally developed shallow marine (limestone) and fluvial-shoreface sub-associations.

This delta represents a subsidence-dominated system in which high fault displacement overwhelmed base level falls (creation of accommodation (A) predominantly ≥0). Stratal geometries and facies stacking patterns were used to identify eleven key stratal surfaces (KSS) separating eleven stratal units (SU). Each KSS records a landward shift in the topset breakpoint path, indicating a rapid increase in A/S (S is sediment supply). Each SU records a gradual decrease in A/S during deposition. The cyclic SU and KSS are interpreted as recording eustatic falls and rises respectively.

A 30 m thick package of foresets below the main delta records the nucleation of a small Proto-delta probably on an early relay ramp. Based on changes in stratal unit geometries, the main delta is divided into three packages, interpreted as recording the initiation, growth and death of the controlling fault system. The Lower delta comprises stacked, relatively thin, progradational SUs recording low displacement on the young fault system (relay ramp). The Middle delta comprises vertically stacked SUs, each recording initial aggradation-progradation followed by progradation. Their aggradational component increases up through the Middle delta, which records the main phase of increasing rate of fault displacement. The Upper delta records pure progradation, recording abrupt cessation of movement on the fault. A major erosion surface incising basinward 120 m through the Lower and Middle delta records an exceptional submarine erosion process (canyon or delta collapse).

Keywords

Corinth rift – Kerinitis Gilbert-type fan delta – facies analysis – stratal architecture – tectonics versus eustasy – normal fault growth

Running title: Corinth rift – Kerinitis Gilbert-type fan delta

INTRODUCTION

The Kerinitis delta is one of eight conglomeratic Gilbert-type fan deltas of exceptionally large dimensions that are preserved within the Plio-Pleistocene syn-rift stratigraphy of the Corinth rift, Greece (Fig. 1). It is one of the best known and most frequently described examples of a footwall derived, coarse grained, Gilbert type fan delta deposited in the hangingwall of an active normal fault. Several studies have used the exceptional exposures of this delta to examine the interplay between tectonics and eustasy in controlling stratigraphic architecture in a high subsidence setting (e.g. Gawthorpe & Colella, 1990; Ori *et al.*, 1991; Poulimenos *et al.*, 1993; Dart *et al.*, 1994; Gawthorpe *et al.*, 1994; Uličný *et al.*, 2002; Gawthorpe *et al.*, 2003). Gawthorpe & Colella (1990) and Hardy *et al.* (1994) argue that tectonic subsidence is the primary control on delta architecture, while Uličný *et al.* (2002) emphasize eustatic control. Dart *et al.* (1994) relate architectural evolution to the ratio of rate of creation of accommodation over rate of sediment supply (A/S). Ori *et al.* (1991) associate architectural features to variations in A only.

This paper presents the first detailed study of the sedimentology and stratal architecture of the complete 3.8 km long Kerinitis river section based on field mapping at 1:5,000 scale, logging and facies analysis. Sediment facies analysis completes initial descriptions by Ori *et al.* (1991) and Dart *et al.* (1994). As demonstrated in the numerical models of Gawthorpe *et al.* (2003), in subsidence-dominated systems, relative base level falls may not be recorded, making the application of sequence stratigraphic models difficult. For example, sequence boundaries, related to

relative sea level fall, are lacking or cryptic. Therefore, sequence stratigraphic terminology is not used in describing the delta and in interpreting the controlling factors. A single major erosional surface is observed in the delta and it is argued that it records a submarine erosion. 11 stratal units (SU) separated by key stratal surfaces (KSS) are identified and interpreted in terms of variations of A/S. Changes in the relative importance through time of tectonic subsidence, eustasy and sediment supply are discussed. Possible climate controls on sediment supply are identified. The presence of a small Proto-delta, some 30 m high, below the main delta records the earliest nucleation of Gilbert-type foresets. Changes in the geometric character of the vertically stacked stratal units define three stages in delta growth, that are related to the initiation, growth and sudden death of the controlling normal fault system, allowing insight into fault linkage history. The increase in height of clinoforms was gradual as basin water depth increased due to cumulative subsidence during fault growth.

(A) **Regional setting and syn-rift stratigraphy**

The Corinth rift comprises the Gulf of Corinth, a rapidly-opening, seismically active graben (currently accommodating 1.1 to 1.6 cm/yr of N-S extension, Bernard *et al.*, 2006) and a 30 km wide early rift zone exhumed and preserved in the northernmost Peloponnesos (Fig. 1), where up to 2800 m of syn-rift stratigraphy are preserved in a series of fault blocks defined by a complex normal fault network trending on average N110° (Rohais *et al.*, 2007a). Due to uplift of the northern Peloponnesos at a rate of 1 to 1.5 mm/yr (e.g. McNeill & Collier, 2004; De Martini *et al.*, 2004), syn-rift strata are spectacularly exposed in a deeply incised landscape with altitudes reaching over 2000 m. The rift probably initiated in the late Pliocene (Doutsos & Piper, 1990; Collier & Dart, 1991) but its clastic infill is, as yet, poorly dated. South of the city of Aigion (Fig. 1), the rift 'basement' comprises Mesozoic carbonates, radiolarites and sandy turbidites of the Pindos thrust sheet, emplaced toward the west and intensely deformed under sub-greenschist conditions during the Oligo-Miocene Hellenic orogeny (Doutsos *et al.*, 1993). The basal rift units infill a considerable inherited paleotopography.

This study focuses on the 6 km wide Pirgaki-Mamoussia fault block, bounded to the south by the Pirgaki fault (N107°) to the west and the Mamoussia fault to the east, hard linked by the Kerinitis fault trending N050° (Fig. 2a). The Pirgaki fault has a maximum throw of 1475 m (Fig. 2b). The fault block is limited to the North by the Helike fault (Fig. 1), which is a younger structure (De Martini *et al.*, 2004; Goldworthy & Jackson, 2001). The Kerinitis delta nestles between the Pirgaki and Kerinitis faults (Figs 1 and 2).
No sediments belonging to the Kerinitis delta are found in the footwall of the Kerinitis fault (Fig. 2a; Ford *et al.*, 2007). Kerinitis topsets are tilted 10° to 18° SE toward the Kerinitis fault. These observations imply that both the Pirgaki fault and the oblique Kerinitis fault controlled the creation of accommodation space for the Kerinitis delta.

The synrift stratigraphy is divided into three informal groups, the Lower, Middle and Upper groups that can be correlated into adjacent areas (Ford *et al.*, 2007; Rohais *et al.*, 2007a). In the study area, stratigraphic thicknesses vary across a series of second order tilted fault blocks, locally reaching a maximum thickness of 1624 m (Fig. 3). The presence of erosional unconformities and the lensoid form of delta bodies contribute to a complex 3D stratigraphic architecture. The Lower group has an average thickness of 250-500 m and consists of the fine-grained (mainly fine sandstone to siltstone) fluvio-lacustrine Melisia formation. The Middle group (>600 m) includes the siltstone-dominated Zoodhochos formation and laterally equivalent conglomeratic fan deltas (Kerinitis and Selinous). The Upper group has a variable thickness up to 312 m and includes conglomeratic fan deltas (Figs 1, 2 and 3) as well as other units believed to have been locally deposited since the early Middle Pleistocene when uplift of the northern Peloponnesos began (Rohais *et al.*, 2007a). Plio-Pleistocene synrift deposits are being cannibalised by present-day rivers such as the Vouraikos, Kerinitis, Selinous and Meganitas to supply major deltas that are building out into the Gulf in the hangingwall of the Helike fault (Fig. 1).

Within the Middle group, the Zoodhochos formation is characterised by cyclic, finely laminated siltstones and fine sandstones, showing grading, leaf prints, occasional floating pebbles and rare conglomerates forming thick massive lenses or thin ribbons. This formation overlies the Melisia formation on an erosive contact. Its thickness is highly variable and can reach 500 m in the northern Kerinitis valley. These sediments are interpreted as distal turbidites and suspension deposits that were deposited in the deep basin in front of Middle group fan deltas, however they cannot be correlated to any specific delta. Preliminary palynological results suggest brackish to marine conditions (B. Urban, pers. comm., 2008).
Recent biostratigraphic dating further east in laterally equivalent deltas indicates that the Middle group was deposited from Early to early Middle Pleistocene over a period of between 500 to 800 kyrs (Malartre *et al.,* 2004; Ford *et al.*, 2007; Rohais *et al.*, 2007b).

(A) **The Kerinitis delta**

With a basal radius of 3.8 km and an arc of 125°, the Kerinitis delta, covers a surface area of 15 km^2 and contains approximately 9 km^3 of (preserved) coarse grained sediment. It is very well exposed along a 3.8 km long, 600 m high, natural cliff section cut SW-NE by the Kerinitis river (Fig. 2a). This seismic-scale cliff represents a section through the SE side of the delta, which prograded toward the north. Foresets on this river section dip on average 25° toward N042°. The point source for the delta was inherited from an antecedent drainage system that coincided approximately with the present day Kerinitis river, where it incises into footwall carbonates (Fig. 2a). As the base of the delta is not exposed in the Kerinitis valley and thus lies below 200 m of altitude, the delta is assigned a minimum thickness of 600 m. In the Selinous valley to the west (Figs 1, 2a) the delta base is at 500 m altitude implying that this contact erodes down to the east. Erosion must have occurred before emplacement of the delta in a similar way to the adjacent Vouraikos delta, which also has a highly erosive base (Ford *et al.*, 2007). Clasts are dominantly carbonates with minor radiolarites (Upper Trias to Upper Cretaceous) and some 'flysch' sandstones (Upper Cretaceous to Eocene), principally derived from the underlying Pindos thrust sheet (Sébrier, 1977).

The Kerinitis delta is separated from the Vouraikos delta to the east by the Kerinitis fault (Ford *et al.*, 2007). To the west, its uppermost west-dipping foresets interfinger with the east-dipping foresets on the east side of the Selinous delta (Fig. 3), suggesting that the two deltas were constructed synchronously. The Kolokotronis delta (Upper group,) overlies the Kerinitis delta, with a significant erosional boundary (Figs 2a, 3).

The Kerinitis river profile is divided into three zones, similar to those of Ori *et al.* (1991) (Fig. 2a). Zone 1, abuts the Pirgaki fault to the south and is 1.5 km long. Here, up to 440 m of stacked topsets represent the most proximal part of the delta edifice. Zone 2 is 900 m long and comprises the most complex stratal architecture of the delta. A NW-SE trending valley about 1600 m deep, cuts at right angles to the main cliff (Fig. 2a). Zone 3 (1.4 km long) exposes 600 m of stacked foresets, which pass rapidly northeastward into bottomset and prodelta facies. Eleven stratal units, labelled SU1 to SU11, have been identified in the Kerinitis delta. These are separated by eleven key stratal surfaces labelled KSS1 to KSS11 (see delta stratal architecture).

(A) **Facies descriptions and interpretations**

Nineteen elementary facies are identified within the Kerinitis delta. The detailed description (lithology, stratification, sedimentary structures), relative volumetric proportion and interpretation of each facies are given in Table 1. Facies abbreviations used here are as following: G for conglomerates, S for sandstones, F for siltstones and claystones, M for carbonates. Some elementary facies may be formed by a range of depositional processes found within fluvial to deep-marine environments. The relative volumetric proportion of each facies with respect to all facies is given.

(B) **Facies G1a: Well to poorly sorted structureless conglomerate**

This clast-supported conglomerate is well to poorly sorted with a granule to cobble range in clast sizes. Clasts are angular to well rounded

with a fine to very coarse sand matrix. Bed thickness ranges from 3 cm to 4.2 m and beds can have erosional or non-erosional bases and planar tops. Beds can be structureless or they can show a slightly normal grading, and locally, open-framework textures. The relative volumetric proportion of facies G1a is about 20%.
The characteristics of facies G1a are consistent with bed load transport in high flow regimes. Variations in grain size and sorting reflect the extreme changeability of flow and transport rates.

(B) **Facies G1b: Steeply dipping conglomerate**
This clast-supported, poorly sorted conglomerate has a mean clast size of 1.5 cm (from granule to cobble grade). The facies is principally characterised by primary bedding dips of 20°-35°. The matrix of poorly sorted coarse sand represents less than 10% of rock volume. Beds have a thickness of 60 to 70 cm with planar bases and tops. Beds can contain a horizontal or weakly dipping clast (cobble grade) alignment (a(p)a(i)-type) and local pockets of open-framework texture. The relative volumetric proportion of facies G1b is about 30%.
Facies G1b is interpreted as Gilbert-delta foresets, deposited by sediment gravity flows (Postma, 1983, 1984; Postma & Roep, 1985; Colella *et al.*, 1987; Nemec, 1990; Chough & Hwang, 1997; Kleinhans, 2004) or by debris-falls (Nemec, 1990).

(B) **Facies G1c: Crudely stratified conglomerate**
Facies G1c is made of very poorly sorted (pebble to cobble), clast-supported conglomerate. Clasts are well rounded and have a low sphericity. Beds locally have oversized clasts (>30 cm in diameter). The matrix is made of very coarse sand and comprises less than 5% of rock volume. Bed thickness varies between 1 to 2.5 m and beds are stacked to form stratal units of 40 to 120 m. Beds can have non-erosional or locally erosional bases. Typical sedimentary structures are crude horizontal bedding and a weak low angle cross-bedding. Beds locally show clast imbrication (a(t)b(i)-type) and an open-framework texture. Facies G1c represents 45% of all facies.
Facies G1c is interpreted as longitudinal bedform deposits (Miall, 1996) and are typical of rapid gravel sheet transport processes (Hein, 1984).

(B) **Facies G1d: Variably graded conglomerate**
G1d is made of well to poorly sorted, clast-supported conglomerate. Pebble to cobble grade clasts are well rounded and have low sphericity. Beds can contain rare intraformational clasts of silt composition. The matrix is made of medium to very coarse sand. Bed thickness varies between 7 cm and 1.40 m. Beds have erosional or non-erosional bases and planar or wavy tops. Observed sedimentary structures often include subtle inverse grading and rare weak normal grading, sub-horizontal bedding and locally, cross-strata at the bases of beds. Open-framework texture has rarely been recognized. The relative volumetric proportion of facies G1d is about 0.15%.
The normal grading leads to interpret facies G1d as longitudinal bedform deposits (downstream growth; Hein & Walker, 1977; Hein, 1984). However, inverse grading may be indicative of a clast-rich debris flow process.

(B) **Facies G1e: Cross-stratified conglomerate**
Facies G1e is divided into sub-facies (1) and (2). Sub-facies (1) consists of a poorly sorted, clast-supported conglomerate. Clast sizes range from granule to cobble. The matrix is made of very coarse sand and never comprises more than 10% of sediment volume. Bed thickness is from 78 cm to 1 m and beds have erosional or non-erosional bases and planar tops. Cobble size clasts have been observed at the top of some beds. This sub-facies shows cross-bedding and tangential foresets with normal graded beds. Open-framework texture is sometimes observed.
Sub-facies (2) is a well to poorly sorted, clast-supported conglomerate with rare sands. Bed thickness ranges from 0.50 m to 2.6 m. Beds have erosional or non-erosional planar bases and planar tops. Beds display tangential foresets alternatively made of sands (locally laminated) or gravels. Foresets can show sigmoidal geometry. Some conglomeratic cross-beds pass laterally into sandstones. The relative volumetric proportion of facies G1e is about 0.5%.

Foresets identified represent gravel dunes. Facies G1e records a grain flow depositional process. Foresets of gravel dunes record bedform migration. Facies G1e(1) is related to high concentration turbidity current transport processes (Pickering *et al.*, 1989), in particular traction transport of gravel bed-load. Alternating beds of sand and gravel (facies G1e(2)) reflect extremely unsteady flow and transport rates. Grain size variation in individual cross strata is due mainly to superimposed bedforms.

(B) **Facies G2: Matrix-supported conglomerate**

Facies G2 comprises well to poorly sorted, well rounded pebble grade clasts (mean clast size 2 cm). The matrix is made of medium to very coarse sand and forms 50 to 80% of rock volume, corresponding to a matrix-supported conglomerate. Bed thickness is between 15 cm to 60 cm, beds have sharp bases, planar tops and can be lenticular in form. Observed sedimentary structures include poorly developed normal grading and lateral fining, crude horizontal bedding. The relative volumetric proportion of facies G2 is about 0.5%.

Sedimentary structures suggest a sediment gravity flow depositional process. Poor sorting associated with normal grading suggests a debris flow process with clasts floating in an abundant matrix. Development of a crude stratification may be the result of either an upward decrease in matrix strength or an increase in water content (Hampton, 1972; Larsen & Steel, 1978). Normal grading is probably due to incorporation of water (Eyles, 1987) allowing increased clast mobility within the flow (Morgenstern, 1967; Larsen & Steel, 1978; Nemec & Steel, 1984; Nemec *et al.*, 1984; Walker, 1984).

(B) **Facies G3: Algal clast-supported conglomerate**

Facies G3 is a poorly sorted, clast-supported sandy conglomerate that is found at two localities. Clast-size ranges from coarse sand to granule grades. The cement is made of sparitic or microsparitic calcite and is poorly developed representing less than 10 % of rock volume. The main characteristic of this facies is that it contains bioclasts of red algae in variable amounts, increasing upward in each bed to up to 70% of all clasts. Bed thickness ranges between 0.2 m to 1 m. Beds have planar bases. G3 progressively passes vertically into facies M1(1) by the gradual disappearance of lithoclasts. A crude horizontal bedding constitutes the only internal sedimentary structure. The relative volumetric proportion of facies G3 is about 0.1%.

Although reworked, the presence of red algae bioclasts suggests brackish to marine deposits. Reworking of algal fragments is assumed to have been in situ. The sparitic cement precipitated in primary porosity of sediments emplaced under high-energy conditions (Dunham, 1962).

(B) **Facies S1: Structureless sandstone**

This fine to very coarse sandstone is well to poorly sorted, with or without floating lithoclasts. Lithoclast size ranges from very coarse sand to pebble grade. Bed thickness is between 1 to 50 cm with erosional or non-erosional bases, and planar or wavy tops. Beds can sometimes be lenticular. Locally observed sedimentary structures include rare amalgamated ripples, convolute bedding, water escape structures and bioturbation. Bioturbation comprises small-scale burrows on bed bases (simple arcuate forms of centimeter length and about 2 cm in diameter) of Exichnia-type. The relative volumetric proportion of facies S1 is about 2%.

S1 is encountered within a wide range of depositional processes in subaerial to deep-water settings. This facies can record a sediment gravity flow depositional process (Eyles, 1987) with rare tractive features and post-depositional modification by dewatering and bioturbation. S1 could correspond to the "Subdivision A" (Ta) of the Bouma sequence (1962) interpreted as due to a rapid deposition from suspension, with little or no bed transport (Collinson *et al.*, 2006). Floating gravel clasts commonly occur within sandy facies in turbidity current depositional process (Postma *et al.*, 1988; Shanmugam, 2000).

S1 can also represent subaerial overbank sand deposits where it is associated with a palaeosol (facies F3b) and other fluvial facies (F3a(2), F4a).

(B) **Facies S2: Laminated sandstone**

Facies S2 is a well sorted, fine to medium sand. Bed thickness ranges from 1.5 cm to 6 cm. Beds have erosional or non-erosional bases and planar tops. S2 contains horizontal to

low-relief undulating lamination, sometimes discontinuous and locally disturbed by water escape structures. The relative volumetric proportion of facies S2 is about 0.3%.
Facies S2 is interpreted as representing an upper flow-regime planar bed (Collinson *et al.*, 2006). Collinson *et al.* (2006) proposed that, although formation of lamination could be the result of fluctuations in flow strength, it is also possible that grain segregation on the bed produces layers of moving grains with different size characteristics. The origin of the low-relief undulating lamination can be explained by an increase in velocity of water flowing above an upper flow-regime planar bed (Collinson *et al.*, 2006).

(B) **Facies S3: Cross-bedded sandstone**
Facies S3 corresponds to a well to poorly sorted, fine to very coarse sand that may contain lithoclasts, from granule to cobble size and sometimes shell fragments. S3 can be interbedded with beds made of silt to clay. Bed thickness varies from 2 mm to 50 cm. Beds can have erosional or non-erosional bases and planar to wavy tops. Beds can be lenticular in shape. Facies S3 is characterized by a wide range of sedimentary structures, including oblique lamination of dunes with changes in grain size between laminae, oblique tangential lamination of ripples, trough cross-bedding, asymmetric ripples, climbing ripple cross-lamination, reactivation surfaces, water escape structures and load structures. The relative volumetric proportion of facies S3 is about 0.3%.
Facies S3 shows a variable texture due to variations in sorting resulting from changing hydraulic conditions. Trough cross-bedding develop by the migration of 3D bedforms (arcuate-crested bedforms). Erosional surfaces can be produced by bedform migration (with time – varying geometry) or when bedform migration ceased for a long time and then re-started as the flow stage increased. Tractive structures can be interpreted as representing the tractive part of high density turbidity currents (Lowe, 1982), when found within bottomset to prodelta facies associations.

(B) **Facies S4: Inversely or normally graded sandstone**
Facies S4 is a well to poorly sorted, fine to coarse sand, with or without floating lithoclasts (very coarse sand to pebble in size). Bed thickness ranges from 5 cm to 30 cm. Beds sometimes show sharp to erosional bases and have wavy tops. Sedimentary structures include inverse grading, normal grading associated with lateral fining, horizontal bedding, unidirectional cross-lamination (ripples) and bioturbation mainly recorded on the soles of beds. The relative volumetric proportion of facies S4 is about 0.3%.
Normally graded beds record deposition from more fluid, less cohesive sediment gravity flows in which limited sorting occurred (Hein & Walker, 1982; Walker, 1984). Normal grading also suggests a high- or low-density turbidity current depositional process (Bouma, 1962; Middleton & Hampton, 1976; Lowe, 1982; Hein, 1984; Nemec & Steel, 1984). Inverse grading can be the result of a grain flow depositional process. Horizontal and oblique lamination indicates deposition in bedforms of variable shape. The grading of beds can be the result of a decrease or an increase in current energy.

(B) **Facies F1: Structureless siltstone**
Facies F1 corresponds to a well sorted structureless siltstone with bed thickness from 1 cm to 75 cm. The relative volumetric proportion of facies F1 is about 0.1%.
Facies F1 represents deposition from suspension in a standing body of water during period of low velocity flow. The structureless texture indicates a continual, steady deposition by suspension fallout. Locally, thin beds of facies F1 can represent drape deposits.

(B) **Facies F2: Laminated siltstone**
Facies F2 is a well sorted siltstone, which contains intraformational clasts made of reddish clay (less than 1 cm in size), sometimes in abundance. Bed thickness ranges from 2 cm to 20 cm. Individual laminations reach 1 mm in thickness. Observed sedimentary structures include horizontal to wavy lamination, symmetric or asymmetric ripple cross-lamination. The relative volumetric proportion of facies F2 is about 0.1%.
Facies F2 records fluctuations in the supply of suspended sediment by high discharge episodes and/or sudden incursions of turbidity currents. The intraformational clasts could be related to episodic local erosional events superimposed upon a constant and calm deposition by suspension fallout.

(B) **Facies F3a: Interbedded siltstone and sandstone**

Facies F3a is composed of five sub-facies.

Subfacies (1) corresponds to a well sorted siltstone and fine sandstone with bed thickness from 3 mm to 4 cm. Wavy millimetric laminations have been observed.

Subfacies (2) is a siltstone with fine or coarse sandy lenses with a bed thickness of 1.5 to 2.5 cm. Wavy lamination constitutes the main sedimentary structure.

Subfacies (3) is a siltstone with shells (gastropods and bivalves) and fine shelly sands. Bed thickness is 30 cm. Horizontal to wavy lamination has been observed.

Subfacies (4) represents a siltstone containing shells and fine shelly sands with fine sandy lenses (1.5 cm in thickness). Bed thickness reaches 20 cm. Sedimentary structures include weak inverse grading, wavy lamination and bioturbation.

Subfacies (5) is represented by siltstones and fine sandstones. Sandstones can contain shells, charcoal clasts, leaves and stem fragments. Bed thickness ranges from 2 to 4 m. Sedimentary structures include horizontal lamination, symmetric ripples, HCS-like structures identified by local truncations and wedging-out associated with hummocky structures with a wavelength of 1.50 to 2 m and a height of 15 to 20 cm, convolute bedding and bioturbation. The relative volumetric proportion of facies F3a is about 0.3%.

Sub-facies (1) bears a strong similarity to “fine grained turbidites” defined by Stow & Shanmugam (1980). In this case, thin regular or irregular beds indicate low energy current, thick and irregular beds suggest a higher energy current (Stow & Shanmugam, 1980). Sub-facies (2) is the result of an alternation of suspension fallout and weak current. Sub-facies (3), (4) and (5) suggest deposition by suspension fallout sometimes disturbed by small and weak turbiditic depositional processes. These three sub-facies are interpreted as deposits of "hypopycnal suspension plumes" events (Mackiewicz *et al.*, 1984; Hansen, 2004). HCS-like structures record waves and currents generated by storm activity. HCS affects siltstones primarily deposited by turbidity currents above storm wave base, as HCS has been considered as diagnostic of storm influence (Harms *et al.*, 1975; Cheel & Leckie, 1993). Nevertheless, HCS have already been described in turbidite deposits (Walker *et al.*, 1983; Guillocheau *et al.*, 2005; Mulder *et al.*, 2009).

(B) **Facies F3b: Variegated siltstone**

This facies is composed of fine grained siltstones of variegated colour (green, grey, purple). Beds of F3b contain irregular (diffuse boundaries) but crudely rounded carbonate nodules or glaebules (millimetres to centimetres in size) with no internal fabrics. Beds are structureless and with a thickness of 30 cm. Beds contain root traces (pedotubules) and charcoal fragments. The relative volumetric proportion of facies F3b is about 0.1%.

Variegated colours, the presence of glaebules and root traces indicate repeated immature palaeosol development (Retallack, 1988, 1990; Bridge, 2003).

(B) **Facies F4a: Claystone**

This facies is an homogenous structureless claystone. Bed thickness ranges from 0.5 cm to 4 cm. It represents a relative volumetric proportion of all facies of about 0.1%.

Facies F4a represents the settling of clays from suspension. The lack of original lamination may be due to very homogeneous (continuous) and, possibly, rapid deposition.

(B) **Facies F4b: Laminated claystone**

The reddish color of this claystone may be due to recent weathering. Bed thickness is decimetric. Sedimentary structures are represented by very fine horizontal to wavy lamination. The relative volumetric proportion of facies F4b is about 0.1%.

Facies F4b records the episodic settling of clays from suspension in a still water environment.

(B) **Facies M1: Bioclastic calcareous beds**

This facies is composed of two sub-facies. Sub-facies (1) is a grainstone with coralline red algae (*Lithophyllum* and *Lithothamnion*) micritic fragments and gastropods shells. Bed thickness ranges from 0.15 m to 1.5 m. Beds of sub-facies (1) have planar bases or show a progressive transition from facies G3 and slightly wavy tops. Beds can locally show a slightly nodular aspect. Within SU2 topsets of zone 3 (Fig. 2a), two thin bioclastic packstone beds (20 cm and 80 cm thick) contain mollusc shells and some algal fragments.

Sub-facies (2) represents interbedded siltstone (thickness < 10 cm) and grainstone beds (5 cm to 70 cm in thickness). Beds show erosional or non-erosional bases, planar tops and contain different kinds of unidentified gastropods. Beds of this sub-facies can also locally show a slightly nodular aspect. Both sub-facies display weak horizontal bedding. The relative volumetric proportion of facies M1 is about 0.03%.

Grainstone beds and interbedded grainstone and silty beds suggest deposition in an alternating high to moderate energy carbonate environment. The weak nodular character may be due to a weakly developed bioturbation.

(B) **Facies M2: Calcareous spheroid accumulations**

Facies M2 is composed of two sub-facies. Sub-facies (1) represents an accumulation of individual (domal- to bulbous-shape) spheroids (5 cm to 10 cm in diameter) in small mounds (20 cm to 25 cm in diameter). These spheroid mounds pass laterally into well bedded carbonates (grainstone dominated). Spheroids are composed of concentric micritic laminae around a core of bioclastic grainstone. M2(1) contains crustose coralline (red) algae (Melobesoideae), dominated by *Lithothamnium* and *Lithophyllum*. Sub-facies (2) is a shelly siltstone with conglomeratic lenses comprising pre-rift clasts and rare spheroids (as defined above). Both sub-facies have a bulbous surface texture and present a very discontinuous horizontal bedding. The relative volumetric proportion of facies M2 is about 0.02%.

Facies M2 records a biological construction by coralline red algae in brackish to marine conditions. The small mounds of sub-facies (1) suggest a “reef mound”-type organization (James, 1983). This carbonate-dominated facies records deposition during a period of little or no clastic input.

(A) Sedimentary Facies Associations

(B) Gilbert-type fan deltas

Gilbert type fan deltas were first described from the Pleistocene of Lake Bonneville by G.K. Gilbert (1885) who recognised their tripartite association of topsets, foresets and bottomsets. Interestingly, at around the same time similar deltas in the Carboniferous-Permian of French Massif Central (Centre of France) were described by Fayol *et al.* (1886) who reached similar conclusions to Gilbert.

Topsets are defined as predominantly fluvial deposits representing the top of the delta with depositional dips < 6°. Foresets dip radially at angles between 10° and 35° (Flores, 1990) and comprise gravitational deposits on the curved delta front.

Bottomsets were defined by Gilbert (1885, 1890) as gently inclined (<10°) fine grained sediments. There has since been some divergence in the definition of bottomsets, with some authors emphasising their 'low angle' dip (Rhine, 1984; Colella, 1988b; Nemec, 1990; Rohais *et al.*, 2008) while others insist on their 'fine grained' nature (Massari & Parea, 1990; Chough & Hwang, 1997; Hansen, 2004). In this study, bottomsets are defined as the down-dip terminations of foresets where the facies association is transitional, deposited by both gravitational flow and suspension fallout processes (Ford *et al.*, 2007; Fig. 4a). The fine grained sediments deposited by suspension fallout and turbidity currents further out in the basin are termed prodelta deposits. Bottomsets can be low angle to horizontal. The facies transition can be abrupt (< 5 m) or very gradual (up to 300 m). In the latter case horizontal bottomsets extend out into the basin. In summary, in this study, bottomsets represent a transitional facies association both in grain size and in dip value between foreset and prodelta facies associations (Fig. 4).

The conditions necessary for the formation of Gilbert-type fan deltas include, (1) high sediment supply, (2) high water flux, and (3) high creation of accommodation space (Postma, 1990).

Gilbert-type fan deltas are found in fresh water and marine basins of all types. They have been described from numerous rift basins and trans-tensional basins, for example, the Gulf of Suez (Gawthorpe & Colella, 1990; Young *et al.*, 2002; Jackson *et al.*, 2005), the Crati Basin in the Apennines (Colella *et al.*, 1987; Colella, 1988a, b, c), the Corinth rift (Prior & Bornhold, 1989; Ori *et al.*, 1991; Poulimenos *et al.*, 1993; Seger & Alexander, 1993; Dart *et al.*, 1994; Zelilidis & Kontopoulos, 1996; Malartre *et al.*, 2004; Ford *et al.*, 2007; Rohais *et al.*, 2007a, 2008), the La Miel basin, Spain (transtension; Garcia-Mondéjar, 1990), the Loreto basin, Mexico (Dorsey & Umhoefer,

2000; Mortimer *et al.*, 2005) and basins in the Betic Cordillera, southern Spain (van der Straaten, 1990; Fernandez & Guerra-Merchan, 1996; Garcia-Garcia *et al.*, 2006).

In this study, the topset breakpoint is a point defined as the transition from topset to foreset and corresponds to a slope break (Fig. 4). In modern deltas this transition is characterised by a gentle sub aqueous slope between shallow water topsets (< 50 m, McNeill *et al.*, 2005) and the beginning of steeply dipping foresets (see close-up in Fig. 4). When stacking patterns are described, successive topset breakpoints are linked by a line named the topset breakpoint path. The topset breakpoint path does not correspond to the shoreline trajectory (*sensu* Helland-Hansen & Martinsen, 1996), however the shoreline will migrate in the same way. Equivalents of the topset breakpoint path have been used by other authors as a tool to describe and interpret the architecture and sequential stratigraphic arrangement in Gilbert-type delta systems, for example, the Roda Sandstone (López-Blanco, 1996a, b; López-Blanco & Marzo, 1998), the Kerinitis delta in the Corinth rift and the Jizera and Teplice Formations in the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic (Uličný *et al.*, 2002), Pliocene Loreto basin deltas, Mexico (Mortimer *et al.*, 2005).

(B) **Facies associations descriptions and interpretations**

The nineteen facies are organised into four facies associations (topset, foreset, bottomset and prodelta; Table 2). These facies associations and sub-associations correspond to several depositional environments, from fluvial to deep water that describe a complete (proximal to distal) Gilbert-type fan delta profile (Fig. 4). Logs illustrating each facies association and each facies sub-association are located on Figure 5 and presented in Figures 6 and 7. The terms topset, foreset, bottomset and prodelta are used in this study as geometric terms for the large-scale architectural elements.

(C) Topset facies association

Topset facies are related to a wide range of depositional processes and thus represent the most diverse facies association. Three sub-associations are distinguished, T1, T2 and T3 (Table 2). T1 is related to a fluvial depositional environment, T2 to a shallow marine environment and T3 to a transition zone between fluvial and marine environments (Fig. 4). T1 is the overwhelmingly dominant facies sub-association, representing at least 99% of Kerinitis topsets.

(D) <u>Fluvial topset facies sub-association (T1)</u>

This sub-association is composed of thirteen facies (Table 2). Gravels of various grades (Facies G1a, G1c and G1d; Table 1) volumetrically dominate, in particular facies G1c (Crudely stratified conglomerate, approximately 99% of all the component facies). Facies G1c, F3a(2), F3b and F4a are found only in this sub-association. Gravel "packages" consist mainly of tabular bodies with discrete minor internal erosion surfaces. The most prominent sedimentary structure is crude horizontal stratification (Fig. 6a).

Rare channel morphologies are preserved, mainly at the top of SU5 and SU6 and within SU9 (Fig. 6a). SU5 and SU6 channel forms are best observed in zone 2W (Figs 2a, 2b). They have nearly the same size (thickness, 10 m; width, 60 to 70 m) and architecture. On zone 2W (Figs 2a, 5), channel morphologies are recognized by their incision into underlying strata. SU9 channel forms are smaller (depth, 3 m; width, 20 m), locally display a discrete stacked geometry and are more developed. Channel infill is made of horizontal to undulate conglomeratic beds displaying no internal structure (Fig. 6a). All these elements are interpreted as gravel dominated fluvial channels.

Fine-grained facies (sand and silt) occur at the top of SU1 to 3 with a maximum thickness of 4 m at the top of SU1 (Fig. 6b). They mainly show a coarsening-upward organization with sandstone to siltstone at the bottom passing to pebbly conglomerates of facies G1a at the top (Fig. 6b). The contact between this conglomerate facies and the overlying G1c conglomerates defines a key stratal surface, and may be sharp or slightly erosive (Fig. 6b). Locally, coarse grained facies may consist of interbedded pebble grade conglomerate beds and thin sandstone or pebbly-sandstone beds (Fig. 6c).

Rare paleosols of facies F3b are found in the less resistant intervals at the top of SU1 to SU3 (Figs 6a, b). Locally, a small-scale alternation with facies S1 can be observed. F3b and S1 represent facies deposited on the river

floodplain. Facies F4a is interpreted as part of the most distal floodplain.
In summary, all these features lead to conclude that this sub-association corresponds to a wide range of processes: bedload, traction and suspension transport in a gravel-dominated braided river environment.

(D) Shallow marine topset facies sub-association (T2)

Reported here for the first time, T2 is found in three small outcrops (Figs 2a, 5). Stratigraphically, this white limestone is named the "Aghios Andreas limestone member". The main outcrop has a thickness of 15.4 m (Fig. 6d). It is composed of six facies (Table 2). Facies G3, M1 and M2(1) are unique to this sub-association. M1 and M2(1) are volumetrically dominant. At the base, a well-defined, decimeter thick, continuous conglomeratic bed with a non-erosive base is interpreted as a beach conglomerate (facies G1a; "b" in Fig. 6d) because clasts are well sorted in size and shape (Collinson & Thompson, 1982; Bourgeois & Leithold, 1984). The overlying limestone is divided into two units. The lower unit (6.7 m) comprises well-bedded bioclastic grainstones (M1 facies). The upper unit (8.5 m) shows a biohermal mound (M2 facies, Figs 6d, e), which is surrounded by bedded strata of M1 facies (Fig. 6d). The biohermal mound was generated mainly by *Lithophyllum* (Fig. 6f) and *Lithothamnion* (sub-family of Corallinaceae family, Flügel, 2004) which consist mainly of encrusting genera of variable size and form, which inhabit a wide range of high energy (Barattolo, 1991) brackish to marine environments (Wray, 1977; Tucker & Wright, 1990; Riding, 1991; Flügel, 2004). It is concluded that this carbonate mound was built in a brackish to marine environment during a period of very low input of terrigenous sediments, close to the topset breakpoint (Fig. 4). Carbonates lying over fluvial topsets are common in many deltaic systems (Weimer, 1978; Coleman, 1981; Galloway & Hobday, 1983; Giosan & Bhattacharya, 2005).

(D) Foreshore to shoreface topset facies sub-association (T3)

This sub-association occurs at the top of SU7 in two orthogonal exposures (Fig. 5), one of which has been previously described by Ori *et al.*, 1991 and Dart *et al.*, 1994). A synthetic log (Fig. 6g) have been made on the North-South section, not previously described, where T3 has a thickness of 24 m.
The sub-association is composed of six facies. Facies G1a is volumetrically dominant. Conglomeratic beds of facies G1e(2), unique to this sub-association, show low angle cross-bedding with depositional dips ranging between 6° and 18° (average 13° with structural dip restored). Palaeo-currents are toward the north. T3 locally shows a slightly erosional base. The basal part of T3 comprises conglomerates with progradational oblique-bedding with laterally decreasing dips. Conglomerates laterally pass into alternating sandstone and conglomerate beds. A succession of finely bedded alternating conglomerate and sandstone beds overlie the basal part of T3. The top of T3 comprises well-bedded conglomerate beds of variable thickness (0.5 m to 3.3 m), which can have channelized bases.
The laterally continuous, non-lenticular well bedded conglomerates, indicate a marine influence (Massari & Parea, 1990). Reading & Collinson (1996) argue that wave action may shallow the dip of cross-bedding. The low angle cross bedding plus the tabular conglomeratic beds are therefore interpreted to indicate interaction of fluvial and wave processes (Leithold & Bourgeois, 1984). Such an environment is named the "transition zone" by Colella (1988b, c) and is located in the surf zone (Fig. 4), where waves are efficient. The deposits are mainly fluvial in origin but reworked by wave action (shoreface to foreshore). Figure 6h illustrates where a similar facies sub-association is currently being deposited at the mouth of the present-day Vouraikos river (see Fig. 1 for location). Because of its position near the delta front, this transition zone was very sensitive to variations of relative sea-level. The T3 unit overlies fluvial conglomerates (facies G1c) on a planar bedding surface.
In summary, this facies sub-association is interpreted as a wave-reworked gravel beach, located in the surf zone on the delta front, at the transition between fluvial to marine environments.

(C) Foreset facies association

This facies association includes three facies (Table 2). Facies G1b is unique to this

association and volumetrically dominant. The outstanding characteristic of this facies association is the depositional dip of 25° (mean value; Fig. 7a). The height of a foreset package indicates palaeo-water depth and was up to 350 m. Stratification is defined by subtle changes in sorting, open-framework texture or by beds containing oversized clasts (Fig. 7a).
Foresets are observed in several places to downlap onto erosional surfaces (see delta architecture below). Foreset beds were deposited mainly by gravitational avalanches on the delta front. Two types of internal structure are observed: slumps (see SU9 description below) and backset bedding possibly due to backfilling of a slump scar (Ori *et al.*, 1991). Similar structures are widely described on delta fronts (Dingle, 1977; Massari & Parea, 1990; Nemec, 1990; Uličný, 2001; Longhitano, 2008).
Open-framework gravels are very common within foreset beds (Hwang & Chough, 1990; Massari & Parea, 1990; Rohais *et al.*, 2008). These gravels form mainly by the separation of finer facies from gravel on steep lee faces. The sand and finer facies are carried in suspension, whereas the gravel avalanches or rolls down the lee face (Lunt & Bridge, 2007).
In summary, this facies association is interpreted as resulting from sediment gravity flows, and gravitational avalanches on the subaqueous delta front, which is characterised by limiting slope inclination of steeply dipping beds.

(C) Bottomset facies association

SU10 foresets show a downward asymptotic decrease in dip angle, gradually passing into bottomset facies, with inclinations lower than 10°. The bottomset facies association comprises nine facies (Table 2), which gradually fine basinward. The bottomset facies association is mainly characterized by thinly inter-bedded S2-S3 and G1d (Table 1). Inverse grading is assigned to gravity flow processes. Erosion surfaces and/or scours are common. In some places, soft sediment deformation occurs with small-scale slump folds and/or dewatering structures (Fig. 7b).
Gravel dune cross-bedding (facies G1e(1)), unique to this facies association is interpreted as due to the arrival of a high density turbidity flow on the shallowly dipping delta front (Pickering *et al.*, 1989). Mutti *et al.* (2003) describe similar tractional bedforms controlled by hyperpycnal flows of coarse grained sediments transported by turbulent flow from the river outlet.
In summary, this facies association is dominated by sediment gravity flow processes, mainly low and high density turbidity processes. It corresponds to the subaqueous delta base where asymptotic foresets pass into more gently-dipping to subhorizontal bottomsets.

(C) Prodelta facies association

The prodelta facies association is made of fourteen facies, six of which are unique to this facies association (Table 2). That association is dominated by beige coloured, structureless to parallel-laminated sandstones and silty sandstones, thin matrix-supported pebble conglomerates and laminated siltstones (Fig. 7c). These deposits are interpreted as the products of suspension fallout (fine facies) and turbidity currents and represent the most distal environment within the Kerinitis delta system. Rare matrix supported conglomerates (facies G2) are interpreted as far-travelled debris flow deposits. As well as forming the Zoodochos Formation (up to 500 m thick), remnants of this facies association (up to 5 m thick) are preserved throughout the Kerinitis edifice, often with erosive upper boundaries. This facies association is often affected by small normal faults. Similar prodelta facies associations have been described and associated with other Corinth Gilbert deltas (Malartre *et al.* 2004, Ford *et al.*, 2007; Rohais *et al.* 2008).
In summary, this facies association is interpreted as resulting from suspension fallout and turbidity current processes and represents the most distal (deep basin) environment of the Kerinitis Gilbert-delta.

(A) **Delta stratal architecture and A/S**

Stratal architecture and stacking patterns are here interpreted in terms of A, which is the rate of creation of accommodation space and S, the sediment supply rate (Schlager, 1993; Muto & Steel, 1997). Changes in A and S can only be qualitatively appraised in this study. When $0<A/S<1$, sequences show a progradational stacking pattern. When $A/S>1$, sequences can show a retrogradational stacking pattern and when $A/S=1$, sequences show an aggradational

stacking pattern (Shanley & McCabe, 1994). Abrupt changes in A/S cause changes in stratal architecture, in particular the position of the topset breakpoint path.
The delta stratal architecture is analysed by identifying and tracing stratal units and the surfaces that separate them, here called key stratal surfaces. The subdivisions given here are not strictly the same as those proposed by Dart *et al.* (1994) who define sequence stratigraphic surfaces (for example, transgressive surfaces) and systems tracts. In addition, this analysis includes the whole delta while Dart et al. (1994) restrict their study to zones 2E and 3 as defined in this study (Fig. 2a).

Stratal units (SU) are bounded by key stratal surfaces and can contain any combination or thickness of topsets, foresets, bottomsets and prodelta that are in normal geometrical succession (showing progradation, aggradation or retrogradation). Their composition and thickness will vary laterally across the delta.

Key stratal surfaces (KSS) are surfaces that can be clearly identified and correlated across a large part of the delta. Each surface represents a hiatus in sedimentation and a change in A/S ratio. In character these surfaces:
(a) are either conformable (1) or erosive (2),
(b) can separate topset (T), foreset (F) or prodelta (P) packages,
(c) which are in normal (when superposition of topset, foreset and prodelta follows the stratigraphic order shown in Fig. 4) or abnormal succession (e.g. foresets on top of topsets).
Using these three parameters, Figure 8 represents all possible configurations of KSS geometries and juxtaposed facies associations and assigns them a code. For example, TF1 describes a non-erosive but abnormal contact between topsets and overlying foresets while TF2 describes the erosive equivalent. Surfaces can show onlap, downlap or toplap geometries along their length (as defined by Mitchum *et al.*, 1977). All three parameters can change along an individual surface. Surfaces are best defined in the area of the topset breakpoint path and thus it is important to trace surfaces across the whole deltaic edifice whenever possible.

Changes in A/S are most clearly indicated by an abnormal succession of facies associations across a KSS. The presence or absence of erosion is a secondary feature. Surfaces that superimpose the same type of facies association (topset on topset, for example) are ambiguous and cannot be interpreted in isolation.
Changes across KSS can record two major types of change in A/S:

(1) A landward shift in the topset breakpoint path across a KSS indicates an abrupt increase in A/S. TF2 and TF1 types are the most obvious expressions of an increase in A/S. TP1 and TP2 surfaces, represent even more important landward shifts in the topset breakpoint. FP1 and FP2 surfaces (Fig. 8), which occur at the foot of a delta edifice, may be interpreted in the same way (Rohais *et al.*, 2008).
(2) Basinward shifts in the topset breakpoint path due to a decrease in A/S are more difficult to detect as the sedimentary record is often preserved in the deep offshore basin, not in the delta, where only erosion should be recorded. They are recorded (in decreasing importance) by PT2 (onlap), PF2, PF1, FT2 (onlap), FT1 and TT2.

(A) Stratal architecture of the Kerinitis Delta

The geometry and hierarchy of key stratal surfaces and stratal units of the Kerinitis delta have been identified and correlated on photographic montages of major cliff sections. Delta architecture is simplified and projected onto two profiles, one NE-SW (Fig. 9) and the other NW-SE (orthogonal to the transport direction in this part of the delta, Fig. 10a). Detailed drawings of cliff sections are shown in Figures 11 to 14.
In zone 1, topsets dip and thicken toward both controlling faults. An important component of the observed southwest tilting is post-KSS11 (Fig. 9). Thickening of Kerinitis topsets across zone 1 requires a syn-sedimentary tilting of 7 to 8° toward the faults, however tilting toward the Kerinitis fault is impossible to represent correctly in the SW-NE cross section (Fig. 9b). When traced into zone 2, topsets become horizontal, thus describing a gentle anticline. The thinnest units lie at the centre of the delta

edifice at the western end of zone 2N (Fig. 9a). Creation of accommodation space was therefore minimum in the centre of the delta edifice and increased toward the faults.

All KSS in zone 1 (Fig. 9) are slightly erosive to non-erosive and separate conformable successions of fluvial topsets (KSS type TT1, Fig. 8). KSS are underlain by fine grained facies forming a less resistant interval of variable thickness (Figs 6a, b). Overlying conglomerates can have locally channelized bases. All stratal units, except SU4, SU10 and 11, are represented in zone 1. KSS are best identified in zone 2 where most topset breakpoint paths occur (Fig. 9b). The frontal part of the delta, zone 3, is dominated by thick stacked foresets of SU7 to 11. Here KSS are of type FF1 or FF2 and can show local downlap and toplap (Fig. 8). Toward the foot of the edifice in zone 3, bottomset and prodelta facies appear above and below the KSS. However, due to poor exposure, the position of the foreset-bottomset-prodelta transitions and thus KSS have frequently to be inferred (Fig. 9b).
Three distinct packages of stratal units are identified in the delta, based on the character of their internal geometries, facies and the nature of KSS. In addition, a small Proto-delta is identified below topsets in Zone 1. This foreset package is ≈ 800 m long and ≈ 30 m thick. It occurs in the Kerinitis valley close to the Pirgaki fault (Figs 2a, 5, 9a). Foreset trends indicate a progradation toward the north. Topsets of SU2 to SU3 onlap onto the package (Figs 5, 9a, 9b).

(B) **Lower delta: stratal units 1 to 3**

The Lower delta is 150 to 200 m thick (base not exposed). SU1 and SU2 (Figs 9b, 11a, b) are dominated by stacked packages of foresets limited by sub-horizontal KSS of type FF1b and FT1 (Fig. 8).
SU1 comprises a single package of northeast-dipping foresets, 65 m high, and at least 1100 m long exposed at the base of zone 1. The foresets show a toplap geometry with **KSS1** (type FF1b). This package is internally cut by erosional surfaces, locally associated with packages of bottomset to prodelta facies (Fig. 11a). These foresets are correlated with the lowest 40 m thick package of fluvial topsets in zones 1 and 2 (Fig. 9b). The topset breakpoint path would therefore be strongly convex up before passing to a long sub-horizontal toplap boundary (Fig. 9b).

SU2 is a poorly exposed, 35 m thick unit in zone 3, comprising two stacked foreset packages separated by thin topsets (with thin bioclastic limestones) whose bounding surfaces are poorly exposed and not laterally continuous (Figs 11a, b). Therefore, all these surfaces have not been interpreted as key stratal surfaces. SU2 is bounded above by **KSS2** (type FT1; Figs 11a, b). A strongly convex up topset breakpoint path is inferred for each foreset package. The SU2 topset package is 30 m thick across zones 1 and 2.

The lower part of **SU3** (Figs 9b, 11a) is dominated by fluvial topsets (up to 45 m) in zones 1, 2 and 3. No equivalent foresets are preserved as the unit is deeply incised by KSS5 of type TF2 (Figs 11c, d). The upper SU3 comprises the Aghios Andreas limestone member (Fig. 11a; T2 topset facies sub-association) which is preserved in isolated remnants below KSS5 and is up to 15.4 m thick. The base on the beach conglomerate ("b", Fig. 6d) corresponds to a surface which records a slow increase in A/S (surface "a" on Fig. 12a).
In summary, the Lower delta is dominated by vertically stacked packages of progradational foresets (SU1 and 2) overlain by fluvial and minor shallow marine (T2) topsets of SU3 in zone 3. All packages pass to stacked fluvial topsets in zone 1.

(B) **Middle delta: stratal units 4 to 9**

The Middle delta is 400 to 450 m thick and starts on KSS3, which is a non-erosional surface (TT1 to TF1), separating beds of T1 topset facies sub-association from a package some 20 m thick comprising prodelta beds and bottomsets (**SU4**, Figs 11c, d). Across KSS3 the topset breakpoint path took a landward step of more than 1 km, the most significant landward shift in the whole delta (Fig. 12a).
A landward shift in the topset breakpoint path of approximately 200 m is recorded across the erosive **KSS4**. SU5 is only preserved in zones 1 and 2. In zone 2 it is represented by 40 m high foresets that infill a 20 m incised topography (Fig. 11c, d). They are truncated above by KSS5, which is the most significant surface in the exposed delta, incising

downward toward the basin by over 120 m across zones 2 and 3 (Fig. 9). In the eastern part of zone 2, **KSS5** is sub-horizontal and locally erosive (Fig. 13a). In zone 3, where it totally cuts out SU3 (60 m), the surface presents a staircase form suggesting that the surface cut into already indurated conglomerates (Figs 11a, 11b). No palaeosols were found on or below this surface.
Across zone 1, **SU6** topsets thicken to 50 m toward the Kerinitis fault. Across zone 2 the topset breakpoint path has a shallow dip, becoming horizontal toward the northeast (Fig. 13a). At the southwest end of zone 3, SU6 is 20 m thick (Fig. 13a, b) where it terminates against the erosive **KSS6**. In detail, the SU6 topset breakpoint path comprises alternating toplap geometries and packets of gently climbing topset breakpoints (Fig. 13c). SU6 foresets downlap onto the erosive KSS5, reaching heights of 55 m, but they did not reach the shelf break of the delta.

On the SE-NW cliff face (section 2E, Figs 2a, 10a), orthogonal to the main delta construction direction, details on KSS6 show that it has a composite history (Fig. 12b). The erosive surface is wavy (wavelengths 30 to 80 m, Fig. 10a), incising by up 3 to 5 m sometimes with a staircase geometry. However, just below this surface fine grained beige facies (mainly F3a(5)) are preserved in the cusps between erosive lobes, (< 5 m in thickness) and lie in non-erosive contact on SU6 fluvial topsets (T1 sub-facies association). This fine grained facies corresponds to a prodelta facies association, implying that their base records a major increase in A/S (surface "b", Fig. 12b) that predates the erosive surface (Fig. 10a; surface "c", Fig. 12b).
Across KSS6 the topset breakpoint path steps landward by over 200 m. **SU7** foresets build out (downlap) across the KSS6 and KSS5 surfaces (type TF2) and cross the shelf break on KSS5 to reach heights of over 250 m (Fig. 13a). Like SU6, the SU7 topset breakpoint path comprises alternating toplap and aggradational geometries and climbs gently toward the northeast following a convex up path (Fig. 13d). SU7 has a thickness of up to 80 m in zone 3 thinning to 30 m (zone 2N). From this point toward the southeast (across zones 2W and 1) SU7 topsets thicken to 90 m toward the controlling faults (Fig. 9b).

At the southeast end of zone 2E (Fig. 9) the upper 20 m of SU7 topsets) record both wave and fluvial processes (T3 facies sub-association; Figs 6g, 13b). The planar base of this package (Fig. 13d) therefore records a small to modest increase in A/S (identified by Dart *et al*., 1994 their Fig. 8b; surface "a" on Fig. 12c).
On the NW-SE cliff face, **KSS7** has the same composite character as KSS6 (Fig. 10a). The upper erosional surface (surface "c"; Fig. 12c) is undulose with wavelengths of 40 to 80 m, and erosive by up to 5 m. It cuts down into the T3 topsets of SU7 (Fig. 13a). The same fine grained beige prodelta facies association is preserved in cusps below, lying in non-erosive contact on T3 topsets. The base of these prodelta beds records an abrupt increase in A/S (surface "b", Fig. 12c). These features again indicate that the erosive surface "c" (Fig. 12c) post-dates the major increase in A/S (see discussion). The lobate character of the erosion surfaces (surfaces "c", Figs 12b, c) may be related to local erosional processes at the foot of prograding foresets.

SU8 is characterised by topsets (Fig. 9b) that thicken considerably across zone 1 (up to 100 m) and high foresets (Figs 10a, 14a, b) in zone 3 (foreset maximum height: 260 m). However, in zone 2N (Fig. 9a) the unit is only 30 m thick (Figs 14c, d, e). The topset breakpoint path has a very shallow dip passing northeast-ward to a toplap geometry (convex-up geometry).

SU9 is very similar to SU8 (maximum foreset height of 353 m; Figs 9b, 14a, b), however, its upper part has been eroded by KSS11 (base of the younger Kolokotronis delta). Although its topset breakpoint path geometry cannot be fully defined, foreset height implies that the topset breakpoint path is convex-up with a high aggradational component. On zone 2E, **KSS8** and **KSS9** are associated with small-scale local erosion.

(B) **Upper delta: stratal units 10 and 11**

SU10 foresets (height 300 m) terminate upward with clear toplap geometry onto **KSS10** (Figs 9b, 14a) and curve downward into long sub-horizontal bottomsets that can be traced northward (about 1300 m) across the Kato Fteri horst (Fig. 10b), terminating against the East Kato Fteri Fault (Fig. 2a). The thin

overlying topset package (20 m) is correlated with **SU11** foresets that are preserved in small outliers on the front of the delta (Fig. 10b). SU11 is insufficiently preserved to define its character but seems to record a weak late subsidence. The ESE-WNW cliff forming the northern limit of the delta provides a longitudinal section through SU10 and SU11, both of which show a dome-like form (Fig. 10b), typical of a transverse cut through a curved delta front (e.g. Gawthorpe *et al.*, 2003).

The **KSS11** surface is the erosive base of the younger Kolokotronis Gilbert delta (Fig. 9a).

(A) **Delta evolution and controls**

The relative role of controlling parameters, in particular local and regional tectonic subsidence, eustasy, climate and sediment flux have been investigated in 3D simulations of delta and fan deposition in rift basins (Hardy & Gawthorpe, 1998; Ritchie *et al.*, 1999; Allen & Densmore, 2000; Hardy & Gawthorpe, 2002; Gawthorpe *et al.*, 2003; Ritchie *et al.*, 2004a and b). Other more specific studies compare the geometries observed in zone 3 of the Kerinitis delta to 2D numerical simulations (Hardy *et al.*, 1994; Muto & Steel, 1997; Hardy & Gawthorpe, 1998; Uličný *et al.*, 2002; Rohais, 2007). It is generally agreed that the Kerinitis delta (and other giant Gilbert deltas in the Corinth rift) was strongly controlled by a high rate of tectonic subsidence in the hangingwall of active normal faults associated with high sediment supply. The Kerinitis delta stacking pattern is here interpreted in terms of the superposition of a eustatic signal on a high rate of tectonic subsidence. During Early to Middle Pleistocene time glacio-eustatic cyclicity changed from dominant cycles of 40 kyrs to cycles of 100 kyrs ("Middle Pleistocene Transition"; Berger & Jansen, 1994; Head & Gibbard, 2005). During an average 100 kyrs cycle sea level variation was on average 100 m, with a rapid sea level rise (20 kyrs) and a slow sea level fall (80 kyrs). Figure 15a shows that when tectonic subsidence rate is high (0.75 to 1.2 m/ka), accommodation space can be created even during eustatic sea level fall. Eustatic rises correspond to very rapid transgressions across the delta top (KSS, Fig. 15b), while eustatic maxima and sea level falls correspond to deposition of stratal units (Fig. 15c). Surfaces similar to the key stratal unit of the Kerinitis delta are reproduced in numerical models by increasing A/S either by (a) increasing A at constant S (Hardy & Gawthorpe 1998; Gawthorpe *et al.*, 2003) or (b) by abruptly decreasing S at constant A (Hardy *et al.*, 1994). When accommodation space is always being created ($A \geq 0$), little or no sub-aerial erosion can occur. Therefore, the position and significance of any erosive surface must be examined closely and interpreted from first principles.

In discussions on delta controls it is often assumed that sediment supply (S) remains constant. Under the particular conditions of the Corinth rift, S was controlled mainly by climatic variations and therefore can be directly linked to the eustatic signal. The numerical models of Allen & Densmore (2000) show that sediment flux from a single uplifting footwall fault block is influenced by both variations in fault displacement and by climatic variations. However, the model's consequent river catchment is restricted to the immediate footwall of the normal fault and therefore is very sensitive to footwall uplift and thus to fault displacement variations. Pleistocene rivers supplying the Corinth rift deltas were antecedent with lengths of >40 km and hence had large catchment basins. Sediment and water flux in these rivers would therefore reflect regional tectonics and climatic variations and would be relatively insensitive to local fault displacement variations. While regional tectonics can be assumed to be constant (regional uplift, subsidence), climate cycles require careful consideration. Mediterranean river discharge and erosion power during Quaternary climatic cycles is the subject of active debate as full glacial conditions were probably not established in the circum-Mediterranean region (Head & Gibbard, 2005; Hughes *et al.*, 2006a, b; Labeyrie, 2006). Recent studies suggest that under the more probable peri-glacial conditions, precipitation, river discharge and thus sediment supply during glacial periods were higher than during drier interglacial periods (Hughes *et al*, 2006b; Hughes *et al.*, 2007). Leeder *et al.* (1998) focus on the influence of climate on sediment supply and runoff. Their results also indicate that there would be an enhanced sediment supply and runoff (compared to the present day) during glacial times which were characterised by a cool, wet, winter climate. Therefore, in the

Corinth rift A/S would decrease during a glacial period (with peri-glacial conditions) due to both a decrease in A and a complementary increase in S (Fig. 15a). More local variation of sediment supply, due to lobe switching, could also have an effect on local A/S. Lobe switching is an autocyclic variation that requires high precision dating not yet available in the Corinth rift.

Is the cyclicity recorded in the stratal architecture of the Kerinitis delta tectonic (fault activity) or eustatic in origin? Using previous age estimates for Corinth deltas, it is reasonable to infer that the Kerinitis delta was deposited during a period of 500-800 kyrs (Ford *et al.*, 2007; Rohais *et al.*, 2007b). The duration of each of the 11 SU-KSS cycles would therefore be between 40 and 100 kyrs which is a reasonable duration for fourth and fifth order Quaternary glacio-eustatic cycles. Superimposing this eustatic signal on the subsidence of a growing fault provides a coherent model for the observed delta evolution. For comparison, if the cyclicity are considered to be tectonic in origin, identifying the non-negligable Quaternary eustatic signal becomes problematical. While more precise dating of the delta is required to truely understand controlling factors, the SU stacking pattern is interpreted as eustatic in origin. Cyclicity in other stacked coarse grained deltas has been studied in detail. For example, stacked deltas deposited in the hangingwall of the Loreto fault (Baja California, Mexico) have been dated using interlayered tuff deposit, which provide an estimated average duration for each cycle of 14.1 ±8.6 kyrs (Mortimer *et al.*, 2005). This cyclicity, is too short to be attributed to glacio-eustatic fluctuations and it is therefore interpreted to record cyclic fault activity (Mortimer *et al.*, 2005).

Based on the changing character of the Kerinitis stratal units and key stratal surfaces, three stages in the growth of the main delta are identified and interpreted in terms of S and A, which combines eustatic signal and tectonic subsidence. The eustatic and climatic signals were in phase and are recorded in the stacked stratal units and key stratal surfaces, while accommodation space was created mainly by fault throw. The three stages of delta growth record the initiation, growth and death of the normal fault system.

(B) **The Proto-delta**

The Proto-delta is most logically correlated with the history of the Kerinitis delta and not with the underlying Lower group, which is dominantly fluvial in character. Its location and its semi-circular morphology indicates that it was deposited by the antecedent Kerinitis river on the relay ramp that preceded the Kerinitis fault. This early relay ramp would have record the initiation of subsidence. The bathymetry during very early delta growth (protodelta) was low (about 30 m).

There was a very important basinward shift between the end of Proto-delta and the beginning of the Lower delta recording the only unequivocal negative A in the delta edifice, probably due to eustatic signal (Fig. 16). The onlap and draping of the Proto-delta remnant by SU2 and SU3 records the gradual increase in A during deposition of the Lower delta (Figs 17a, b).

(B) **The Lower delta (SU1 to 3)**

The progradational stacking pattern of the Lower delta records an A/S between 0 and 1 (Hardy *et al.*, 1994; Ritchie *et al.*, 2004b). Low tectonic subsidence would allow high frequency eustatic variations to be recorded in the vertical stacking of progradational foreset packages with thin associated topsets as seen in SU1 and SU2. The overlying SU3 requires a relative increase in A even if S increases.

The low A, followed by an increasing A records the early growth of the controlling normal fault system (Figs 17b, 18a). The landward shift in the topset breakpoint path of more than 1 km across the KSS3 is considered as the transition from Lower delta to Middle delta, when A increased abruptly. The Aghios Andreas limestone member, which immediately underlies this surface, is interpreted to record the initiation of this major transgression.

(B) **The Middle delta (SU4 to 9)**

Within each SU from SU5 to SU8 the topset breakpoint path is convex-up, recording a transition from aggradation-progradation to progradational, recording the maximum and the falling stage of a eustatic cycle (Fig. 15). This is particularly well illustrated in SU6 and SU7. Across each KSS the topset breakpoint path jumps landward by between 57 m and 215

m recording a rapid sea level rise. At the top of SU7 the beginning of the increase in A/S is recorded in T3 topset facies sub-association.
The topset breakpoint paths of SU4 to SU9 are vertically stacked in the centre of the delta, reflecting the overall aggradational character of the delta on the largest scale (Fig. 17a). Topsets double in thickness toward the faults. The upper Middle delta was partly removed by incision on the KSS11 unconformity. However, the inferred topset breakpoint path of SU9 requires a thick aggradational topset package, recording an increase in tectonic subsidence. SU9 therefore represents the phase of maximum activity on the controlling normal fault system (Figs 17a, 18b). Even if there were an increase in S during deposition of the Middle delta, an increase of A (with respect to that of the Lower delta) is necessary to produce the observed stacking pattern.

(B) **The Upper delta (SU10 and SU11)**

Upper delta geometries indicate that accommodation space was no longer being created (A=0), thus forcing coarse grained deposits to prograde out into the basin as subhorizontal bottomsets while creating a by-pass surface on the delta top. Abrupt cessation of activity on the Pirgaki-Mamoussia fault system (Figs 17b, 18c) seems the most likely cause, possibly coupled with an increase in S. Sometime before 700 ka fault activity began on the Helike fault further north (McNeill & Collier, 2004), coinciding with the death of the Pirgaki-Mamoussia fault system. Fault activity thus migrated north.
The KSS11 erosive surface, which cuts down by up to 116 m (Fig. 9a), marks the stratigraphic limit (Fig. 3) between the Middle and Upper groups. It records a fall in relative sea level postdating abandonment of the Pirgaki-Mamoussia fault. KSS11 is itself overlain by the younger Kolokotronis delta that built toward the northwest. Accommodation space for this delta, which has hardly any topsets, was created by erosion and by limited younger activity on the Kerinitis fault, which has recorded seismic activity as recently as 2004 (Pacchiani, 2006).

(A) **Discussion**

(B) **Significance of erosion surfaces**

In high subsidence basins erosion surfaces should be interpreted with caution as sequence stratigraphic models are difficult to apply. This is well illustrated by two types of erosional surfaces found in the Kerinitis delta, which are, submarine in origin.
An exceptional major erosion suface, the **KSS5**, cuts downward toward the basin by over 120 m, across zones 2 and 3 (Figs 9b, 11a, 17a). If KSS5 were to correspond to a major relative fall of sea level, it could only be proved if deposits corresponding to a forced regression could be identified under the present Gulf. In this case, erosion would have been subaerial, implying a total cessation of tectonic subsidence on the normal fault system, during a complete eustatic sea level fall, of over 100 m. This seems highly unlikely in a rapidly opening rift. For comparison, fault cyclicity on scale of 14 ka has been suggested by Mortimer *et al.* (2005). In addition, no palaeosols were found below the erosion surface to indicate subaerial exposure. This surface is therefore unlikely to have been created by subaerial erosion but rather, records an extraordinary submarine erosion, either due to incision of the drowned delta front (submarine canyons, Prior *et al.*, 1981; Prior *et al.*, 1982; Brooks & Ferentinos, 1984; Ferentinos *et al.*, 1988; Prior & Bornhold, 1989, 1990; Lykousis *et al.*, 2007) or by gravitational collapse of the delta front, probably induced by seismic activity (Lykousis *et al.*, 2007).
A second type of local erosion surface is identified on KSS6 and KSS7 (Figs 10a, 12). Cuspate erosion surfaces (surface “c”; Fig. 12) cut down into prodelta beds underlying large foreset packages. It is proposed that these surfaces record local erosion due to emplacement processes at the base of prograding foresets. They are therefore autocyclic erosional surfaces that postdate the major increase in A/S. It has been shown that hyperpycnal flows are able, in some cases, to erode even in the distal part of the basin (Mulder & Syvitski, 1995). Following these arguments, erosion on KSS4 may also be submarine.
Figure 12 clearly show that erosion on certain KSS is minor, local, and postdates the increase in A/S, which is recorded by prodelta facies above fluvial topsets. The composite nature of the KSS as recorded in these rare outcrops, is usually masked as the final emplacement of foresets erodes fine prodelta facies association.

Erosion thus appears more significant than it truly is and, if a sequence stratigraphic model were used, may be interpreted to predate transgression. For example, TF2 and FF2 surfaces (Fig. 8) have been described as composite downlap/truncation surfaces by Dart *et al.* (1994) because, according to these authors, the landward shift in the topset breakpoint path is preceded by an erosive event.

Nevertheless, subaerial erosion may have occurred for short periods of time on the Kerinitis delta top. For example, toplap surfaces such as KSS1, KSS10, and within SU2 may record some subaerial erosion or simply non-deposition of topsets.

(B) **Stratigraphic implications**

In this paper, the stratal geometries and facies of the Kerinitis delta have been described while avoiding the use of sequence stratigraphic terminology because key sequence stratigraphic surfaces that define systems tracts of a depositional sequence (such as sequence boundaries and transgressive surfaces) are difficult to identify and correlate. Stratal geometries and stacking patterns strongly suggest that accommodation space was nearly always created albeit at different rates. Under these conditions, key sequence stratigraphic surfaces related to sea level fall either do not develop due to the absence of prolonged sub aerial exposure and fluvial incision (no incised valley criteria), or they develop only locally and cannot be easily correlated. There is no evidence in the main delta for abrupt basinward stepping of sedimentary facies due to forced regression. Therefore, classical sequence stratigraphic models that assume cyclical base level rise and fall must be applied with caution and must be substantiated or modified based on careful data analysis, as well demonstrated by other studies (Miall, 1997; Posamentier & Allen, 1993, 1999; Posamentier & James, 1993; Catuneanu, 2002).

The Kerinitis delta is dominated by large scale prograding and aggrading topset and foreset packages that mainly record the infilling of available accommodation space during the regressive episode of each eustatic cycle. It is thus very difficult to identify the precise position of the sequence boundary in relation to normal regression (relative sea-level stillstand mainly due to the tectonic subsidence).

Hardy & Gawthorpe (1998) and Gawthorpe *et al.* (2003) demonstrate by numerical modelling that under high subsidence conditions, the most practical surfaces to correlate are maximum flooding surfaces, which are readily identifiable. In this, they agree with Galloway's approach (1989) that defines "genetic stratigraphic sequences" as transgressive-regressive cycles bounded by maximum flooding surfaces.

Based on the detailed analyses of stratal architecture and facies presented in this paper, it is reasonable to propose that the SU of the Kerinitis delta represent regressive cycles and that each KSS is a composite boundary that includes a maximum flooding surface (as demonstrated on KSS3, 6, and 7). Rare transgressive surfaces and transgressive depositis are preserved (T2 and T3). The lack of transgressive surfaces and deposits may be related to either limited initial development of these facies or to their poor preservation conditions. Considerinig the context of constant creation of A, the former possibility is considered more likely. As discussed above no assumptions can be made regarding the significance of erosion surfaces under high subsidence conditions.

(B) **Delta initiation**

Gilbert-delta growth requires (1) high sediment supply, (2) high water flux, and (3) high creation of accommodation space (Postma, 1990). However, these three parameters do not explain how Gilbert-deltas initiate. In numerical and conceptual models of Gilbert delta growth, the creation of an adequate initial bathymetry and topography for the deposition of true foresets has been problematical. Solutions can be divided into two groups.

Postma (1990) uses a significant basinward dip of the depositional slope (minimum 3°) . Similar basinward slopes have been proposed by other authors (Ritchie *et al.* 1999; 2004a, b). Gawthorpe & Hardy (2002) model delta initiation above an extensional fault propagation fold, giving the basinward slope, which is later cut by the upward propagating fault.

Another group of authors envisages the creation of a marked step in the submarine slope to facilitate early foreset deposition. In

their numerical model, Uličný *et al.* (2002) propose a delay between the onset of subsidence (on a normal fault) and the onset of sediment supply, which creates an "initial bathymetry". In their conceptual model, Colella (1988a, b, c) and Gawthorpe & Colella (1990) show an early foreset package deposited directly against the controlling normal fault, while Ori *et al.* (1991) propose that an early synthetic normal fault created the initial abrupt increase in bathymetry.

The presence of the Kerinitis Proto-delta implies that there was little delay between the onset of subsidence and the onset of sediment supply. Inheritance of an initial bathymetry is therefore unnecessary for this delta (in contrast to the Evrostini delta; Rohais *et al.*, 2008). The model proposed by Colella (1988a, b, c) and Gawthorpe & Colella (1990) is unlikely to occur because foresets cannot be disconnected from the sediment source by a normal fault. There is no evidence for secondary syn-sedimentary faults in the Kerinitis river valley to create early accommodation as required in the model of Colella (1988a, b, c), Gawthorpe & Colella (1990) or Ori *et al.* (1991).

The initial Kerinitis delta was probably deposited on an unbreached relay ramp (see below) with a shallow basinward dip, similar to models proposed by the first group of authors (Postma, 1990; Ritchie *et al.*, 1999; 2004a, b; Gawthorpe & Hardy, 2002). After the major fall in base level following deposition of the Proto-delta, bathymetry began to increase again during deposition of the Lower delta. The sub-horizontal topset breakpoint paths in the Lower delta (SU1 and SU2) record a low and gradual rate of creation of accommodation (Figs 16, 17b). As the delta records essentially vertical stacking of conglomeratic stratal units and as the proportion of fine grained facies is very low, the distal part of the basin was never filled and gradually deepened with time, thus allowing foreset heights to increase to over 353 m.

(B) **Fault history**

The life span of the Pirgaki-Mamoussia fault system, recorded by the Kerinitis delta and its neighbouring deltas is estimated as 500-800 kyrs. This is considerably longer than the 100 kyrs to 300 kyrs estimated by Leeder (2007) for Corinth faults. The three phase delta history is here related to the initiation, growth and death of this controlling fault system. Early displacement on the fault was slow, thus allowing high frequency base level cyclicity to be recorded by strongly progradational foreset packages. A pronounced increase in A occurred some time toward the end of SU3. A similar history of initial low subsidence followed by an increase in subsidence on a single fault array has been documented on the Rangitaiki Fault in the Whikatane Graben New Zealand (Taylor *et al.*, 2004) where it is shown that acceleration of fault slip coincides with linkage of fault segments. Numerical models by Gupta *et al.* (1998) demonstrate that, as strain becomes concentrated onto a smaller number of large faults, their rate of displacement increases under constant regional extension. Similar histories have been documented in the North Sea (McLeod *et al.*, 2000; Cowie *et al.*, 2005) and the Gulf of Suez (Sharp *et al.*, 2000). These studies all indicate that linkage is a geologically “rapid” process (Cowie *et al.*, 2007). This coincides with the observation that A increased early in the Kerinitis delta history between the Lower and Middle delta. It is proposed that the Kerinitis fault breached the relay ramp toward the end of the Lower delta deposition, thus linking the Pirgaki and Mamoussia faults and allowing extension on the fault system to accelerate during the Middle delta.

The abrupt cessation of activity on the Pirgaki-Mamoussia fault system probably occurred when activity transferred northward onto the Helike fault sometime in the early Middle Pleistocene. The Pirgaki-Mamoussia fault block has been uplifted since that time in the footwall of the Helike fault. This northward migration of fault activity in the Corinth rift has been noted by several authors (e.g. Ori, 1989; Jackson, 1999) and has been explained as strain localisation as strain increases (Goldsworthy & Jackson 2001).

CONCLUSIONS

The Kerinitis delta is a footwall-derived, Gilbert-type fan delta, deposited by a fixed point source antecedent river. The course of the Kerinitis river in the footwall of the Pirgaki-Kerinitis faults must have been stable since at least the Early Pleistocene. Facies associations describe a complete Gilbert-type fan delta profile, from proximal delta top

coarse-grained fluvial deposits (topset facies association), through a conglomeratic foreset facies association, a transitional bottomset facies association, to a distal, fine-grained prodelta facies association. Locally preserved facies indicate that the delta built into a marine basin during at least part of its history.

The stratal architecture is composed of 11 SU bound by 11 KSS. KSS record a landward shift of the topset breakpoint path. SU are mainly characterised by the convex up curve of the topset breakpoint path. KSS5 is an exceptional surface recording submarine erosion.

Based on this detailed study of facies and stratal architecture, the three main phases of delta evolution are related to the development of the controlling fault system while the SU-KSS packages were controlled by eustatic cyclicity. The Lower delta, dominated by progradational SU, records low A/S on the young fault system with initially slow displacement that increased abruptly due to an increase in fault displacement as the Kerinitis fault linked the Pirgaki to the Mamoussia fault. The Middle delta records the maximum activity of the normal fault system. The Upper delta records a cessation of activity on the normal fault system. Even with variable S, A must increase from the Lower to Middle delta and decrease abruptly from the Middle to Upper delta. Termination of activity on the Pirgaki-Mamoussia fault system probably coincided with initiation of activity on the Helike fault to the North. The Kerinitis delta is an exceptional example of complete delta growth, from shallow foresets in the Proto-delta to a giant Gilbert delta built into a progressively deepening basin.

The present lack of time control constrains potential interpretations of this delta. A reasonable life span for the Kerinitis delta of 500-800 kyrs in the Early to early Middle Pleistocene is compatible with (1) the initiation and slip rate on the Helike fault, (2) Pleistocene eustatic variations and (3) correlation with the neighbouring Vouraikos delta (Malartre *et al.*, 2004; Ford *et al.*, 2007). Systematic dating using palynological and magnetostratigraphic methods will continue to improve age constraints in the Corinth Rift and its deltas in particular.

Based on this detailed data set, numerical modelling will allow quantification of variations in sediment supply, subsidence and eustasy. Lateral correlation of the depositional histories of four giant Gilbert-deltas (Kerinitis, Vouraikos, Platanos, Evrostini) will constrain lateral changes in the value of A and S within the rift. These results show that the south flank of the Corinth rift is an ideal research zone for further analysis of Quaternary surface processes and climate.

Acknowledgements

This work was funded by French research funding agencies (INSU, ANR, CNRS). N. Backert was supported by a French Ministery of Education Research doctoral grant. We thank our colleagues Sébastien Rohais, Ed Williams, David Jousselin, Sylvain Bourlange, Phillip Gibbard, Brigitte Urban and Danièle Groshény for fruitful discussions. We are grateful to Mariano Marzo, David Uličný, Guy Plint, Miguel López Blanco and an anonymous reviewer for their constructive remarks and helpful advice on earlier versions of the paper. CRPG publication Number 1952.

REFERENCES

Allen, P.A. and **Densmore, A.L.** (2000) Sediment flux from an uplifting fault block, *Basin Res.*, **12,** 367-380.

Barattolo, F. (1991) Chapter 22 - Mesozoic and Cenozoic Marine Benthic Calcareous Algae with Particular Regard to Mesozoic Dasycladaleans. In: *Calcareous Algae and Stromatolites* (Ed R. Riding), pp. 504-540. Springer-Verlag, Berlin.

Berger, W.H. and **Jansen, E.** (1994) Mid-Pleistocene climate shift: the Nansen connection. In: *The Polar Oceans and their Role in Shaping the Global Environment* (Ed Johannessen et al.), *AGU Geophysical Monograph.*, **85,** 295-311.

Bernard, P., Lyon-Caen, H., Briole, P., Deschamps, A., Boudin, F., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Lemeille, F., Patau, G., Billiris, H., Paradissis, D., Papazissi, K., Castarède, H., Charade, O., Nercessian, A., Avallone, A., Pacchiani, F., Zahradnik, J., Sacks, S. and **Linde, A.** (2006) Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *Tectonophysics*, **426,** 7-30.

Bouma, A.H. (1962) *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation.* Elsevier, Amsterdam, 168 pp.

Bourgeois, J. and **Leithold, E.L.** (1984) Wave-worked conglomerates - depositional processes and criteria for recognition. In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (Eds E.H. Koster and R.J. Steel), *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **10,** 331-343.

Bridge, J.S. (2003) *Rivers and floodplains. Forms, processes and sedimentary record.* Blackwell Publishing, 491 pp.

Brooks, M. and **Ferentinos, G.** (1984) Tectonics and sedimentation in the Gulf of Corinth and the Zakynthos and Kefallinia channels, Western Greece. *Tectonophysics*, **101,** 25-54.

Catuneanu, O. (2002) Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *J. Afr. Earth Sci.*, **35,** 1-43.

Cheel, R.J. and **Leckie, D.A.** (1993) Hummocky cross stratification. *Sedimentology Review*, **1,** 103-122.

Chough, S.K. and **Hwang, I.G.** (1997) The Duksung fan delta, SE Korea: growth of delta lobes on a Gilbert-type topset in response to relative sea-level rise. *J. Sed. Res.*, **67,** 725-739.

Colella, A. (1988a) Fault-controlled marine Gilbert-type fan deltas. *Geology*, **16,** 1031-1034.

Colella, A. (1988b) Pliocene-Holocene fan deltas and braid deltas in the Crati Basin, southern Italy: a consequence of varying tectonic. In: *Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (Eds W. Nemec and R.J. Steel), pp. 50-74. Blackie and Son, Glasgow and London.

Colella, A. (1988c) Gilbert-type fan deltas in the Crati Basin (Pliocene-Holocene, southern Italy). In: *International Workshop on Fan Deltas. Calabria, Italy 1988. Excursion Guidebook* (Ed A. Colella), pp. 19-77.

Colella, A., De Boer, P.L. and **Nio, S.D.** (1987) Sedimentology of a marine intermontane Pleistocene Gilbert-type fan delta complex in the Crati Basin, Calabria, southern Italy. *Sedimentology*, **34,** 721-736.

Coleman, J.M. (1981) *Deltas. Processes of deposition of models for exploration.* Burgess Publ. Comp., 124 pp

Collier, R.E.L. and **Dart, C.J.** (1991) Neogene to Quaternary rifting, sedimentation and uplift in the Corinth Basin, Greece. *J. Geol. Soc. London*, **148,** 1049-1065.

Collinson, J.D., Mountney, N.P. and **Thompson, D.B.** (2006) *Sedimentary Structures - Third Edition*. Terra Publishing, England, 292 pp.

Collinson, J.D. and **Thompson, D.B.** (1982) *Sedimentary Structures*. George Allen and Unwin, London, 194 pp.

Cowie, P.A., Roberts, G.P. and **Mortimer, E.** (2007) Strain localization within fault arrays over timescales of 10^0-10^7 years. In: *Tectonic faults. Agents of change on a dynamic Earth* (Eds M.R. Handy, G. Hirth and N. Hovius), pp. 47-77. The MIT Press, Cambridge, Massachusetts.

Cowie, P.A., Underhill, J.R., Behn, M.D., Lin, J. and **Gill, C.** (2005) Spatio-temporal evolution of strain accumulation derived from multi-scale observations of Late Jurassic rifting in the northern North Sea: A critical evaluation of models for lithosphere extension. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **234,** 401-419.

Dart, C.J., Collier, R.E.L., Gawthorpe, R.L., Keller, J.V.A. and **Nichols, G.** (1994) Sequence stratigraphic of (?)Pliocene-Quaternary synrift, Gilbert-type fan deltas, northern Peloponnesos, Greece. *Mar. Petrol. Geol.*, **11,** 545-560.

De Martini, P.M., Pantosti, D., Palyvos, N., Lemeille, F., McNeill, L. and **Collier, R.** (2004) Slip rates of the Aigion and Eliki Faults from uplifted marine terraces, Corinth Gulf, Greece. *CR Acad. Sci. Paris*, **336,** 325-334.

Dingle, R.V. (1977) The anatomy of a large submarine slump on a sheared continental margin (SE Africa). *J. Geol. Soc. London*, **134,** 293-310.

Dorsey, R.J. and **Umhoefer, P.J.** (2000) Tectonic and eustatic controls on sequence stratigraphy of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **112,** 177-199.

Doutsos, T. and **Piper, D.J.W.** (1990) Listric faulting, sedimentation, and morphological evolution of the Quaternary eastern Corinth rift, Greece: First stages of continental rifting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **102,** 812-829.

Doutsos, T., Piper, G., Boronkay, K. and **Koukouvelas, I.K.** (1993) Kinematics of the Central Hellenides. *Tectonics*, **12,** 936-953.

Dunham, R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of Carbonate Rocks* (Ed W.E. Hamm), *AAPG Mem., **1,*** 108-121.

Eyles, N. (1987) Late Pleistocene debris-flow deposits in large glacial lakes in British Columbia and Alaska. *Sed. Geol.*, **53,** 33-71.

Fayol, H., Launey, L. and **Meunier, S.** (1886) *Lithologie et stratigraphie. Etude sur le terrain houiller de Commentry.* Bulletin de la Société de l'Industrie Minérale, **15,** 543 pp.

Ferentinos, G., Papatheodorou, G. and **Collins, M.B.** (1988) Sediment transport processes on an active submarine fault escarpment: Gulf of Corinth, Greece. *Mar. Geol.*, **83,** 43-61.

Fernandez, J. and **Guerra-Merchan, A.** (1996) A coarsening upward megasequence generated by a Gilbert-type fan-delta in a tectonically controlled context (Upper Miocene, Guadix-Baza Basin, Betic Cordillera, southern Spain). *Sed. Geol.*, **105,** 191-202.

Flores, R. (1990) Transverse and longitudinal Gilbert-type deltas, Tertiary Coalmont formation, North Park Basin, Colorado, USA. In: *Coarse-Grained Deltas* (Eds A. Colella and D.B. Prior), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **10,** 223-233.

Flügel, E. (2004) *Microfacies of carbonate rocks.* Springer-Verlag, Berlin, 976 pp.

Ford, M., Williams, E.A., Malartre, F. and **Popescu, S.M.** (2007) Stratigraphic architecture, sedimentology and structure of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece. In: *Sedimentary Processes, Environments and Basins. A tribute to Peter Friend* (Eds G. Nichols, E. Williams and C. Paola), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **38,** 49-90.

Galloway, W.E. (1989) Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bull.*, **73,** 125-142.

Galloway, W.E. and **Hobday, D.K.** (1983) *Terrigenous clastic depositional systems. Applications to petroleum, coal and uranium exploration.* Springer Verlag, 423 pp.

Garcia-Garcia, F., **Fernandez, J.**, **Viseras, C.** and **Soria, J.H.** (2006) Architecture and sedimentary facies evolution in a delta stack controlled by fault growth (Betic Cordillera, southern Spain, late Tortorian). *Sed. Geol.*, **185,** 79-92.

Garcia-Mondéjar, J. (1990) Sequence analysis of a marine Gilbert-type delta, La Miel, Albian Lunada Formation of northern Spain. In: *Coarse-Grained Deltas* (Eds A. Colella and D.B. Prior), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **10,** 255-269.

Gawthorpe, R.L. and **Colella, A.** (1990) Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. In: *Coarse-Grained Deltas* (Eds A. Colella and D.B. Prior), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **10,** 113-127.

Gawthorpe, R.L., Fraser, A.J. and **Collier, R.E.L.** (1994) Sequence stratigraphy in active extensional basins: implications for the interpretation of ancient basin-fills. *Mar. Petrol. Geol.*, **11,** 642-658.

Gawthorpe, R.L. and **Hardy, S.** (2002) Extensional fault-propagation folding and base level change as controls on growth strata geometries, *Sed. Geol.,*
146, 47-56.

Gawthorpe, R.L., Hardy, S. and **Ritchie, B.** (2003) Numerical modelling of depositional sequences in half-graben rift basins. *Sedimentology*, **50,** 169-185.

Ghisetti, F. and **Vezzani, L.** (2004) Plio-Pleistocene sedimentation and fault segmentation in the Gulf of Corinth (Greece) controlled by inherited structural fabric. *CR Acad. Sci. Paris*, **336,** 243-249.

Ghisetti, F. and **Vezzani, L.** (2005) Inherited structural controls on normal fault architecture in the Gulf of Corinth (Greece). *Tectonics*, **24,** TC4016, doi: 10.1029/2004TC001696.

Gilbert, G.K. (1885) The topographic features of lake shores. *US Geol. Surv. Ann. Rep.*, **5,** 69-123.

Gilbert, G.K. (1890) Lake Bonneville. Monographs. *US Geol. Surv.*, **1,** 1-438.

Giosan, L. and **Bhattacharya, J.P.** (2005) River deltas: concepts, models, and examples. *SEPM Spec. Publ.,* **83,** 1-502.

Goldsworthy, M. and **Jackson, J.** (2001) Migration of activity within normal fault systems: examples from the Quaternary of mainland greece. *J. Struct. Geol.*, **23,** 489-506.

Guillocheau, F., Razin, P. and **Robin, C.** (2005) L'HCS : un litage ubiquiste des dépôts de crues aux dépôts gravitaires profonds. Critères de distinction. *10ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, Publ. ASF n°51,* 153.

Gupta, S., Cowie, P.A., Dawers, N.H., and **Underhill, J.R.** (1998) A mechanism to explain rift basin subsidence and stratigraphic patterns through fault array evolution. *Geology*, **26,** 595-598.

Hampton, M.A. (1972) The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *J. Sed. Petrol.*, **42,** 775-793.

Hansen, L. (2004) Deltaic infill of a deglaciated arctic fjord, east Greenland: sedimentary facies and sequence stratigraphy. *J. Sed. Res.*, **74,** 422-437.

Hardy, S., Dart, C.J. and **Waltham, D.** (1994) Computer modelling of the influence of tectonics on sequence architecture of coarse-grained fan deltas. *Mar. Petrol. Geol.*, **11,** 561-574.

Hardy, S. and **Gawthorpe, R.L.** (1998) Effects of variations in fault slip rate on sequence stratigraphy in fan deltas: Insights from numerical modeling. *Geology*, **26,** 911-914.

Hardy, S. and **Gawthorpe, R.L.** (2002) Normal fault control on bedrock channel incision and sediment supply: Insights from numerical modeling. *J. Geophys. Res.*, **107**: doi:10.1029/2001JB000166, 2002.

Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. and **Walker, R.G.** (1975) *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences.* SEPM Short Course, **2,** Tulsa, 161 pp.

Head, M.J. and **Gibbard, P.L.** (2005) Early-Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for the defining boundary. In: *Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence* (Eds M.J. Head and P.L. Gibbard), *Geol. Soc. London Spec. Publ.,* **247,** 1-18.

Hein, F.J. (1984) Deep-sea and fluvial braided channel conglomerates: a comparison of two case studies. In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (Eds E.H. Koster and R.J. Steel), *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **10,** 33-49.

Hein, F.J. and **Walker, R.G.** (1977) Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, **14,** 562-570.

Hein, F.J. and **Walker, R.G.** (1982) The Cambro-Ordovician Cap Enrage Formation, Quebec, Canada: conglomeratic deposits of a braided submarine channel with terraces. *Sedimentology*, **29,** 309-330.

Helland-Hansen, W. and **Martinsen, O.J.** (1996) Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *J. Sed. Res.*, **66,** 670-688.

Hughes, P.D., Woodward, J.C. and **Gibbard, P.L.** (2006a) Late Pleistocene glaciers and climate in the Mediterranean. *Global Planet. Change*, **50,** 83-98.

Hughes, P.D., Woodward, J.C. and **Gibbard, P.L.** (2006b) Quaternary glacial history of the Mediterranean mountains. *Prog. Phys. Geogr.*, **30,** 334-364.

Hughes, P.D., Woodward, J.C. and **Gibbard, P.L.** (2007) Middle Pleistocene cold stage climates in the Mediterranean: New evidence from the glacial record. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **253,** 50-56.

Hwang, I.G. and **Chough, S.K.** (1990) The Miocene Chunbuk Formation, southeastern Korea: marine Gilbert-type fan-delta system. In: *Coarse-Grained Deltas* (Eds A. Colella and D.B. Prior), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **10,** 235-254.

Jackson, J. (1999) Fault death: a perspective from actively deforming regions. *J. Struct. Geol.*, **21,** 1003-1010.

Jackson, C.A.L., Gawthorpe, R.L., Carr, I.D. and **Sharp, I.R.** (2005) Normal faulting as a control on the stratigraphic development of shallow marine syn-rift sequences: the Nukhul and Lower Rudeis Formations, Hammam Faraun fault block, Suez Rift, Egypt. *Sedimentology*, **52,** 313-338.

James, N.P. (1983) Reefs. In: *Carbonate depositional environment* (Ed P.A. Scholle), *AAPG Mem.*, **33,** 345-462.

Kleinhans, M.G. (2004) Sorting in grain flows at the lee side of dunes. *Earth-Sci. Rev.*, **65,** 75-102.

Labeyrie, J. (2006) Paléoclimats et mécanismes climatiques. *CR Palevol.*, **5,** 27-34.

Larsen, V. and **Steel, R.J.** (1978) The sedimentology history of a debris-flow dominated, Devonian alluvial fan - a study of textural inversion. *Sedimentology*, **25,** 37-59.

Leeder, M. (2007) Cybertectonic Earth and Gaia's weak hand: sedimentary geology, sediment cycling and the Earth system. *J. Geol. Soc. London*, **164,** 277-296.

Leeder, M.R., Harris, T. and **Kirkby, M.J.** (1998) Sediment supply and climate change: implications for basin stratigraphy. *Basin Res.*, **10,** 7-18.

Leithold, E.L. and **Bourgeois, J.** (1984) Characteristics of coarse-grained sequences deposited in nearshore, wave-dominated environements-example from the Miocene of south-west Oregon. *Sedimentology*, **31,** 749-775.

Longhitano, S.G. (2008) Sedimentary facies and sequence stratigraphy of coarse-grained Gilbert-type deltas within the Pliocene thrust-top Potenza Basin (Southern Apennines, Italy). *Sed. Geol.*, **210,** 87-110.

López-Blanco, M. (1996a) *Estratigrafía secuencial de sistemas deltaicos de cuencas de antepaís: ejemplos de Sant Llorenç del Munt, Montserrat y Roda (Paleógeno, Cuenca de antepaís surpirenaica).* Unpublished PhD Thesis, University of Barcelona, Spain.

López-Blanco, M. (1996b) Estratigrafía secuencial de sistemas deltaicos en cuencas de antepaís: ejemplos de Sant Llorenç de Munt, Montserrat y Roda (Paleógeno, cuenca de antepaís surpirenaica). *Acta Geol. Hisp.*, **31,** 91-95.

López-Blanco, M. and **Marzo, M.** (1998) 4th Day: The Roda sandstone: Transgressive-Regressive architecture of syntectonic, tidal influenced deltaic sand wedges. In: *Sedimentation and tectonics: case studies from Paleogene continental to deep water sequences of the South-Pyrenean Foreland Basin (NE Spain). 15th International Congress. Field Trip Guidebook* (Eds M. Marzo, J.A. Muñoz, J. Vergés, M. López Blanco, E. Roca, P. Arbués, X. Barberà, L. Cabrera, F. Colombo, J. SerraKiel), pp. 199-251.

Lowe, D.R. (1982) Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sed. Petrol.*, **52,** 279-297.

Lunt, I.A. and **Bridge, J.S.** (2007) Formation and preservation of open-framework gravel strata in unidirectional flows. *Sedimentology*, **54,** 71-87.

Lykousis, V., Sakellariou, D., Rousakis, G., Alexandri, S., Kaberi, H., Nomikou, P., Georgiou, P. and **Balas, D.** (2007) Sediment failure processes in active grabens: the western Gulf of Corinth (Greece). In: *Submarine mass movements and their consequences* (Eds V. Lykousis, D. Sakellariou and J. Locat), *3rd International Symposium. Advances in natural and technological hazards research*, **27,** 297-305.

Mackiewicz, N.E., Powell, R.D., Carlson, P.R. and **Molnia, B.F.** (1984) Interlaminated ice-proximal glacimarine sediments in Muir Inlet, Alaska. *Mar. Geol.*, **57,** 113-147.

Malartre, F., Ford, M. and **Williams, E.A.** (2004) Preliminary biostratigraphy and 3D geometry of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece. *CR Acad. Sci. Paris*, **336,** 269-280.

Massari, F. and **Parea, G.C.** (1990) Wave-dominated Gilbert-type gravel deltas in the hinterland of the Gulf of Taranto (Pleistocene, southern Italy). In: *Coarse-Grained Deltas* (Eds A. Colella and D.B. Prior), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **10,** 311-331.

McLeod, A.E., Dawers, N.H. and **Underhill, J.R.** (2000) The propagation and linkage of normals faults: Insights from the Strathspey-Brent-Statfjord fault array, northern North Sea. *Basin Res.*, **12,** 263-284.

McNeill, L.C. and **Collier, R.E.L.** (2004) Uplift and slip rates of the eastern Eliki fault segment, Gulf of Corinth, Greece, inferred from Holocene and Pleistocene terraces. *J. Geol. Soc. London*, **161,** 81-92.

McNeill, L.C., Cotterill, C.J., Henstock, T.J., Bull, J.M., Stafatos, A., Collier, R.E.L., Papatheodorou, G., Ferentinos, G. and **Hicks, S.E.** (2005) Active faulting within the offshore western Gulf of Corinth, Greece: implications for models of continental rift deformation. *Geology*, **33**, 241-244.

Miall, A.D. (1996) *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag, Berlin, 582 pp.

Miall, A.D. (1997) *The Geology of Stratigraphic Sequences.* Springer-Verlag, Berlin, 427 pp.

Middleton, G.V. and **Hampton, M.A.** (1976) Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: *Marine Sediment Transport and Environmental Management* (Eds D.J. Stanley and D.J.P. Swift), 197-218.

Mitchum, R.M., Vail, P.R. and **Thompson, S.** (1977) Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. In: *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration* (Ed C.E. Payton), *AAPG Mem.*, **26,** 53-62.

Morgenstern, N.R. (1967) Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. In: *Marine geotechnique* (Ed A.F. Richards), Univ. Illinois Press , 189-230.

Mortimer, E., **Gupta, S.** and **Cowie P.** (2005) Clinoform nucleation and growth in coarse-grained deltas, Loreto basin, Baja California Sur, Mexico: a response to episodic accelerations in fault displacement. *Basin Res.*, **17,** 337-359.

Mulder, T., Razin, P. and **Faugeres, J.C.** (2009) Hummocky cross-stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Basque basins (Western Pyrenees, France). *Sedimentology*, **56,** 997-1015.

Mulder, T. and **Syvitski, J.P.M.** (1995) Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *J. Geol.*, **103,** 285-299.

Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D. and **Cavanna, G.** (2003) Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Mar. Petrol. Geol.*, **20,** 733-755.

Muto, T. and **Steel, R.J.** (1997) Principles of regression and transgression: the nature of the interplay between accommodation and sediment supply. *J. Sed. Res.*, **67,** 994-1000.

Nemec, W. (1990) Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In: *Coarse-Grained Deltas* (Eds A. Colella and D.B. Prior), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **10,** 29-73.

Nemec, W. and **Steel, R.J.** (1984) Alluvial and costal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (Eds E.H. Koster and R.J. Steel), *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **10,** 1-31.

Nemec, W., Steel, R.J., Porebski, S.J. and **Spinnangr, A.** (1984) Domba Conglomerate, Devonian, Norway: process and lateral variability in a mass flow-dominated lacustrine fan-delta. In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (Eds E.H. Koster and R.J. Steel), *Can. Soc. Petrol. Geol. - Mem.,* **10,** 295-320.

Ori, G.G. (1989) Geological history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece. *Geology*, **17,** 918-921.

Ori, G.G., Roveri, M. and **Nichols, G.** (1991) Architectural patterns in large-scale Gilbert-type delta complexes, Pleistocene, Gulf of Corinth, Greece. In: *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery - Concepts in Sedimentology and Paleontology* (Eds A.D. Miall and N. Tyler), *SEPM*, **3,** 207-216.

Pacchiani, F. (2006) *Etude sismologique des failles normales actives du rift de Corinthe.*, Unpublished PhD thesis, Université Paris XI, Paris, 373 pp.

Pickering, K.T., Hiscott, R.N. and **Hein, F.J.** (1989) *Deep marine environments. Clastic sedimentation and tectonics*. Unwin Hyman, London, 416 pp.

Posamentier, H.W. and **Allen, G.P.** (1993) Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. *Sed. Geol.*, **86,** 91-109.

Posamentier, H.W. and **Allen, G.P.** (1999) *Siliciclastic Sequence Stratigraphy-Concepts and Applications*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, **7,** Tulsa, 210 pp.

Posamentier, H.W. and **James, N.P.** (1993) An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. In: *Sequence stratigraphy and facies association* (Eds H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **18,** pp. 3-18.

Postma, G. (1983) Water-escape structures in the context of a depositional model of a mass-flow dominated conglomeratic fan-delta, Abrioja Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain. *Sedimentology*, **30,** 91-103.

Postma, G. (1984) Mass-flow conglomerates in a submarine canyon: Abrioja fan-delta, Pliocene, Southeast Spain. In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (Eds E.H. Koster and R.J. Steel), *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **10,** 237-258

Postma, G. (1990) Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: *Coarse-Grained Deltas* (Eds A. Colella and D.B. Prior), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **10,** 13-27.

Postma, G., Nemec, W. and **Kleinspehn, K.L.** (1988) Large floating clasts in turbidite: a mechanism for their emplacement. *Sed. Geol.*, **58,** 47-61.

Postma, G. and **Roep, T.B.** (1985) Resedimented conglomerates in the bottomsets of Gilbert-type gravel deltas. *J. Sed. Petrol.*, **55,** 874-885.

Poulimenos, G., Zelilidis, A., Kontopoulos, N. and **Doutsos, T.** (1993) Geometry of trapezoidal fan deltas and their relationship to extensional faulting along the south-western active margins of the Corinth rift. *Basin Res.*, **5,** 179-192.

Prior, D.B. and **Bornhold, B.D.** (1989) Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta. *Sedimentology*, **36,** 1053-1076.

Prior, D.B. and **Bornhold, B.D.** (1990) The underwater development of Holocene fan deltas. In: *Coarse-Grained Deltas* (Eds A. Colella and D.B. Prior), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **10,** 75-90.

Prior, D.B., Bornhold, B.D., Coleman, J.M. and **Bryant, W.R.** (1982) Morphology of a submarine slide, Kitimat Arm, British Columbia. *Geology*, **10,** 588-592.

Prior, D.B., Wiseman, W.J. and **Gilbert, R.** (1981) Submarine slope processes on a fan delta, Howe Sound, British Columbia. *Geo-Mar. Lett.*, **1,** 85-90.

Reading, H.G. and **Collinson, J.D.** (1996) Clastic coasts. In: *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy* (Ed H.G. Reading) 3rd edn, pp. 154-231. Blackwell Science, Oxford.

Retallack, G.J. (1988) Field recognition of palesols. In: *Paleosols and weathering through geologic time: principles and applications* (Eds J. Reinhard and W.R. Sigleo), *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **216,** 1-20.

Retallack, G.J. (1990) *Soils of the past: an introduction to paleopedology.* Allen&Unwin, London, 520 pp.

Rhine (1984) Sedimentological and geomorphological reconstruction of the Late Pleistocene Athabasca fan-delta, northeast Alberta. Unpublished M.Sc. thesis, University of Calgary, Calgary, Alta., 128 pp.

Riding, R. (1991) *Calcareous Algae and Stromatolites.* Spinger-Verlag, Berlin, 571 pp.

Ritchie, B.D., Hardy, S. and **Gawthorpe, R.L.** (1999) Three-dimensional numerical modeling of coarse-grained clastic deposition in sedimentary basins. *J. Geophys. Res.*, **104,** 17,759-17,780.

Ritchie, B.D., Gawthorpe, R.L. and **Hardy, S.** (2004a) Three-dimensional numerical modeling of deltaic depositional sequence 1: influence of the rate and magnitude of sea-level change. *J. Sed. Res.*, **74,** 203-220.

Ritchie, B.D., Gawthorpe, R.L. and **Hardy, S.** (2004b) Three-dimensional numerical modeling of deltaic depositional sequences 2: influence of local controls. *J. Sed. Res.*, **74,** 221-238.

Rohais, S. (2007) *Architecture stratigraphique et flux sédimentaires sur la marge sud du golfe de Corinthe (Grèce) : Analyse de terrain, modélisations expérimentales et numériques.* Unpublished PhD thesis, Université de Rennes 1, UFR Structure et Propriétés de la Matière, Rennes, 382 pp.

Rohais, S., Eschard, R., Ford, M., Guillocheau, F. and **Moretti, I.** (2007a) Stratigraphic architecture of the Plio-Pleistocene infill of the Corinth Rift: implications for its structural evolution. *Tectonophysics*, **440,** 5-28.

Rohais, S., Eschard, R. and **Guillocheau, F.** (2008) Depositional model and stratigraphic architecture of rift climax Gilbert-type fan deltas (Gulf of Corinth, Greece). *Sed. Geol.*, **210,** 132-145.

Rohais, S., Joannin, S., Colin, J.P., Suc, J.P., Guillocheau, F. and **Eschard, R.** (2007b) Age and environmental evolution of the syn-rift fill of the southern coast of the Gulf of Corinth (Akrata-Derveni region, Greece). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **178,** 231-243.

Schlager, W. (1993) Accommodation and supply - a dual control on stratigraphic sequences. *Sed. Geol.*, **86,** 111-136.

Sébrier, M. (1977) *Tectonique récente d'une transversale à l'Arc Egéen : le Golfe de Corinthe et ses régions périphériques.*, Unpublished PhD thesis - Paris Sud Centre d'Orsay, Paris, 140 pp.

Seger, M. and **Alexander, J.** (1993) Distribution of Plio-Pleistocene and Modern coarse-grained deltas south of the Gulf of Corinth, Greece. In: *Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions* (Eds L.E. Frostick and R.J. Steel), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **20,** 37-48.

Shanley, K.W. and **McCabe, P.J.** (1994) Perspectives on the Sequence Stratigraphy of Continental Strata. *AAPG Bull.*, **78,** 544-568.

Shanmugam, G. (2000) 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective. *Mar. Petrol. Geol.*, **17,** 285-342.

Sharp, I.R., Gawthorpe, R.L., Armstrong, B. and **Underhill, J.R.** (2000) Propagation history and passive rotation of mesoscale normal faults: Implications for syn-rift stratigraphic development. *Basin Res.*, **12,** 285-306.

Stow, D.A.V. and **Shanmugam, G.** (1980) Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sed. Geol.*, **25,** 23-42.

Taylor, S.K., Bull, J.M., Lamarche, G. and **Barnes, P.M.** (2004) Normal fault growth and linkage in the Whakatane Graben, New Zealand, during the last 1.3 Myr. *J. Geophys.*

Res., **109,** B02408, doi: 10.1029/2003JB002412.
Tucker, M.E. and **Wright, V.P.** (1990) *Carbonate sedimentology.* Blackwell Scientific Publications, 482 pp.
Uličný, D. (2001) Depositional systems and sequence stratigraphy of coarse-grained deltas in a shallow-marine, strike-slip setting: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. *Sedimentology*, **48,** 599-628.
Uličný, D., Nichols, G. and **Waltham, D.** (2002) Role of initial depth at basin margins in sequence architecture: field examples and computer models. *Basin Res.*, **14,** 347-360.
van der Straaten, H.C. (1990) Stacked Gilbert-type deltas in the marine pull-apart basin of Abaran, late Serravallian-early Tortorian, southeastern Spain. In: *Coarse-Grained Deltas* (Eds A. Colella and D.B. Prior), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **10,** 199-222.
Walker, R.G. (1984) Turbidites and associated coarse clastic deposits. In: *Facies Models* (Ed R.G. Walker), Geosci. Can. Ser. I , 171-188.
Walker, R.G., Duke, W.L. and **Leckie, D.A.** (1983) Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: discussion and reply. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94,** 1245-1251.
Weimer, R.J. (1978) Deltaic and shallow marine sandstones: sedimentation, tectonics and petroleum occurrences. *AAPG Continuing Education, Course Note Series* **2,** 1-167.
Wray, J.L. (1977) *Calcareous algae - Developments in Paleontology and Stratigraphy 4*. Elsevier, Amsterdam, 185 pp.
Young, M.J., Gawthorpe, R.L. and **Sharp, I.R.** (2002) Architecture and evolution of the syn-rift clastic depositional systems towards the tip of major fault segment, Suez Rift, Egypt. *Basin Res.*, **14,** 1-23.
Zelilidis, A. and **Kontopoulos, N.** (1996) Significance of fan-deltas without toe-sets within rift and piggy-back basins: examples from the Corinth graben and the Mesohellenic trough, Central Greece. *Sedimentology*, **43,** 253-262.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1. Map of the southern coast of the Gulf of Corinth showing the distribution of pre-rift and syn-rift lithostratigraphic units. Three generations of syn-rift Gilbert-type deltas are distinguished. The principal normal faults are shown, with dip-direction and throw indicated by small ticks. The progradation directions of the principal Lower-Middle (L-M) Pleistocene Gilbert-type fan deltas are shown by large arrows. This map is based on Ghisetti & Vezzani (2004, 2005), Rohais et al. (2008) and authors' own work. Positions of figures 2a, 6h and of the cross section in Fig. 2b are shown. Abbreviations: KOL is the Kolokotronis Gilbert delta, K is Kerinia village, KF is Kato Fteri village. Inset: Tectonic map of the Aegean region showing the location of the Corinth rift and the study area. NAF (S) is the southern branch of the North Anatolian Fault. KF is the Kephalonia Fault.

Figure 2. (a) Geological map of the Kerinitis delta area based on 1:5000 mapping. The main cliff faces are labelled 1 to 3 (Zone 2 includes 4 cliffs, 2W, 2N, 2E, 2C). The Proto-delta is inferred with a semi-circle form. The inferred Quaternary Kerinitis river course implies a subsequent eastward shift in the river course. This figure shows the positions of the four stratigraphic columns detailed in Fig. 3 (A to D). Location of Figure 5 is given in the black frame. Locations of the Figures 9b and 10a are shown with black dotted lines. (b) NNE-SSW cross section through the syn-rift fill of the Pirgaki-Mamoussia fault block showing the syn-rift stratigraphy including erosional contacts between groups. The Pirgaki fault presents an estimated throw of 1475 m.

Figure 3. Syn-rift stratigraphy of the study area south of Aigion presented in four stratigraphic columns A to D, located on Figure 2a. The column (B) represents the most complete stratigraphic succession of 1624 m.

Figure 4. Simplified Gilbert-type fan delta profile showing the position of the four facies associations: topset, foreset, bottomset and prodelta. The inset shows positions of the three topset facies sub-associations. The transition from topset to foreset is represented by the "topset breakpoint".

Figure 5. Geographic location in the Kerinitis river valley of sedimentary logs presented on figures 6 and 7. The Proto-delta package is also shown, showing an onlap surface between the Proto-delta and the Lower delta.

Figure 6. Logs of key facies in the topset facies association. All logs (except (a) and (g)) represent true outcrops located on figure 5. Logs a and g are synthetic logs of inaccessible cliff faces. (a) Synthetic log through fluvial topset units of zone 1 dominated by facies G1c (facies sub-association T1; (T1a) on Fig. 9a). Stratal unit (SU) in zone 1 are dominated by the facies G1c. (b) Detailed log of fine-grained facies of T1 sub association developed at the top of stratal unit 1 (T1b on Fig. 5). Stratal unit 2 is dominated by G1c (Fig. 6a). (c) Coarse-grained topset facies dominated by G1d and with some sandstones (S1), (T1c on Figs 5 and 11b). (d) Log through the Aghios Andreas limestone member (T2 facies sub-association) and diagram of the main outcrop. Locations of Figs 6e and 6f are given. (e) Field photograph of the facies M2(1), (Table 1) organized in decimetric mounds. (f) Thin section of the facies M2(1) showing concentric micritic (stromatolite-like) laminae encrusting a core of bioclastic grainstone. *L.* indicates *Lithophyllum* red algae. (g) Synthetic log through the T3 sub-association. (h) Photograph illustrating where a similar facies sub-association is currently being deposited at the mouth of the present-day Vouraikos river (see Fig. 1 for location). See figures 5, 9a,b, 11b and 13b for location. Inset: symbols used in logs.

Figure 7. (a) Log of typical gravel dominated foreset facies association with steep sedimentary dips. (b) Log of typical bottomset facies association (c) Log of typical prodelta facies association. See figures 5, 9a and 11b for location.

Figure 8. Synoptic table presenting all possible geometries and facies juxtapositions across key stratal surfaces in a Gilbert type fan delta. For the sake of clarity, the bottomset facies association and the prodelta facies association are regrouped under the name "prodelta".

Figure 9. (a) Panorama of the whole SW-NE Kerinitis river section showing selected KSS

and SU of the Kerinitis delta and the overlying Kolokotronis delta. This panorama does not include the lower 25% of the cross section in b. The most westerly point on the cliff of zone 2N lies very close to the core of the delta edifice while the cliffs of zone 1 and 3 lie close to the Kerinitis fault. Locations of various figures are indicated. Some topset breakpoint paths are indicated with black dotted lines. Note the changes in orientation between cliff 2E and 3. (b) Synthetic NE-SW cross section through the Kerinitis delta showing the key stratal surfaces and stratal units. This figure, located on Fig. 2a, projects average unit thicknesses and positions of topset breakpoint paths onto a single cross section that is at a high angle to the Pirgaki fault but runs parallel to the Kerinitis fault and passes close to the centre of the delta. Any cross sectional representation of the complex 3D delta architecture requires considerable simplification because strata are tilted (up to 18°) and can also thicken toward controlling faults. Note that geometries have been simplified. For example, SU5 to SU7 geometries are those observed in Zone 2N, however these units thicken and dip toward the Kerinitis fault (Zone 3; see Figs 13 and 14). SU2 and SU3 onlap onto the Proto-delta.

Figure 10. (a) Synthetic NW-SE cross section through the centre of the eastern Kerinitis delta parallel to the Pirgaki fault and roughly orthogonal to the delta building direction. The erosive character of many of the KSS can be seen as well as the position of the topset breakpoint paths of SU6 and 7. This figure is located on Fig. 2a. (b) Panorama of the northern front of the Kerinitis delta (SU10 and 11) as exposed on the NW-SE cliff section (looking toward the SW). SU10 foresets show a dome-like trace similar to that produced in models of Gawthorpe *et al.* (2003). The younger Kolokotronis delta lies unconformably above the Kerinitis delta. Displacement on the West Kato Fteri fault, using the base of SU10, is estimated at 37 m. Abbreviations: WKaFF is the West Kato Fteri fault, EKaFF is the Est Kato Fteri fault (Fig. 2a).

Figure 11. Stratal architecture in the Lower delta and very early Middle delta (SU1 to SU4) showing KSS geometries (in boxes, see figure 8) and facies associations (in circles, see Table 2). (a) Stratal geometry of SU1 to SU3 in zone 3. SU1 shows a progradational stacking pattern. SU2 comprises stacked progradational units separated by thin topset facies including rare limestones (packstone). SU3 topsets, including the Aghios Andreas limestone member (black), are incised by KSS5, which shows a staircase profile. Position of figure 13a is shown. (b) Field photograph of the area interpreted in a. Locations of logs presented in Figs. 6c, 6d, 7a and 7c are indicated. (c) Lowest exposures in zone 2E showing KSS5 incising into SU4. A small normal fault cuts SU5 (N172-60E). Palaeocurrent data indicate that the SU4 Gilbert-delta built toward N044°E, away from the viewer. Location of figure 11d is given by the black frame. (d) Field photograph of the central part of c. Inset: location of figures a and c.

Figure 12. Analysis of the composite character of the boundaries KSS3, KSS6 and KSS7. a) Simplified NW-SE/SW-NE cross section of KSS3 correlating two outcrops (shown in detail in Figs 11a, c). An initial increase in A/S is recorded by the beach conglomerate (surface "a") at the base of the Aghios Andreas limestone member, which is assumed to pass landward into fluvial topsets (Fig. 6d, Table 2). A major landward shift of 1 km of the topset breakpoint path occurs across the surface "b", which juxtaposes prodelta facies association and the small SU4 Gilbert-delta above fluvial topsets. The overlying KSS5 represents a later and separate major erosional event that cuts out most of SU4. A simplified scheme is shown below, to illustrate the composite history recorded by KSS3. Surface "a" marks a slow increase in A/S during which the Aghios Andreas limestone was deposited, while surface "b" records the main abrupt increase in A/S (deepening). b) Analysis of the composite character of KSS6. This boundary comprises a surface "b" corresponding to the base of the prodelta packages lying conformably on T1 topset facies sub-association (Fig. 10a) and a surface "c" which is erosive and has a undulating form that preserves the prodelta beds in cusps below and foresets of SU7 above. A simplified scheme explains that the composite KSS6 records an abrupt and important increase in A/S on "b" and later sub-aqueous erosion on "c" that occurred at the base of depositing foresets c) Analysis of the composite nature of KSS7 correlating outcrops illustrated in Figs 10a and 13a. The wave-

influenced T3 sub-association lies conformably on T1 (surface "a") recording a small increase in A/S. The surface "b" juxtaposes prodelta beds (Fig. 10a) conformably on top of T3 topset beds. The surface “c” is a wavy erosional surface with foresets of SU8 above. An interpretative scheme illustrates that surface "a" records a slow increase in A/S, surface “b” records an abrupt and important increase in A/S (maximum deepening) and surface “c” represents a local sub-aqueous erosion at the base of foresets. Inset: abbreviations used throughout the figure. See Table 2 for details of facies and sub-facies associations.

Figure 13. Middle Kerinitis delta stratal architecture (SU6 and SU7), KSS geometries (in boxes, see figure 8) and facies associations (in circles, see Table 2). (a) Sketch of cliff in zone 3 showing stacking pattern of topsets and foresets of SU6 and SU7 above the erosive KSS5. Each SU records initial aggradation-progradation evolving to strong progradation. The T3 topset package lies at the top of SU7. Positions of figures 13b, c and d and Fig. 14a are shown. (b) Field photograph of the cliff interpreted in a, located in Fig. 9a. Location of log on Fig. 6g is shown. (c) Detailed sketch of SU6 (located in a) showing the composite nature of the topset breakpoint path. Within the foresets, sub-horizontal dips record slumping or backset beds. (d) Detailed sketch of SU7 (located in a) showing topset facies sub-associations, the topset breakpoint path and stratal geometries. Surface "a" corresponds to a slow increase in A/S (Fig. 12c). Inset: location of figure a.

Figure 14. Late Middle and Upper Kerinitis delta stratal architecture (SU7 to SU11), KSS geometries (in boxes, see figure 8) and facies associations (in circles, see Table 2). (a) SU7, 8, 9 and 10 in zone 3 composed of thick foreset beds in aggradation-progradation to pure progradation stacking pattern. KSS10 represents a toplap surface which limited SU10 foresets. Figure 14c is located on the top left corner. The black frame locates the backset bedding structure. (b) Field photograph of figure a. (c) Zone 2 of the Kerinitis delta showing the “amphitheatre” like 3D-morphology. This figure shows how KSS can be laterally correlated from zone 1 to zone 2E. Fluvial channel morphologies are mainly observed at the top of SU5 and SU6. Figures d and e are located with a black dashed frame. (d) Close up of the middle of the “amphitheatre” showing foreset and topset beds. Note that the outcrop lies at right angle to the main foreset dip direction. (e) Field photograph illustrating the centre of the delta (cliffs 2N and western part of zone 2E) where packages are thinnest. Inset: location of figures a and c.

Figure 15. (a) Simplified graph representing the evolution of accommodation space during two eustatic cycles (typical from Quaternary, that means a period of 100 kyrs and an amplitude of 100 m) and varying sea level. This eustatic variation is superimposed on the throw on a normal fault to give the green curve of cumulative accommodation space through time. Increasing and decreasing river discharge and sediment supply controlled by glacial and interglacial climates respectively are also indicated. (b) Simplified stacking pattern of two stratal units (SU) and their key stratal surfaces (KSS) that would be deposited during the cycles represented in (a). (c) Position on the accommodation curve of the SU and KSS shown in (b). A-P indicates the zone of the curve with a rate leading to a aggradation-progradational stacking pattern. P indicates the zone corresponding to a progradational stacking pattern. Inset: symbols used in (b).

Figure 16. Diagram tracing the migration (horizontal distance) of the topset breakpoint path during the growth of the Kerinitis delta. The vertical axis represents the relative thickness of the successive SUs. The three steps of the Kerinitis delta evolution (shown in colour) are clearly marked by different behaviour of the topset breakpoint path. At the end of Proto-delta, a basinward shift of at least 1750 m of the topset breakpoint path is recorded. The Lower delta records high frequency long horizontal topset breakpoint paths, including landward shifts of great amplitude. The transition between the Lower and Middle delta is marked by the landward shift of the topset breakpoint of more than 1 km (KSS3). The Middle delta is characterised by convex topset breakpoint paths (SU5 to SU9). Landward shifts have smaller amplitude (approx. 250 m). The SU9 topset breakpoint path is assumed to have a greater dip than older SU. The Upper delta presents a planar

topset breakpoint path (SU10) due to the toplap surface followed by a low dip in SU11.

Figure 17. (a) Three stage evolution model for the Kerinitis delta represented on a synthetic NE-SW cross section. The Lower delta is illustrated by green colours, the Middle delta by blue colours and the Upper delta by orange colours. Position of the Proto-delta and its geometrical relationship with SU2 and SU3 are shown. (b) Table with the main characteristics of the three stages of building of the Kerinitis fan delta and controls on rate of creation of accommodation.

Figure 18. Simplified cross sections representing the relationship between the three stage evolution of the Kerinitis delta and normal fault activity. (a) The Lower delta (green colours) was deposited during the slow early growth of the normal fault system. Under these conditions of relatively low A, SUs can record high frequency eustatic variations. (b) The Middle delta SUs (blue colours) each record progradation-aggradation followed by a strong progradational stacking pattern with the last SU characterised by a stronger aggradational component. Landward shifts of the topset breakpoint are of lower amplitude and are vertically stacked. The Middle delta records high activity on normal fault system, increasing through time. (c) The Upper delta SUs (orange colours) record pure progradation followed by weak aggradation-progradation. This stage corresponds to an abrupt decrease in A linked with the cessation of activity on the normal fault system. Inset: legend of the symbols used.

Table 1. Summary table giving descriptions, interpretations and sedimentary processes for the nineteen facies of the Kerinitis sedimentary system. Facies abbreviations: G = conglomerates, S = sandstones, F = siltstones and claystones, M = dominantly calcareous facies.

Table 2. Facies associations corresponding to different processes and depositional environments. The topset facies association is divided into a fluvial (T1), a shallow marine to brackish sub-association (T2, Aghios Andreas limestone member) and a transitional environment with fluvial and marine influences (T3). Facies which are restricted to a specific facies association are in bold character.

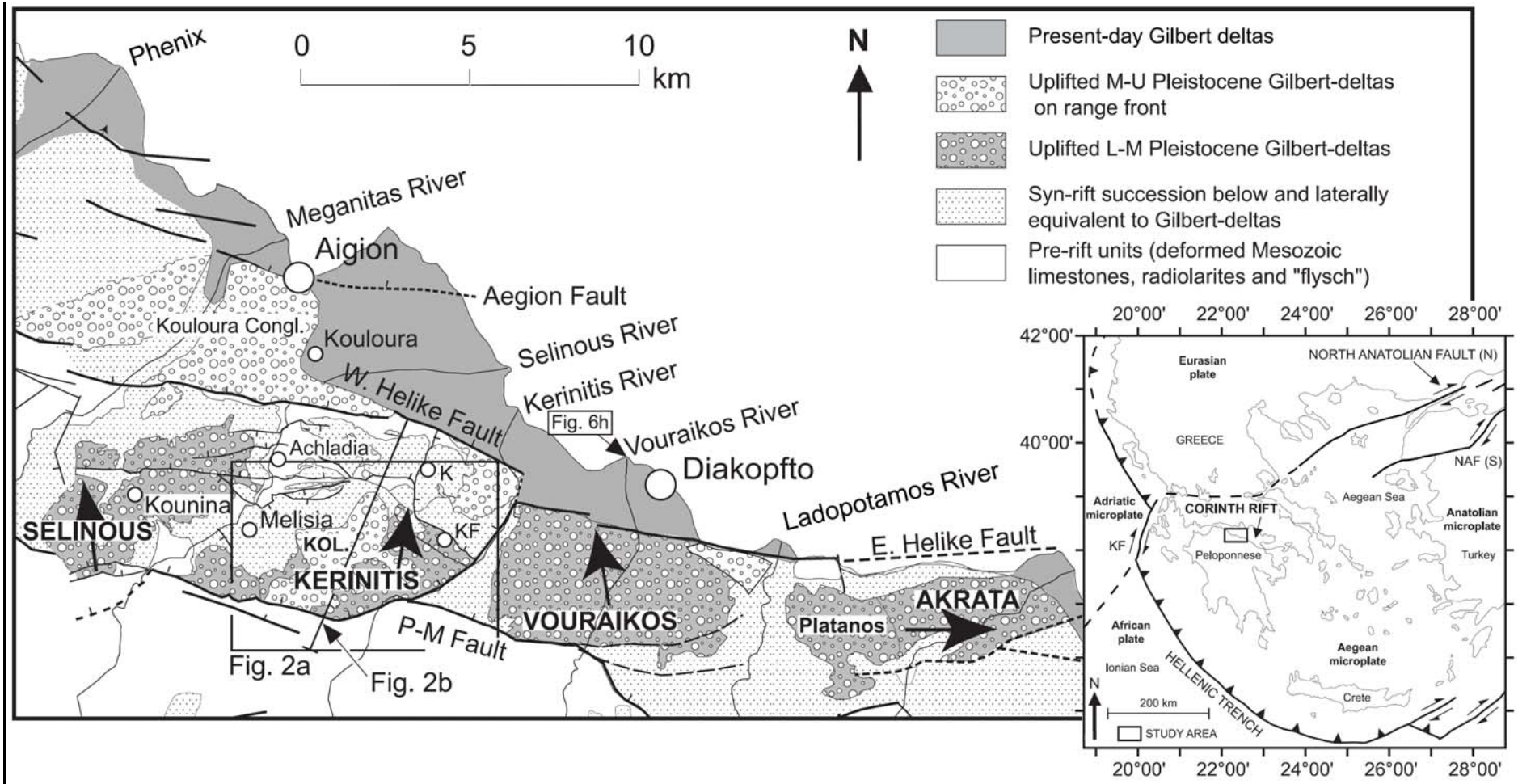

Phenix
0
5
10
km
N
Present-day Gilbert deltas
Uplifted M-U Pleistocene Gilbert-deltas on range front
Uplifted L-M Pleistocene Gilbert-deltas
Syn-rift succession below and laterally equivalent to Gilbert-deltas
Pre-rift units (deformed Mesozoic limestones, radiolarites and "flysch")
Meganitas River
Aigion
Aegion Fault
Kouloura Congl.
Kouloura
Selinous River
Kerinitis River
W. Helike Fault
Fig. 6h
Vouraikos River
Diakopfto
Achladia
K
Kounina
Melisia
KF
SELINOUS
KOL.
KERINITIS
VOURAIKOS
Ladopotamos River
E. Helike Fault
AKRATA
Platanos
P-M Fault
Fig. 2a
Fig. 2b
20°00'
22°00'
24°00'
26°00'
28°00'
42°00'
40°00'
Eurasian plate
NORTH ANATOLIAN FAULT (N)
GREECE
NAF (S)
Adriatic microplate
CORINTH RIFT
Aegean Sea
Anatolian microplate
KF
Peloponnese
Turkey
African plate
Aegean microplate
Ionian Sea
HELLENIC TRENCH
Crete
200 km
STUDY AREA

FIGURE 1

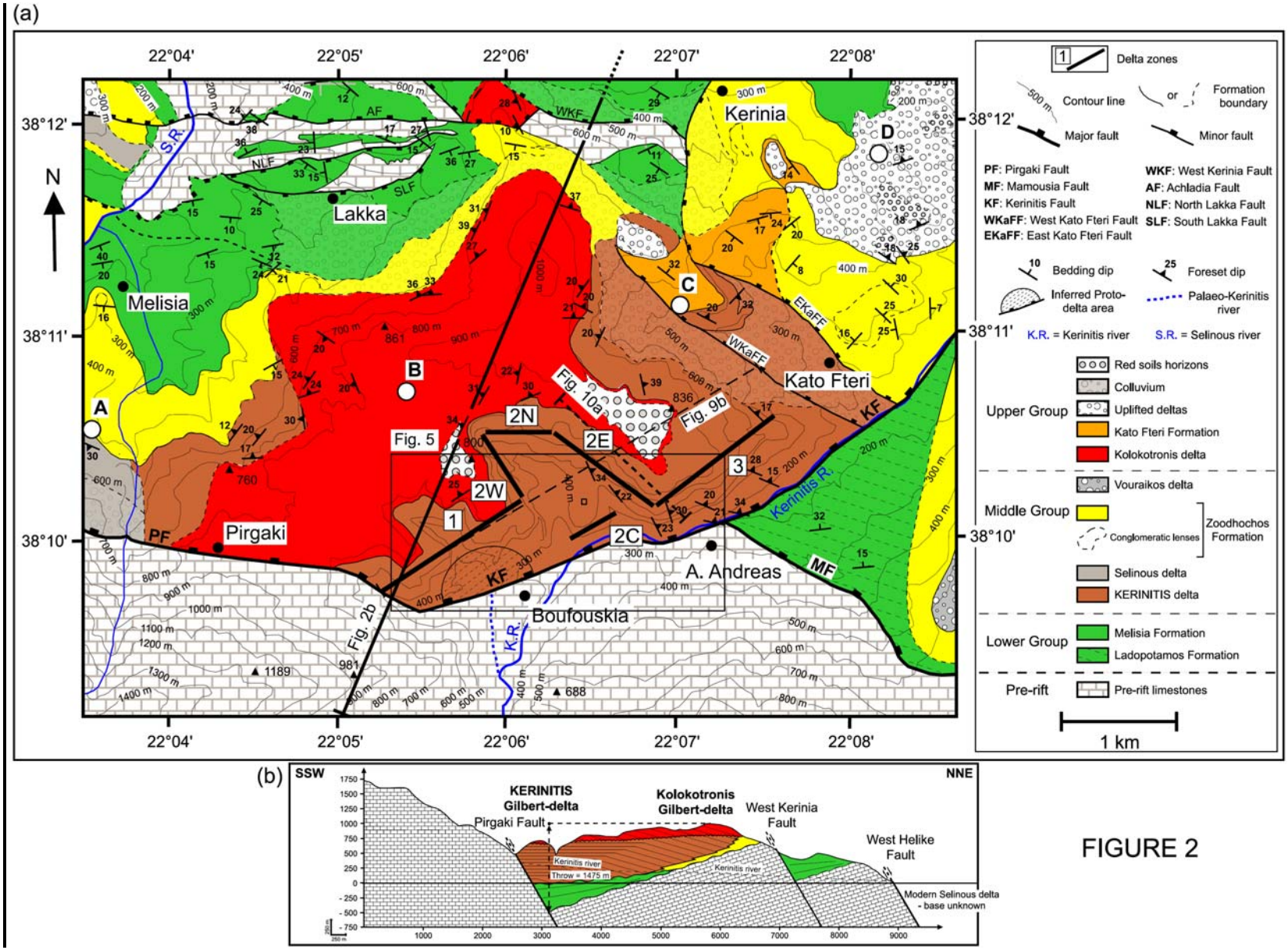

(a)
22°04'
22°05'
22°06'
22°07'
22°08'
38°12'
38°11'
38°10'
N
Kerinia
Lakka
Melisia
Pirgaki
Boufouskia
A. Andreas
Kato Fteri
A
B
C
D
Fig. 5
Fig. 2b
Fig. 9b
Fig. 10a
2N
2E
2W
2C
1
3
PF
KF
MF
WKF
AF
NLF
SLF
EKaFF
WKaFF
S.R.
K.R.
Kerinitis R.
1 km
Delta zones
Contour line
or
Formation boundary
Major fault
Minor fault
PF: Pirgaki Fault
MF: Mamousia Fault
KF: Kerinitis Fault
WKaFF: West Kato Fteri Fault
EKaFF: East Kato Fteri Fault
WKF: West Kerinia Fault
AF: Achladia Fault
NLF: North Lakka Fault
SLF: South Lakka Fault
Bedding dip
Foreset dip
Inferred Proto-delta area
Palaeo-Kerinitis river
K.R. = Kerinitis river
S.R. = Selinous river
Upper Group
Red soils horizons
Colluvium
Uplifted deltas
Kato Fteri Formation
Kolokotronis delta
Middle Group
Vouraikos delta
Conglomeratic lenses
Zoodhochos Formation
Selinous delta
KERINITIS delta
Lower Group
Melisia Formation
Ladopotamos Formation
Pre-rift
Pre-rift limestones
(b)
SSW
NNE
KERINITIS Gilbert-delta
Kolokotronis Gilbert-delta
Pirgaki Fault
West Kerinia Fault
West Helike Fault
Kerinitis river
Throw = 1475 m
Modern Selinous delta - base unknown

FIGURE 2

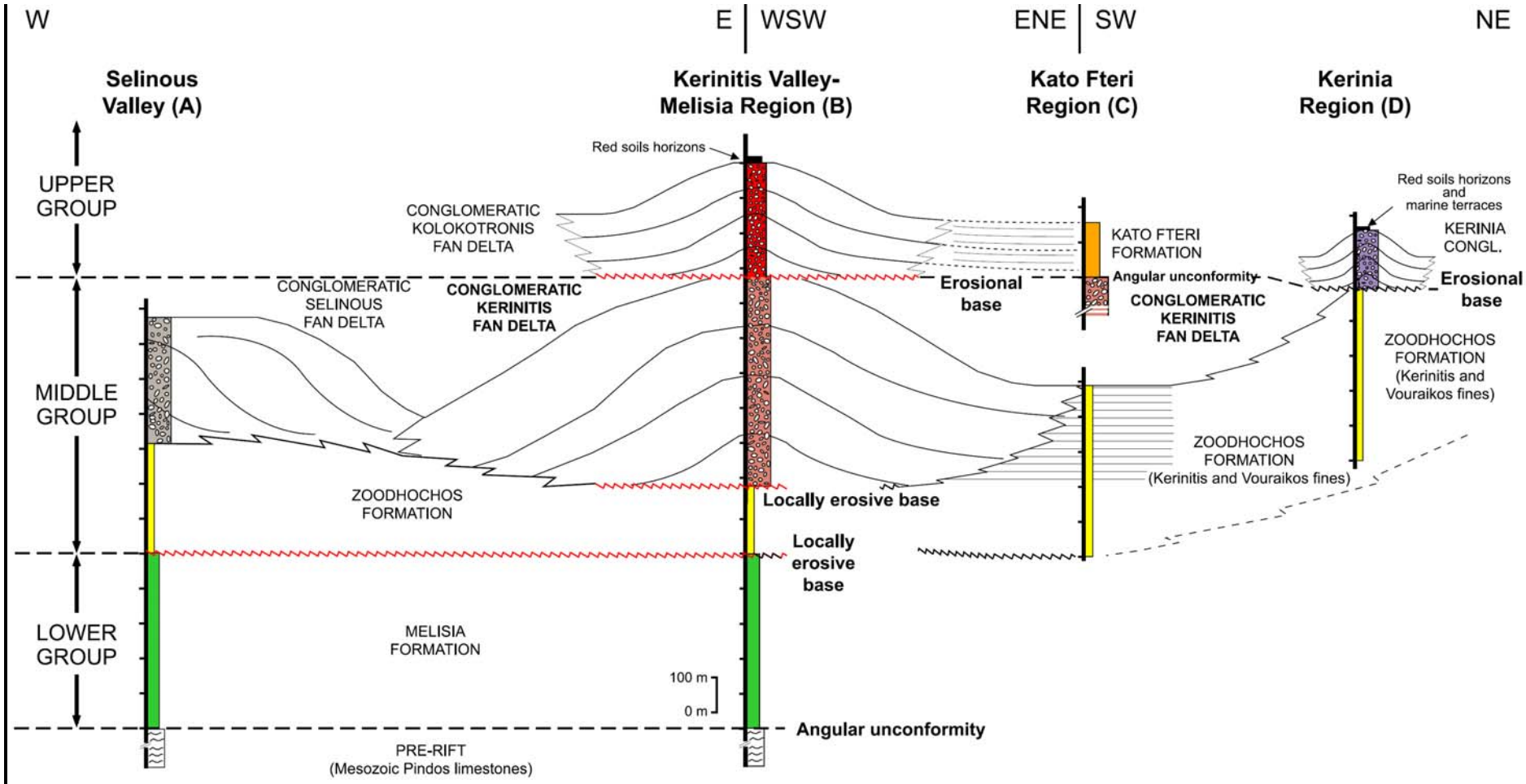

W
E
WSW
ENE
SW
NE
Selinous Valley (A)
Kerinitis Valley-Melisia Region (B)
Kato Fteri Region (C)
Kerinia Region (D)
UPPER GROUP
MIDDLE GROUP
LOWER GROUP
Red soils horizons
CONGLOMERATIC KOLOKOTRONIS FAN DELTA
CONGLOMERATIC SELINOUS FAN DELTA
CONGLOMERATIC KERINITIS FAN DELTA
KATO FTERI FORMATION
Angular unconformity
Erosional base
CONGLOMERATIC KERINITIS FAN DELTA
Red soils horizons and marine terraces
KERINIA CONGL.
Erosional base
ZOODHOCHOS FORMATION (Kerinitis and Vouraikos fines)
ZOODHOCHOS FORMATION
ZOODHOCHOS FORMATION (Kerinitis and Vouraikos fines)
Locally erosive base
Locally erosive base
MELISIA FORMATION
100 m
0 m
Angular unconformity
PRE-RIFT (Mesozoic Pindos limestones)

FIGURE 3

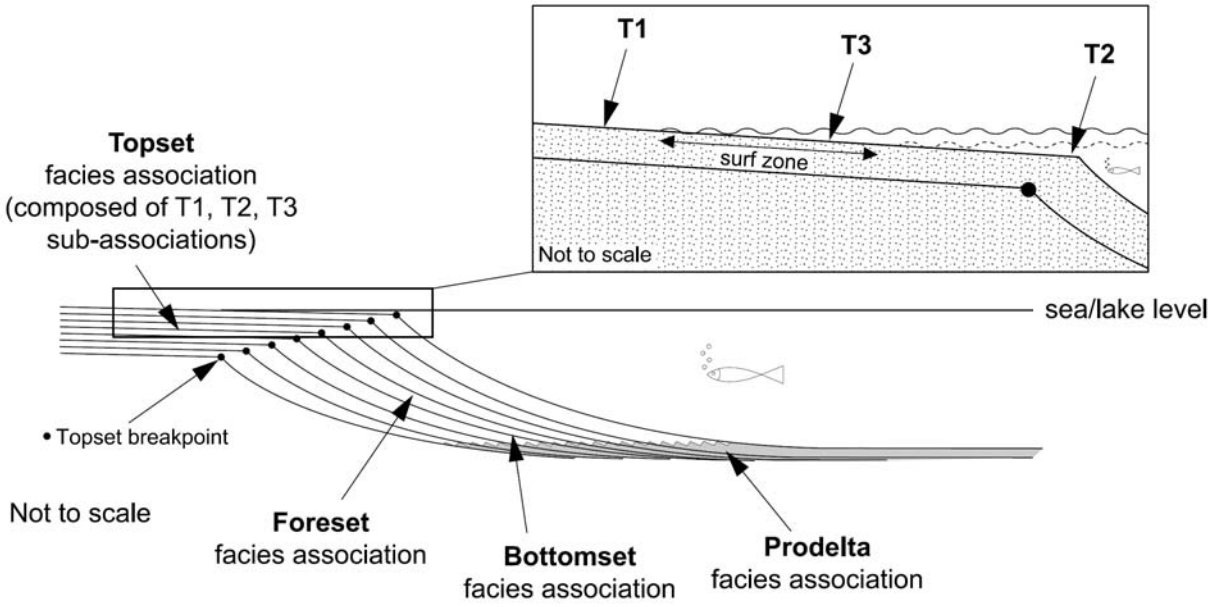

T1
T3
T2
surf zone
Not to scale
Topset
facies association
(composed of T1, T2, T3
sub-associations)
sea/lake level
• Topset breakpoint
Not to scale
Foreset
facies association
Bottomset
facies association
Prodelta
facies association

FIGURE 4

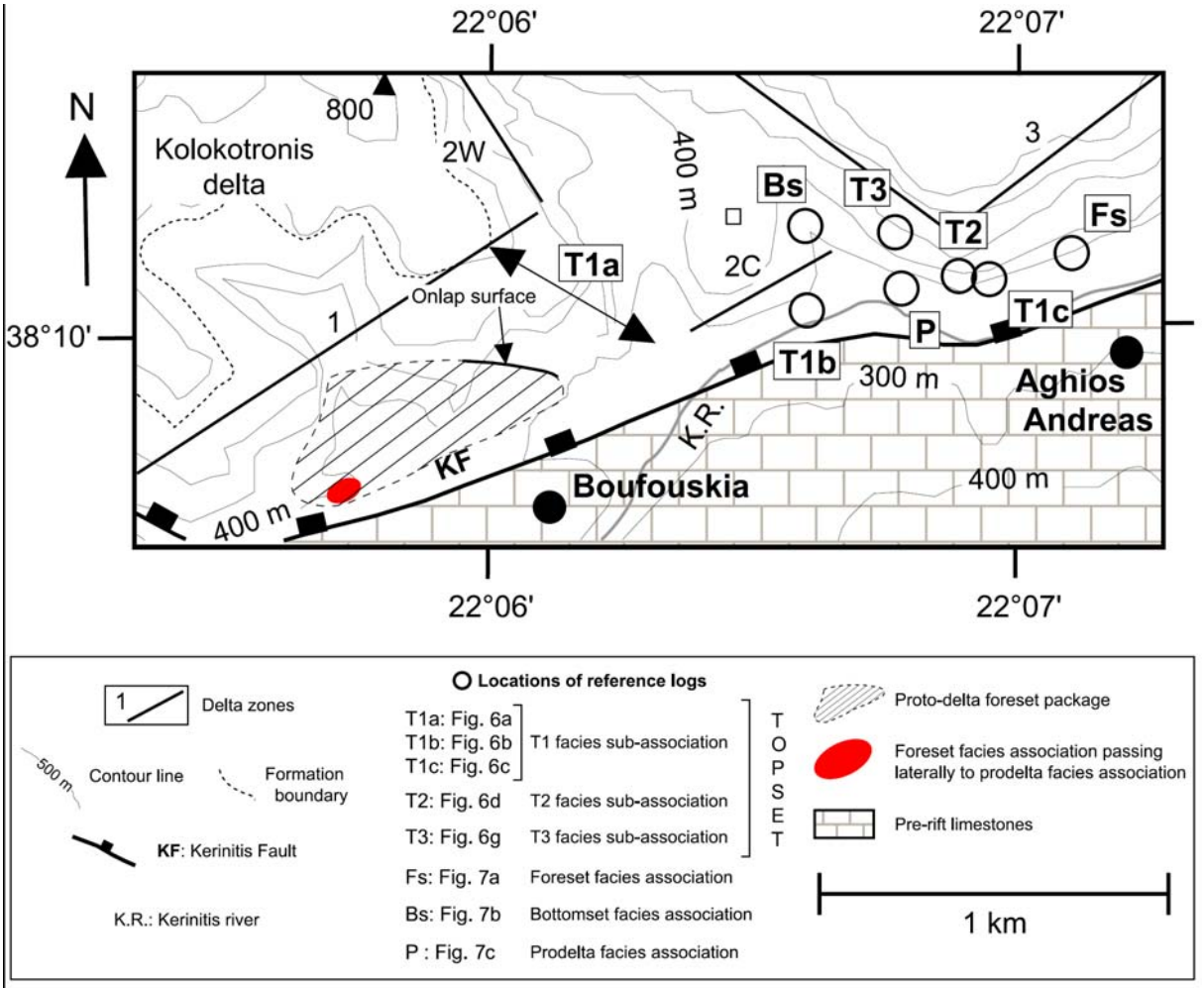

22°06'
22°07'
N
800
2W
Kolokotronis
delta
400 m
Bs
T3
T2
Fs
3
T1a
2C
Onlap surface
1
38°10'
T1c
P
T1b
300 m
Aghios
Andreas
K.R.
KF
Boufouskia
400 m
400 m
22°06'
22°07'
1
Delta zones
Locations of reference logs
T1a: Fig. 6a
T1b: Fig. 6b
T1c: Fig. 6c
T1 facies sub-association
T2: Fig. 6d
T2 facies sub-association
T3: Fig. 6g
T3 facies sub-association
TOPSET
Proto-delta foreset package
Foreset facies association passing laterally to prodelta facies association
Pre-rift limestones
500 m
Contour line
Formation boundary
KF: Kerinitis Fault
K.R.: Kerinitis river
Fs: Fig. 7a
Foreset facies association
Bs: Fig. 7b
Bottomset facies association
P : Fig. 7c
Prodelta facies association
1 km

FIGURE 5

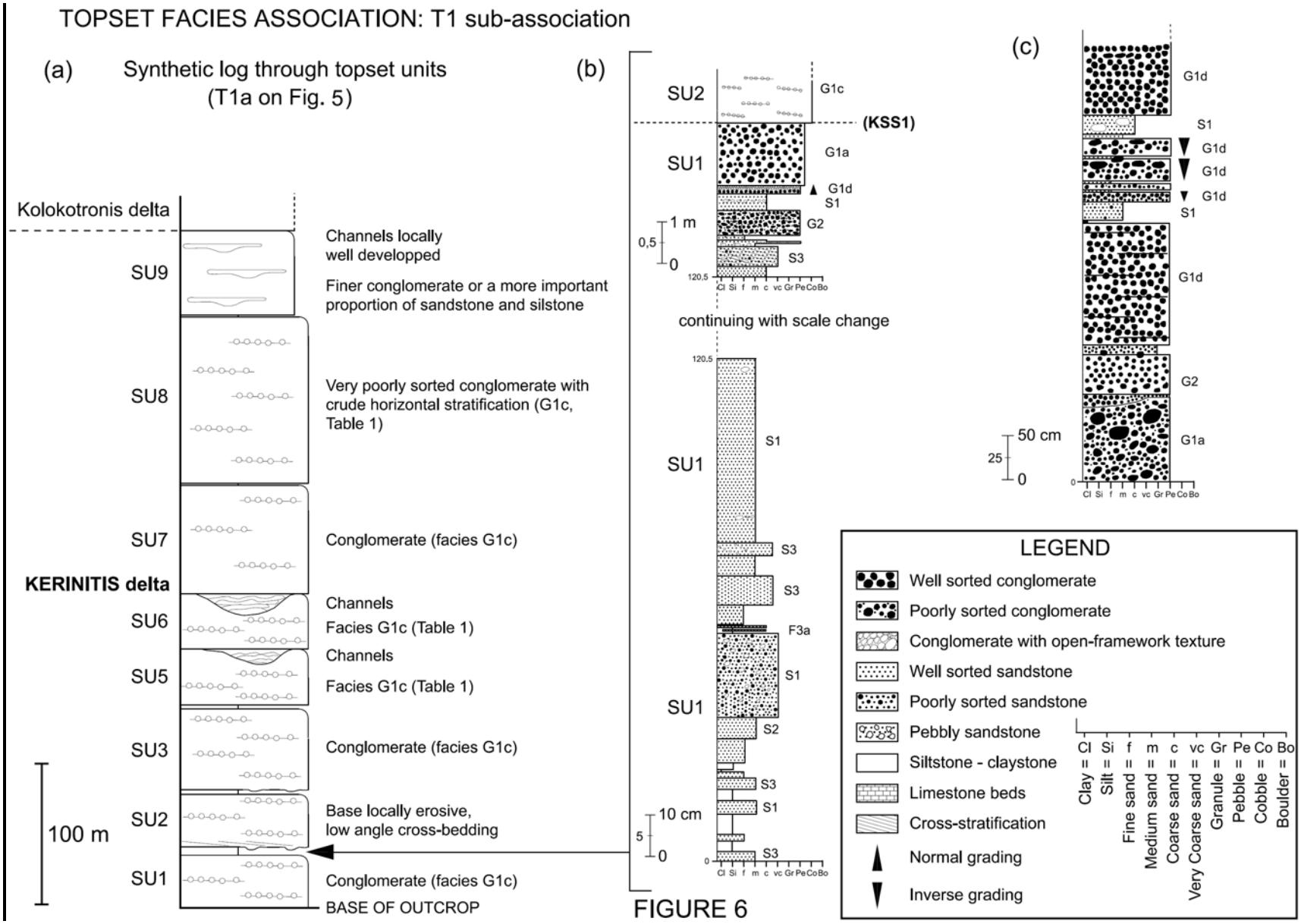
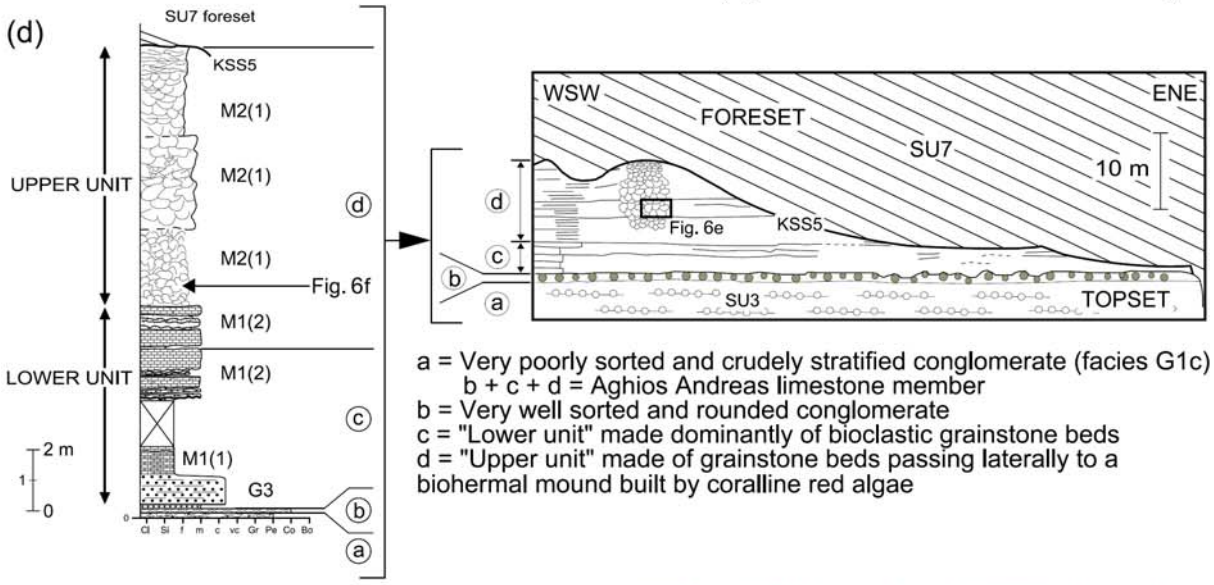
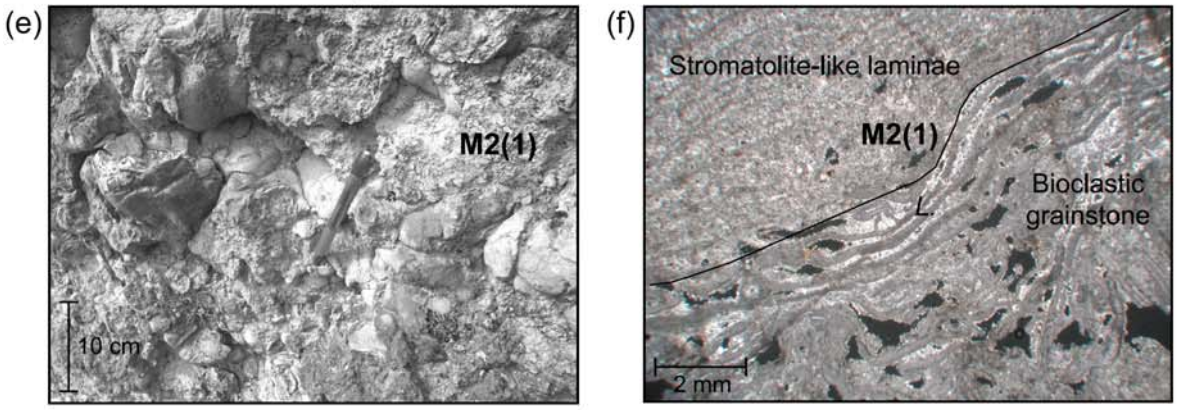

TOPSET FACIES ASSOCIATION: T1 sub-association
(a) Synthetic log through topset units (T1a on Fig. 5)
(b)
(c)
Kolokotronis delta
SU9
SU8
SU7
KERINITIS delta
SU6
SU5
SU3
SU2
SU1
100 m
Channels locally well developped
Finer conglomerate or a more important proportion of sandstone and silstone
Very poorly sorted conglomerate with crude horizontal stratification (G1c, Table 1)
Conglomerate (facies G1c)
Channels
Facies G1c (Table 1)
Channels
Facies G1c (Table 1)
Conglomerate (facies G1c)
Base locally erosive, low angle cross-bedding
Conglomerate (facies G1c)
BASE OF OUTCROP
SU2
G1c
(KSS1)
SU1
G1a
G1d
S1
G2
S3
1 m
0,5
0
120,5
Cl Si f m c vc Gr Pe Co Bo
continuing with scale change
S1
S3
S3
F3a
S1
S2
S3
S1
S3
10 cm
5
0
G1d
S1
G1d
G1d
G1d
S1
G1d
G2
G1a
50 cm
25
0
LEGEND
Well sorted conglomerate
Poorly sorted conglomerate
Conglomerate with open-framework texture
Well sorted sandstone
Poorly sorted sandstone
Pebbly sandstone
Siltstone - claystone
Limestone beds
Cross-stratification
Normal grading
Inverse grading
Clay = Cl
Silt = Si
Fine sand = f
Medium sand = m
Coarse sand = c
Very Coarse sand = vc
Granule = Gr
Pebble = Pe
Cobble = Co
Boulder = Bo

FIGURE 6

TOPSET FACIES ASSOCIATION: T2 sub-association (Aghios Andreas limestone member)



a = Very poorly sorted and crudely stratified conglomerate (facies G1c)
b + c + d = Aghios Andreas limestone member
b = Very well sorted and rounded conglomerate
c = "Lower unit" made dominantly of bioclastic grainstone beds
d = "Upper unit" made of grainstone beds passing laterally to a biohermal mound built by coralline red algae



TOPSET FACIES ASSOCIATION: T3 sub-association

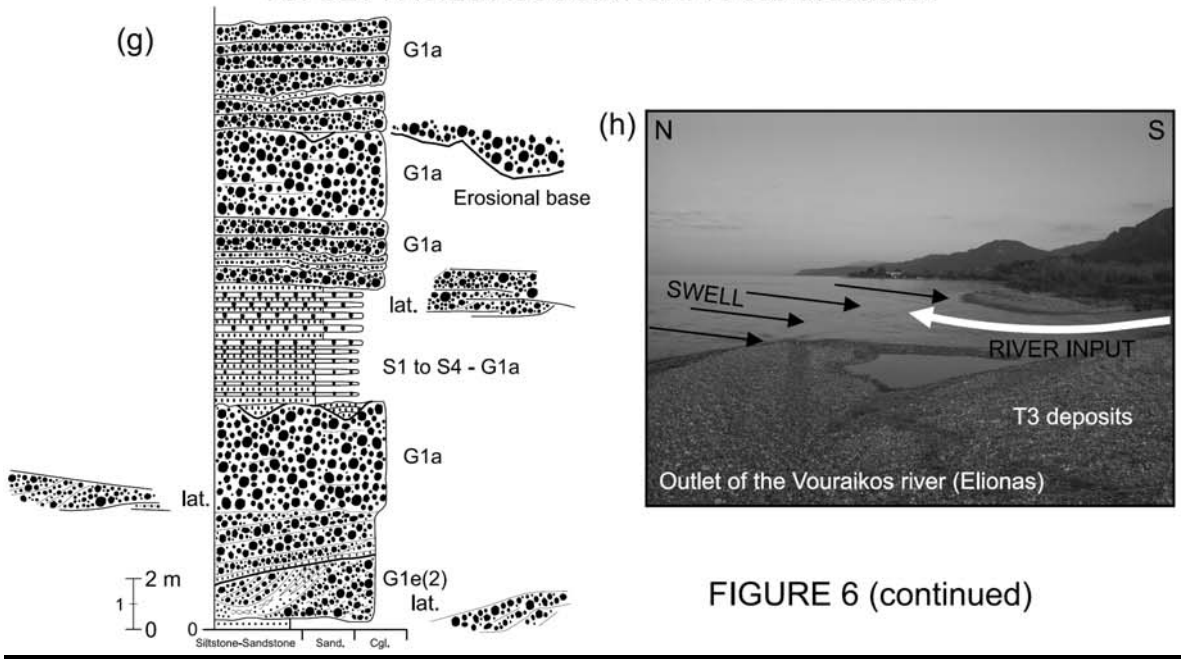


FIGURE 6 (continued)

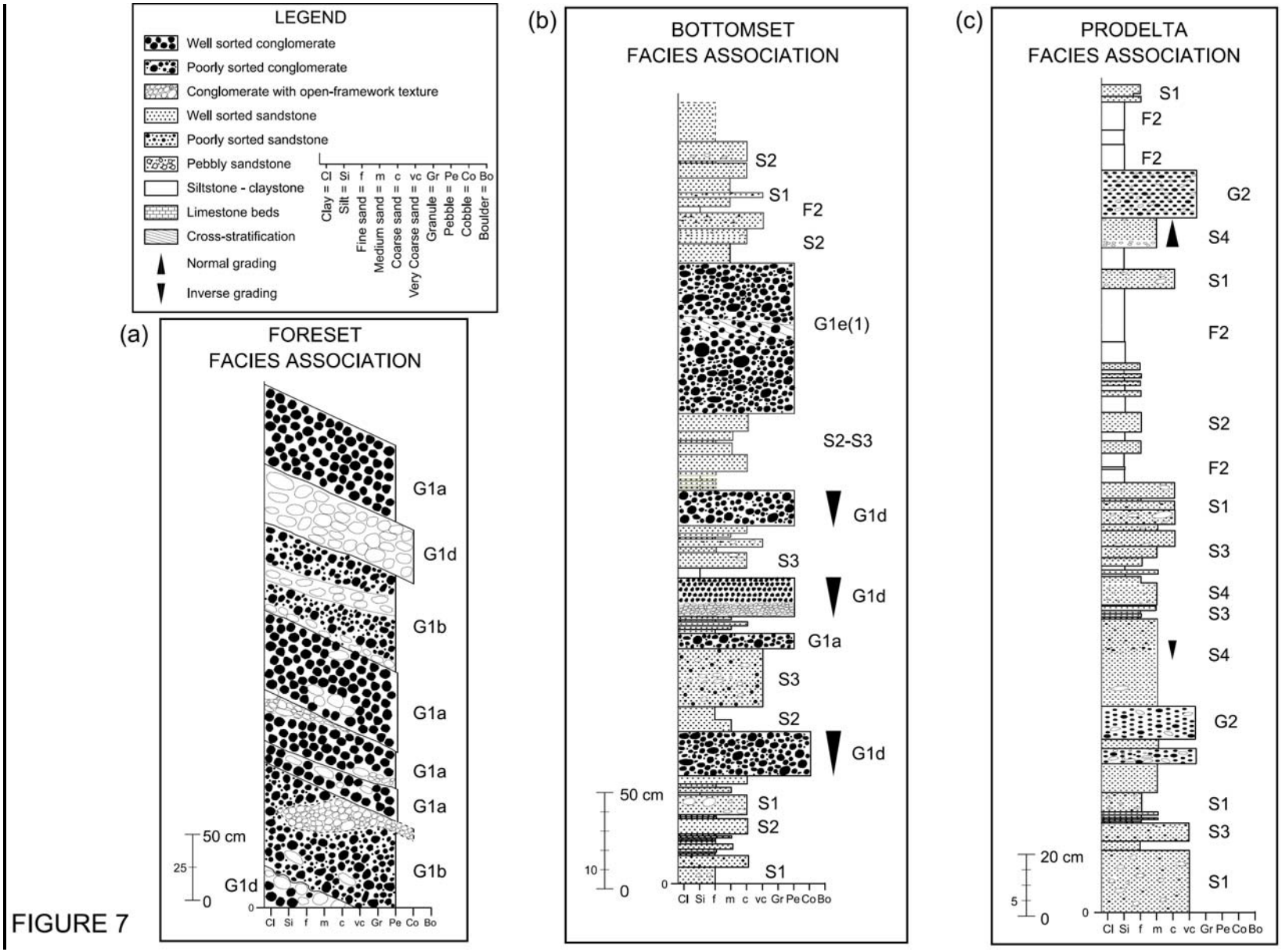

LEGEND
Well sorted conglomerate
Poorly sorted conglomerate
Conglomerate with open-framework texture
Well sorted sandstone
Poorly sorted sandstone
Pebbly sandstone
Siltstone - claystone
Limestone beds
Cross-stratification
Normal grading
Inverse grading
Cl Si f m c vc Gr Pe Co Bo
Clay = Silt = Fine sand = Medium sand = Coarse sand = Very Coarse sand = Granule = Pebble = Cobble = Boulder =
(a)
FORESET
FACIES ASSOCIATION
G1a
G1d
G1b
G1a
G1a
G1a
G1b
G1d
50 cm
25
0
Cl Si f m c vc Gr Pe Co Bo
(b)
BOTTOMSET
FACIES ASSOCIATION
S2
S1
F2
S2
G1e(1)
S2-S3
G1d
S3
G1d
G1a
S3
S2
G1d
S1
S2
S1
50 cm
10
0
Cl Si f m c vc Gr Pe Co Bo
(c)
PRODELTA
FACIES ASSOCIATION
S1
F2
F2
G2
S4
S1
F2
S2
F2
S1
S3
S4
S3
S4
G2
S1
S3
S1
20 cm
5
0
Cl Si f m c vc Gr Pe Co Bo

FIGURE 7

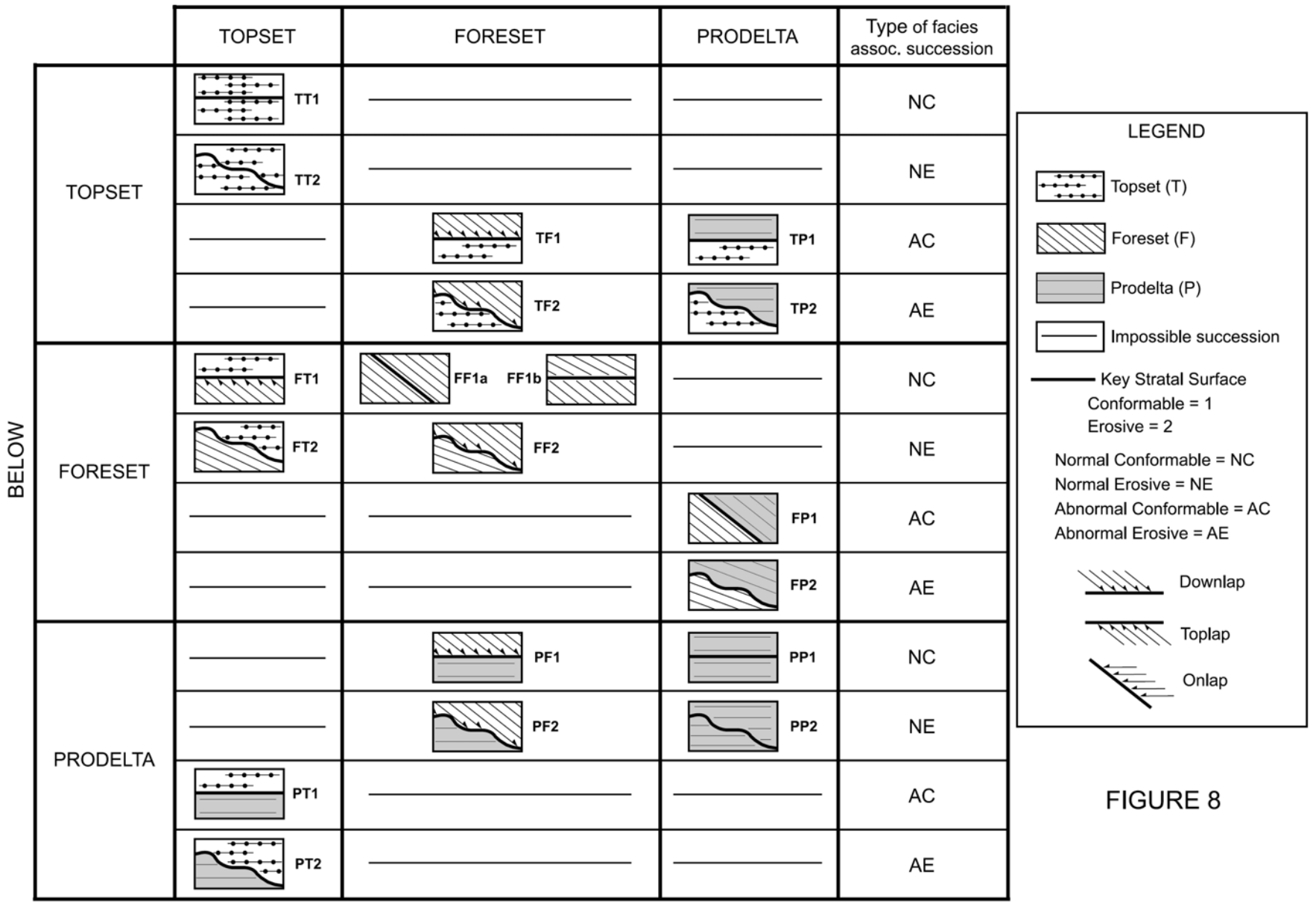

BELOW
TOPSET
FORESET
PRODELTA
Type of facies assoc. succession
TOPSET
TT1
NC
TT2
NE
TF1
TP1
AC
TF2
TP2
AE
FORESET
FT1
FF1a
FF1b
NC
FT2
FF2
NE
FP1
AC
FP2
AE
PRODELTA
PF1
PP1
NC
PF2
PP2
NE
PT1
AC
PT2
AE
LEGEND
Topset (T)
Foreset (F)
Prodelta (P)
Impossible succession
Key Stratal Surface
Conformable = 1
Erosive = 2
Normal Conformable = NC
Normal Erosive = NE
Abnormal Conformable = AC
Abnormal Erosive = AE
Downlap
Toplap
Onlap

FIGURE 8

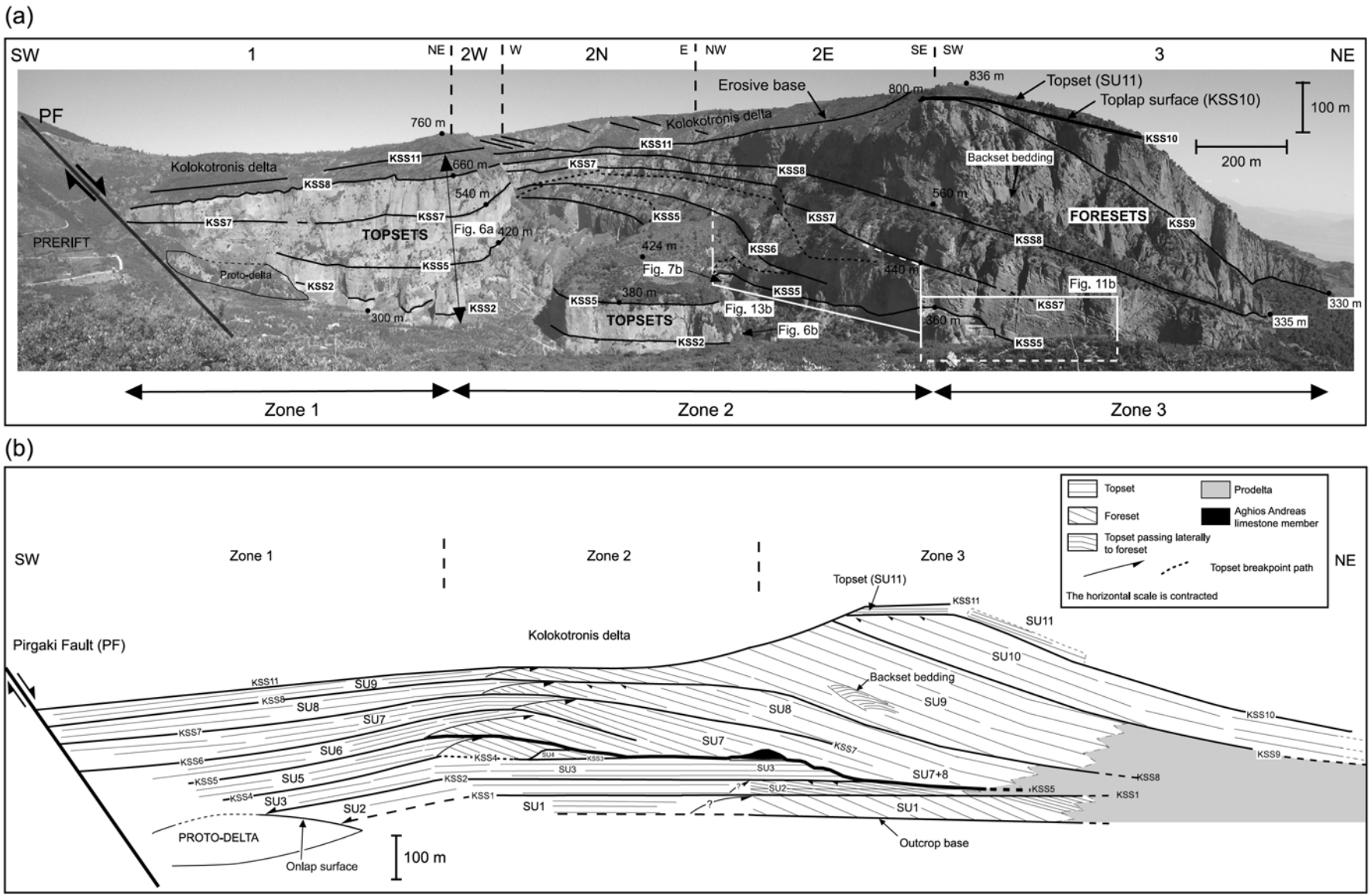

(a)
SW
1
NE
2W
W
2N
E
NW
2E
SE
SW
3
NE
PF
PRERIFT
Kolokotronis delta
Proto-delta
TOPSETS
Fig. 6a
Fig. 7b
Fig. 13b
Fig. 6b
Erosive base
Kolokotronis delta
TOPSETS
Backset bedding
FORESETS
Fig. 11b
Topset (SU11)
Toplap surface (KSS10)
100 m
200 m
760 m
660 m
540 m
420 m
424 m
380 m
300 m
836 m
800 m
560 m
440 m
360 m
330 m
335 m
KSS11
KSS10
KSS9
KSS8
KSS7
KSS6
KSS5
KSS4
KSS2
Zone 1
Zone 2
Zone 3
(b)
SW
Zone 1
Zone 2
Zone 3
NE
Topset
Foreset
Topset passing laterally to foreset
Prodelta
Aghios Andreas limestone member
Topset breakpoint path
The horizontal scale is contracted
Pirgaki Fault (PF)
Kolokotronis delta
Topset (SU11)
Backset bedding
PROTO-DELTA
Onlap surface
100 m
Outcrop base
SU1
SU2
SU3
SU4
SU5
SU6
SU7
SU7+8
SU8
SU9
SU10
SU11

FIGURE 9

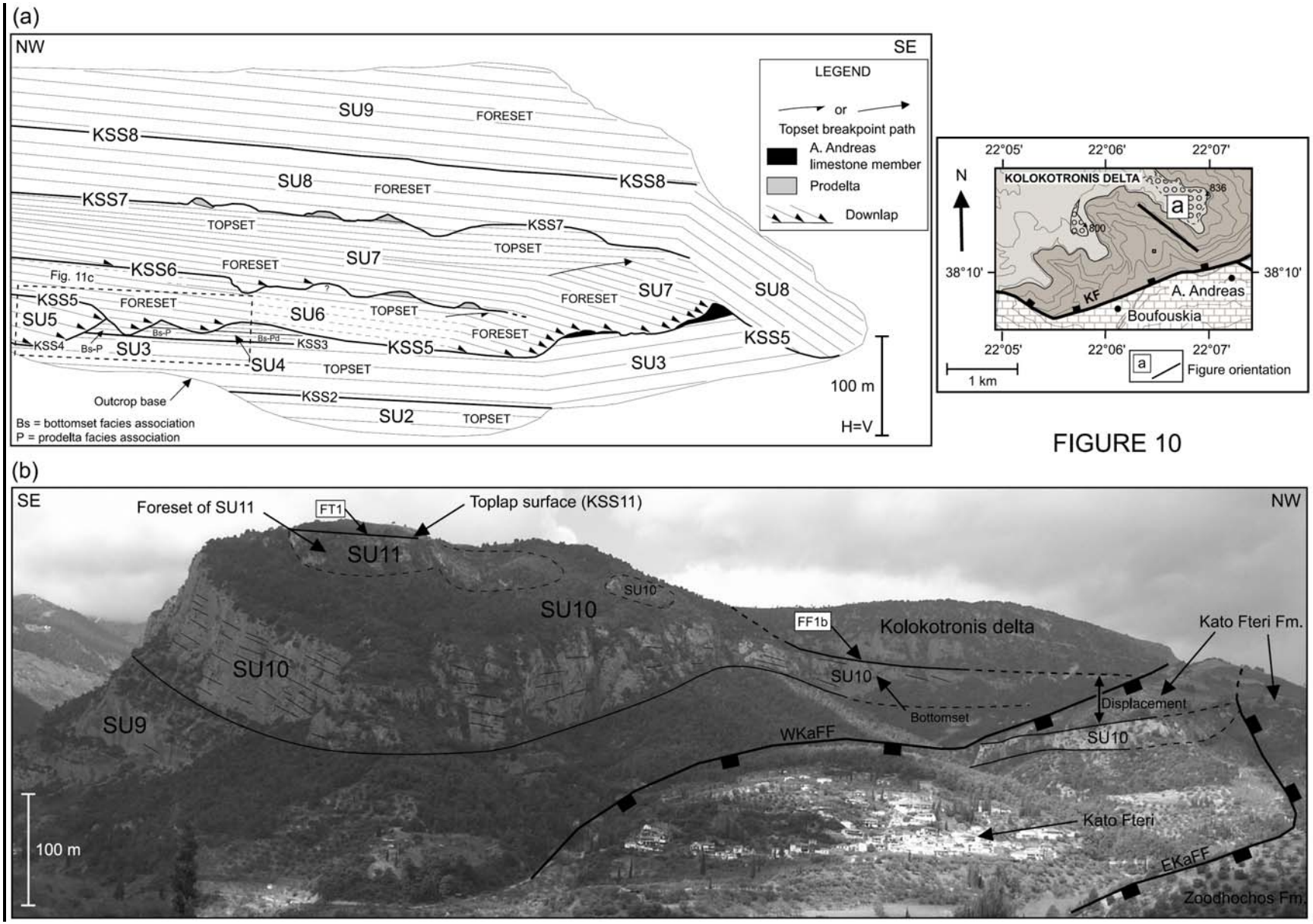

(a)
NW
SE
LEGEND
or
Topset breakpoint path
A. Andreas limestone member
Prodelta
Downlap
SU9
FORESET
KSS8
SU8
FORESET
KSS7
TOPSET
SU7
Fig. 11c
KSS6
FORESET
KSS5
SU5
SU6
TOPSET
KSS4
Bs-P
SU3
SU4
KSS3
Bs-Pd
KSS2
SU2
Outcrop base
Bs = bottomset facies association
P = prodelta facies association
100 m
H=V
22°05'
22°06'
22°07'
N
KOLOKOTRONIS DELTA
836
800
a
38°10'
KF
A. Andreas
Boufouskia
1 km
Figure orientation
(b)
SE
NW
Foreset of SU11
FT1
Toplap surface (KSS11)
SU11
SU10
FF1b
Kolokotronis delta
Kato Fteri Fm.
Displacement
Bottomset
WKaFF
Kato Fteri
EKaFF
Zoodhochos Fm.
100 m

FIGURE 10

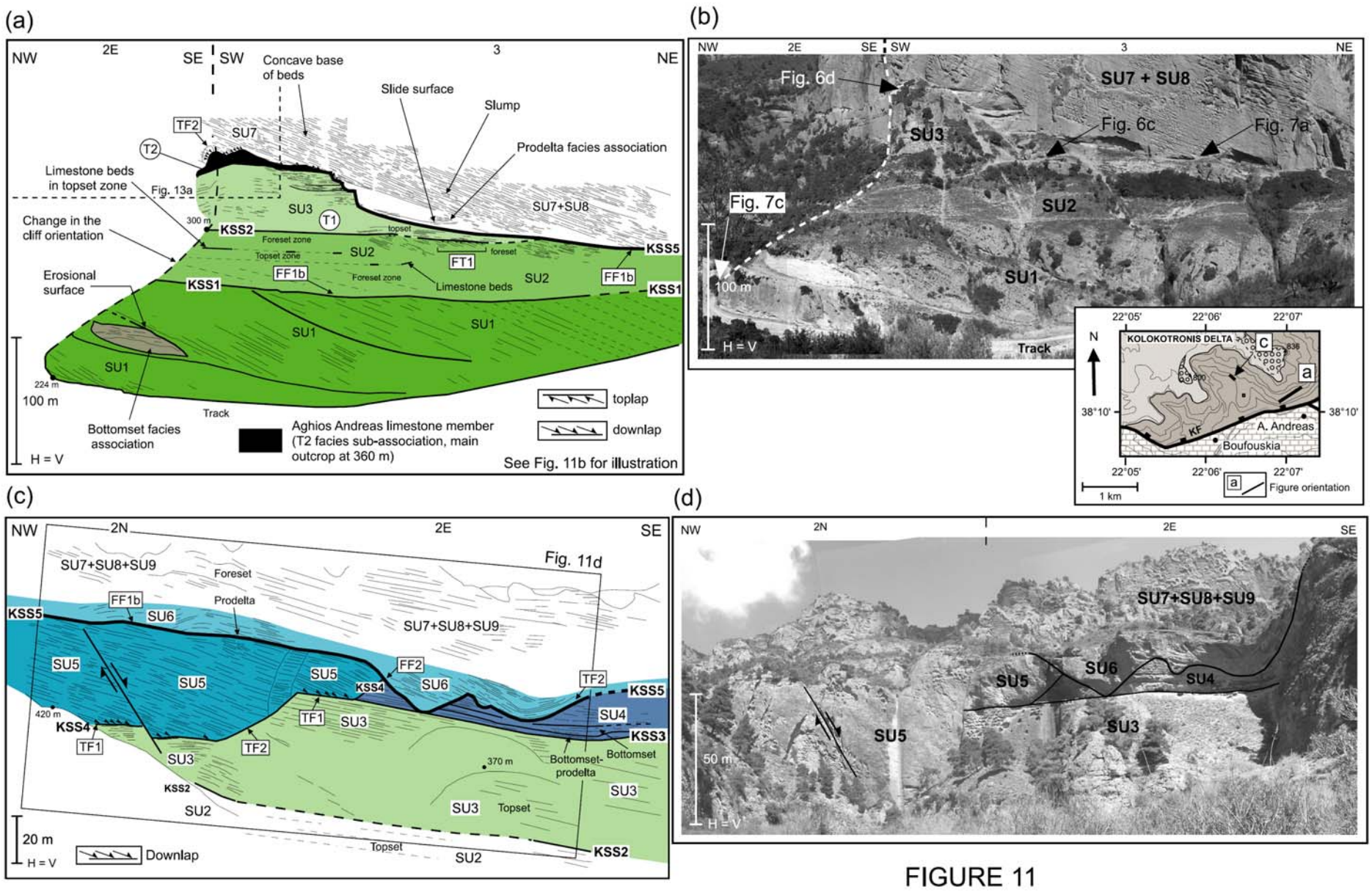

(a)
NW
2E
SE
SW
3
NE
Concave base of beds
Slide surface
Slump
Prodelta facies association
TF2
T2
SU7
Limestone beds in topset zone
Fig. 13a
SU3
T1
SU7+SU8
Change in the cliff orientation
300 m
KSS2
Foreset zone
topset
KSS5
Topset zone
SU2
FT1
foreset
Erosional surface
FF1b
Foreset zone
Limestone beds
SU2
FF1b
KSS1
KSS1
SU1
SU1
SU1
224 m
100 m
Track
Bottomset facies association
Aghios Andreas limestone member (T2 facies sub-association, main outcrop at 360 m)
toplap
downlap
H = V
See Fig. 11b for illustration
(b)
NW
2E
SE
SW
3
NE
Fig. 6d
SU7 + SU8
SU3
Fig. 6c
Fig. 7a
Fig. 7c
SU2
SU1
100 m
H = V
Track
22°05'
22°06'
22°07'
N
KOLOKOTRONIS DELTA
c
a
38°10'
38°10'
KF
A. Andreas
Boufouskia
1 km
Figure orientation
(c)
NW
2N
2E
SE
SU7+SU8+SU9
Foreset
Fig. 11d
FF1b
Prodelta
KSS5
SU6
SU7+SU8+SU9
SU5
SU5
SU5
FF2
TF2
KSS5
SU6
KSS4
420 m
KSS4
TF1
TF1
SU3
SU4
KSS3
SU3
TF2
370 m
Bottomset-prodelta
Bottomset
KSS2
SU3
SU3
Topset
SU2
20 m
H = V
Downlap
Topset
SU2
KSS2
(d)
NW
2N
2E
SE
SU7+SU8+SU9
SU6
SU5
SU4
SU5
SU3
50 m
H = V

FIGURE 11

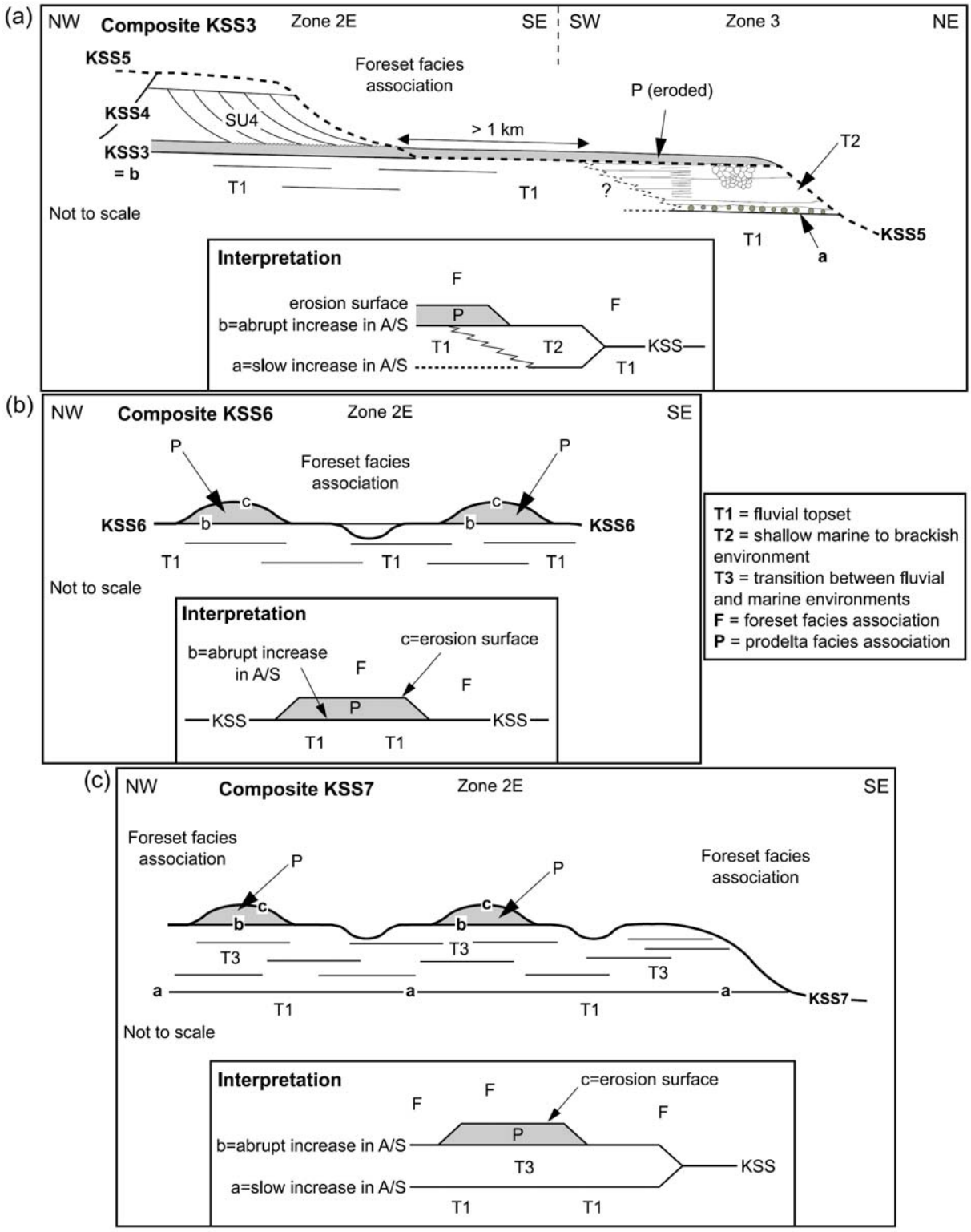

(a)
NW
Composite KSS3
Zone 2E
SE
SW
Zone 3
NE
KSS5
KSS4
KSS3
= b
SU4
Foreset facies association
> 1 km
P (eroded)
T2
T1
T1
?
T1
KSS5
a
Not to scale
Interpretation
F
erosion surface
b=abrupt increase in A/S
a=slow increase in A/S
P
F
T1
T2
KSS
T1
(b)
NW
Composite KSS6
Zone 2E
SE
P
P
Foreset facies association
c
c
b
b
KSS6
KSS6
T1
T1
T1
Not to scale
Interpretation
b=abrupt increase in A/S
c=erosion surface
F
F
P
KSS
KSS
T1
T1
T1 = fluvial topset
T2 = shallow marine to brackish environment
T3 = transition between fluvial and marine environments
F = foreset facies association
P = prodelta facies association
(c)
NW
Composite KSS7
Zone 2E
SE
Foreset facies association
P
P
Foreset facies association
c
c
b
b
T3
T3
T3
a
a
a
KSS7
T1
T1
Not to scale
Interpretation
F
F
c=erosion surface
F
b=abrupt increase in A/S
a=slow increase in A/S
P
T3
KSS
T1
T1

FIGURE 12

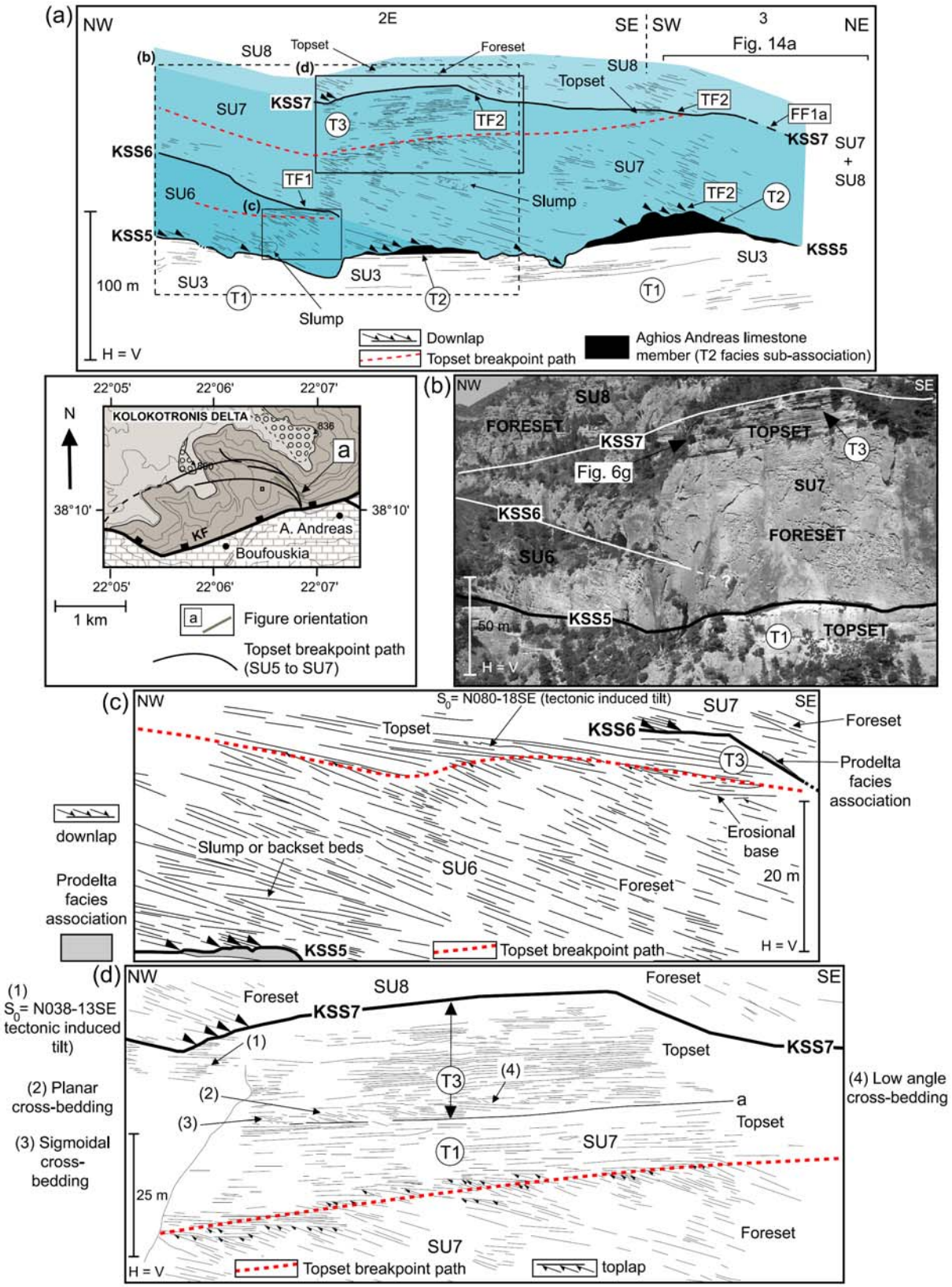

(a)
NW
2E
SE
SW
3
NE
Fig. 14a
SU8
Topset
Foreset
(b)
(d)
SU7
KSS7
T3
TF2
FF1a
KSS6
TF1
SU6
(c)
Slump
KSS5
100 m
SU3
T1
T2
H = V
Downlap
Topset breakpoint path
Aghios Andreas limestone member (T2 facies sub-association)
22°05'
22°06'
22°07'
N
KOLOKOTRONIS DELTA
836
a
38°10'
A. Andreas
KF
Boufouskia
1 km
Figure orientation
Topset breakpoint path (SU5 to SU7)
(b)
FORESET
TOPSET
Fig. 6g
50 m
(c)
S_0= N080-18SE (tectonic induced tilt)
Erosional base
20 m
downlap
Prodelta facies association
Slump or backset beds
(d)
(1) S_0= N038-13SE tectonic induced tilt)
(2) Planar cross-bedding
(3) Sigmoidal cross-bedding
(4) Low angle cross-bedding
25 m

FIGURE 13

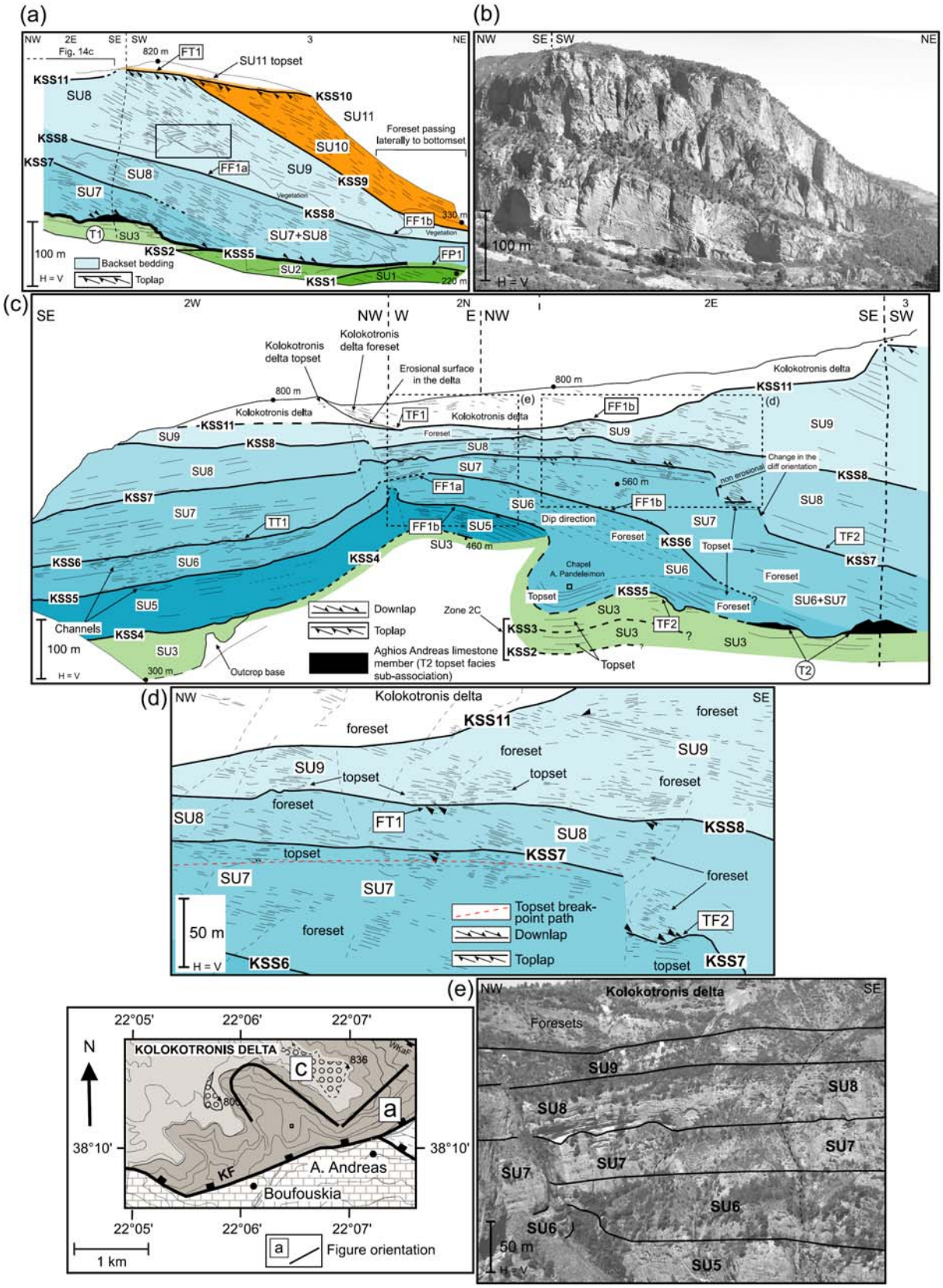

(a)
(b)
(c)
(d)
(e)
KSS11
KSS10
KSS9
KSS8
KSS7
KSS6
KSS5
KSS4
KSS3
KSS2
KSS1
SU11
SU10
SU9
SU8
SU7
SU6
SU5
SU4
SU3
SU2
SU1
FT1
FF1a
FF1b
TF1
TF2
TT1
T1
T2
FP1
Backset bedding
Toplap
Downlap
Channels
Outcrop base
Aghios Andreas limestone member (T2 topset facies sub-association)
Kolokotronis delta
Kolokotronis delta topset
Kolokotronis delta foreset
Erosional surface in the delta
Foreset
Topset
Dip direction
Chapel A. Pandeleimon
Change in the cliff orientation
non erosional
Zone 2C
Topset break-point path
Foresets
KOLOKOTRONIS DELTA
A. Andreas
Boufouskia
KF
Wharf
Figure orientation
1 km
22°05'
22°06'
22°07'
38°10'
N

FIGURE 14

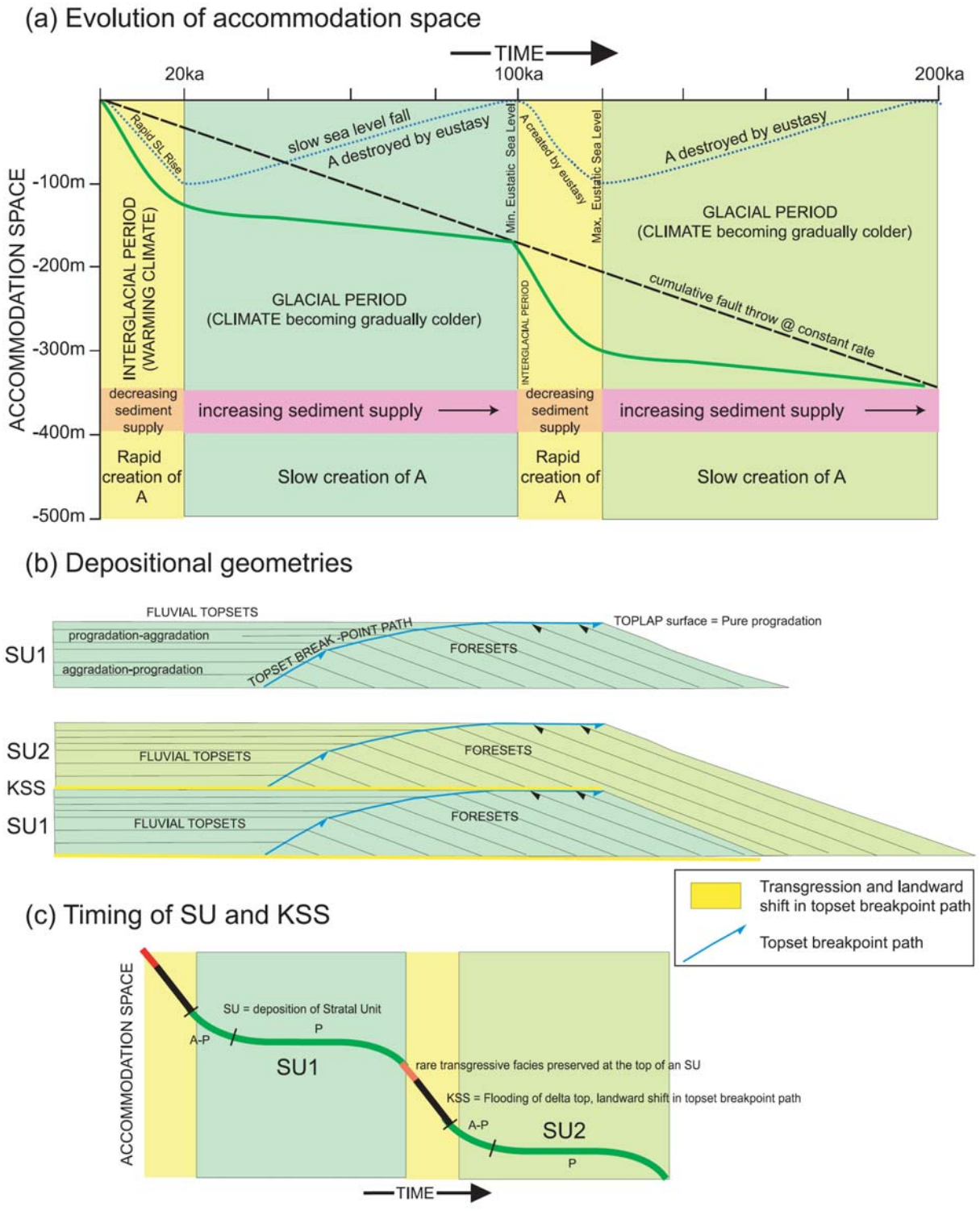

(a) Evolution of accommodation space
TIME
20ka
100ka
200ka
ACCOMMODATION SPACE
-100m
-200m
-300m
-400m
-500m
Rapid SL Rise
slow sea level fall
A destroyed by eustasy
Min. Eustatic Sea Level
A created by eustasy
Max. Eustatic Sea Level
A destroyed by eustasy
INTERGLACIAL PERIOD (WARMING CLIMATE)
GLACIAL PERIOD (CLIMATE becoming gradually colder)
INTERGLACIAL PERIOD
GLACIAL PERIOD (CLIMATE becoming gradually colder)
cumulative fault throw @ constant rate
decreasing sediment supply
increasing sediment supply
decreasing sediment supply
increasing sediment supply
Rapid creation of A
Slow creation of A
Rapid creation of A
Slow creation of A
(b) Depositional geometries
FLUVIAL TOPSETS
progradation-aggradation
aggradation-progradation
SU1
TOPSET BREAK -POINT PATH
FORESETS
TOPLAP surface = Pure progradation
SU2
FLUVIAL TOPSETS
FORESETS
KSS
SU1
FLUVIAL TOPSETS
FORESETS
Transgression and landward shift in topset breakpoint path
Topset breakpoint path
(c) Timing of SU and KSS
ACCOMMODATION SPACE
SU = deposition of Stratal Unit
A-P
P
SU1
rare transgressive facies preserved at the top of an SU
KSS = Flooding of delta top, landward shift in topset breakpoint path
A-P
SU2
P
TIME

FIGURE 15

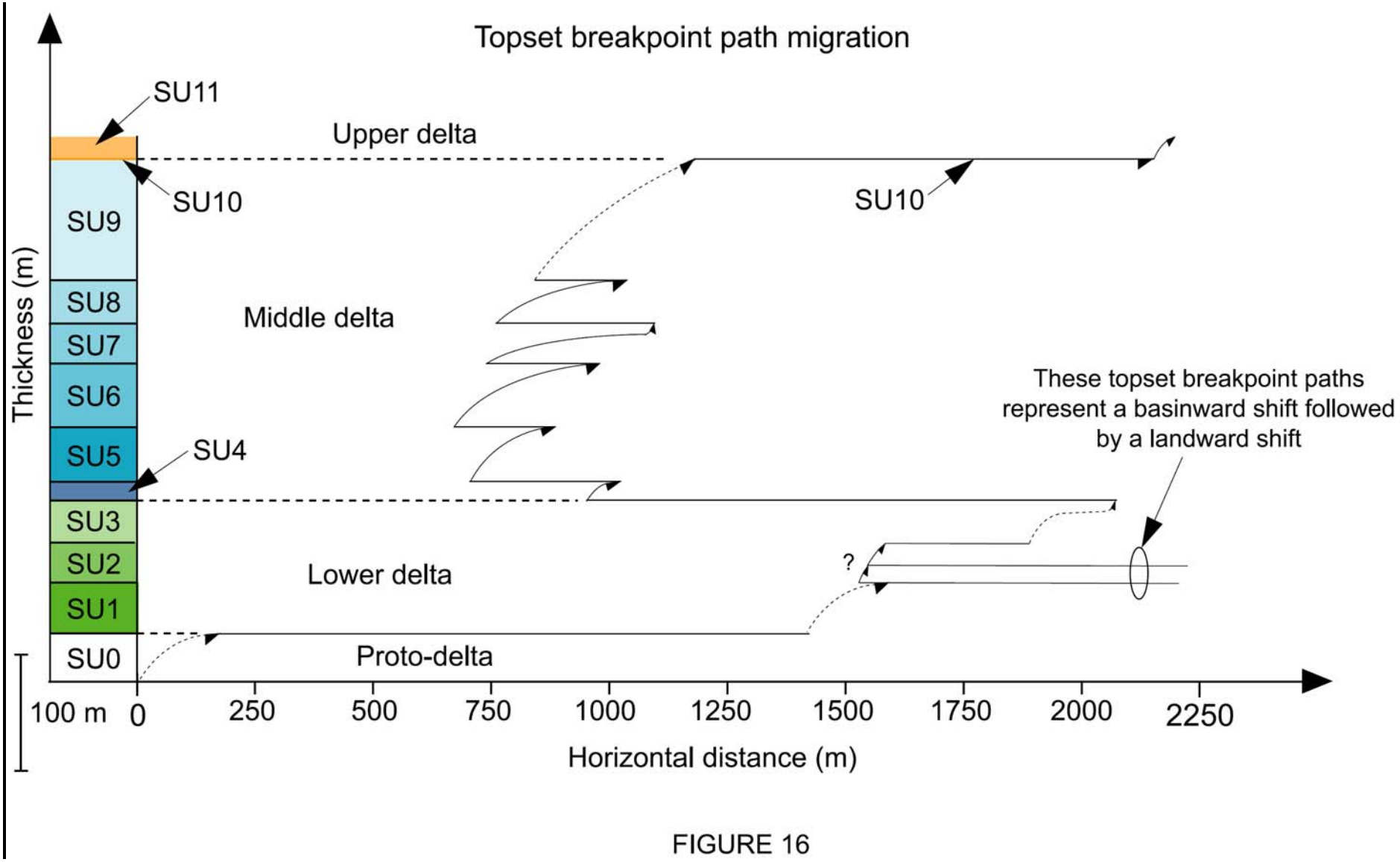
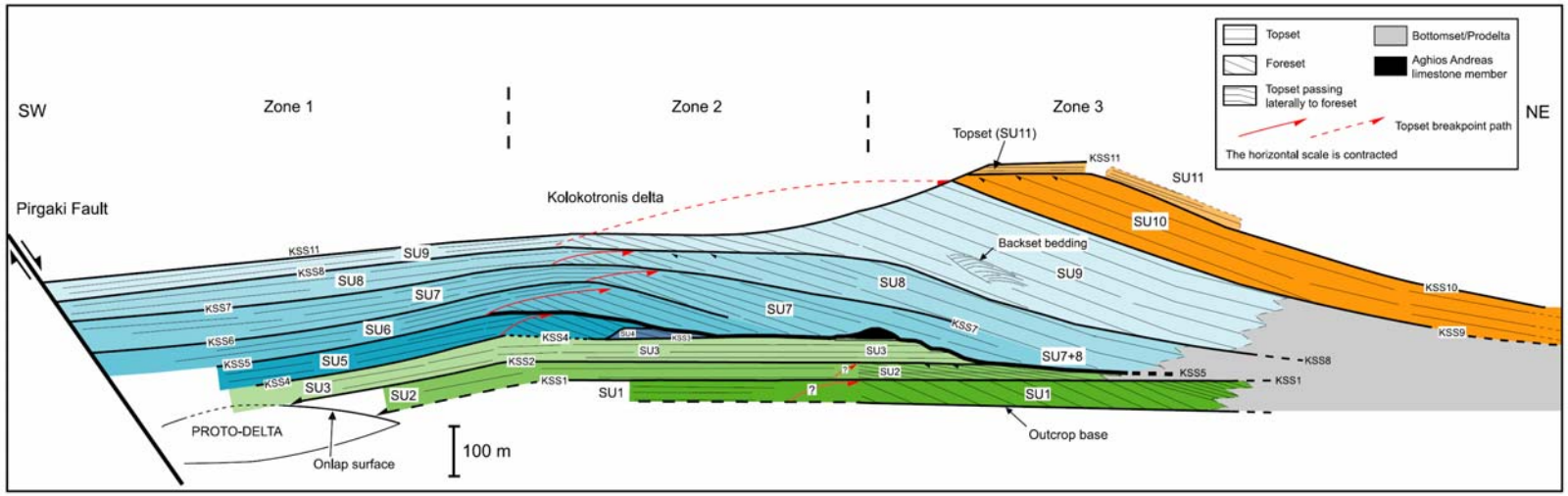

Topset breakpoint path migration
SU11
Upper delta
SU10
SU10
SU9
SU8
SU7
SU6
SU5
SU4
SU3
SU2
SU1
SU0
Middle delta
Lower delta
Proto-delta
These topset breakpoint paths represent a basinward shift followed by a landward shift
?
Thickness (m)
100 m
0
250
500
750
1000
1250
1500
1750
2000
2250
Horizontal distance (m)

FIGURE 16

(a)



(b)

Stages	Description	Controls on A → fault development / eustasy
Upper delta SU10 - 11	- SU10 toplap surface, long bottomsets (by-pass and pure progradation) - SU11: thin topsets and foresets	- abrupt cessation of activity on the normal fault system - weak subsidence pulse in SU11
Middle delta SU4 - 9	- progradation-aggradation packages - aggradation component increasing upward through SU5 to SU9 - convex-up topset breakpoint paths, vertically stacked in the centre of the delta - topsets thicken and tilt toward the Kerinitis fault (active tilting during sedimentation) - major erosional surface (KSS5), cutting toward the basin (> 120 m) - foreshore to shoreface facies at top of SU7 (marine environment)	- high activity on normal fault system, increasing through time - individual packages due to eustatic variations - no significance for A, submarine erosion (canyon or collapse of delta front)
Lower delta SU1 - 3	- vertical stacking of relatively thin, strongly progradational SUs - dominantly horizontal topset breakpoint paths (SU1 and SU2) - brackish to marine limestone facies at top of SU3 (Aghios Andreas limestone member) - landward shift in the topset breakpoint path of more than 1 km across KSS3	- slow early growth of normal fault system (Pirgaki and Mamoussia faults) - high frequency eustatic variations recorded - abrupt increase in A, breaching of relay ramp
Proto-delta	- 30 m high foreset package - transition with the Lower delta marked by a basinward shift of the topset breakpoint path of more than 1500 m	- initiation of subsidence on early relay ramp - decrease in A probably due to eustatic signal

FIGURE 17

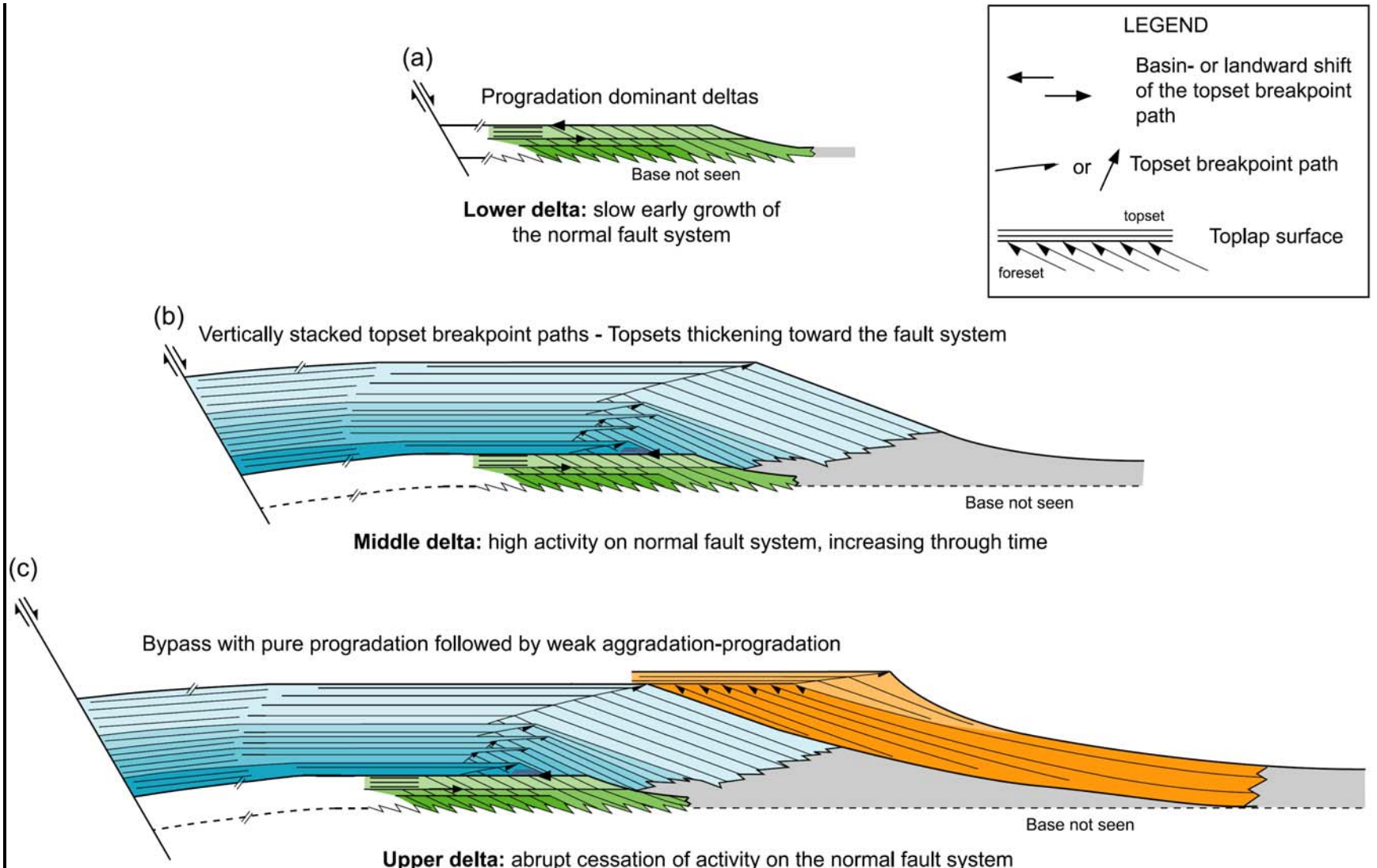

LEGEND
Basin- or landward shift of the topset breakpoint path
or
Topset breakpoint path
topset
Toplap surface
foreset
(a)
Progradation dominant deltas
Base not seen
Lower delta: slow early growth of the normal fault system
(b)
Vertically stacked topset breakpoint paths - Topsets thickening toward the fault system
Base not seen
Middle delta: high activity on normal fault system, increasing through time
(c)
Bypass with pure progradation followed by weak aggradation-progradation
Base not seen
Upper delta: abrupt cessation of activity on the normal fault system

FIGURE 18

Facies	Lithology and stratification	Sedimentary structures	Interpretation and processes
G1a: Well to poorly sorted structureless conglomerate	- well to poorly sorted, massive, clast-supported - granule to cobble grade clasts, angular to well rounded clasts - matrix: fine to very coarse sand - bed thickness: dm- to m-scale, erosional or non-erosional bases, planar tops	- mainly structureless - normal grading - local open-framework textures	- bed load transport in high flow regimes - extreme changeability of flow and transport rates
G1b: Steeply dipping conglomerate	- poorly sorted, clast-supported - granule to cobble grade clasts (mean size = 1.5 cm) - matrix: poorly sorted coarse sand - bed thickness: several dm, planar bases and tops	- primary dip (20-35°, mean 25°) - horizontal or weakly dipping cobble grade clast alignment (a(p)a(i)) - local pockets of open-framework texture	- Gilbert-delta foresets - sediment gravity flows - debris-fall deposits
G1c: Crudely stratified conglomerate	- very poorly sorted, crudely stratified, clast-supported - pebble to cobble grade clasts, well rounded, low sphericity, local oversized clasts > 30 cm - matrix: very little to absent, very coarse sand - bed thickness: m-scale (stacked in stratal units of 40 to 120 m), planar (non-erosional) or erosional bases	- crude horizontal bedding - weak low angle cross-bedding - local clast imbrication (a(t)b(i)) - open-framework texture	- longitudinal bedforms - gravel sheet transport
G1d: Variably graded conglomerate	- well to poorly sorted, clast-supported - pebble-cobble grade clasts, well rounded, low sphericity - rare intraformational clasts made of silt - matrix: medium to very coarse sand - bed thickness: dm- to m-scale, erosional or non-erosional bases, planar or wavy tops	- subtle inverse grading (cobbles at top) - rare weak normal grading - sub-horizontal bedding - local cross-strata at base of beds - rare open-framework texture	- longitudinal bedforms (downstream growth) - inverse grading: clast-rich debris flow
G1e: Cross-stratified conglomerate	(1) - poorly sorted, clast-supported - granules to cobbles grade clasts - matrix: very coarse sand - bed thickness: m-scale, erosional or planar (non-erosional) bases, planar tops - oversized (cobble) clasts at the top (2) - well to poorly sorted, clast-supported with rare sands - bed thickness: m-scale, erosional or planar (non-erosional) bases, planar tops	(1) - cross-bedding - tangential foresets with normal graded beds - open-framework texture (2) - tangential foresets interlaminated sands (locally laminated) and gravels - sigmoidal foresets - cross-bedded sets passing laterally into sandstones	- gravel dunes - grain flow - bedform migration (traction transport of gravel bed-load in high concentration turbidity currents)
G2: Matrix-supported conglomerate	- well to poorly sorted, matrix-supported - pebble grade clasts, well rounded - matrix: medium to very coarse sand - bed thickness: dm-scale, sharp bases, planar tops, lens shape	- weak normal grading and lateral fining - crude horizontal bedding	- sediment gravity flow (debris flow)
G3: Algal clast-supported conglomerate	- poorly sorted, clast-supported, sandy - coarse sand to granule grade clasts - red algae clasts, locally abundant - sparitic or microsparitic cement poorly developed - bed thickness: dm-scale, planar bases - progressive transition to facies M1 by a gradual disappearance of lithoclasts	- crude horizontal bedding	- reworked carbonate sediments - brackish to marine environments - high energy environment (grainstone and algal clasts)

TABLE 1

Facies	Lithology and stratification	Sedimentary structures	Interpretation and processes
S1: Structureless sandstone	- well to poorly sorted, fine to very coarse, some floating lithoclasts (very coarse sand to pebble) - bed thickness: cm- to dm-scale, erosional or non-erosional bases, planar or wavy tops, sometimes lenticular	- rare amalgamated ripples - convolute bedding - water escape structures - bioturbation (Exichnia-type)	- sediment gravity flow - "Subdivision A" (Ta) of the Bouma sequence
S2: Laminated sandstone	- well sorted, fine to medium - bed thickness: cm-scale, erosional or non-erosional bases, planar tops	- horizontal to low relief undulating lamination, sometimes discontinuous - water escape structures	- upper flow-regime planar bed
S3: Cross-bedded sandstone	- well to poorly sorted sand, fine to very coarse, some lithoclasts, sometimes shell fragments - sometimes interbedded with fine grained facies (from silt to clay) - bed thickness: cm-scale, may be lenticular, erosional or non-erosional bases, planar to wavy tops	- oblique lamination, with changes in grain size between laminae - oblique tangential lamination (ripples) - trough cross-bedding - asymmetric ripples - climbing ripple cross-lamination - reactivation surfaces - water escape structures - load structures	- variable texture controlled by variations in sorting resulting from changing hydraulic conditions - migration of subaerial 3D bedforms - tractive part of high density turbidity currents
S4: Inversely or normally graded sandstone	- well to poorly sorted sand, fine to coarse, some floating lithoclasts - bed thickness: cm-scale, sometimes sharp to erosional bases, wavy tops	- inverse grading - normal grading and lateral fining - horizontal bedding - unidirectional cross-lamination (ripples) - bioturbation (mainly on soles)	- fluid-rich, cohesion-less sediment gravity flow - high or low-density turbidity current - grain flow
F1: Structureless siltstone	- well sorted - bed thickness: cm-scale	- structureless	- deposition from suspension fallout, low velocity flow - continual steady deposition - drape deposits
F2: Laminated siltstone	- well sorted, intraformational clasts of reddish clay (sometimes abundant) - bed thickness: cm-scale, mm-scale laminae	- horizontal to wavy lamination - symmetric or asymmetric ripple cross-lamination	- fluctuations in the supply of suspended sediment and/or - sudden incursions of turbidity currents - intraformational clasts = local erosional events
F3a: Interbedded siltstone and sandstone	(1) well sorted silt and fine sand, mm- to cm-scale strata (2) silts with fine or coarse sandy lenses, cm in thickness (3) silts with shells and fine shelly sands, few dm in thickness (4) silts with shells and fine shelly sands, fine sandy lenses (cm), few dm in thickness (5) silts and fine sand, sand with shells, charcoal clasts, leaves and stem fragments, m in thickness	(1) wavy millimetric laminations (2) wavy lamination (3) horizontal to wavy lamination (4) - weak inverse grading within silts - wavy lamination - bioturbation (5) - horizontal lamination - symmetrical ripples - HCS-like structures - convolute bedding - bioturbation	(1) - "fine-grained turbidites" (2) - alternation of suspension fallout and weak current (3), (4), (5) - suspension fallout sometimes disturbed by small weak turbiditic depositional processes - "hypopycnal suspension plumes" - storm waves and currents (5)
F3b: Variegated siltstone	- fine grained - variegated colour (green, grey, purple) - irregular, crudely rounded carbonate nodules or glaebules (mm- to cm-scale) with undifferentiated internal fabrics - bed thickness: few dm-scale	- root traces (pedotubules) - charcoal fragments	- repeated immature palaeosol development
F4a: Claystone	- uniform - bed thickness: cm-scale	- structureless	- settling from suspension - very homogenous (and possibly rapid) depositional process
F4b: Laminated claystone	- reddish coloured - bed thickness: dm-scale	- very fine horizontal to wavy lamination	- episodic suspension fallout in a still water environment
M1: Bioclastic calcareous beds	(1) Grainstone with coralline red algae (*Lithophyllum, Lithothamnion*) micritic fragments, gastropods shells, bed thickness = dm- to m-scale, planar bases or progressive transition from G3, slightly wavy tops, locally nodular aspect. Locally, dm shelly packstone with algal fragments (2) Interbedded siltstone (cm-scale) and grainstone beds (cm- to dm-scale), erosional or non-erosional bases, planar tops, different kind of gastropods, locally slightly nodular aspect	- weak horizontal bedding	- alternation of high to moderate energy carbonate environment
M2: Calcareous spheroid accumulations	(1) accumulation of individual spheroids (cm in diameter) in small mounds (dm in diameter). Spheroids composed of concentric micritic laminae around a core of bioclastic (red-algae) grainstone (2) shelly siltstone with conglomeratic lenses comprising pre-rift clasts and rare spheroids	- bulbous surface aspect - very discontinuous horizontal bedding	- biological construction by coralline red algae in brackish to marine conditions - "reef mound"- type organization - deposition during periods of little or no clastic input

TABLE 1 (continued)

Facies associations		Facies (see Table 1)	Processes and depositional environments
TOPSET	T1	G1a - **G1c** - G1d - G2 - S1 - S2 - S3 - S4 - F1 - F2 - **F3a(2)** - **F3b** - **F4a**	- wide range of processes: bedload, traction and suspension transport - poorly preserved floodplain and palaeosol deposits - subaerial delta segment: alluvial dominated setting comprising gravel dominated fluvial channels - gravel-dominated braided river environment
	T2	G1a - **G3** - S1 - **M1(1)** - **M1(2)** - **M2(1)**	- variable energy level - biohermal mound generated mainly by encrustating red-algea genera (*Lithophyllum* and *Lithothamnion*) - shallow marine to brackish environment
	T3	**G1e(2)** - G1a - S1 - S2 - S3 - S4	- initial fluvial deposits reworked by wave-action - transitional between fluvial and marine environments located in the surf zone
FORESET		G1a - **G1b** - G1d	- processes dominated by sediment gravity flows - gravitational avalanches on the delta front - subaqueous delta front: avalanching frontal slope with steeply dipping beds
BOTTOMSET		G1a - G1d - **G1e(1)** - S1 - S2 - S3 - S4 - F1 - F2	- dominated by sediment gravity flow, mainly low and high density turbidity processes - transitional in grain-size and dip value - subaqueous delta segment: downslope asymptotic transition from asymptotic foresets
PRODELTA		G1a - G2 - S1 - S2 - S3 - S4 - F1 - F2 - **F3a(1)** - **F3a(3)** - **F3a(4)** - **F3a(5)** - **F4b** - **M2(2)**	- settling from suspension fallout interbedded with turbidity current deposits - occasional debris-flow processes - deep basin environment in front of deltas

TABLE 2

Annexe 2 : Backert, N., Ford, M., Malartre, F. Evolution tectono-sédimentaire d'un bloc de faille. Contribution à l'histoire géologique du rift de Corinthe, Grèce. En préparation pour le *Bulletin de la Société Géologique de France.*

Evolution tectono-sédimentaire d'un bloc de faille.

Contribution à l'histoire géologique du rift de Corinthe, Grèce.

Backert, N. [1], Ford, M. [1], Malartre, F. [2]

1 Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Nancy Université, CNRS, 15 rue Notre Dame des Pauvres, B.P. 20, F-54501 Vandoeuvre-lès-Nancy, France (Email: backert@crpg.cnrs-nancy.fr).
2 G2R, Nancy-Université, CNRS, INPL, Ecole Nationale Supérieure de Géologie, Rue Doyen Marcel Roubault, B.P. 40, F-54501 Vandoeuvre-lès-Nancy, France.

Résumé

Ce travail a pour but d'étudier l'interaction entre tectonique et sédimentation sur un bloc de faille sur la côte Sud du Golfe de Corinthe, d'une largeur de 6 km et d'une longueur de 30 km. L'analyse de détail de la stratigraphie synrift et de l'architecture sédimentaire, en relation avec le réseau de failles normales à l'Ouest de ce bloc, est utilisée pour définir les étapes d'évolution du remplissage synrift et de la tectonique. Le réseau de failles normales est composé de failles majeures (rejet vertical > 1000 m), d'orientation ONO-ESE et de failles mineures synthétiques, antithétiques ou obliques (150 m < rejet vertical < 1000 m). La stratigraphie synrift est divisée en trois groupes stratigraphiques (inférieur, moyen et supérieur), représentant une épaisseur minimale de 1624 m dont les âges sont estimés par corrélations latérales avec les travaux publiés. Le groupe inférieur (4 à 1,5 Ma) est composé de sédiments fluvio-lacustres, le groupe moyen (1,5 à 0,7 Ma) comporte les Gilbert-deltas géants et leur faciès fins associés, le groupe supérieur (0,7 Ma à l'actuel) est formé de petits Gilbert-deltas récents à actuels ainsi que de formations superficielles.

Le Groupe inférieur correspond à l'initiation de rifting et est en outre caractérisé par la présence d'un lac, dans lequel peuvent arriver des dépôts grossiers d'origine fluviatile. Ces dépôts remplissent une paléotopographie héritée de la structuration de la chaîne de montagnes des Hellénides (Oligocène-Miocène). Il documente une faible subsidence assurée par l'activité précoce de la faille de Pirgaki, ainsi que par des failles secondaires.

Le groupe moyen correspond à l'accroissement de la distension. La transition avec le Groupe moyen est marquée par un approfondissement du bassin lié avec une augmentation du taux de subsidence. Cette augmentation est liée avec la connexion entre les failles de Pirgaki et de Mamoussia par la faille de Kerinitis. La construction des Gilbert deltas géants témoigne d'un fort apport de sédiments pendant cette periode.

Le Groupe supérieur, marqué par le soulèvement du footwall de la faille d'Helike, est caractérisé par plusieurs évènements de creusement-comblement.

Des corrélations latérales vers l'Est mettent en évidence que la zone d'étude présente une histoire géologique singulière. Le groupe inférieur (lacustre à fluviolacustre) passe latéralement à des formations fluviatiles et à des formations alluviales. A la transition entre le groupe inférieur et le groupe moyen se met en place une transgression généralisée. Le groupe moyen est homogène ; c'est la période de développement maximal et synchrone des Gilbert-deltas géants (de

l'Ouest vers l'Est : Selinous, Kerinitis, Vouraikos, Platanos). Le groupe supérieur présente des deltas de taille plus modeste et de granulométrie plus faible. L'ensemble est recouvert de diverses formations superficielles. Le groupe moyen et le groupe supérieur peuvent être corrélés avec les unités du domaine « offshore ».

English abstract

This study addresses the interaction between tectonics and sedimentation in part of a fault block (6 km wide, about 130 km^2) in the Plio-Pleistocene Corinth rift. Detailed analyses of the syn-rift stratigraphy and architecture in relation to the normal fault network on the south coast of the Gulf of Corinth are used to define stages in sedimentary infilling and tectonics. A field based approach is used including mapping of sedimentary formations and normal faults and logging of sedimentary sequences. Detailed logs are interpreted in terms of facies and facies associations. With this approach, depositional environments are deduced.

The normal fault network is composed of major faults, which have a WNW-ESE trend (throw > 1000 m) and secondary faults (150 m < throw < 1000 m), which are synthetic, antithetic or oblique. Synrift stratigraphy is subdivided into three groups (lower, middle and upper groups) representing a minimum thickness of 1624 m. The lower group (4 to 1.5 Ma) is composed of continental sediments (fluvio-lacustrine). The middle group (1.5 to 0.7 Ma) contains the giant Gilbert-type fan deltas and their associated fine-grained facies. The upper group (0.7 Ma to present) is composed of the recent to present day Gilbert-deltas and superficial deposits. At a regional scale, the lower group is related to the initiation of tectonic activity and the middle and upper groups to the increase of tectonic activity. The three defined groups are correlated eastward with units of compatible depositional environments. The geological history of the study area is singular compared to area further east. The prerift paleotopography is inherited from the Hellenic orogeny (Oligocene to Miocene). The lower group is marked by a low subsidence rate on the young Pirgaki fault and some secondary faults. The lower group is characterised by the development of a lake in which fluvial deposits can arrive from surrounding prerift uplands. A marked increase in the basin depth and in the subsidence rate (0.75 to 1.2 m/ka) mark the transition to the middle group. it is proposed that the increase in subsidence rate is due to the connexion between the Pirgaki and Mamoussia faults created by the Kerinitis fault. The upper group, deposited during uplift of the study area in the footwall of the Helike fault, is characterised by several cycles of incision and infill.

Eastward lateral correlations show that the studied area has a singular geological history. The lower group (lacustrine to fluvial-lacustrine) laterally evolves to a fluvial then alluvial environment. The boundary between the lower and the middle groups records a regional transgression. During the middle group, giant synchronous Gilbert-deltas are growing feeded by major rivers (from West to East: Selinous, Kerinitis, Vouraikos and Platanos deltas). The upper group is made of finer grain-size and smaller deltas covered by superficial deposits. The middle and upper groups can be correlated with offshore units.

1. Introduction

Le Golfe de Corinthe, qui sépare la péninsule du Péloponnèse de la Grèce continentale, est un graben actif de 105 km de long et jusqu'à 30 km de large suivant un axe N100°E (Fig. 1a). L'extension dans le rift a débuté au Pliocène et continue encore aujourd'hui. Le Golfe de Corinthe est la zone sismique la plus active en Europe avec un taux d'ouverture actuel plus rapide à l'Ouest (1,6 cm/an, Briole et al., 2000 ; Bernard et al., 2006), entre Aegion et Rion-Antirion, alors qu'il est plus faible à l'Est (1.1 cm/an). Les dépôts syn-rifts sont soulevés et incisés par les rivières sur la cote Sud du Golfe, permettant les études de l'histoire précoce du rift. Les failles

normales situées au Sud du golfe ont une activité précoce (Pliocène- Pléistocène moyen) alors que les failles normales situées plus au Nord le long de la côte et dans le Golfe sont les plus actives actuellement. La migration de l'activité des failles s'effectue donc vers le Nord (Goldsworthy & Jackson 2001 ; Armijo et al. 1996). Cette migration de la distension active implique l'initiation, le remplissage et l'abandon consécutif des blocs de failles, dont l'histoire doit être enregistrée dans le remplissage syn-rift.

Les objectifs de ce manuscrit sont de décrire et d'interpréter en détail le remplissage sédimentaire et la configuration structurale de la partie Ouest du bloc de Pirgaki-Mamoussia. Ce bloc présente (i) un exemple de la croissance et de l'abandon d'une faille normale, (ii) la migration d'activité des failles, et (iii) démontre la rapidité et la complexité des variations latérales du remplissage sédimentaire, et enfin l'importance des surfaces d'érosion. Ce travail est basé sur les études de terrain d'un secteur de 130km^2 entre la faille de Pirgaki et la faille de Helike Ouest (Fig. 1b).

2. Le Rift de Corinthe

La région Egéenne se situe à l'Est de la Méditerranée où convergent les plaques eurasienne et africaine. Dans ce contexte de collision, la mer Egée s'est développée comme une zone d'extension arrière arc au-dessus de la zone de subduction hellénique où la plaque africaine subducte vers le NE. L'extension arrière-arc a débuté au Miocène et s'est terminée vers 5 Ma (Armijo et al. 1999 ; Burchfiel, 2008). A cette époque, la faille Nord anatolienne (décrochement dextre) séparant la plaque anatolienne de la plaque eurasienne s'est propagée au Nord de la mer égéenne. Le rift de Corinthe se trouve dans une zone trans-tensive entre la faille Nord anatolienne dextre et la faille de Kephalonia également dextre à l'Ouest (Fig. 1a).

Le Golfe de Corinthe actuel ne représente que la partie jeune et active du rift. La côte Sud est définie par les failles actives de direction ONO et disposées en échelon (en sens dextre). Le Golfe se resserre vers son entrée Ouest où sa largeur se réduit à 2 km, au niveau de Rion-Antirion. Le Golfe se ferme vers l'Est au niveau de l'isthme de Corinthe. Le Golfe a été pendant longtemps considéré comme un demi-graben asymétrique (Sorel, 2000 ; Rigo et al., 1996). Il était supposé que seule la côte Sud soit limitée par des failles actives et que la côte Nord ne subissait qu'un phénomène de flexuration (ex. Armijo et al., 1996). Moretti et al. (2003) publient des coupes sismiques interprétées sur lesquelles il est clairement visible qu'à la fois le flanc Nord et le flanc Sud du Golfe sont affectés par des failles normales. Sur ces coupes sismiques peuvent être reconnues l'unité synrift inférieure et l'unité synrift supérieure sous le Golfe identifiées par Sachpazi et al. (2003) puis par Bell et al. (2008). Les failles à pendage Nord contrôlent l'unité synrift supérieure et les failles à pendage Sud contrôlent l'unité synrift inférieure. Ces données mettent en évidence que la mise en place du graben offshore était contrôlée et est toujours contrôlée par les déplacements le long de diverses failles et n'est donc pas un simple demi-graben (Bell et al., 2008).

La partie inactive du rift est soulevée et incisée par les rivières au Sud. Entre Aegion et Derveni, le réseau consiste en des failles majeures avec une direction comprise entre N90°E et N110°E, et un pendage moyen de 45° à 65°N (Roberts et al., 1993 ; Roberts, 1996a et b ; Rohais et al. 2007a; Ford et al., 2007) qui limitent des blocs de 4 à 7 km de large (Fig.1b). La déformation en extension recoupe presque à angle droit la fabrique héritée de l'orogenèse hellénique (N-S).

3. Géologie générale du bloc de faille Pirgaki-Mamoussia

La zone d'étude couvre une surface d'environ 130 km^2 (13,5 km de long pour 9,5 km de large), comportant trois rivières majeures à exutoire vers le Nord (Meganitas, Selinous et Kerinitis, Fig. 2).

Le bloc de faille est limité au Sud par la faille de Pirgaki-Mamoussia (ONO-ESE,

pendage 58-60°N) avec un déplacement vertical d'au moins 1475 m au Sud de Kato Fteri, et diminuant vers l'ouest à 550 m au niveau du monastère de Taxiarchion (Fig. 2). La faille de Kerinitis (N54°E) est une faille de relais entre le segment de faille de Pirgaki et le segment de faille de Mamoussia (Ford et al., 2007). Les séismes récents indiquent que cette faille est toujours active et a un pendage de 45°NO (Pacchiani, 2006). Vers l'Ouest la terminaison de la faille de Pirgaki se subdivise en deux segments. Limitant le bloc au Nord, la faille d'Helike (Fig. 1b) a un déplacement vertical minimum de 3.5 km (McNeill & Collier 2004). Cette faille présente deux segments avec une zone de relais (dextre) dans la vallée de Kerinitis. Le segment est était actif en 1861 (Schmidt, 1879 ; Koukouvelas et al., 2001). La faille d'Helike a une forte expression morphologique avec un saut topographique de 400 à 500 m dans la zone d'étude et 800 m plus à l'Est.

L'intérieur du bloc de Pirgaki est recoupé par des failles normales secondaires avec des déplacements verticaux inférieurs à 1000 m. Ces failles peuvent être synthétiques, antithétiques ou obliques. Du Sud vers le Nord (Fig. 2), ce sont la faille des ruines (RF), la faille de Pepelenitsis (PeF), la faille de Selinous (SF), la faille Est Kato Fteri (EKaFF), la faille Ouest Kerinia (WKF) et la faille de Kato Mavriki (KMF). De plus petites failles avec des déplacements verticaux inférieurs à 150 m, sont soit synthétiques soit antithétiques (Fig. 2).

Dans la région d'Aigion, l'unité du prérift est représentée par des calcaires pélagiques et des radiolarites (Trias au Crétacé, Sébrier, 1977) et les 'flyschs' crétacés de la nappe du Pinde présentant une intense déformation polyphasée, sous la forme de plis et de fractures, d'âge Oligocène, généré pendant l'orogenèse hellénique. L'unité du prérift est à l'affleurement en de nombreux endroits sur le secteur d'étude (Fig. 2) correspondant à des nez de blocs basculés ou à des points hauts paléotopographiques. Au Sud des failles de Pirgaki et de Kerinitis, les reliefs actuels de l'unité du pré-rift atteignent 1778 m (Fig. 2) qui représente le cumul de la paléo topographie hellénique héritée, du soulèvement du footwall et du soulèvement régional.

La discordance basale préserve localement une paléo topographie constituée de paléo vallées de grandes dimensions (Taxiarchion), de hauts topographiques (Aghriakona) et de plus petites incisions d'orientation diverse. Les incisions ont entre 60 et 375 m de profondeur et sont parfois affectées par les failles postérieures.

4. Stratigraphie syn rift

La stratigraphie du remplissage syn-rift peut être découpée en trois groupes stratigraphiques majeurs (Fig. 3).

Le groupe inférieur

Il est constitué d'une seule formation sédimentaire : la formation de Melisia d'une épaisseur de 0 à 500 m (Fig. 4a). Les premiers dépôts reposent en discordance sur les séries du pré-rift. La formation de Melisia vient localement en « onlap » sur cette série (Fig. 4b).

La formation de Melisia présente essentiellement des faciès silicoclastiques avec une grande diversité granulométrique. L'ensemble de la série est dominé par les faciès silteux soit massifs, soit laminés. Ils sont souvent interstratifiés avec des faciès de granulométrie plus élevée (arénites et conglomérats en bancs décimétriques à métriques).

Un trait caractéristique de la formation de Melisia est la présence récurrente, à différents niveaux stratigraphiques, de Mollusques (bivalves et gastéropodes). Lorsqu'ils ne sont pas réduits à l'état de bioclastes (Fig. 5a), on peut reconnaître des gastéropodes de l'espèce *Adelinella elegans* (Fig. 5b). Ce fossile est connu du Pliocène supérieur au début du Pléistocène (Gillet, 1963 ; Keraudren, 1979). De plus, sur le plan paléoécologique, il s'agit d'une forme vivant en eaux douces. Une autre caractéristique de cette formation est la

présence de débris végétaux (essentiellement des fragments de feuilles) qui peuvent être localement abondants.
La présence d'une faune continentale vivant en eaux douces amène à interpréter ces faciès silteux comme des dépôts de milieux sédimentaires de relativement basse énergie probablement de type lacustre. Les alternances entre les siltites et les argilites laminées organisées sous forme de rythmites, pourraient correspondre à des « varves » qui marquent ici le maximum d'inondation lacustre. Localement, on trouve des traces de racines (paléosol immature) témoignant vraisemblablement du caractère non permanent du lac qui pourrait arriver à l'exondation.
Les horizons conglomératiques à texture grain-support enregistrent le dépôt de la charge de fond transportée par des écoulements fluviatiles. Les bancs plurimétriques de conglomérats stratifiés qui présentent des couches de granulométrie différente représenteraient des changements rythmiques de l'énergie du courant (alternances étiage crue). Ces bancs sont plutôt lenticulaires. Le litage oblique associé à certains horizons conglomératiques est interprété comme la migration de barres longitudinales. Très localement, se développent des bancs à texture matrice-support témoignant d'un transport par écoulement gravitaire (« debris-flow »).
Les horizons massifs arénitiques dépourvus de structures sédimentaires sont interprétés comme des dépôts rapides de sédiments en suspension pendant les épisodes de crue. Les bancs arénitiques à stratification oblique résulteraient de la migration de mégarides 3D au sein des chenaux fluviatiles. Ainsi, ces faciès seraient à rattacher à des systèmes fluviatiles en tresses. De plus, les quelques indications de paléocourants recueillies dans les faciès sableux et conglomératiques indiquent des directions d'écoulement situées entre le NNE et l'ENE. Ceci suggère que le bassin versant correspondait aux reliefs développés au Sud.
Ainsi, on peut définir la formation de Melisia comme une formation fluvio-lacustre. On peut reconnaître deux séquences successives superposées enregistrant le maximum de développement du lac puis l'invasion progressive par les faciès fluviatiles assurant le comblement du lac.

Le groupe moyen

Il est composé de trois formations, avec, la formation de Zoodhochos, la formation de Kerinitis et la formation de Selinous (Fig. 3). Ces trois formations lithostratigraphiques constituent des éléments de Gilbert-deltas.

La formation de Zoodhochos

Cette formation a été définie à l'entrée de la vallée de l'actuelle rivière Kerinitis, au Nord-Est du village de Kato Fteri, sous la chapelle « Zoodhochos Pighi » (Figs. 2 et 4c). Elle est localement érosive sur la Formation de Melisia.
Les faciès sont dominés par des siltites laminées, regroupés en deux associations. La partie inférieure est caractérisée par une inter-stratification de siltites jaunâtres et d'arénites fines à moyennes. La partie supérieure est granulométriquement plus fine; les arénites étant beaucoup plus rares. Ces deux associations illustrent une alternance entre des processus gravitaires (turbidites sableuses) et des processus de décantation. La formation de Zoodhochos correspond à l'expression distale de Gilbert deltas.
La partie supérieure de la Formation de Zoodhochos se dépose dans la région de Kato Fteri, représentant le prodelta des deltas de Kerinitis et de Vouraikos. La forte épaisseur de cette formation dans la région de Kato Fteri vient de la superposition des deux parties de Zoodhochos et a été induite par l'existence d'un graben secondaire entre et la faille N-S de EKaFF et la faille de Kerinitis (Figs 2 et 4 c, d) qui représente donc un axe préférentiel de transport et d'accumulation de sédiments pendant le groupe Moyen (et après).
La présence d'une partie inférieure de la Formation de Zoodhochos sous le delta géant de Selinous suggère qu'il existait

des deltas précoces, qui ne sont maintenant plus identifiables. La paléovallée de Taxiarchion est comblée par la Formation de Zoodhochos inférieure avec des géométries en onlap (Fig. 4a).

La Formation de Kerinitis

Cette formation correspond à un Gilbert-delta géant conglomératique (Figs 2, 4c, d, e et 6a), caractéristique de la marge Sud du golfe de Corinthe. Il présente un rayon de 3.8 km, un arc de cercle de 125° et une épaisseur minimum de 600 m avec un contact basal érosif. Il couvre une surface de 15 km^2 pour un volume approximatif de 9 km^3 et représente l'essentiel du remplissage du bloc de faille étudié. Les bonnes conditions d'affleurement permettent de réaliser des études stratigraphiques et sédimentologiques à toutes les échelles. L'analyse sédimentologique de détail (Backert, 2009 ; Backert et al., en révision) a permis de définir 19 faciès différents. Les différents faciès reconnus ont été regroupés en associations de faciès illustrant les différents ensembles classiques d'un Gilbert-delta (Gilbert 1885, 1890 ; Koster & Steel, 1984 ; Nemec & Steel, 1988 ; Clauzon et al., 1995 ; Postma, 1990 ; Nemec, 1990) : topset, foreset, bottomset et prodelta (Tab. 1, Fig. 6b).

L'association de faciès de **topset** représente l'association la plus riche en faciès unitaires. Elle peut être subdivisée en deux groupes majeurs.

La sous-assocation de faciès **T1** illustre la partie subaérienne du Gilbert-delta. Volumétriquement, elle est largement dominée par les conglomérats. Il s'agit de faciès fluviatiles (chenaux et barres). Très localement, des faciès de débordement sont préservés. Ils consistent en des arénites et siltites fines sur lesquels se sont développés des paléosols (Fig. 5c).

La sous-association de faciès **T2** marque la transition entre les facies strictement fluviatiles (sous-association T1) et les faciès de la partie sous-aquatique du delta. On y retrouve encore des conglomérats qui sont remaniés par l'action de la houle. Mais ce qui singularise cette sous-association, est avant tout la présence de dépôts carbonatés. Ils consistent en deux types principaux : des faciès de grainstone bioclastique (algues, mollusques) et des faciès bioconstruits (biohermes algaires).

L'association de faciès de **foreset** se reconnaît aisément par son allure stratonomique, avec des bancs fortement pentés (25° en moyenne) Elle est uniquement constituée de conglomérats ; sur le plan granulométrique, c'est l'association la plus monotone (Figs 5d et e). Les processus sédimentologiques dominants sont gravitaires.

L'association de faciès de **bottomset** marque la transition entre l'association de foreset et l'association de prodelta. Elle est marquée par l'interstratification de faciès conglomératiques avec des faciès plus fins (sables moyens à fins, siltites). On y observe souvent des galets flottants dans une matrice sableuse. Les conglomérats présentent souvent un litage oblique de mégarides, passant latéralement et rapidement à des faciès sableux voire silteux (Fig. 5f).

L'association de faciès de **prodelta** représente l'association la plus distale. Elle est marquée par la dominance des faciès fins (Fig. 5g). Néanmoins, on peut y trouver des conglomérats associés à des processus gravitaires.

Ces différentes associations de faciès se combinent pour former l'architecture stratigraphique du Gilbert-delta de Kerinitis. De plus, ces associations de faciès se retrouvent dans la quasi-totalité des édifices deltaïques gilbertiens connus sur la marge Sud du golfe de Corinthe (Ori, 1989, Ori et al.,1991; Dart et al., 1994; Malartre et al., 2004 ; Ford et al., 2007, Rohais et al., 2008). Ainsi, les associations de faciès définies au sein du Gilbert-delta de Kerinitis sont valables dans le secteur d'étude pour les deltas de Selinous, de Kolokotronis et de Kerinia.

Sur le plan stratigraphique (Backert, 2009 ; Backert et al., en révision), on peut brièvement résumer l'évolution du delta de Kerinitis en quatre étapes (Fig. 6) :

- le proto-delta (Figs 6a et c), est un ensemble de foresets qui se serait déposé soit sur le «hangingwall» de la jeune faille de Kerinitis, soit sur la rampe de relais

ayant précédé cette faille. La faible hauteur de ces foresets (environ 30 m) indique que la bathymétrie initiale n'était pas très élevée. La transition entre le proto-delta et le delta inférieur est marquée par une baisse puis une augmentation de l'accommodation. Cette augmentation est enregistrée par le contact en onlap du delta inférieur sur le proto-delta ;
- le delta inférieur (Fig. 6c) est marqué par un caractère progradant accentué ainsi que par la présence à son sommet du Membre calcaire d'Aghios Andreas. La faible valeur de l'accommodation, suivie par sa graduelle augmentation a enregistré le début de la croissance du système de failles normales de Pirgaki et de Kerinitis. La faille de relais (la faille de Kerinitis) a connecté les failles de Pirgaki et de Mamoussia vers la fin de la période de dépôt du delta inférieur. La transition entre le delta inférieur et le delta moyen est marquée par une augmentation brutale et de forte amplitude de l'accommodation ;
- le delta moyen (Fig. 6c) est caractérisé par une évolution depuis de la progrado-aggradation à de la aggradation accentuée. Le delta se serait déposé pendant la période de forte activité tectonique dont le maximum est atteint vers la fin de son dépôt.
- le delta supérieur (Fig. 6c) est marqué par une surface de toplap ainsi que par de la progradation pure vers le bassin. Un brusque arrêt de l'activité du système des failles de Pirgaki et de Kerinitis semble être la cause la plus probable d'un arrêt de la création d'espace d'accommodation. L'arrêt de l'activité du système des failles de Pirgaki et de Mamoussia et le transfert de l'activité à la faille d'Helike semblent avoir été deux phénomènes rapides et liés.

La Formation de Selinous

Tout comme la formation de Kerinitis, elle correspond aussi à un Gilbert-delta géant, d'épaisseur comprise entre 350 et 395 m. Les faciès sont ainsi globalement identiques à ceux reconnus pour le delta de Kerinitis.

A environ 1 km a l'Ouest de Pirgaki (Fig. 2), on peut voir des foresets et bottomsets de la partie supérieure du Kerinitis en dessous de ceux du Selinous (Fig. 6d). Ainsi nous suggérons que ces deux deltas sont, au moins temporairement, contemporains. Ce caractère synchrone est aussi reconnu à partir des faciès du delta de Kerinitis et du delta de Vouraikos qui se développent plus à l'Est (Ford et al., 2007).

Le groupe supérieur

Il est constitué essentiellement par la formation de Kolokotronis d'environ 312 m d'épaisseur maximale (Figs 2, 3, 4h). Il s'agit aussi d'un Gilbert-delta de granulométrie moyenne, inférieure aux précédents deltas et présentant une base érosive (incision de 280 m) sur le delta de Kerinitis. Localement, se développent les faciès turbiditiques sableux de la formation de Kato Fteri d'épaisseur maximale de 162 m. Ces faciès remplissent une paléo vallée d'axe NNE-SSO creusée dans la formation Zoodhochos (Figs 2, 3). Ils doivent vraisemblablement correspondre pour partie à l'expression distale du delta de Kolokotronis (Fig. 3).
Trois petits édifices conglomératiques sont préservés avec des bases discordantes sur le footwall immédiat de la faille de Helike Ouest et représentent probablement des reliques de petits deltas de type Gilbert (Koumaris 75 m, Piliouria 100 m, Kerinia 175 m ; Fig. 2). Localement, les terrasses marines sont préservés sur le footwall de la faille de Helike Ouest en particulier sur le delta de Kerinia (Fig. 2). Les formations de groupe moyen et supérieur sont localement recouvertes par des sols rouges (Fig. 2).

5. Histoire géologique du secteur d'étude

Phase d'extension précoce (groupe inférieur)

L'histoire géologique du secteur est marquée par plusieurs événements d'érosion, souvent importants. Les

discordances sont situées à la base de la succession synrift, entre les trois groupes stratigraphiques et à l'intérieur des groupes moyen et supérieur. La discordance basale, présentant un dénivelé maximum de 375 m, indique que le rift s'est superposé sur une paleo-topographie développée pendant et depuis l'orogenèse hellénique (Fig. 7a). Cela représente une période de temps d'au moins 15 millions années, incluant la crise de salinité messinienne (Rouchy, 2008).

Au début de l'histoire synrift, le secteur était caractérisé par un environnement de dépôt lacustre (formation de Melisia) avec des influences fluviatiles (Fig. 7b). La subsidence était contrôlée par la faille de Pirgaki au Sud et par plusieurs petites failles (failles de Kato Mavriki, Achladia, Nord Lakka, West Kerinia). Aucun argument ne permet de préciser ni la superficie ni la bathymétrie du lac. Compte tenu du contexte tectonique régional, on peut supposer que le lac correspond à une retenue d'eau d'origine tectonique (compartiment faillé isolant une zone affaissée). L'épaisseur de la formation atteint 500 m mais peut présenter les variations latérales importantes ; ces variations étant contrôlées à la fois, par l'héritage paléo- topographique, ainsi que par l'activité des failles et le basculement du bloc vers la faille de Pirgaki. Du côté oriental de la faille de Kerinitis, la formation lacustre de Melisia laisse la place à la formation de Ladopotamos, qui est fluviatile (Malartre et al., 2004 ; Ford et al., 2007 ; Fig.7b).

Phase d'extension principale (groupe moyen)

La dynamique du rift a changé fondamentalement au début du groupe moyen. Cette période est caractérisée par les deltas de type Gilbert de grandes dimensions (Kerinitis et Selinous) déposés dans les hangingwalls immédiats des failles normales actives (Fig. 7c) et corrélés *pro parte* avec les faciès fins distaux de prodelta (formation de Zoodhochos). A sa base, le delta de Kerinitis présente une incision d'au moins 300 m (Fig. 4e), créée par un événement érosif d'âge inconnu. La base du delta de Selinous est aussi érosive (Fig. 3). Ces deltas se sont déposés sous une tranche d'eau marine ou saumâtre (Backert et al., en révision). Cela implique qu'il y a eu une transgression marine entre le groupe inférieur et le groupe moyen, générée par une augmentation importante de l'espace d'accommodation (A). De plus, le taux d'apport sédimentaire (S) a augmenté significativement avec l'arrive massive d'un grand volume de sédiments conglomératiques des rivières de Kerinitis et de Selinous. Cela implique un soulèvement du bassin versant au sud.

Pendant cette période, l'espace d'accommodation fut créé par la faille de Pirgaki et la faille de Kerinitis. La faille de Kerinitis (faille de relais) a permis de connecter les failles de Pirgaki et de Mamoussia, assurant ainsi une accélération de la subsidence (Gupta et al., 1998). A cause de la dominance de ces failles majeures, les failles secondaires étaient moins actives (Taxiarchion, Nord Lakka, d'Achladia et de Est Kato Fteri).

Le delta de Kerinitis est un delta dont le mode d'empilement des unités stratigraphiques est davantage aggradant que progradant (Backert et al., en révision). Par contre, le schéma d'empilement des unités stratigraphiques du delta de Selinous présente une composante progradante forte. Ces différents modes d'empilement sont à relier avec les variations du taux de subsidence le long de la faille de Pirgaki et peuvent être comparés avec les modèles numériques de Hardy & Gawthorpe (1998). Dans la zone du delta de Kerinitis, près du centre de la zone de faille, le taux de subsidence est maximum. Le taux de subsidence diminue vers l'Ouest forçant le delta de Selinous à prograder.

L'arrêt abrupt de l'activité des failles de Pirgaki et Mamoussia est documenté par les géométries de toplap des unités supérieures du delta de Kerinitis. L'abandon de ces failles correspond à l'activation de la faille de Helike (Est et Ouest) vers 700 ka. L'activité de cette faille a déclenché le soulèvement de son footwall. Ce soulèvement est modélisé en utilisant des terrasses marines (par

exemple, celles superposées au delta de Kerinia ; McNeill & Collier, 2004 ; De Martini et al., 2004). En utilisant une altitude minimum pour le sommet du delta de Kerinitis de 800 m et en prenant un taux moyen de soulèvement de 1,1 mm/a (McNeill & Collier, 2004), ce soulèvement aurait débuté il y a environ 700 ka. Cette date semble cohérente avec les datations biostratigraphiques du groupe moyen des secteurs orientaux (Rohais et al. 2007b ; Ford et al., 2007).

Phase d'abandon et de soulèvement du bloc (groupe supérieur)

Le groupe supérieur correspond à une période dominée par des phénomènes érosifs. Les paleovallées ainsi creusées sont ensuite remplies par des Gilbert-deltas (par exemple les deltas de Kolokotronis et de Kerinia) ou des facies distaux (formation de Kato Fteri). Les dépôts du groupe supérieur nous permettent de tracer l'évolution de la rivière de Kerinitis entre 700 ka et aujourd'hui, avec trois cycles d'érosion et de dépôt (Fig. 7d).

(1) La rivière a tout d'abord incisé une vallée vers le nord de 280 m de profondeur dans son propre delta (Kerinitis). Cette vallée a été ensuite remplie par le delta de Kolokotronis construit avec des foresets progradant vers le N et NNO. L'augmentation de A nécessaire au dépôt du delta de Kolokotronis a pu être créée par une augmentation eustatique combinée avec le jeu de la faille de Kerinitis. Le niveau coquillier repéré dans ses topsets montre que le delta de Kolokotronis s'est déposé au moins en partie dans un milieu marin. Les turbidites sableuses de la Formation de Kato Fteri sont interprétées comme l'expression distale du delta de Kolokotronis.

(2) La base du delta de Kerinia est fortement érosive vers le Nord. L'altitude maximum atteinte par cette formation est de 581 m. Sa base se situe à une altitude de 50 m. La vraie incision est amplifiée par des failles normales (Fig. 4d), impliquant que le creusement à la base du delta est beaucoup plus faible que 500 m. En comparaison, le delta récent de Trapeza (qui se trouve à l'Est) est soulevé à 200 m sans être affecté par les failles (Ford et al., 2007). Sa base incise sur une épaisseur d'au moins 200 m. La présence des nombreuses failles normales coupant le delta de Kerinia est liée à sa position dans la zone de relais entre les deux segments de la faille de Helike (Pavlides et al., 2004 ; Koukouvelas et al., 2005 ; Chatzipetros et al., 2005). Ce creusement a été suivi par une remontée du niveau de base permettant le dépôt d'un petit delta (le Kerinia) dans la paléovallée, dans laquelle ne sont préservés que les facies de foreset.

3) Pour arriver à la configuration actuelle, la rivière Kerinitis a ensuite incisé le delta de Kerinia en migrant vers l'Est. Le dépôt-centre s'est déplacé vers le Nord dans le bloc contrôlé par la faille d'Helike. Les deltas alimentés par les rivières Meganitas, Selinous et Kerinitis se mettent actuellement en place dans le Golfe.

Ainsi la rivière Kerinitis a migré vers l'Est depuis le Pléistocène moyen et son dépôt-centre a migré vers le Nord en liaison avec (i) le soulèvement progressif du bloc de Pirgaki-Mamoussia dans le footwall de la faille d'Helike et (ii) l'activié tardive de la faille oblique de Kerinitis.

A l'Ouest et au centre du secteur, les formations de Pilioura et de Koumaris sont probablement contemporaines de la mise en place de la formation de Kerinia. Toutes les trois se trouvent dans le footwall immédiat de la faille d'Helike Ouest. Leur mise en place est expliquée de la même façon que pour la formation de Kerinia (Fig. 7d). Les sols rouges, témoins des épisodes périglaciaires sont préservés principalement au sommet du delta de Kolokotronis et sur la formation de Kerinia (Sebrier, 1977 ; Barbarous & Bousquet, 1976) .

Corrélations latérales : le bloc de faille de Pirgaki-Mamoussia

Les travaux stratigraphiques détaillés ont été récemment complétés pour trois secteurs du bloc de faille de Pirgaki-Mamoussia. Ce sont, le travail présenté ici pour la région au sud d'Aegion, Ford *et al.* (2007) pour la région des gorges de

Vouraikos, et Rohais *et al.* (2007a,b, 2008) pour la région d'Akrata. Ces travaux sont ici intégrés dans un schéma stratigraphique cohérent basé sur des corrélations par les corrélations latérales (Fig. 8). Ce schéma clarifie l'histoire de ce bloc de 30 km de long.

Ford et al. (2007) divisent leur stratigraphie syn rift en deux groupes (inférieur et supérieur). Le groupe supérieur est dominé par un Gilbert delta géant (Vouraikos) équivalent aux formations de Kerinitis et Selinous décrits dans ce travail. Ce groupe est ainsi corrélé ici avec le groupe moyen. Le groupe supérieur de la zone d'étude est peu représenté dans le secteur de Vouraikos. Les sous-divisions de Rohais et al. (2007a et b) sont déjà cohérentes avec celles de cette étude.

En utilisant les datations biostratigraphiques de Rohais et al. (2007a et b), de Malartre et al. (2004) et de Ford et al. (2007), ces corrélations permettent de proposer des âges préliminaires concernant les limites stratigraphiques. L'âge d'initiation du rift est estimé entre 4 et 2 Ma ; l'âge de la transition entre le groupe inférieur et le groupe moyen entre 1.5 et 1.1 Ma, et la transition entre le groupe moyen et le groupe supérieur autour de 700 ka.

Le groupe inférieur

A l'Est du secteur d'étude, l'unité basale (formation de Ladopotamos, > 300 m) comprend des corps de conglomérat et de grès interstratifiées avec une proportion variable de siltites rougeâtres (Ford et al., 2007). Cette formation représente un réseau fluviatile avec des paléocourants dirigés vers le N et NE. Elle est corrélée ici avec les dépôts fluvio-lacustres de la formation de Melisia. Un calcaire blanc d'épaisseur de 25 m et un micro-conglomérat côtier (formation de Katafugion, faciès de plage) se trouvent au-dessus de la formation de Ladopotamos et documentent une transgression marine. Elle est suivie par l'unité de Derveni comprenant des faciès fins (siltites-argilites), probablement marins de 100 à 150 m. Ford et al. (2007) placent la limite supérieure du groupe inférieur au milieu de l'unité de Derveni. Nous proposons ici que cette limite doit être placée entre la succession fluviatile de Ladopotamos et les sédiments d'influence marine de Katafugion (Fig. 8).

Plus à l'Est encore, dans le secteur d'Akrata, l'unité basale consiste en des dépôts alluviaux grossiers (formation d'Exochi, 80 m) suivie par une série conglomératique -gréseuse de caractère fluvio-lacustre (formation de Vallimi, 200 m) et une succession plus fine de caractère lacustre à marine (formation d'Aiges, 50 m ; Rohais et al., 2007a). La transition entre la succession continentale inférieure et la succession marine se trouve au milieu de la formation d'Aiges.

Cette corrélation latérale du groupe inférieur permet de proposer une période de dépôt de caractère continental, en cohérence avec les premiers dépôts du rift à l'Est (Rohais et al., 2007b) et au Sud (Ford et al., in prep). Pendant le dépôt de ce groupe, le taux d'apport sédimentaire compense le taux de création d'espace d'accommodation. Les datations de Rohais et al. (2007b) indiquent que le groupe inférieur a un âge compris entre le Pliocène supérieur et le Pléistocène moyen (4 à 1,5 Ma). La diminution de la granulométrie du groupe inférieur d'Est en Ouest suggère que les sources principales se situaient plus à l'Est et que la faille de Pirgaki-Mamoussia avait une influence minimale pendant cette période.

Le groupe moyen

Le groupe moyen est surtout caractérisé par la mise en place des Gilbert-deltas géants. Les deltas de Selinous (environ 400 m), Kerinitis (> 600 m), Vouraikos (> 800 m) et Platanos (400 m) peuvent être corrélés latéralement (Fig. 8) car (i) ils se sont tous déposés dans le hangingwall immédiat de la faille de Pirgaki-Mamoussia, (ii) leur sommets se trouvent tous vers 800 m d'altitude aujourd'hui et, (iii) leur faciès et architectures stratigraphiques sont semblables (Ford et al., 2007 ; Backert et al., en révision). Les âges proposés par Rohais et al. (2008) et par Ford et al. (2007) pour cette période sont également en accord, compris entre le Pléistocène inférieur et le Pléistocène

moyen. Les faciès de prodelta, latéralement équivalents à ces deltas conglomératiques, se trouvent dans la formation de Zoodhochos, dans l'Unité de Derveni (Ford et al. 2007) et dans la formation d'Aiges (Rohais et al. 2007b). Les bases de tous ces deltas sont érosives. La présence des surfaces d'érosion à la base de chaque delta géant qui incisent les unités sous-jacentes de prodelta reste difficile à expliquer simplement. Cela implique tout d'abord une chute drastique du niveau marin relatif dont l'origine est inconnue. Ensuite il est nécessaire d'avoir une forte accommodation pour permettre le développement des Gilbert deltas géants.
L'évènement transgressif à la transition entre le groupe inférieur et le groupe moyen est le témoin d'un changement majeur dans l'évolution du rift. Le transport de sédiments se fait du Sud vers le Nord, les conditions deviennent marines et le flux sédimentaire augmente. Malgré une forte valeur, cette apport de sédiment ne compense plus le taux de création d'espace d'accommodation. Ce groupe stratigraphique documente la période principale de subsidence sur la faille de Pirgaki-Mamoussia. Les deltas sont alimentés par les sources ponctuelles du footwall avec un espacement moyen de 6.5 à 9 km. La symétrie de l'organisation de ces quatre deltas avec les deux deltas les plus épais au centre (Kerinitis et Vouraikos) et les deltas moins volumineux (Selinous et Platanos) sur les deux cotés, semble conforme avec les modèles numériques de Hardy & Gawthorpe (1998), où la taille et la forme des deltas dans le hangingwall d'une faille normale sont contrôlées par la variation de déplacement sur la faille (maximum au centre, diminuant vers les limites de faille).

Le groupe supérieur

Le delta de Kolokotronis, reposant par une base érosive directement au dessus du delta de Kerinitis (Fig. 2) représente une situation unique sur toute la marge Sud du rift de Corinthe. L'absence de delta du groupe supérieur au-dessus du delta de Vouraikos pourrait être reliée à un taux de subsidence plus élevé sur le hangingwall de la faille de Kerinitis. Bien que Ford et al. (2007) n'aient pas distingué formellement l'équivalent du groupe supérieur tel que défini dans cette étude, ces auteurs présentent les mêmes types de dépôt. Il s'agit de deltas récents (par exemple, le delta de Trapeza, Fig. 1), des terrasses marines ainsi que de sols rouges. Le groupe supérieur est donc corrélable depuis la région de Melisia à la zone de Diakopfto (Fig. 8). Cette corrélation peut être poursuivie vers l'Est où Rohais et al. (2007a) ont identifié les mêmes dépôts qu'à l'Ouest et plus particulièrement le delta récent d'Akrata qui a également une base érosive. La période de mise en place proposée par Rohais et al. (2007b) et par Ford et al. (2007) se situe entre 0,7 Ma et l'actuel.
Un soulèvement généralisé du bloc de faille de Pirgaki-Mamoussia lié au transfert de la distension vers le Nord (faille d'Helike) est documenté par l'histoire de ce groupe. Malgré un soulèvement estimé entre 1.1 mm/a et 0,9 à 1 mm/a (McNeill & Collier, 2004), les quatre grandes rivières ayant alimenté les deltas du groupe moyen, ont maintenu leur cours vers le Nord jusqu'à aujourd'hui.

Corrélations avec le domaine offshore

L'étude de coupes sismiques offshore a permis de mettre en évidence une surface de discordance séparant une unité supérieure d'une unité inférieure datée à 0,4 Ma par Bell et al. (2008) et à 0,6 Ma par Sachpazi et al. (2003). Sachpazi et al. (2003) précisent que les cinq couches qui constituent l'unité supérieure ont été déposées sous l'influence de l'eustatisme. Or les cycles eustatiques de 100 ka sont majoritaires au Pléistocène moyen. Il est par conséquent suggéré que la partie supérieure offshore représente le Groupe supérieur identifié sur la marge Sud décrit ci-dessus. L'unité inférieure offshore pourrait donc être corrélée au groupe moyen. Le groupe inférieur ne semble pas avoir été enregistré en offshore, suggérant une fermeture vers le nord à cette époque.

6. Conclusion

1. La stratigraphie syn-rift du secteur Melisia-Kerinitis démontre une histoire de bloc de faille normale en trois phases. La succession fluvio-lacustre de la formation de Melisia documente un début de distension modeste et lent. Cette phase initiale est superposée sur une paléo topographie significative héritée de l'orogenèse hellénique. La transition entre cette phase de rifting précoce et la phase de distension principale (groupe moyen) est marquée par une transgression marine et une augmentation importante de A et de S. La phase de distension principale a duré approximativement 0.8 Ma et est caractérisée par le dépôt de Gilbert deltas géants. La dernière phase d'abandon et de soulèvement du bloc est due au transfert de la distension vers le nord.

2. Sur le plan sédimentologique, le groupe inférieur montre le développement d'une formation singulière à dominante lacustre (formation de Melisia) dont le caractère particulier est la présence de varves. Le groupe moyen est caractérisé par le développement d'énormes Gilbert-deltas géants conglomératiques mis en place sous une tranche d'eau marine (présence de carbonates dans les topsets). On peut y reconnaître la zonation classique depuis les faciès de topset, jusqu'aux faciès de prodelta. Le groupe supérieur est caractérisé surtout par des Gilbert-deltas plus modestes et de granulométrie moindre.

3. Cette histoire documente l'interaction entre des rivières antécédentes et la tectonique distensive locale et régionale. Ces rivières, la Selinous et la Kerinitis, s'écoulent vers le Nord depuis le début du rifting. Ces rivières ont délivré une charge sédimentaire modeste pendant le rifting précoce. Durant cette phase, les grands volumes de sédiment étaient piégés dans les blocs basculés situés plus au Sud (Flotté et al., 2005) et à l'Est. Pendant la phase de distension principale, les deux rivières ont apporté un énorme volume de sédiments grossiers, ayant construit les Gilbert-deltas géants. L'augmentation de S peut être liée à un changement de régime tectonique (soulèvement du bassin versant au Sud), couplé à un changement climatique (Head & Gibbard, 2005).
Pendant le soulèvement du bloc, les rivières de Selinous et de Kerinitis ont réussi à continuer à s'écouler vers le Nord en incisant fortement leurs propres deltas pour les redéposer dans le hangingwall de la faille de Helike au Nord. La puissance des rivières vient de leur antécédence et peut être aussi de la granulométrie grossière de leur charge (Cowie et al., 2008).

4. Le soulèvement du bloc de faille depuis approximativement 700 ka est marqué par plusieurs cycles de forte incision suivie par le remplissage des vallées. Les phases successives de creusement et de remplissage des vallées sont dues à des variations du niveau marin relatif (jeu combiné de l'eustatisme et de la tectonique?) de forte amplitude et de fréquence élevée.

5. La zone d'étude représente la limite Ouest du bloc de Pirgaki-Mamoussia, un bloc de 30 km de long. Les corrélations latérales démontrent un début typique de rifting, caractérisé par la mise en place de dépôts continentaux (Prosser, 1993 ; Lambiase & Bosworth, 1995) en contexte de faible subsidence. L'étape suivante (groupe moyen) documente une forte augmentation de la subsidence, également typique du développement d'un rift. Cependant, une caractéristique propre du secteur est le fort apport de sédiment, lié avec le système hydrographique antécédent. La succession classique de remplissage d'un rift (faciès distaux affamés ; Prosser, 1993 ; Lambiase & Bosworth, 1995) est ici perturbée par les énormes taux d'apport sédimentaire des rivières antécédentes qui nourrissent ainsi les Gilbert-deltas géants. Le soulèvement tardif du secteur démontre que le rift n'a pas encore subi de subsidence thermique.

Références bibliographiques

Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. and Barka, A. 1999. Westward propagation of the

North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology*, **27**: 267-270.

Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A. and Papanastassiou, D. 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophysical Journal International*, **126**: 11-53.

Backert, N. 2009. *Interaction tectonique-sédimentation dans le rift de Corinthe, Grèce. Architecture stratigraphique et sédimentologie du Gilbert-delta de Kerinitis.* Unpublished PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine (INPL-Nancy Universités), Géosciences, Vandoeuvre-lès-Nancy (France), 349 pp.

Backert, N., Ford, M. and Malartre, F. en révision. Architecture and sedimentology of the Kerinitis Gilbert-type fan delta, Corinth rift, Greece. *Sedimentology*.

Barbaroux, L. and Bousquet, B. 1976. Contribution à l'étude des sols méditerranéens - Les sols rouges du domaine hellénique en Grèce occidentale, signification climatique et stratigraphie. *Géologie méditerranéenne, T III*, **4**: 237-250.

Bell, R.E., McNeill, L.C., Bull, J.M. and Henstock, T.J. 2008. Evolution of the offshore western Gulf of Corinth. *Geological Society of America Bulletin*, **120**: 156-178.

Bernard, P., Lyon-Caen, H., Briole, P., Deschamps, A., Boudin, F., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Lemeille, F., Patau, G., Billiris, H., Paradissis, D., Papazissi, K., Castarède, H., Charade, O., Nercessian, A., Avallone, A., Pacchiani, F., Zahradnik, J., Sacks, S. and Linde, A. 2006. Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *Tectonophysics*, **426**: 7-30.

Briole, P., Rigo, A., Lyon-Caen, H., Ruegg, J.C., Papazissi, K., Mitsakaki, C., Balodimou, A., Veis, G., Hatzfeld, D. and Deschamps, A. 2000. Active deformation of the Corinth rift, Greece: Results from repeated Global Positionning System surveys between 1990 and 1995. *Journal of Geophysical Research*, **105**: 25,605-25,625.

Burchfiel, B.C. 2008. The Aegean: a natural laboratory for tectonics. *Donald D. Harrington Symposium on the Geology of the Aegian, IOP Conference series: Earth and Environmental Science*, **2**, 1-4. doi: 10.1088/1755-1307/21/012001.

Chatzipetros, A., Kokkalas, S., Pavlides, S. and Koukouvelas, I.K. 2005. Palaeoseismic data and their implication for active deformation in Greece. *Journal of Geodynamics*, **40**: 170-188.

Clauzon, G., Rubino, J.L. and Savoye, B. 1995. Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast. A typical infill of preexisting subaerial Messinian canyons. In: *IAS -16th Regional Meeting of Sedimentology - 5ème Congrès Français de Sédimentologie - ASF. Field Trip Guide Book, 1995.*, **23**, pp. 145-222. Association des Sédimentologistes Français.

Cowie, P.A., Whittaker, A.C., Attal, M., Roberts, G., Tucker, G.E. and Ganas, A. 2008. New constraints on sediment-flux-dependent river incision: implications for extracting tectonic signals from rivers profiles. *Geology*, **36**: 535-538.

Dart, C.J., Collier, R.E.L., Gawthorpe, R.L., Keller, J.V.A. and Nichols, G. 1994. Sequence stratigraphic of (?)Pliocene-Quaternary synrift, Gilbert-type fan deltas, northern Peloponnesos, Greece. *Marine and Petroleum Geology*, **11**: 545-560.

De Martini, P.M., Pantosti, D., Palyvos, N., Lemeille, F., McNeill, L. and Collier, R. 2004. Slip rates of the Aigion and Eliki Faults from uplifted marine terraces, Corinth Gulf, Greece. *Comptes Rendus Geosciences*, **336**: 325-334.

Flotté, N., Sorel, D., Müller, C. and Tensi, J. 2005. Along strike changes in the structural evolution over a brittle detachment fault: Example of the Pleistocene Corinth-Patras rift (Greece). *Tectonophysics*, **403**: 77-94.

Ford, M., Rohais, S., Backert, N., Urban, B., Malartre, F., Williams, E.A., Jousselin, D., Bourlange, S. in prep. Stratigraphic and tectonic evolution of a rapidely opening rift, central Corinth Rift. For submission to International Journal of Earth Sciences.

Ford, M., Williams, E.A., Malartre, F. and Popescu, S.M. 2007. Stratigraphic architecture, sedimentology and structure of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece. In: *Sedimentary Processes, Environments and Basins. A tribute to Peter Friend. Special Issue of the International Association of Sedimentologists* (Eds G. Nichols, E. Williams and C. Paola), **38**, pp. 49-90. IAS Blackwell Publishing.

Ghisetti, F. and Vezzani, L. 2004. Plio-Pleistocene sedimentation and fault segmentation in the Gulf of Corinth (Greece) controlled by inherited structural fabric. *Comptes Rendus Geosciences*, **336**: 243-249.

Ghisetti, F. and Vezzani, L. 2005. Inherited structural controls on normal fault architecture in the Gulf of Corinth (Greece). *Tectonics*, **24, TC4016, doi: 10.1029/2004TC001696**.

Gilbert, G.K. 1885. The topographic features of lake shores. *Annual Report of the United States Geological Survey*, **5**: 69-123.

Gilbert, G.K. 1890. Lake Bonneville. *Monographs of the United States Geological Survey.*, **1**: 1-438.

Gillet, S. 1963. Nouvelles données sur le gisement villafranchien de Né-Korinthos. *Praktika Akadimias Athinion*, **38**: 400-419.

Goldsworthy, M. and Jackson, J. 2001. Migration of activity within normal fault systems: examples from the Quaternary of mainland greece. *Journal of Structural Geology*, **23**: 489-506.

Gupta, S., Cowie, P.A., Dawers, N.H. and Underhill, J.R. 1998. A mechanism to explain rift-basin subsidence and stratigraphic patterns through fault-array evolution. *Geology*, **26**: 595-598.

Hardy, S. and Gawthorpe, R.L. 1998. Effects of variations in fault slip rate on sequence stratigraphy in fan deltas: Insights from numerical modeling. *Geology*, **26**: 911-914.

Head, M.J. and Gibbard, P.L. 2005. Early-Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for the defining boundary. In: *Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence. Geological Society London Special Publications* (Eds M.J. Head and P.L. Gibbard), **247**, pp. 1-18.

Keraudren, B. 1979. Le Plio-Pléistocène marin et oligohalin en Grèce: stratigraphie et paléogéographie. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, **21**: 17-28.

Koster, E.H. and Steel, R.J. 1984. *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologists - Memoir 10.*, Calgary, Alberta, Canada, 441 pp.

Koukouvelas, I.K., Katsonopoulou, D., Soter, S. and Xypolias, P. 2005. Slip rates on the Heliki Fault, Gulf of Corinth, Greece: new evidence from geoarcheology. *Terra Nova*, **17**: 158-164.

Koukouvelas, I.K., Stamatopoulos, L., Katsonopoulou, D. and Pavlides, S. 2001. A paleoseismological and geoarcheological investigation of the Eliki fault, Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Structural Geology*, **23**: 531-543.

Lambiase, J.J. and Bosworth, W. 1995. Structural controls on sedimentation in continental rifts. In: *Hydrocarbon habitat in rift basins. Geological Society, London, Special Publication* (Ed J.J. Lambiase), **80**, pp. 117-144.

Malartre, F., Ford, M. and Williams, E.A. 2004. Preliminary biostratigraphy and 3D geometry of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece. *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences de Paris*, **336**: 269-280.

McNeill, L.C. and Collier, R.E.L. 2004. Uplift and slip rates of the eastern Eliki fault segment, Gulf of Corinth, Greece, inferred from Holocene and Pleistocene terraces. *Journal of the Geological Society, London*, **161**: 81-92.

Moretti, I., Sakellariou, D., Lykousis, V. and Micarelli, L. 2003. The Gulf of Corinth: an active half graben? *Journal of Geodynamics*, **36**: 323-340.

Nemec, W. 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In: *Coarse-Grained Deltas - International Association of Sedimentologists - Special Publication Number 10* (Eds A. Colella and D.B. Prior), **10**, pp. 29-73. IAS Blackwell.

Nemec, W. and Steel, R.J. 1988. *Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. Blackie and Son, Glasgow and London, 444 pp.

Ori, G.G. 1989. Geological history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece. *Geology*, **17**: 918-921.

Ori, G.G., Roveri, M. and Nichols, G. 1991. Architectural patterns in large-scale Gilbert-type delta complexes, Pleistocene, Gulf of Corinth, Greece. In: *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery* (Eds A.D. Miall and N. Tyler), **3**, pp. 207-216. SEPM (Society for Sedimentary Geology)-Concepts in Sedimentology and Paleontology, Volume 3.

Pacchiani, F. 2006. *Etude sismologique des failles normales actives du rift de Corinthe.*,

Unpublished PhD thesis, Université Paris XI, Paris, 373 pp.

Pavlides, S., Koukouvelas, I.K., Kokkalas, S., Stamatopoulos, L., Keramydas, D. and Tsodoulos, I. 2004. Late Holocene evolution of the East Eliki fault, Gulf of Corinth (Central Greece). *Quaternary International*, **115-116**: 139-154.

Postma, G. 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: *Coarse-Grained Deltas - International Association of Sedimentologists - Special Publication Number 10* (Eds A. Colella and D.B. Prior), **10**, pp. 13-27. IAS Blackwell.

Prosser, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: *Tectonics and seismic sequence stratigraphy. Geological Society, London, Special Publication* (Eds G.D. Williams and A. Dobb), **71**, pp. 35-66.

Rigo, A., Lyon-Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P. and Kassaras, I. 1996. A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophysical Journal International*, **126**: 663-688.

Roberts, G.P. 1996a. Non-characteristic normal faulting surface ruptures from the gulf of Corinth Greece. *Journal of Geophysical Research*, **101**: 25,255-25,267.

Roberts, G.P. 1996b. Non-characteristic normal faulting surface ruptures from the Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Structural Geology*, **18**: 835-845.

Roberts, G.P., Gawthorpe, R.L. and Stewart, I. 1993. Surface faulting within active normal fault-zones: examples from the Gulf of Corinth fault system, central Greece. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F. suppl.-Bd.*, **94**: 303-328.

Rohais, S. 2007. *Architecture stratigraphique et flux sédimentaires sur la marge sud du golfe de Corinthe (Grèce) : Analyse de terrain, modélisations expérimentales et numériques.* Unpublished PhD thesis, Université de Rennes 1, UFR Structure et Propriétés de la Matière, Rennes, 382 pp.

Rohais, S., Eschard, R., Ford, M., Guillocheau, F. and Moretti, I. 2007a. Stratigraphic architecture of the Plio-Pleistocene infill of the Corinth Rift: implications for its structural evolution. *Tectonophysics*, **440**: 5-28.

Rohais, S., Eschard, R. and Guillocheau, F. 2008. Depositional model and stratigraphic architecture of rift climax Gilbert-type fan deltas (Gulf of Corinth, Greece). *Sedimentary Geology*, **210**: 132-145.

Rohais, S., Joannin, S., Colin, J.P., Suc, J.P., Guillocheau, F. and Eschard, R. 2007b. Age and environmental evolution of the syn-rift fill of the southern coast of the Gulf of Corinth (Akrata-Derveni region, Greece). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **178**: 231-243.

Rouchy, J.M. 2008. Chapitre 6. La crise de salinité messinienne. In: *Géodynamique méditerranéenne* (Eds L. Jolivet et al.), pp. 165-195. Société Géologique de France - Vuibert.

Sachpazi, M., Clement, C., Laigle, M., Hirn, A. and Roussos, N. 2003. Rift structure, evolution, and earthquakes in the Gulf of Corinth, from reflection seismic images. *Earth and Planetary Science Letters*, **216**: 243-257.

Schmidt, J.F.J. 1879. Studien über Erdbeben. *Carl Scholtze, Leipzig*68-83.

Sébrier, M. 1977. *Tectonique récente d'une transversale à l'Arc Egéen : le Golfe de Corinthe et ses régions périphériques.*, Thèse de 3ème cycle - Paris Sud Centre d'Orsay, Paris, 140 pp.

Sorel, D. 2000. A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth-Patras rift, Greece. *Geology*, **28**: 83-86.

Uličný, D., Nichols, G. and Waltham, D. 2002. Role of initial depth at basin margins in sequence architecture: field examples and computer models. *Basin Research*, **14**: 347-360.

Liste des figures

Figure captions

Figure 1. (a) Carte tectonique de la région égéenne localisant le rift de Corinthe, ainsi que la figure b. Abréviations : NAF (S) = branche Sud de la faille Nord anatolienne, KF = faille de Kephalonia, (b) Carte géologique de la marge Sud du rift de Corinthe localisant le secteur d'étude, Fig. 2). Cette carte est basée sur les résultats de cette étude ainsi que sur les travaux de Ghisetti & Vezzani (2004, 2005), Ford et al. (2007). Abréviations : P-M Fault = faille de Pirgaki-Mamoussia, KOL. = Gilbert-delta de Kolokotronis, KF = village de Kato Fteri, K = village de Kerinia.

Figure 1. (a) Tectonic map of Aegean region with Corinth rift, and location of fig. 1b.
(b) Geological map, southern part of Corinth rift (location of the studied area). Based on field works of Ghisetti & Vezzani (2004, 2005), Ford et al. (2007). Abbreviations : P-M Fault = Pirgaki-Mamoussia Fault, KOL. = Kolokotronis Gilbert-delta, KF = Kato Fteri village, K = Kerinia village.

Figure 2. Carte géologique du secteur d'étude, localisée sur le bloc de faille de 6 km de largeur, limité au Sud par la faille de Pirgaki et au Nord par la faille d'Helike. Le remplissage syn-rift, d'une épaisseur minimale de 1624 m, comprend trois groupes stratigraphiques. La zone d'étude est localisée sur la fig.1. Localisation des coupes structurales (fig. 4).

Figure 2. Geological map of studied area. The syn-rift infilling is divided into three stratigraphic groups. Location of the cross sections (see fig. 4).

Figure 3. Stratigraphie synrift du secteur d'étude représentée sous forme de quatre colonnes (A à D). La colonne principale B représente la succession stratigraphique la plus complète de la zone d'étude, d'une épaisseur maximale de 1624 m. La stratigraphie synrift est composée de trois groupes (modifié d'après Backert et al., en révision). Les colonnes stratigraphiques (A à D) sont localisées sur la figure 2.

Figure 3. Studied area stratigraphic scheme in four logs (A to D, see fig. 2). The main B log shows the most complete and preserved sedimentary infilling (1624 m). The stratigraphy is divided into three groups.

Figure 4. Coupes structurales (localisation en fig.2).

Figure 4. Structural cross sections (see location on fig. 2).

Figure 5. Faciès sédimentaires des groupes inférieur à supérieur
5a - faciès silteux et bioclastique (formation de Melisia)
5b - Gastéropode : *Adelinella elegans* (formation de Melisia)
5c – faciès de topset avec paléosol préservé à la base (formation de Kerinitis)
5d – faciès de foreset : noter le pendage sédimentaire (formation de Kerinitis)
5e - faciès de foreset : texture « open-framework » (formation de Kerinitis)
5f – faciès de bottomset : conglomérats à litage oblique, arénites et clastes flottants (formation de Kerinitis)
5g – faciès de prodelta : alternance entre siltites et arénites (formation de Kerinitis)
5h – géométries sédimentaires entre topset et foreset (formation de Kolokotronis)

Figure 5. Sedimentary facies of lower to upper stratigrapic groups.
5a – silty and bioclastic facies (Melisia formation)
5b – Gastropod: Adelinella elegans (Melisia formation)
5c – Topset facies showing preserved paleosol (at the outcrop base), (Kerinitis formation)
5d – Foreset facies: see the sedimentary steeply dipping beds (Kerinitis formation)
5e – foreset facies: open-framework texture (Kerinitis formation)
5f – bottomset facies: oblique lamination within conglomerate, arenites and floating clasts (Kerinitis formation)
5g – prodelta facies: siltites-arenites alternation (Kerinitis formation)

5h – sedimentary geometric relationships within topsets and foresets (Kolokotronis formation).

Figure 6
6a - Coupe naturelle du delta de Kerinitis, orientation NE-SO
6b - Schéma de principe montrant la disposition des associations de faciès au sein d'un Gilbert-delta
6c – Evolution schématique du Gilbert-delta de Kerinitis
6d – Contact stratigraphique entre le delta de Kerinitis et le delta de Selinous.

Figure 6
6a – Natural cross section of the Kerinitis Gilbert-delta, NE-SW orientation
6b – Theoretical scheme showing the relative position of the different facies associations within a Gilbert-delta
6c – Schematic evolution of Kerinitis Gilbert-delta
6d – Kerinitis delta and Selinous delta stratigraphical contact.

Figure 7 - Cartes représentant (a) la paléotopographie de l'unité du pré-rift. La discordance basale syn-rift est composée de zones hautes, de dépressions topographiques et de vallées. (b) Carte d'environnements de dépôt et des éléments tectoniques actifs pendant le dépôt du groupe inférieur. (c) Carte d'environnements de dépôt et éléments tectoniques actifs pendant le dépôt du groupe moyen. (d) Carte d'environnements de dépôt et des éléments tectoniques actifs pendant le dépôt du groupe supérieur.

Figure 7 – (a) Paleotopographical map of pre-rift basement. The basal syn-rift unconformity is composed of high zones, topographical trough and valleys. (b) Map of depositional environments and active tectonic elements during deposition of the lower group. (c) Map of depositional environments and active tectonic elements during deposition of the middle group. (d) Map of depositional environments and active tectonic elements during deposition of the upper group.

Figure 8 - Corrélation, d'Ouest en Est, des colonnes stratigraphiques synrifts synthétiques dans le bloc de faille de Pirgaki-Mamoussia : (A et B) cette étude, (C) modifiée d'après Ford *et al.* (2007), et (D) modifiée d'après Rohais (2007). En encart, localisation des colonnes.

Figure 8 – West-East correlation of syn-rift stratigraphical logs in the Pirgaki-Mamousia fault block : (A and B) this study, (C) modified from Ford et al. 2007, and (D) modified from Rohais (2007)

Tableau 1 – Faciès, associations de faciès et environnements de dépôt des Gilbert-deltas des groupes moyen et supérieur.

Table 1 – Facies, facies associations and depositional environments of Gilbert-deltas (middle and upper group).

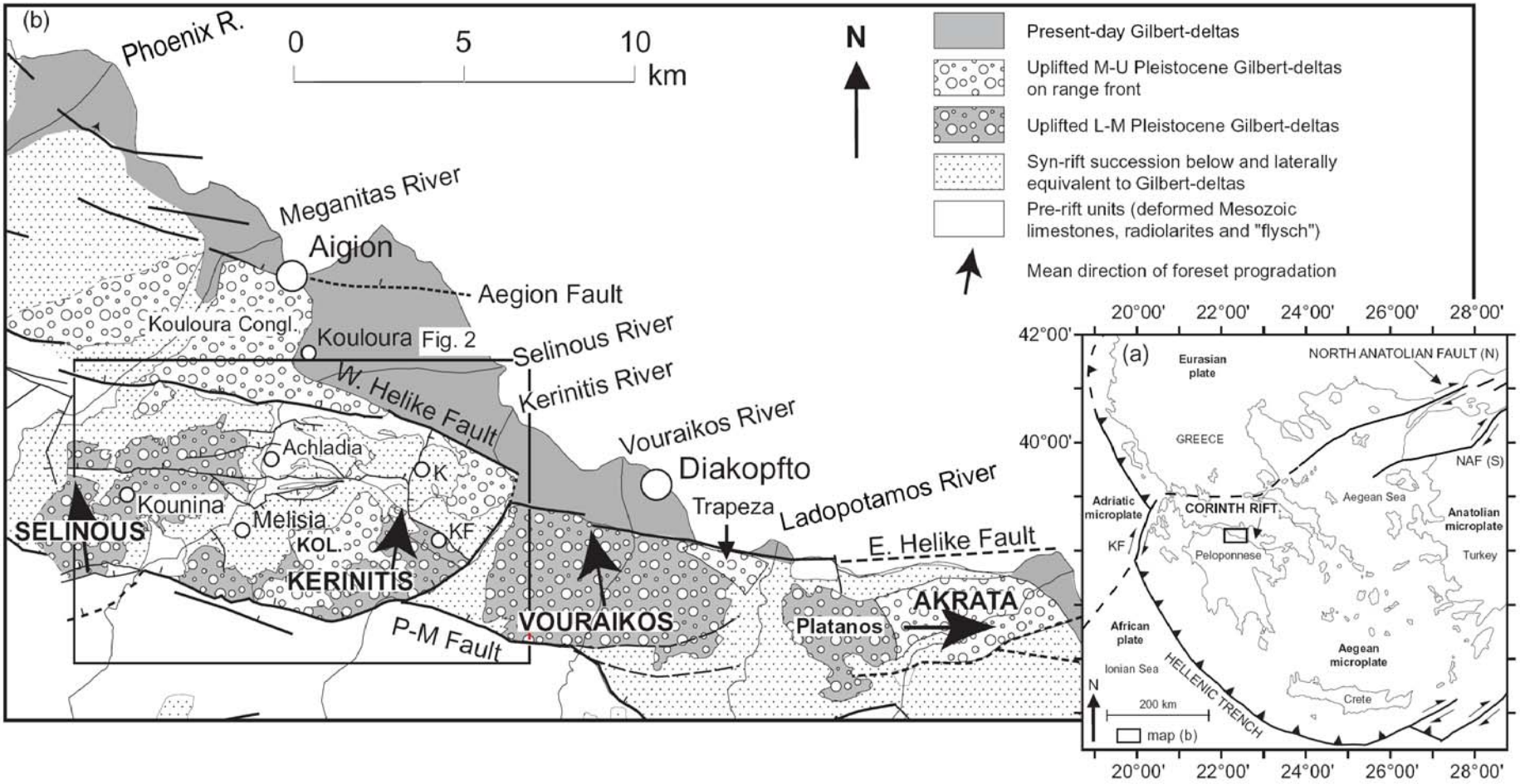

(b)
Phoenix R.
0
5
10
km
N
Present-day Gilbert-deltas
Uplifted M-U Pleistocene Gilbert-deltas on range front
Uplifted L-M Pleistocene Gilbert-deltas
Syn-rift succession below and laterally equivalent to Gilbert-deltas
Pre-rift units (deformed Mesozoic limestones, radiolarites and "flysch")
Mean direction of foreset progradation
Meganitas River
Aigion
Aegion Fault
Kouloura Congl.
Kouloura
Fig. 2
Selinous River
Kerinitis River
W. Helike Fault
Vouraikos River
Achladia
K
Diakopfto
Kounina
Melisia
KOL.
KF
Trapeza
Ladopotamos River
E. Helike Fault
SELINOUS
KERINITIS
VOURAIKOS
AKRATA
Platanos
P-M Fault
20°00'
22°00'
24°00'
26°00'
28°00'
42°00'
40°00'
(a)
Eurasian plate
NORTH ANATOLIAN FAULT (N)
GREECE
NAF (S)
Adriatic microplate
CORINTH RIFT
Aegean Sea
Anatolian microplate
KF
Peloponnese
Turkey
African plate
Aegean microplate
Ionian Sea
HELLENIC TRENCH
Crete
N
200 km
map (b)

FIGURE 1

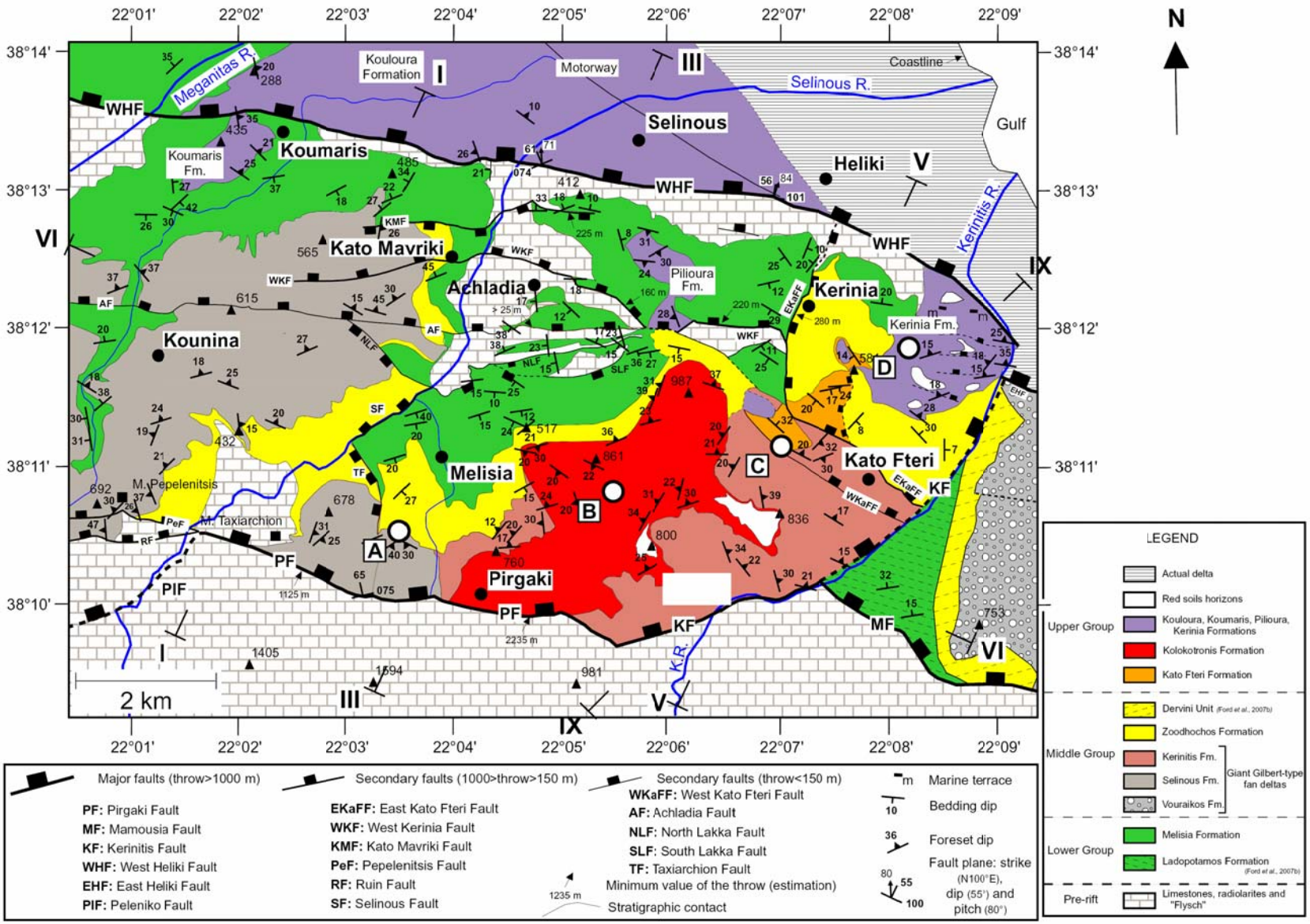

22°01'
22°02'
22°03'
22°04'
22°05'
22°06'
22°07'
22°08'
22°09'
38°14'
38°13'
38°12'
38°11'
38°10'
N
Meganitas R.
Kouloura Formation
Motorway
Coastline
Selinous R.
Gulf
Selinous
Heliki
Kernitis R.
Koumaris
Koumaris Fm.
Kato Mavriki
Achladia
Pilioura Fm.
Kerinia
Kerinia Fm.
Kounina
Melisia
Kato Fteri
Pirgaki
M. Pepelenitsis
M. Taxiarchion
WHF
KMF
WKF
AF
NLF
SF
TF
PeF
RF
PF
PIF
EKaFF
WKaFF
KF
SLF
EHF
MF
I
III
V
VI
IX
A
B
C
D
2 km
LEGEND
Actual delta
Red soils horizons
Kouloura, Koumaris, Pilioura, Kerinia Formations
Kolokotronis Formation
Kato Fteri Formation
Dervini Unit (Ford et al., 2007b)
Zoodhochos Formation
Kerinitis Fm.
Selinous Fm.
Vouraikos Fm.
Giant Gilbert-type fan deltas
Melisia Formation
Ladopotamos Formation (Ford et al., 2007b)
Limestones, radiolarites and "Flysch"
Upper Group
Middle Group
Lower Group
Pre-rift
Major faults (throw>1000 m)
Secondary faults (1000>throw>150 m)
Secondary faults (throw<150 m)
PF: Pirgaki Fault
MF: Mamousia Fault
KF: Kerinitis Fault
WHF: West Heliki Fault
EHF: East Heliki Fault
PIF: Peleniko Fault
EKaFF: East Kato Fteri Fault
WKF: West Kerinia Fault
KMF: Kato Mavriki Fault
PeF: Pepelenitsis Fault
RF: Ruin Fault
SF: Selinous Fault
WKaFF: West Kato Fteri Fault
AF: Achladia Fault
NLF: North Lakka Fault
SLF: South Lakka Fault
TF: Taxiarchion Fault
Minimum value of the throw (estimation)
Stratigraphic contact
Marine terrace
Bedding dip
Foreset dip
Fault plane: strike (N100°E), dip (55°) and pitch (80°)

FIGURE 2

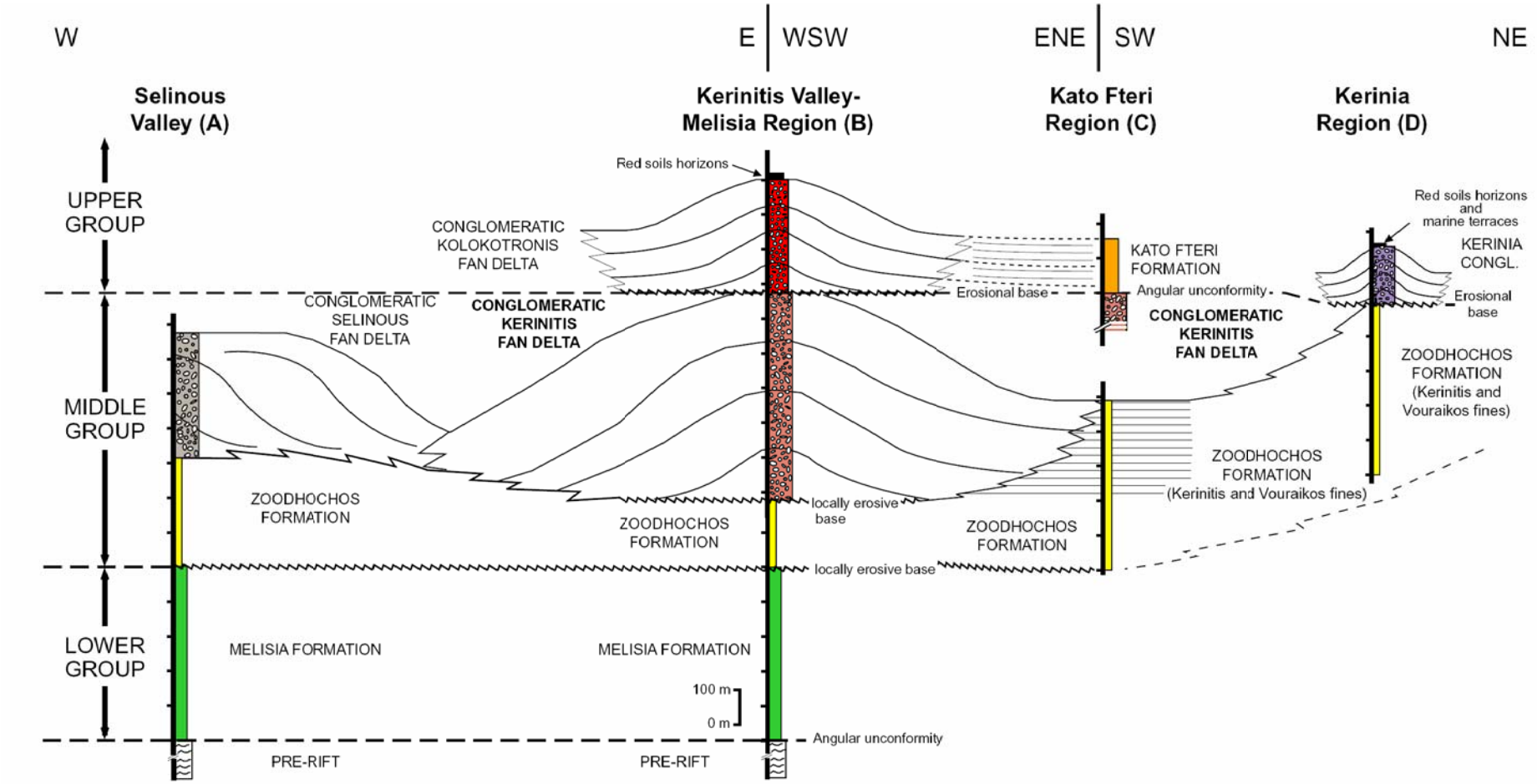

W
E
WSW
ENE
SW
NE
Selinous Valley (A)
Kerinitis Valley-Melisia Region (B)
Kato Fteri Region (C)
Kerinia Region (D)
UPPER GROUP
MIDDLE GROUP
LOWER GROUP
Red soils horizons
CONGLOMERATIC KOLOKOTRONIS FAN DELTA
CONGLOMERATIC SELINOUS FAN DELTA
CONGLOMERATIC KERINITIS FAN DELTA
KATO FTERI FORMATION
Erosional base
Angular unconformity
CONGLOMERATIC KERINITIS FAN DELTA
Red soils horizons and marine terraces
KERINIA CONGL.
Erosional base
ZOODHOCHOS FORMATION (Kerinitis and Vouraikos fines)
ZOODHOCHOS FORMATION
ZOODHOCHOS FORMATION
locally erosive base
ZOODHOCHOS FORMATION
ZOODHOCHOS FORMATION (Kerinitis and Vouraikos fines)
locally erosive base
MELISIA FORMATION
MELISIA FORMATION
100 m
0 m
Angular unconformity
PRE-RIFT
PRE-RIFT

FIGURE 3

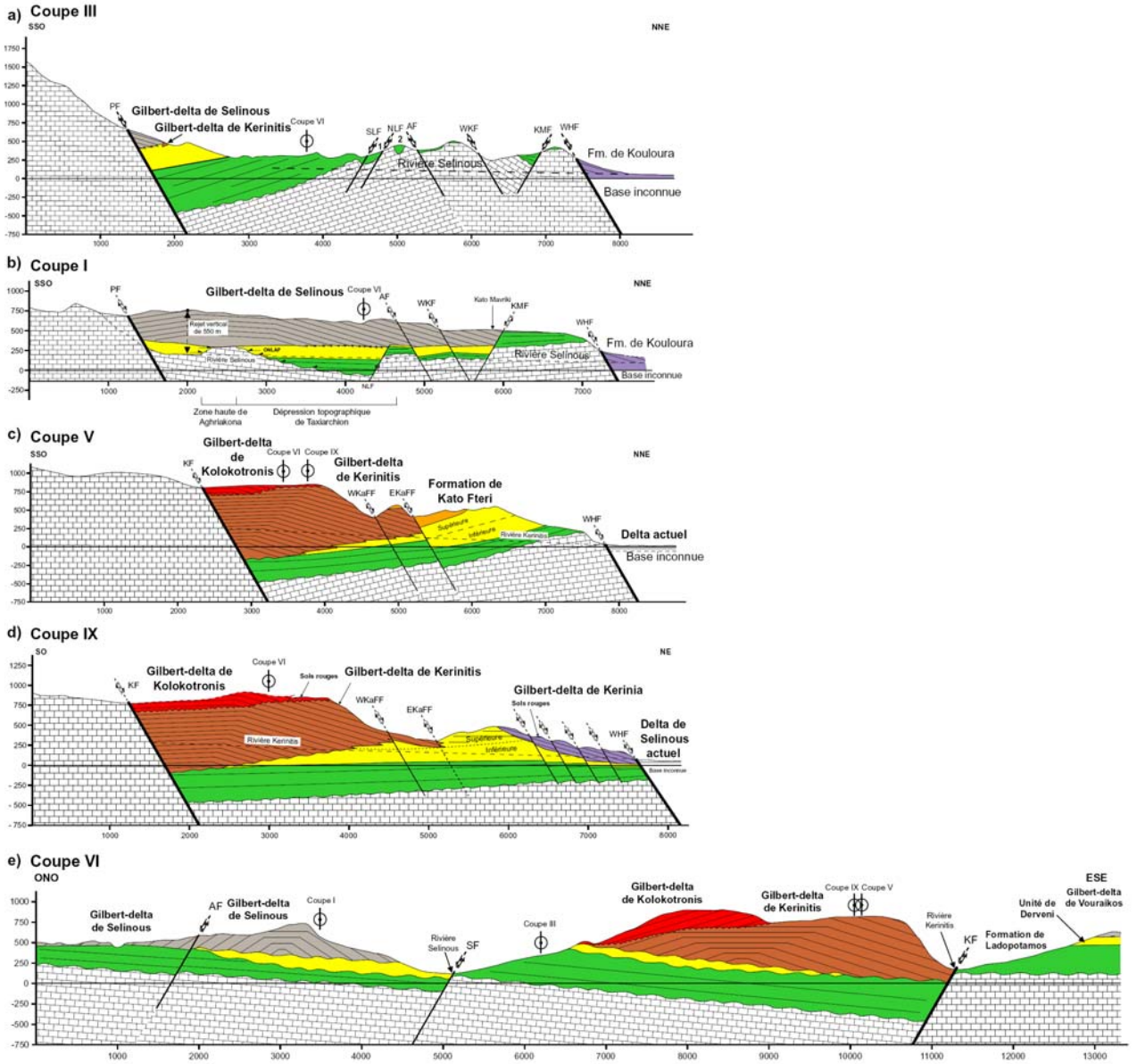

a) Coupe III
SSO
NNE
Gilbert-delta de Selinous
Gilbert-delta de Kerinitis
Coupe VI
PF
SLF
NLF
AF
WKF
KMF
WHF
Rivière Selinous
Fm. de Kouloura
Base inconnue
b) Coupe I
SSO
NNE
Gilbert-delta de Selinous
Coupe VI
PF
AF
WKF
Kato Mavriki
KMF
WHF
Rejet vertical de 550 m
Rivière Selinous
Fm. de Kouloura
Base inconnue
NLF
Zone haute de Aghriakona
Dépression topographique de Taxiarchion
c) Coupe V
SSO
NNE
Gilbert-delta de Kolokotronis
Coupe VI
Coupe IX
KF
Gilbert-delta de Kerinitis
WKaFF
EKaFF
Formation de Kato Fteri
Supérieure
Inférieure
Rivière Kerinitis
WHF
Delta actuel
Base inconnue
d) Coupe IX
SO
NE
Gilbert-delta de Kolokotronis
Coupe VI
Sols rouges
Gilbert-delta de Kerinitis
KF
WKaFF
EKaFF
Gilbert-delta de Kerinia
Sols rouges
Rivière Kerinitis
Supérieure
Inférieure
WHF
Delta de Selinous actuel
Base inconnue
e) Coupe VI
ONO
ESE
Gilbert-delta de Selinous
AF
Gilbert-delta de Selinous
Coupe I
Rivière Selinous
SF
Coupe III
Gilbert-delta de Kolokotronis
Gilbert-delta de Kerinitis
Coupe IX Coupe V
Rivière Kerinitis
KF
Unité de Derveni
Gilbert-delta de Vouraikos
Formation de Ladopotamos

FIGURE 4

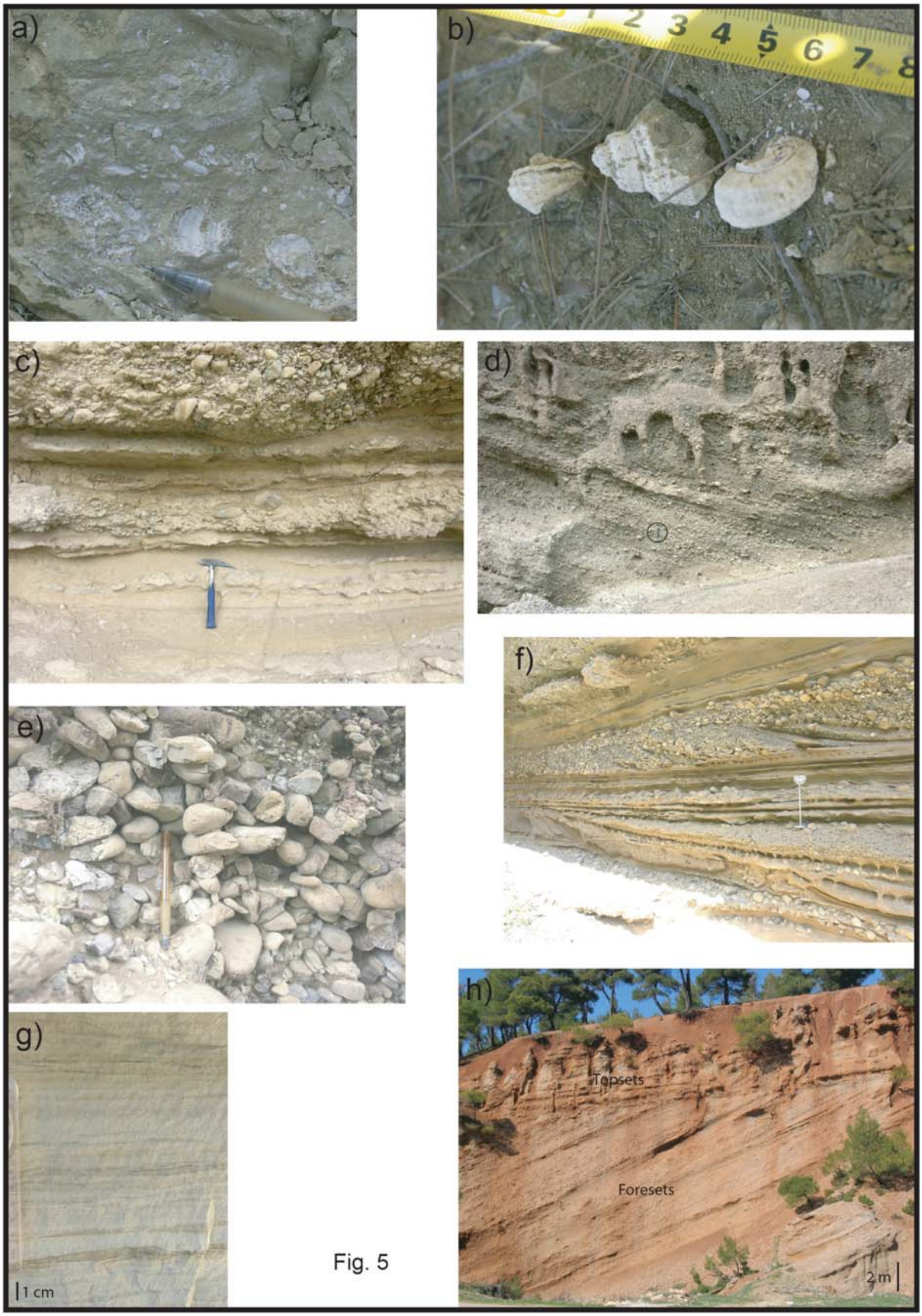


Fig. 5

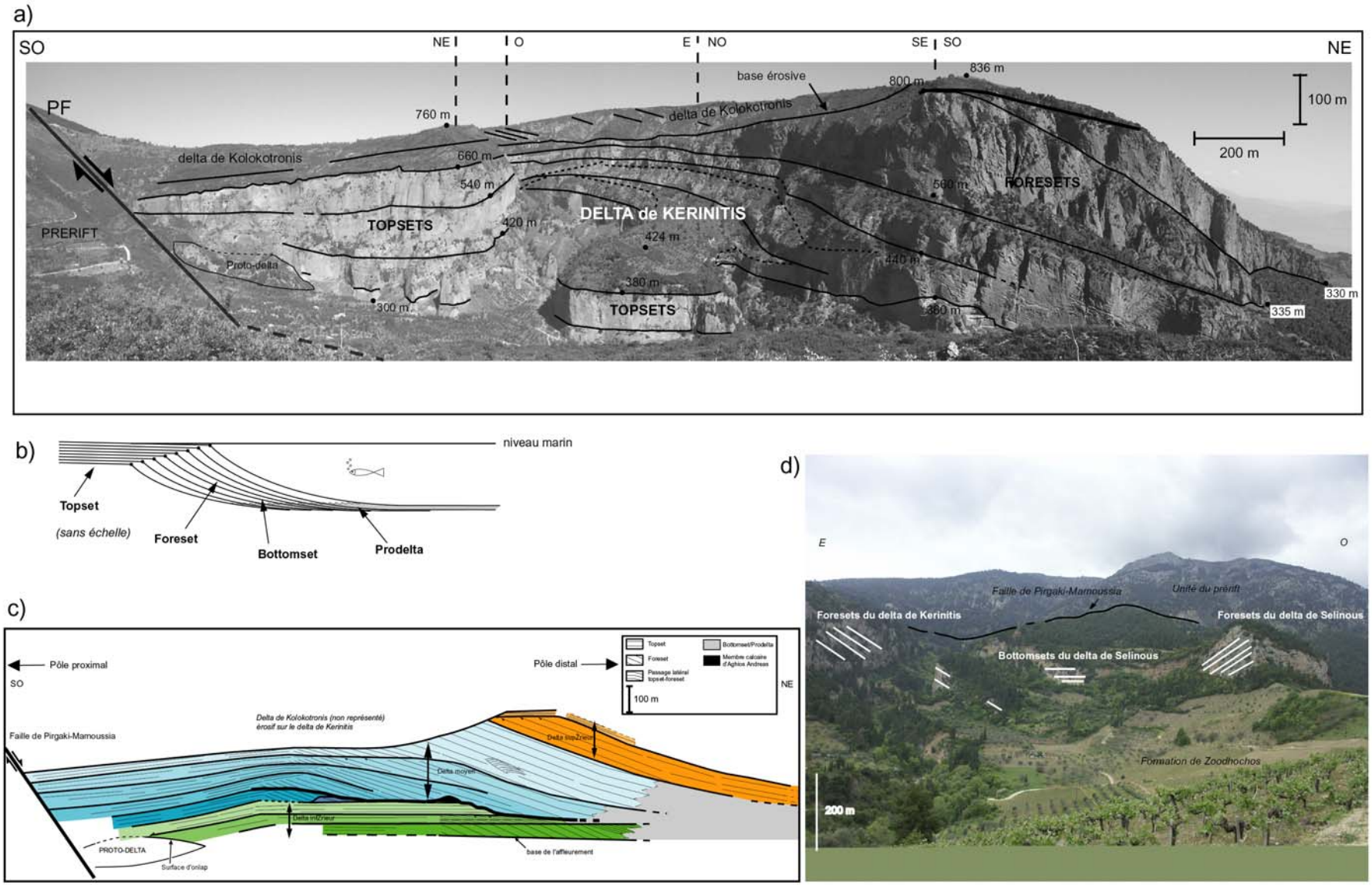

a)
SO
NE
O
E
NO
SE
SO
NE
PF
760 m
660 m
540 m
420 m
300 m
base érosive
800 m
836 m
delta de Kolokotronis
delta de Kolokotronis
100 m
200 m
560 m
FORESETS
DELTA de KERINITIS
TOPSETS
PRERIFT
Proto-delta
424 m
440 m
380 m
TOPSETS
360 m
335 m
330 m
b)
niveau marin
Topset
(sans échelle)
Foreset
Bottomset
Prodelta
c)
Pôle proximal
SO
Pôle distal
NE
Topset
Foreset
Passage latéral topset-foreset
Bottomset/Prodelta
Membre calcaire d'Aghios Andreas
100 m
Delta de Kolokotronis (non représenté) érosif sur le delta de Kerinitis
Faille de Pirgaki-Mamoussia
Delta supérieur
Delta moyen
Delta inférieur
PROTO-DELTA
Surface d'onlap
base de l'affleurement
d)
E
O
Faille de Pirgaki-Mamoussia
Unité du prérift
Foresets du delta de Kerinitis
Foresets du delta de Selinous
Bottomsets du delta de Selinous
Formation de Zoodhochos
200 m

FIGURE 6

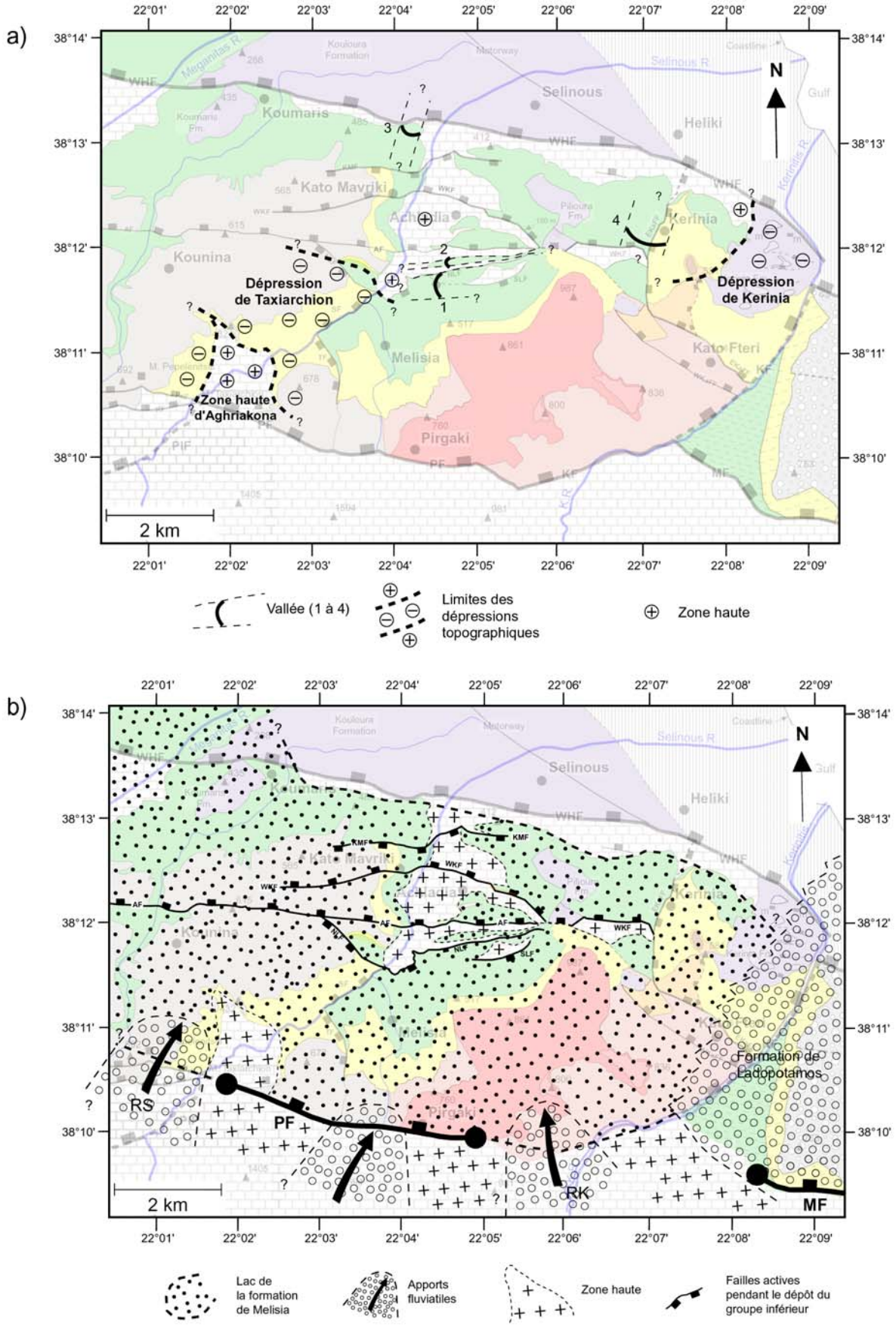

a)
b)
22°01'
22°02'
22°03'
22°04'
22°05'
22°06'
22°07'
22°08'
22°09'
38°14'
38°13'
38°12'
38°11'
38°10'
N
2 km
Koumaris
Selinous
Heliki
Kato Mavriki
Achladia
Kounina
Melisia
Kato Fteri
Pirgaki
Kerinia
Dépression de Taxiarchion
Dépression de Kerinia
Zone haute d'Aghriakona
1
2
3
4
WHF
WKF
KMF
AF
NLF
SLF
PF
KF
MF
RS
RK
Formation de Ladopotamos
Vallée (1 à 4)
Limites des dépressions topographiques
Zone haute
Lac de la formation de Melisia
Apports fluviatiles
Failles actives pendant le dépôt du groupe inférieur

FIGURE 7

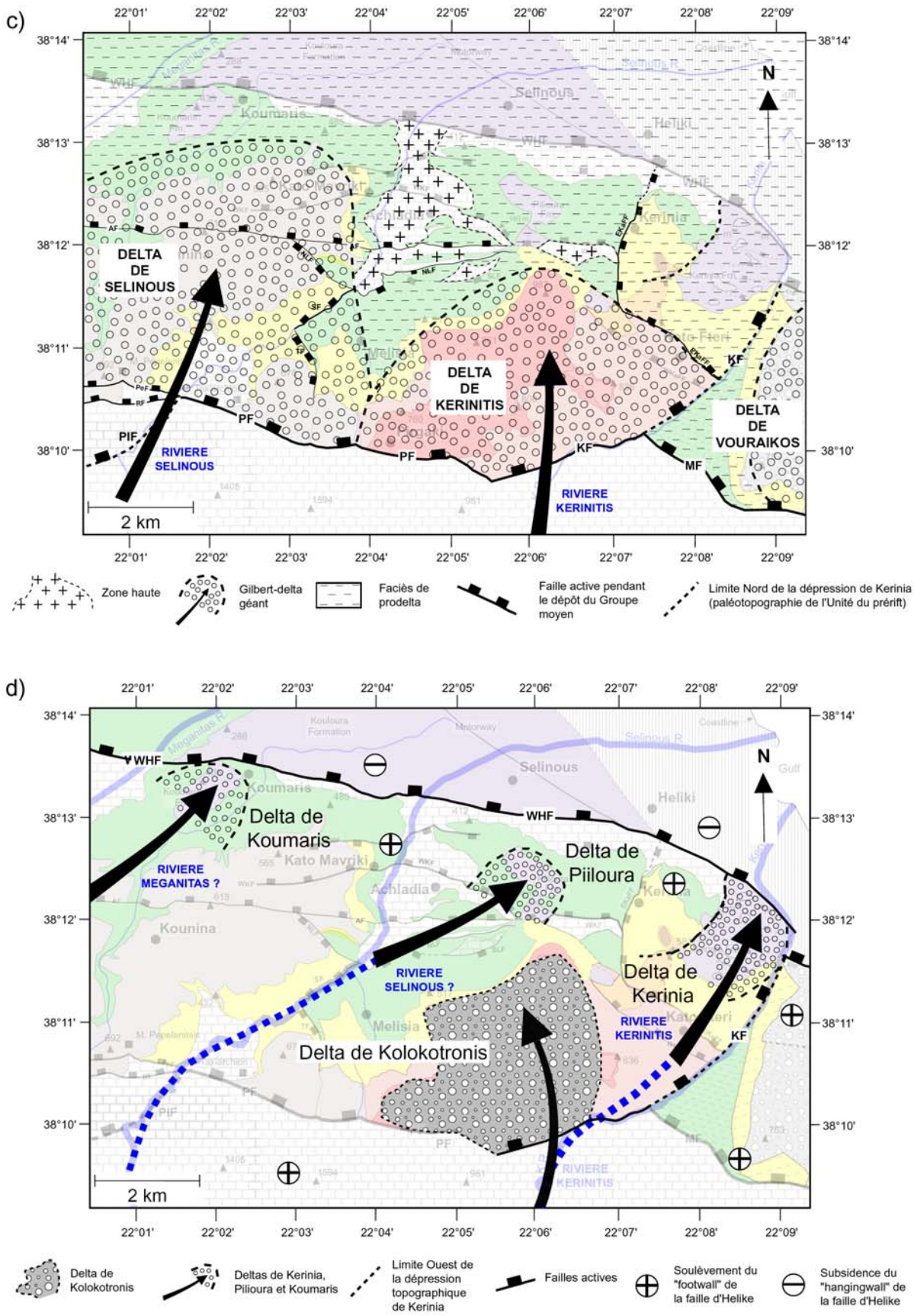


FIGURE 7 (suite)

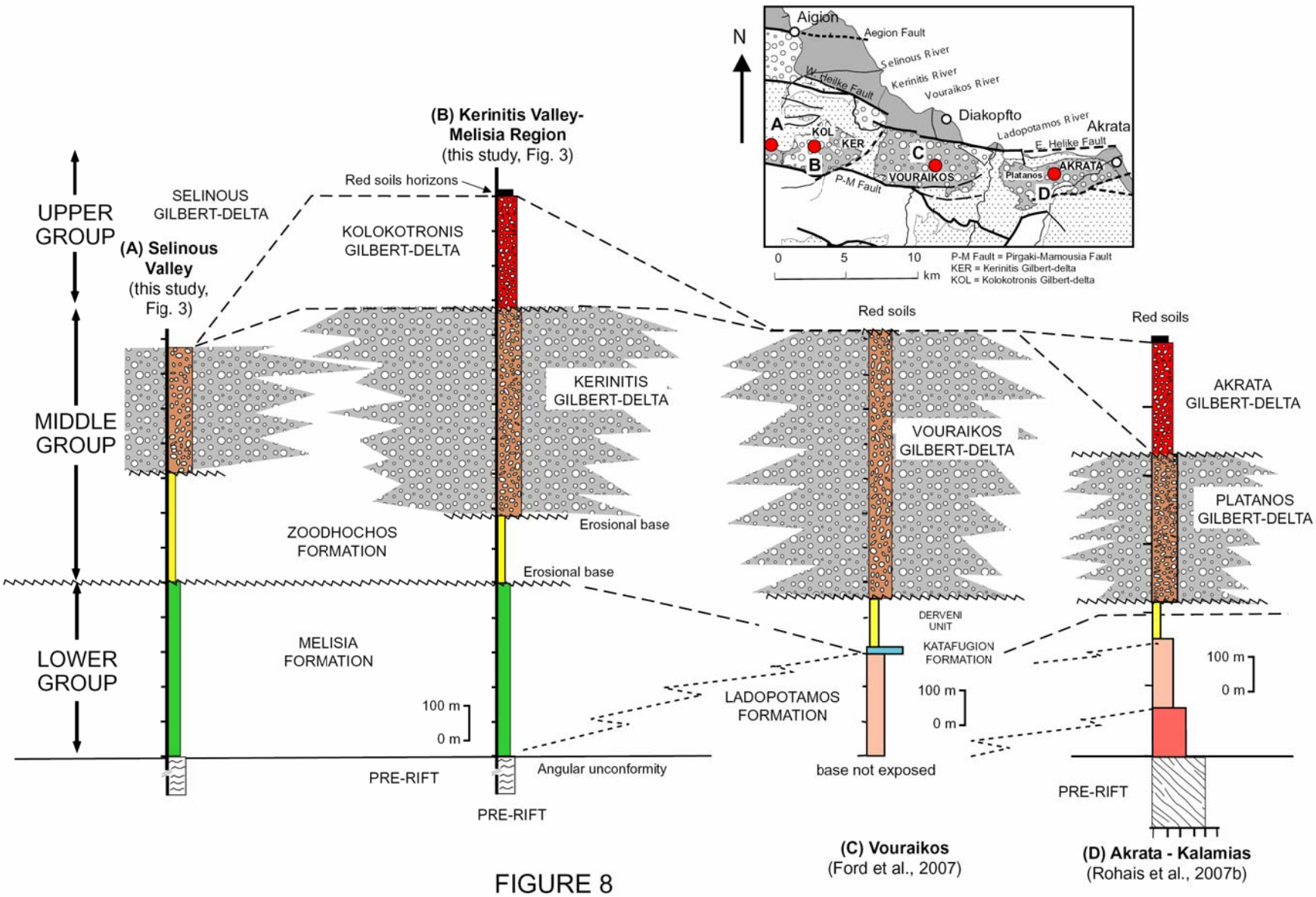
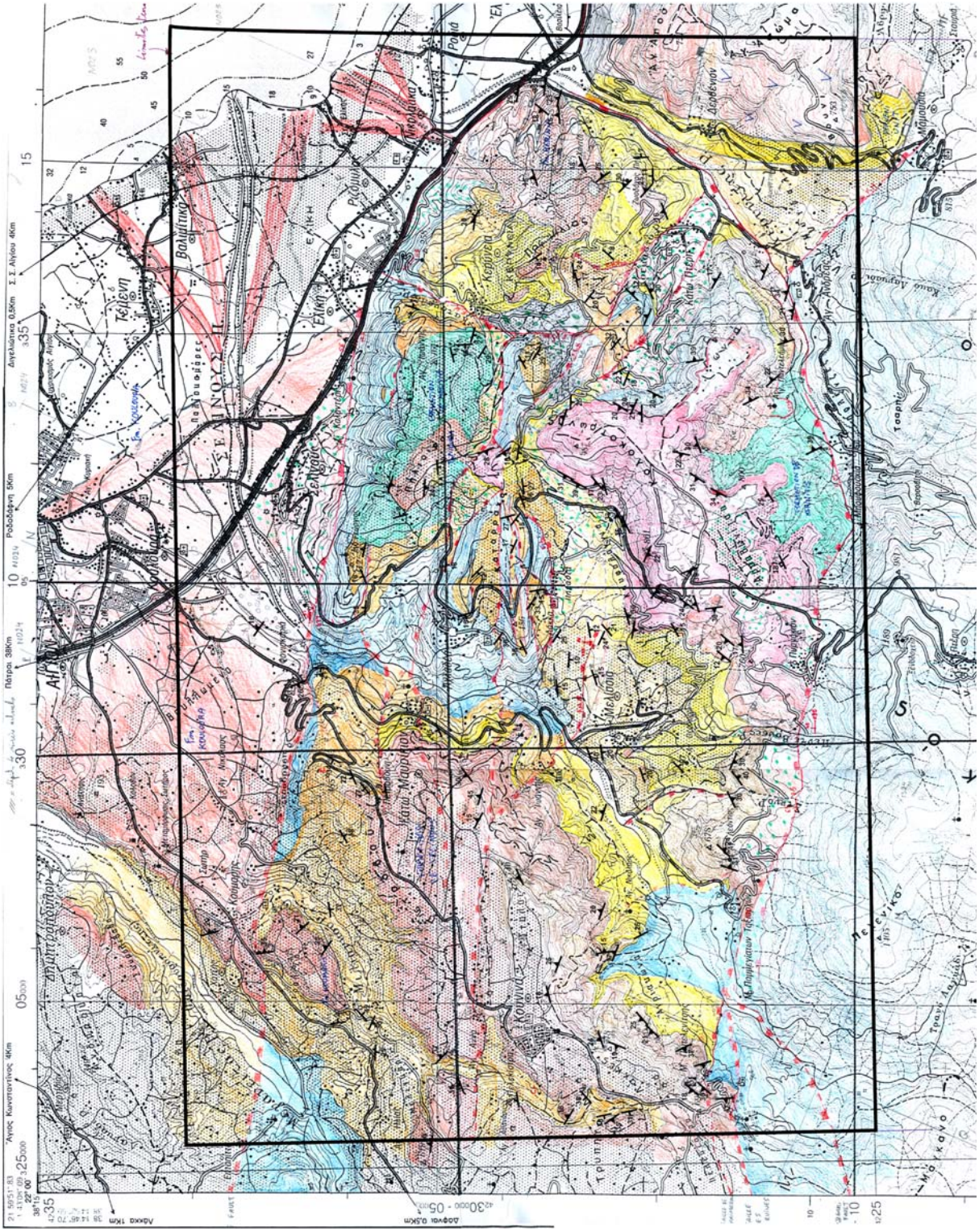

N
Aigion
Aegion Fault
Selinous River
Kerinitis River
Vouraikos River
W. Helike Fault
Diakopfto
Ladopotamos River
E. Helike Fault
Akrata
A
KOL
KER
B
C
VOURAIKOS
Platanos
AKRATA
D
P-M Fault
0 5 10 km
P-M Fault = Pirgaki-Mamousia Fault
KER = Kerinitis Gilbert-delta
KOL = Kolokotronis Gilbert-delta
(B) Kerinitis Valley-
Melisia Region
(this study, Fig. 3)
Red soils horizons
SELINOUS
GILBERT-DELTA
KOLOKOTRONIS
GILBERT-DELTA
UPPER
GROUP
(A) Selinous
Valley
(this study,
Fig. 3)
KERINITIS
GILBERT-DELTA
MIDDLE
GROUP
ZOODHOCHOS
FORMATION
Erosional base
Erosional base
MELISIA
FORMATION
LOWER
GROUP
100 m
0 m
PRE-RIFT
Angular unconformity
PRE-RIFT
Red soils
VOURAIKOS
GILBERT-DELTA
DERVENI
UNIT
KATAFUGION
FORMATION
LADOPOTAMOS
FORMATION
100 m
0 m
base not exposed
(C) Vouraikos
(Ford et al., 2007)
Red soils
AKRATA
GILBERT-DELTA
PLATANOS
GILBERT-DELTA
100 m
0 m
PRE-RIFT
(D) Akrata - Kalamias
(Rohais et al., 2007b)

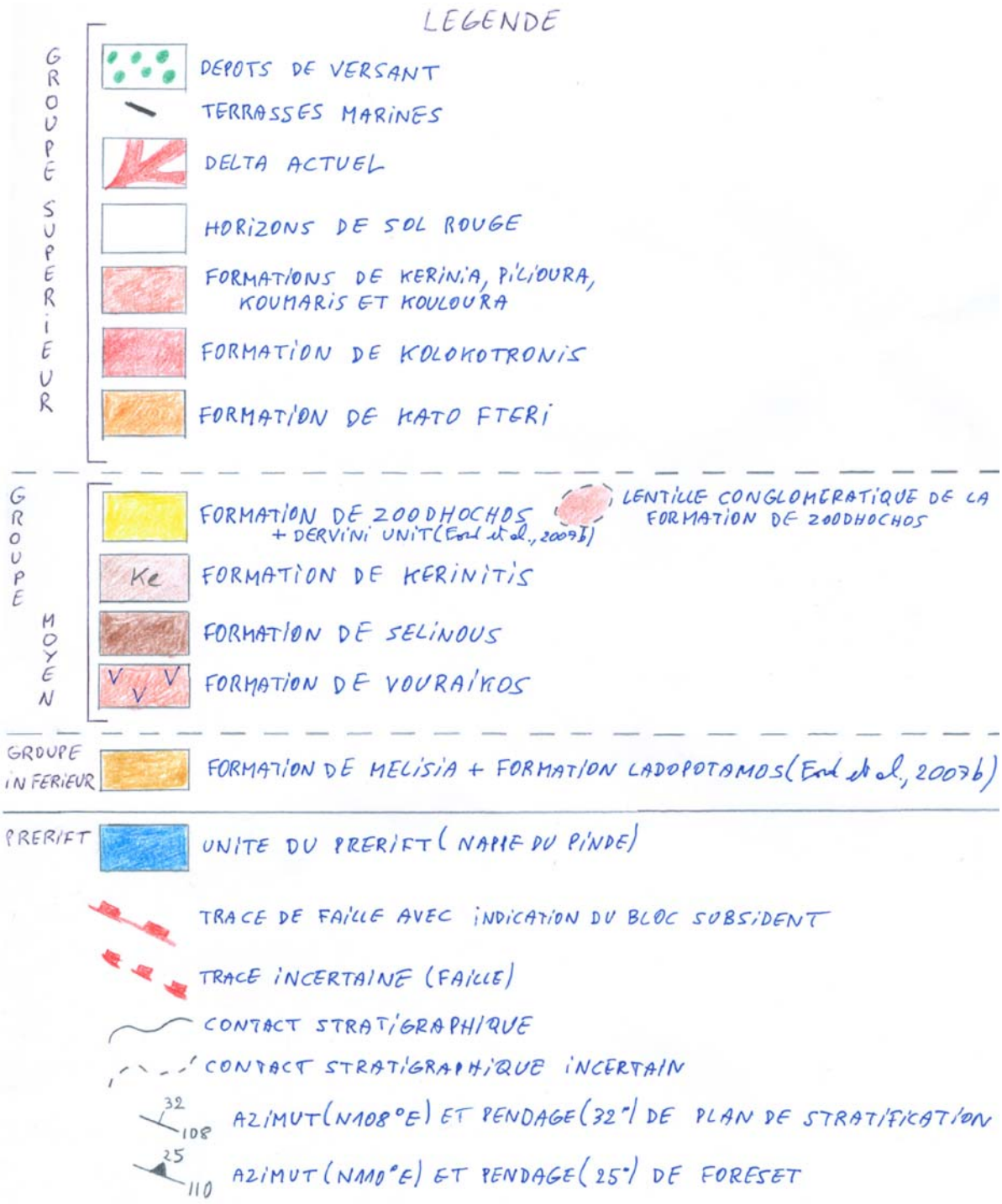
FIGURE 8

Associations de faciès		Faciès (lithologie, stratonomie, figures sédimentaires)	Processus et environnements de dépôt
TOPSET	T1	- dominance volumétrique des conglomérats : faciès massifs souvent mal classés, localement granoclassement normal, texture "open-framework", litage horizontal ou oblique fruste - conglomérats "matrice-support" - sables de granulométrie variable : faciès massifs localement convolutés, litage horizontal, faciès bien à mal classés à litage oblique (rides et mégarides 3D, rides chevauchantes), nombreuses surfaces de réactivation. - sables granoclassés (granoclassement normal ou inverse), litage oblique de rides, bioturbation (surtout en base de banc), localement clastes flottants dans la matrice sableuse. - siltites massives ou laminées en général bien classées, localement en alternance avec des sables, petites rides symétriques ou asymétriques - siltites massives à concrétions carbonatées (glébules) et marmorisées **(faciès diagnostic de l'association)** - argilites massives	- partie subaérienne du delta: système alluvial dominé par les conglomérats. Chenaux fluviatiles instables - faible préservation des dépôts de plaine d'inondation, très rares paléosols - grande variété de processus : transport par traction, décantation, épandages gravitaires ("debris flow")
	T2	- conglomérats bien à mal triés, litage oblique décimétrique à métrique - conglomérat à clastes algaires : faciès mieux trié que les autres conglomérats, litage horizontal fruste, clastes d'algues rouges (localement abondants, notamment en sommet de banc). - sables massifs ou à litage oblique mal exprimé - argilites laminées - carbonates : grainstone bioclastique (algues rouges, mollusques), intraclastes argileux, bioconstructions algaires **(faciès diagnostic de l'association)**	- transition entre un environnement dominé par les processus fluviatiles et un environnement marin côtier à forte énergie - conglomérats d'origine fluviatile remaniés par le déferlement de la houle - dépôts carbonatés de milieu marins litoral : faciès basse énergie (bioconstructions algaires), faciès haute énergie (grainstones)
FORESET	- conglomérat bien à mal classé, localement texture "open-framework" - stratification oblique bien exprimée (25° en moyenne) **(faciès diagnostic de l'association)**		- partie sous-marine du delta : dépôts d'avalanche - processus dominés par des écoulements gravitaires
BOTTOMSET	- conglomérats bien à mal triés, texture "open-framework" - sables granoclassés (granoclassement normal ou inverse), litage oblique de rides, bioturbation - localement, clastes flottants (de tailles diverses) dans matrice sableuse ou silteuse - conglomérats à litage oblique de mégarides 3D **(faciès diagnostic de l'association)** - passage latéral de faciès rapide, entre conglomérats à litage oblique tangentiel et sables - base des strates plane ou érosive (en moyenne, strates métriques). - faciès sableux très diversifiés : sables massifs sans structure, sables à lamination horizontale, sables à litage oblique (rides à mégarides 3D), sables granoclassés (granoclassement normal ou inverse). - siltites masssives ou laminées (lamination horizontale à ondulée)		- domaine de transition entre foresets et prodelta - alternance de dépôts tractifs et de densité - courants de turbidité de basse à haute densité
PRODELTA	- conglomérats massifs, bien à mal classés, texture "open-framework" - conglomérat "matrice-support" - sables massifs sans structure, sables à lamination horizontale, sables à litage oblique (rides à mégarides 3D), sables granoclassés (granoclassement normal ou inverse). - alternance (centimétrique à décimétrique) entre faciès sableux et faciès silteux - siltites massives ou laminées - argilites laminées (shales) - absence de faciès typique, diagnostic à lui seul de l'association ; néanmoins, on retiendra le caractère granulométriquement fin qui est volumétriquement dominant dans l'association		- bassins profond - dominance volumétrique des dépôts de décantation - localement, présence de dépôts gravitaires distaux (turbidites et "debris flow")

TABLEAU 1

<u>Annexe 3</u> : Minute de terrain synthétique à l'échelle 1:25 000




LEGENDE
GROUPE SUPERIEUR
DEPOTS DE VERSANT
TERRASSES MARINES
DELTA ACTUEL
HORIZONS DE SOL ROUGE
FORMATIONS DE KERINIA, PLICIOURA, KOUMARIS ET KOULOURA
FORMATION DE KOLOKOTRONIS
FORMATION DE KATO FTERI
GROUPE MOYEN
FORMATION DE ZOODHOCHOS + DERVINI UNIT (Ford et al., 2007b)
LENTILLE CONGLOMERATIQUE DE LA FORMATION DE ZOODHOCHOS
Ke
FORMATION DE KERINITIS
FORMATION DE SELINOUS
V V V
FORMATION DE VOURAIKOS
GROUPE INFERIEUR
FORMATION DE MELISIA + FORMATION LADOPOTAMOS (Ford et al., 2007b)
PRERIFT
UNITE DU PRERIFT (NAPPE DU PINDE)
TRACE DE FAILLE AVEC INDICATION DU BLOC SUBSIDENT
TRACE INCERTAINE (FAILLE)
CONTACT STRATIGRAPHIQUE
CONTACT STRATIGRAPHIQUE INCERTAIN
32
108
AZIMUT (N108°E) ET PENDAGE (32°) DE PLAN DE STRATIFICATION
25
110
AZIMUT (N110°E) ET PENDAGE (25°) DE FORESET

Annexe 4 : Glossaire

Accommodation : L'empilement des sédiments dans un bassin sédimentaire n'est possible que par une création permanente d'espace pour la sédimentation, qui contrebalance l'effet de comblement. Cette création d'espace est appelée «accommodation» (Jervey, 1988). Les variations d'accommodation sont contrôlées par deux facteurs : l'eustatisme et la subsidence (Jervey, 1988 ; Cross, 1988). L'accommodation est donc définie comme représentant l'espace situé entre le substratum et la surface de la mer. Cette notion a été étendue au milieu continental, où le niveau marin est remplacé par le niveau de base, correspondant à la surface d'équilibre entre érosion et sédimentation.

Antécédent (bassin) : Qualificatif associé à un bassin de drainage dont les caractéristiques n'ont pas changé lors de l'activité tectonique l'ayant affecté (voir «rivière antécédente»).

Antécédente (rivière) : Caractère d'une rivière maintenant son tracé, malgré les déformations tectoniques (phénomène d'antécédence). Le phénomène d'antécédence conduit à l'enfoncement du réseau hydrographique par la déformation tectonique de la surface topographique. Le réseau hydrographique garde son orientation primitive

Niveau marin relatif : Il représente la somme de la hauteur d'eau et de l'épaisseur de sédiments accumulés au-dessus du datum (Fig. 8, p. 8 *in* Catuneanu, 2002). Le datum est une ligne imaginaire très proche en distance du fond de la mer et qui se déplace relativement au centre de la Terre (Posamentier *et al*., 1988 ; Catuneanu, 2002). Le niveau marin relatif est donc défini en fonction d'un référentiel fixe (le datum) par rapport à la série sédimentaire. Ce datum est influencé par les mouvements tectoniques mais pas par le flux sédimentaire.

Surface de «downlap» : Elle est décrite par Mitchum (1977) et Mitchum *et al*. (1977a) comme représentant un contact en discordance constitué par des couches initialement inclinées qui se terminent contre une surface initialement horizontale ou inclinée.
Cette surface est indicatrice de la progradation du corps sédimentaire dont la base est constituée par cette surface.

Surface d' «onlap» : Mitchum (1977) et Mitchum *et al*. (1977b) définissent ce type de géométrie comme le contact entre des couches initialement horizontales et une surface initialement pentée ou encore comme le contact entre des couches initialement pentées et une surface à pendage plus prononcé.
La surface d'«onlap» est indicatrice d'un mouvement de transgression car le contact entre les faciès transgressifs et les dépôts sous-jacents sont des «onlaps». Ce type de surface peut également se retrouver dans un chenal.

Surface de «toplap» : Ce type de géométrie a été défini lors de l'étude de coupes sismiques par Mitchum (1977) dans «Glossary of Seismic Stratigraphy» qui le définit comme «le contact de couches présentant un pendage vers le bassin (foresets) avec une surface sub-horizontale qui se situe au-dessus (topsets). Ce contact, qui se déplace progressivement vers le bassin, se met en place à la suite d'un non-dépôt (phénomène de «by-pass»), qui peut s'accompagner d'une très faible érosion».
Les surfaces de «toplap» sont indicatrices également de hiatus de non dépôt (Mitchum *et al*., 1977b). Mitchum *et al*. (1977a) précisent que les surfaces de toplap résultent d'un niveau de dépôt (comme le niveau de la mer) situé trop bas pour permettre aux couches de continuer à se superposer.

Les surfaces de «toplap» se forment pendant une période de stagnation du niveau marin associée à une régression lorsque des foresets progradent. Leur progradation est associée à un phénomène de «bypass» (Catuneanu, 2006). Si le niveau de la mer augmente (c'est-à-dire qu'il y a création d'espace d'accommodation), ce sont des topsets qui vont se mettre en place (Catuneanu, 2006) créant la surface de «toplap».

Références bibliographiques

Aksu, A.E., Calon, T.J., Piper, D.J.W., Turgut, S. and Izdar, E. 1992a. Architecture of late orogenic Quaternary basins in northeastern Mediterranean Sea. *Tectonophysics*, **210**: 191-213.

Aksu, A.E., Piper, D.J.W. and Konuk, T. 1987a. Late Quaternary tectonic and sedimentary history of outer Izmir and Candarli bays, western Turkey. *Marine Geology*, **76**: 89-104.

Aksu, A.E., Piper, D.J.W. and Konuk, T. 1987b. Quaternary growth patterns of Buyuk Menderes and Kucuk Menderes deltas, western Turkey. *Sedimentary Geology*, **52**: 227-250.

Aksu, A.E., Ulug, A., Piper, D.J.W., Konuk, T. and Turgut, S. 1992b. Quaternary sedimentary history of Adana, Cilicia and Iskenderun Basins: northeast Mediterranean Sea. *Marine Geology*, **104**: 55-71.

Allen, P.A. and Densmore, A.L. 2000. Sediment flux from an uplifting fault block. *Basin Research*, **12**: 367-380.

Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. and Barka, A. 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology*, **27**: 267-270.

Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A. and Papanastassiou, D. 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophysical Journal International*, **126**: 11-53.

Auboin, J., Brunn, J.H., Celet, P., Dercourt, J., Godfriaux, I. and Mercier, J. 1963. Esquisse de la géologie de la Grèce. Fallot Memorial Volume, Société Géologique de France. 583-610.

Avallone, A., Briole, P., Agatza-Balodimou, A.M., Billiris, H., Charade, O., Mitsakaki, C., Nercessian, A., Papazissi, K., Paradissis, D. and Veis, G. 2004. Analysis of eleven years of deformation measured by GPS in the Corinth Rift Laboratory area. *Comptes Rendus Geosciences*, **336**: 301-311.

Axelsson, V. 1967. The Laitaure Delta, a study of deltaic morphology and processes. *Geografiska Annaler*, **49A**: 1-127.

Baker, C., Hatzfeld, D., Lyon-Caen, H., Papadimitriou, E. and Rigo, A. 1997. Earthquake mechanisms of the Adriatic sea and Western Greece. *Geophysical Journal International*, **131**: 559-594.

Backert, N., Ford, M. and Malartre, F. en révision. Architecture and sedimentology of the Kerinitis Gilbert-type fan delta, Corinth rift, Greece. *Sedimentology*.

Barattolo, F. 1991. Chapter 22 - Mesozoic and Cenozoic Marine Benthic Calcareous Algae with Particular Regard to Mesozoic Dasycladaleans. In: *Calcareous Algae and Stromatolites* (Ed R. Riding), pp. 504-540. Springer-Verlag, Berlin.

Barbaroux, L. and Bousquet, B. 1976. Contribution à l'étude des sols méditerranéens - Les sols rouges du domaine hellénique en Grèce occidentale, signification climatique et stratigraphie. *Géologie méditerranéenne, T III*, **4**: 237-250.

Barka, A.A. 1981. *Seismo-tectonic aspects of the North Anatolian fault zone, PhD thesis, University of Bristol.*

Barka, A.A. 1992. The North Anatolian Fault. *Ann Tecton, VI, suppl.*164-195.

Barka, A.A. and Hancock, P.L. 1984. Neotectonic deformation patterns in the convex northwards arc of the North Anatolian fault. In: *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Special Publication Geological Society of London* (Eds J.G. Dixon and A.H.F. Robertson), **17**, pp. 763-774.

Barka, A.A. and Kadinsky-Cade, C. 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, **7**: 663-684.

Bates, C.C. 1953. Rational theory of delta formation. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **37**: 2119-2162.

Bell, R.E., McNeill, L.C., Bull, J.M. and Henstock, T.J. 2008. Evolution of the offshore western Gulf of Corinth. *Geological Society of America Bulletin*, **120**: 156-178.

Berckhemer, H. 1977. Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Aegean region. In: *International Symposium on structural history of the Mediterranean basins, Split.*, pp. 303-314. Technip, Paris.

Berger, W.H. and Jansen, E. 1994. Mid-Pleistocene climate shift: the Nansen connection. In: *The Polar Oceans and their Role in Shaping the Global Environment. AGU Geophysical Monograph.* (Ed J.e. al.), **85**, pp. 295-311.

Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J.M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboulex, F., Larroque, C., Rigo, A., Massonnet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D., Makropoulos, K., Veis, G., Papazisi, E., Mitsakaki, C., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Papanastassiou, D., Chouliaras, G. and Stavrakakis, G. 1997. The Ms=6.2, June 15, [1995] Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift. *Journal of Seismology*, **1**: 131-150.

Bernard, P., Lyon-Caen, H., Briole, P., Deschamps, A., Boudin, F., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Lemeille, F., Patau, G., Billiris, H., Paradissis, D., Papazissi, K., Castarède, H., Charade, O., Nercessian,

A., Avallone, A., Pacchiani, F., Zahradnik, J., Sacks, S. and Linde, A. 2006. Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *Tectonophysics*, **426**: 7-30.
Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., England, P., Featherstone, W., Parsons, B., Cross, P., Rands, P., Rayson, M., Sellers, P., Ashkenazi, V., Davidson, M., Jackson, J. and Ambraseys, N. 1991. Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988. *Nature*, **350**: 124-129.
Blair, T.C. and McPherson, J.G. 1999. Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, **69**: 6-19.
Bosence, D.W.J. 1991. Chapter 5 - Coralline Algae: Mineralization, Taxonomy, and Palaeoecology. In: *Calcareous Algae and Stromatolites* (Ed R. Riding), pp. 98-113. Springer-Verlag, Berlin.
Bouma, A.H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation.* Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
Bourgeois, J. and Leithold, E.L. 1984. Wave-worked conglomerates - depositional processes and criteria for recognition. In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologists - Memoir 10.* (Eds E.H. Koster and R.J. Steel), **10**, pp. 331-343, Calgary, Alberta, Canada.
Brandano, M., Vannucci, G., Pomar, L. and Obrador, A. 2005. Rhodolith assemblages from the lower Tortonian carbonate ramp of Menorca (Spain): Environmental and paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **226**: 307-323.
Breda, A., Mellere, D. and Massari, F. 2007. Facies and processes in a Gilbert-delta-filled incised valley (Pliocene of Ventimiglia, NW Italy). *Sedimentary Geology*, **200**: 31-55.
Bridge, J.S. 2003. *Rivers and floodplains. Forms, processes and sedimentary record.* Blackwell Publishing, 491 pp.
Briole, P., Rigo, A., Lyon-Caen, H., Ruegg, J.C., Papazissi, K., Mitsakaki, C., Balodimou, A., Veis, G., Hatzfeld, D. and Deschamps, A. 2000. Active deformation of the Corinth rift, Greece: Results from repeated Global Positionning System surveys between 1990 and 1995. *Journal of Geophysical Research*, **105**: 25,605-25,625.
Brooks, M. and Ferentinos, G. 1984. Tectonics and sedimentation in the Gulf of Corinth and the Zakynthos and Kefallinia channels, Western Greece. *Tectonophysics*, **101**: 25-54.
Brun, J.P. 2008. Chapitre 5. La mécanique de l'extension égéenne. In: *Géodynamique méditerranéenne* (Eds L. Jolivet et al.), pp. 141-164. Société Géologique de France - Vuibert.
Brunn, J.H. 1960. Les zones helléniques internes et leur extension. Réflexions sur l'orogénèse alpine. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **2**: 470-486.
Buatois, L.A. and Mangano, M.G. 1995. Sedimentary dynamics and evolutionary history of a Late Carboniferous Gondwanic lake in north-western Argentina. *Sedimentology*, **42**: 415-436.
Buick, I.S. and Holland, T.J.B. 1989. The P-T-t path associated with crustal extension, Naxos, Cyclades, Greece. Special Publication Geological Society of London. In: *Evolution of metamorphic belts. Proceedings of the 1987 joint meeting of the Metamorphic Studies Group and IGCP project 235.* (Eds J.S. Daly, R.A. Cliff and B.W.D. Yardley), **43**, pp. 365-369.
Cadet, J.P., Bonneau, M., Dürr, S., Elter, P., Ferrière, J., Scandone, P. and Thiébault, F. 1980. Les chaînes de la Méditerranée moyenne et orientale. Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys, Colloque C5, 26ème I.G.C., 98-118.
Cant, D.J. and Walker, R.G. 1976. Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Québec. *Canadian Journal of Earth Science*, **13**: 102-119.
Catuneanu, O. 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, **35**: 1-43.
Catuneanu, O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 375 pp.
Chappell, J. 1974. Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geological Society of America Bulletin*, **85**: 553-570.
Chatzipetros, A., Kokkalas, S., Pavlides, S. and Koukouvelas, I.K. 2005. Palaeoseismic data and their implication for active deformation in Greece. *Journal of Geodynamics*, **40**: 170-188.
Cheel, R.J. and Leckie, D.A. 1993. Hummocky cross stratification. *Sedimentology Review*, **1**: 103-122.
Chough, S.K. and Hwang, I.G. 1997. The Duksung fan delta, SE Korea: growth of delta lobes on a Gilbert-type topset in response to relative sea-level rise. *Journal of Sedimentary Research*, **67**: 725-739.
Chronis, G., Piper, D.J.W. and Anagnostou, C. 1991. Late Quaternary evolution of the Gulf of Patras, Greece: Tectonism, deltaic sedimentation and sea-level change. *Marine Geology*, **97**: 191-209.
Clauzon, G., Rubino, J.L. and Savoye, B. 1995. Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast. A typical infill of preexisting subaerial Messinian canyons. In: *IAS -16th Regional Meeting of Sedimentology - 5ème Congrès Françcais de Sédimentologie - ASF. Field Trip Guide Book, 1995.*, **23**, pp. 145-222. Association des Sédimentologistes Français.

Clément, C. 2000. *Imagerie sismique crustale de la subduction hellénique et du golfe de Corinthe.*, Paris 7, Paris, 175 pp.
Colella, A. 1988a. Fault-controlled marine Gilbert-type fan deltas. *Geology*, **16**: 1031-1034.
Colella, A. 1988b. Pliocene-Holocene fan deltas and braid deltas in the Crati Basin, southern Italy: a consequence of varying tectonic conditions. In: *Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (Eds W. Nemec and R.J. Steel), pp. 50-74. Blackie and Son, Glasgow and London.
Colella, A. 1988c. Gilbert-type fan deltas in the Crati Basin (Pliocene-Holocene, southern Italy). In: *International Workshop on Fan Deltas. Calabria, Italy 1988. Excursion Guidebook.* (Ed A. Colella), pp. 19-77.
Colella, A., De Boer, P.L. and Nio, S.D. 1987. Sedimentology of a marine intermontane Pleistocene Gilbert-type fan delta complex in the Crati Basin, Calabria, southern Italy. *Sedimentology*, **34**: 721-736.
Colella, A. and Prior, D.B. 1990. *Coarse-Grained Deltas. Special Publication Number 10 of the International Association of Sedimentologists.*, **10**. Blackwell Scientific Publications, 357 pp.
Coleman, J.M. 1981. *Deltas. Processes of deposition of models for exploration.* Burgess Publ. Comp., 124 pp.
Coleman, J.M. and Wright, L.D. 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. In: *Deltas: Models for Exploration* (Ed M.L. Broussard), pp. 99-149. Houston Geological Society, Houston.
Collier, R. and Jones, G. 2003. Rift sequences of the southern margin of the Gulf of Corinth (Greece) as exploration/production analogues. *Extent abstract, AAPG International Conference, Barcelona, Spain, September 21-24, 2003.*1-7.
Collier, R.E.L., Leeder, M.R., Rowe, P.J. and Atkinson, T.C. 1992. Rates of tectonic uplift in the Corinth and Megara Basins, central Greece. *Tectonics*, **11**: 1159-1167.
Collier, R.E.L., Leeder, M.R., Trout, M., Ferentinos, G., Lyberis, E. and Papatheodorou, G. 2000. High sediment yields and cool, wet winters: Test of last glacial paleolimates in the northern Mediterranean. *Geology*, **28**: 999-1002.
Collinson, J.D. 1996. Alluvial sediments. In: *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy* (Ed H.D. Reading), pp. 37-82. Blackwell Science, Oxford.
Collinson, J.D., Mountney, N.P. and Thompson, D.B. 2006. *Sedimentary Structures - Third Edition*. Terra Publishing, England, 292 pp.
Collinson, J.D. and Thompson, D.B. 1982. *Sedimentary Structures*. George Allen and Unwin, London, 194 pp.
Corner, G.D., Nordahl, E., Munch-Ellingsen, K. and Robertsen, K.R. 1990. Morphology and sedimentology of an emergent fjord-head Gilbert-type delta: Alta delta, Norway. In: *Coarse-Grained Deltas - International Association of Sedimentologists - Special Publication Number 10* (Eds A. Colella and D.B. Prior), **10**, pp. 155-168. IAS Blackwell.
Cornet, F., Bernard, P. and Moretti, I. 2004a. The Corinth Rift Laboratory. *Comptes Rendus Geosciences*, **336**: 235-241.
Cornet, F.H., Bernard, P. and Moretti, I. 2004b. The Corinth Rift Laboratory. *Comptes Rendus Geosciences*, **336**: 235-241.
Cowie, P.A. and Roberts, G.P. 2001. Constraining slip rates and spacings for active normal faults. *Journal of Structural Geology*, **23**: 1901-1915.
Cowie, P.A., Roberts, G.P. and Mortimer, E. 2007. Strain localization within fault arrays over timescales of 10(0) - 10(7) years. In: *Tectonic faults. Agents of change on a dynamic Earth* (Eds M.R. Handy, G. Hirth and N. Hovius), pp. 47-77. The MIT Press, Cambridge, Massachusetts.
Cowie, P.A., Underhill, J.R., Behn, M.D., Lin, J. and Gill, C. 2005. Spatio-temporal evolution of strain accumulation derived from multi-scale observations of Late Jurassic rifting in the northern North Sea: A critical evaluation of models for lithosphere extension. *Earth and Planetary Science Letters*, **234**: 401-419.
Cross, T.A. 1988. Controls on coal distribution in Transgressive-Regressive cycles, upper Cretaceous, western Interior, U.S.A. In: *Sea Level Changes - An Integrated Approach. SEPM Special Publication 42.* (Eds C.K. Wilgus et al.), **42**, pp. 371-380. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.
Dabrio, C.J. 1990. Fan-delta facies associations in late Neogene and Quaternary basins of southeastern Spain. In: *Coarse-Grained Deltas - International Association of Sedimentologists - Special Publication Number 10* (Eds A. Colella and D.B. Prior), **10**, pp. 91-111. IAS Blackwell.
Dart, C.J., Collier, R.E.L., Gawthorpe, R.L., Keller, J.V.A. and Nichols, G. 1994. Sequence stratigraphic of (?)Pliocene-Quaternary synrift, Gilbert-type fan deltas, northern Peloponnesos, Greece. *Marine and Petroleum Geology*, **11**: 545-560.
De Martini, P.M., Pantosti, D., Palyvos, N., Lemeille, F., McNeill, L. and Collier, R. 2004. Slip rates of the Aigion and Eliki Faults from uplifted marine terraces, Corinth Gulf, Greece. *Comptes Rendus Geosciences*, **336**: 325-334.
De Martini, P.M., Pantosti, D., Palyvos, N., Lemeille, F., McNeill, L.C. and Collier, R. 2002. Slip rates of the Aigion and Eliki faults from uplifted marine terraces, Corinth Gulf, Greece. In: European Geophysical Society Conference Proceedings.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S. 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, **21**: 2191-2194.
Dewey, J.F. and Sengör, A.M.C. 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, **90**: 84-92.
Dingle, R.V. 1977. The anatomy of a large submarine slump on a sheared continental margin (SE Africa). *Geological Society of London Journal*, **134**: 293-310.
Dorsey, R.J. and Umhoefer, P.J. 2000. Tectonic and eustatic controls on sequence stratigraphy of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, **112**: 177-199.
Dorsey, R.J., Umhoefer, P.J. and Falk, P.D. 1997. Earthquake clustering inferred from Pliocene Gilbert-type fan deltas in the Loreto basin, Baja California Sur, Mexico. *Geology*, **25**: 679-682.
Dorsey, R.J., Umhoefer, P.J. and Renne, P.R. 1995. Rapid subsidence and stacked Gilbert-type fan deltas, Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology*, **98**: 181-204.
Doutsos, T. and Piper, D.J.W. 1990. Listric faulting, sedimentation, and morphological evolution of the Quaternary eastern Corinth rift, Greece: First stages of continental rifting. *Geological Society of America Bulletin*, **102**: 812-829.
Doutsos, T. and Poulimenos, G. 1992. Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth-Patras rift (Greece). *Journal of Structural Geology*, **14**: 689-699.
Dufaure, J.J. 1975. *Le relief du Péloponnèse. Thèse d'Etat.* Geographie, Paris 4, Paris, 1422 pp.
Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of Carbonate Rocks. Mem. Am. Ass. of Pet. Geol. 1* (Ed W.E. Hamm), pp. 108-121, Tulsa (Oklaoma).
Dunne, L.A. and Hempton, M.R. 1984. Deltaic sedimentation in the Lake Hazar pull-apart basin, southeastern Turkey. *Sedimentology*, **31**: 401-412.
Durn, G. 2003. Terra rossa in the Mediterranean region: parent materials, compositions and origin. *Geologica Croatica*, **56**: 83-100.
Ethridge, F.G. and Wescott, W.A. 1984. Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan-delta deposits. In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologists - Memoir 10.* (Eds E.H. Koster and R.J. Steel), pp. 217-235, Calgary, Alberta, Canada.
Eyles, N. 1987. Late Pleistocene debris-flow deposits in large glacial lakes in British Columbia and Alaska. *Sedimentary Geology*, **53**: 33-71.
Faure, M., Bonneau, M. and Pons, J. 1991. Ductile deformation and syntectonic granite emplacement during the late Miocene extension of the Aegean (Greece). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **162**: 3-12.
Fayol, H. 1888. Résumé de la théorie des deltas et histoire de la formation du bassin de Commentry. *Bulletin de la Société géologique de France*, **3**: 968-979.
Fayol, H., Launay, L. and Meunier, S. 1886. *Lithologie et stratigraphie. Etude sur le terrain houiller de Commentry.*, **Tome 15**. Bulletin de la Société de l'Industrie Minérale, 2° série, 543 pp.
Ferentinos, G., Papatheodorou, G. and Collins, M.B. 1988. Sediment transport processes on an active submarine fault escarpment: Gulf of Corinth, Greece. *Marine Geology*, **83**: 43-61.
Fernandez, J. and Guerra-Merchan, A. 1996. A coarsening upward megasequence generated by a Gilbert-type fan-delta in a tectonically controlled context (Upper Miocene, Guadix-Baza Basin, Betic Cordillera, southern Spain). *Sedimentary Geology*, **105**: 191-202.
Fischer, R.V. 1971. Features of Coarse-grained, high concentration fluids and their deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, **41**: 916-927.
Fleury, J.J. 1980. *Les zones de Gavrovo-Tripolitsa et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans le cadre alpin. PhD Thesis.*, **1 - Publication n°4**. Société Géologique du Nord, 473 pp.
Flores, R. 1990. Transverse and longitudinal Gilbert-type deltas, Tertiary Coalmont formation, North Park Basin, Colorado, USA. In: *Coarse-Grained Deltas - International Association of Sedimentologists - Special Publication Number 10* (Eds A. Colella and D.B. Prior), **10**, pp. 223-233. IAS Blackwell.
Flotté, N. 2003. *Caractérisation structurale et cinématique d'un rift sur détachement : le rift de Corinthe-Patras, Grèce.*, Unpublished PhD thesis, Université Paris 11, Paris Sud (Orsay), 197 pp.
Flotté, N. and Sorel, D. 2001. Structural cross-sections through the Corinth-Patras detachment fault-system in northern Peloponnesus (Aegean arc, Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **XXXIV**: 235-241.
Flotté, N., Sorel, D., Müller, C. and Tensi, J. 2005. Along strike changes in the structural evolution over a brittle detachment fault: Example of the Pleistocene Corinth-Patras rift (Greece). *Tectonophysics*, **403**: 77-94.
Flügel, E. 2004. *Microfacies of carbonate rocks.* Springer-Verlag, Berlin, 976 pp.
Ford, M., Rohais, S., Backert, N. and Malartre, F. 2007a. *The Gulf of Corinth and its giant Gilbert-type fan deltas. AAPG and AAPG European Region. Energy Conference and Exhibition 2007 Athens, Greece. Guide to Fieldtrip No. 4*, 109 pp.

Ford, M., Rohais, S., Backert, N., Urban, B., Malartre, F., Williams, E.A., Jousselin, D. and Bourlange, S. in prep. Stratigraphic and tectonic evolution of a rapidely opening rift, central Corinth Rift. *International Journal of Earth Sciences*.
Ford, M., Williams, E.A., Malartre, F. and Popescu, S.M. 2007b. Stratigraphic architecture, sedimentology and structure of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece. In: *Sedimentary Processes, Environments and Basins. A tribute to Peter Friend. Special Issue of the International Association of Sedimentologists* (Eds G. Nichols, E. Williams and C. Paola), **38**, pp. 49-90. IAS Blackwell Publishing.
Foster, M.A. and Lister, G.S. 1999. Detachment fault in the Aegean core complex of Ios, Cyclades, Greece. In: *Exhumation processes: normal faulting, ductile flow and erosion. Special Publication Geological Society of London* (Eds U. Ring, M.T. Brandon, G.S. Lister and S.D. Willett), **154**, pp. 305-323.
Frydas, D. 1987. Kalkiges Nannoplankton aus dem Neogen der NW-Peloponnes, Griechenland. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, **5**: 274-286.
Frydas, D. 1989. Biostratigraphische Untersuchungen aus dem Neogen der NW- und W-Peloponnes, Grieschenland. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, **6**: 321-344.
Galloway, W.E. 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of the deltaic depositional systems. In: *Deltas, Models for exploration* (Ed M.L. Broussard), pp. 87-98. Houston Geological Society, Houston.
Galloway, W.E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **73**: 125-142.
Galloway, W.E. and Hobday, D.K. 1983. *Terrigenous clastic depositional systems. Applications to petroleum, coal and uranium exploration.* Springer Verlag, 423 pp.
Garcia-Garcia, F., Fernandez, J., Viseras, C. and Soria, J.M. 2006a. Architecture and sedimentary facies evolution in a delta stack controlled by fault growth (Betic Cordillera, southern Spain, late Tortorian). *Sedimentary Geology*, **185**: 79-92.
Garcia-Garcia, F., Fernandez, J., Viseras, C. and Soria, J.M. 2006b. High frequency cyclicity in a vertical alternation of Gilbert-type deltas and carbonate bioconstructions in the late Tortonian, Tabernas Basin, Southern Spain. *Sedimentary Geology*, **192**: 123-139.
Garcia-Mondéjar, J. 1990. Sequence analysis of a marine Gilbert-type delta, La Miel, Albian Lunada Formation of northern Spain. In: *Coarse-Grained Deltas - International Association of Sedimentologists - Special Publication Number 10* (Eds A. Colella and D.B. Prior), **10**, pp. 255-269. IAS Blackwell.
Gautier, P. and Brun, J.P. 1994a. Crustal scale geometry and kinematics of late orogenic extension in the central Aegean (Cyclades, Evvia Island). *Tectonophysics*, **238**: 399-424.
Gautier, P. and Brun, J.P. 1994b. Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia islands). *Geodinamica Acta*, **7**: 57-85.
Gautier, P., Brun, J.P. and Jolivet, L. 1993. Structure and kinematics of upper cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades islands, Greece). *Tectonics*, **12**: 1180-1194.
Gautier, P., Brun, J.P., Moriceau, R., Sokoutis, D., Martinod, J. and Jolivet, L. 1998. Aegean extension. Timing, kinematics and cause. *Tectonophysics*, **315**: 31-72.
Gautier, P., Brun, J.P., Moriceau, R., Sokoutis, D., Martinod, J. and Jolivet, L. 1999. Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics*, **315**: 31-72.
Gawthorpe, R.L. and Colella, A. 1990. Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. In: *Coarse-Grained Deltas - Special Publication Number 10 of the International Association of Sedimentologists* (Eds A. Colella and D.B. Prior), **10**, pp. 113-127. IAS Blackwell.
Gawthorpe, R.L., Fraser, A.J. and Collier, R.E.L. 1994. Sequence stratigraphy in active extensional basins: implications for the interpretation of ancient basin-fills. *Marine and Petroleum Geology*, **11**: 642-658.
Gawthorpe, R.L. and Hardy, S. 2002. Extensional fault-propagation folding and base level change as controls on growth strata geometries. *Sedimentary Geology*, **146**: 47-56.
Gawthorpe, R.L., Hardy, S. and Ritchie, B. 2003. Numerical modelling of depositional sequences in half-graben rift basins. *Sedimentology*, **50**: 169-185.
Ghisetti, F. and Vezzani, L. 2004. Plio-Pleistocene sedimentation and fault segmentation in the Gulf of Corinth (Greece) controlled by inherited structural fabric. *Comptes Rendus Geosciences*, **336**: 243-249.
Ghisetti, F. and Vezzani, L. 2005. Inherited structural controls on normal fault architecture in the Gulf of Corinth (Greece). *Tectonics*, **24, TC4016, doi: 10.1029/2004TC001696**.
Ghisetti, F.C., Vezzani, L., Agosta, F., Sibson, R. and Moretti, I. 2001. Tectonic setting and sedimentary evolution of the south-west margin of the Corinth rift (Aigion - Xylocastro area), IFP Report no. 562 07.
Gibbard, P. and Cohen, K.M. 2008. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2,7 million years. *Episodes*, **31**: 243-247.
Gilbert, G.K. 1885. The topographic features of lake shores. *Annual Report of the United States Geological Survey*, **5**: 69-123.

Gilbert, G.K. 1890. Lake Bonneville. *Monographs of the United States Geological Survey.*, **1**: 1-438.
Gillet, S. 1963. Nouvelles données sur le gisement villafranchien de Né-Korinthos. *Praktika Akadimias Athinion*, **38**: 400-419.
Giosan, L. and Bhattacharya, J.P. 2005. River deltas: concepts, models, and examples. *SEPM Spec. Publ.*, **83**: 1-502.
Goldsworthy, M. and Jackson, J. 2001. Migration of activity within normal fault systems: examples from the Quaternary of mainland greece. *Journal of Structural Geology*, **23**: 489-506.
Golubic, S. 1991. Chapter 23 - Modern Stromatolites: A Review. In: *Calcareous Algae and Stromatolites* (Ed R. Riding), pp. 541-561. Springer-Verlag, Berlin.
Granjeon, D. 1997. *Modélisation stratigraphique déterministe : conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique. PhD thesis,*, Université de Rennes 1, 175 pp.
Granjeon, D. and Joseph, P. 1999. Concepts and applications of a 3D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modelling. In: *Numerical experiments in stratigraphy: recent advance in stratigraphic and sedimentologic computer simulations. SEPM Special Publications 62.* (Eds J.W. Harbaugh et al.), pp. 197-210, Tulsa, USA.
Graue, E., Helland-Hansen, W., Johnsen, J., Lomo, L., Nottvedt, A., Ronning, K., Ryseth, A. and Steel, R. 1987. Advance and retreat of Brent delta system, Norwegian North Sea. In: *petroleum geology of north west Europe* (Eds J. Brooks and K. Glennie), pp. 915-937. Graham and Trotman, London.
Guillocheau, F., Razin, P. and Robin, C. 2005. L'HCS : un litage ubiquiste des dépôts de crues aux dépôts gravitaires profonds. Critères de distinction. *10ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, 2005, Publ. ASF, Paris, n°51*153.
Gupta, S., Cowie, P.A., Dawers, N.H. and Underhill, J.R. 1998. A mechanism to explain rift-basin subsidence and stratigraphic patterns through fault-array evolution. *Geology*, **26**: 595-598.
Gupta, S., Underhill, J.R., Sharp, I.R. and Gawthorpe, R.L. 1999. Role of fault interactions in controlling synrift sediment dispersal patterns: Miocene, Abu Alaqa Group, Suez Rift, Sinai, Egypt. *Basin Research*, **11**: 167-189.
Gustavson, T.C., Ashley, G.M. and Boothroyd, J.C. 1975. Deformational sequences in glaciolacustrine deltas. In: *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation - SEPM Spec. Pub.* (Eds A.V. Jopling and B.C. MacDonald), **23**, pp. 264-280.
Hampton, M.A. 1972. The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **42**: 775-793.
Hansen, L. 2004. Deltaic infill of a deglaciated arctic fjord, east Greenland: sedimentary facies and sequence stratigraphy. *Journal of Sedimentary Research*, **74**: 422-437.
Hardy, S., Dart, C.J. and Waltham, D. 1994. Computer modelling of the influence of tectonics on sequence architecture of coarse-grained fan deltas. *Marine and Petroleum Geology*, **11**: 561-574.
Hardy, S. and Gawthorpe, R.L. 1998. Effects of variations in fault slip rate on sequence stratigraphy in fan deltas: Insights from numerical modeling. *Geology*, **26**: 911-914.
Hardy, S. and Gawthorpe, R.L. 2002. Normal fault control on bedrock channel incision and sediment supply: Insights from numerical modeling. *Journal of Geophysical Research*, **107**: doi:10.1029/2001JB000166, 2002.
Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. and Walker, R.G. 1975. *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. SEPM Short Course No. 2.*, Dallas, Texas, 161 pp.
Hatzfeld, D., Kementzetzidou, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Nothard, S., Diagourtas, D., Deschamps, A., Karakaisis, G., Papadimitriou, P., Scordilis, M., Smith, R., Voulgaris, N., Kiratzi, S., Makropoulos, K., Bouin, M.P. and Bernard, P. 1996. The Galaxidi earthquake of November 18, 1992: a possible asperity within the normal fault system of the Gulf of Corinth (Greece). *Bulletin of the Seismological Society of America*, **86**: 1987-1991.
Head, M.J. and Gibbard, P.L. 2005. Early-Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for the defining boundary. In: *Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence. Geological Society London Special Publications* (Eds M.J. Head and P.L. Gibbard), **247**, pp. 1-18.
Heezen, B.C., Ewing, M. and Johnson, G.L. 1966. The Gulf of Corinth floor. *Deep-Sea Research*, **13**: 381-411.
Hein, F.J. 1984. Deep-sea and fluvial braided channel conglomerates: a comparison of two case studies. In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologists - Memoir 10.* (Eds E.H. Koster and R.J. Steel), **10**, pp. 33-49, Calgary, Alberta, Canada.
Hein, F.J. and Walker, R.G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **14**: 562-570.
Hein, F.J. and Walker, R.G. 1982. The Cambro-Ordovician Cap Enrage Formation, Quebec, Canada: conglomeratic deposits of a braided submarine channel with terraces. *Sedimentology*, **29**: 309-330.

Helland-Hansen, W., Ashton, M., Lomo, L. and Steel, R. 1992. Advance and retreat of the Brent-delta: recent contributions to the depositional model. *Geological Society, London, Special Publications*, **61**: 109-127.
Helland-Hansen, W., Kendal, C.G.S.C., Lerche, I. and Nakayama, K. 1988. A simulation of continental basin margin sedimentation in response to crustal movements, eustatic sea level change, and sediment accumulation rates. *Mathematical Geology*, **20**: 777-802.
Helland-Hansen, W. and Martinsen, O.J. 1996. Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, **66**: 670-688.
Hoffman, P. 1967. Algal Stromatolites: Use in Stratigraphic Correlation and Paleocurrent Determination. *Science*, **157**: 1043-1045.
Holmes, A. 1965. *Principles of physical geology, 2nd edition.* The Roland Press Compagny, New York, 1288 pp.
Houghton, S.L., Roberts, G.P., Papanikolaou, I.D., McArthur, J.M. and Gilmour, M.A. 2003. New 234U-230U coral dates from the western Gulf of Corinth: implications for extensional tectonics. *Geophysical Research Letters*, **30**: 2013, doi: 10.1029/2003GL018112.
Hughes, P.D., Woodward, J.C. and Gibbard, P.L. 2006a. Late Pleistocene glaciers and climate in the Mediterranean. *Global and Planetary Change*, **50**: 83-98.
Hughes, P.D., Woodward, J.C. and Gibbard, P.L. 2007. Middle Pleistocene cold stage climates in the Mediterranean: New evidence from the glacial record. *Earth and Planetary Science Letters*, **253**: 50-56.
Hughes, P.D., Woodward, J.C., Gibbard, P.L., Macklin, M.G., Gilmour, M.A. and Smith, G.R. 2006b. The glacial history of the Pindus Mountains, Greece. *Journal of Geology*, **114**: 413-434.
Huguen, C. and Mascle, J. 2005. La ride méditerranéenne (Méditerranée orientale) : apports de la cartographie multifaisceaux à l'analyse morphologique d'un prisme en accrétion-collision. *Géomorphologie*, **2/2005**: 91-104.
Hwang, I.G. and Chough, S.K. 1990. The Miocene Chunbuk Formation, southeastern Korea: marine Gilbert-type fan-delta system. In: *Coarse-Grained Deltas - Special Publication of the International Association of Sedimentologists Number 10* (Eds A. Colella and D.B. Prior), **10**, pp. 235-254. IAS Blackwell.
Jackson, C.A.L., Gawthorpe, R.L., Carr, I.D. and Sharp, I.R. 2005. Normal faulting as a control on the stratigraphic development of shallow marine syn-rift sequences: the Nukhul and Lower Rudeis Formations, Hammam Faraun fault block, Suez Rift, Egypt. *Sedimentology*, **52**: 313-338.
Jackson, J. 1994. Active tectonics of the Aegean region. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **22**: 239-271.
Jackson, J. 1999. Fault death: a perspective from actively deforming regions. *Journal of Structural Geology*, **21**: 1003-1010.
Jackson, J. and McKenzie, D. 1983. The geometrical evolution of normal faults systems. *Journal of Structural Geology*, **5**: 471-482.
Jackson, J. and McKenzie, D.P. 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, **77**: 185-264.
James, N.P. 1983. Reefs. In: *Carbonate depositional environment. AAPG Memoir 33.* (Ed P.A. Scholle), pp. 345-462, Tulsa, Oklahoma (U.S.A.).
Jervey, M.T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: *Sea Level Changes - An Integrated Approach. SEPM Special Publication 42.* (Eds C.K. Wilgus et al.), **42**, pp. 47-69. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.
Jolivet, L. 2001. A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean, geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **187**: 95-104.
Jolivet, L. 2008. Chapitre 1. Géodynamique méditerranéenne. In: *Géodynamique méditerranéenne* (Eds L. Jolivet et al.), pp. 5-47. Société Géologique de France - Vuibert.
Jolivet, L., Brun, J.P., Gautier, P., Lallemant, S. and Patriat, M. 1994. 3D-kinematics of extension in the Aegean region from the early Miocene to the Present, insights from the ductile crust. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **165**: 195-209.
Jolivet, L. and Faccenna, C. 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, **19**: 1095-1106.
Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E. and Agard, P. 2003. Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *American Journal of Science*, **303**: 353-409.
Jolivet, L., Goffé, B., Monié, P., Truffert-Luxey, C., Patriat, M. and Bonneau, M. 1996. Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks. *Tectonics*, **15**: 1126-1153.
Jopling, A.V. 1965. Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. *Journal of Sedimentary Petrology*, **35**: 777-791.
Keraudren, B. 1970. Les formations quaternaires marines de la Grèce. *Bulletin of the Museum of Anthropology and Prehistory, Monaco*, **16**: 5-153.
Keraudren, B. 1971. Les formations quaternaires marines de la Grèce. *Bulletin of the Museum of Anthropology and Prehistory, Monaco*, **17**: 87-169.

Keraudren, B. 1972. Les formations quaternaires marines de la Grèce. *Bulletin of the Museum of Anthropology and Prehistory, Monaco*, **18**: 245-279.
Keraudren, B. 1979. Le Plio-Pléistocène marin et oligohalin en Grèce: stratigraphie et paléogéographie. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, **21**: 17-28.
Keraudren, B. and Sorel, D. 1987. The terraces of Corinth (Greece): a detailed record of eustatic sea level variations during the last 500 000 years. *Marine Geology*, **77**: 99-107.
Kershaw, S. and Guo, L. 2001. Marine notches in coastal cliffs: indicators of relative sea-level change, Perachora Peninsula, central Greece. *Marine Geology*, **179**: 213-228.
Kershaw, S. and Guo, L. 2003. Pleistocene cyanobacterial mounds in the Perachora Peninsula, Gulf of Corinth, Greece: structure and applications to interpreting sea-level history and terrace sequences in an unstable tectonic setting. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **193**: 503-514.
Ketin, I. 1969. Uber die nordanatolische Horizontalverschiebung. *Bulletin Mineral Research and Exploration Institute (Turkey)*, **72**: 1-28.
Kissel, C., Laj, C. and Mazaud, A. 1986. First paleomagnetic results from Neogene formations in Evia, Skyros and the Volos region, and the deformation of central Aegea. *Geophysical Research Letters*, **13**: 1446-1449.
Kissel, C., Laj, C., Sengör, A.M.C. and Poisson, A. 1987. Paleomagnetic evidence for rotation in opposite senses of adjacent blocks in northeastern Aegea and western Anatolia. *Geophysical Research Letters*, **14**: 907-910.
Kleinhans, M.G. 2004. Sorting in grain flows at the lee side of dunes. *Earth-Science Reviews*, **65**: 75-102.
Kleinhans, M.G. 2005. Autogenic cyclicity of foreset sorting in experimental Gilbert-type deltas. *Sedimentary Geology*, **181**: 215-224.
Kleinspehn, K.L., Steel, R.J., Johannessen, E. and Netland, A. 1984. Conglomeratic fan-delta sequences, Late Carboniferous - Early Permian, western Spitsbergen. In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologists - Memoir 10.* (Eds E.H. Koster and R.J. Steel), **10**, pp. 279-294, Calgary, Alberta, Canada.
Kontopoulos, N. and Doutsos, T. 1985. Sedimentology and tectonics of the Antirion area (western Greece). *Bulletin of the Geological Society of Italia*, **104**: 479-489.
Koukouvelas, I.K., Katsonopoulou, D., Soter, S. and Xypolias, P. 2005. Slip rates on the Heliki Fault, Gulf of Corinth, Greece: new evidence from geoarcheology. *Terra Nova*, **17**: 158-164.
Labeyrie, J. 2006. Paléoclimats et mécanismes climatiques. *Compte Rendus Palevol*, **5**: 27-34.
Lajoie, K.R. 1986. Coastal tectonics. In: *Active Tectonics*, pp. 95-124. National Academic Press, Washinghton DC.
Lambiase, J.J. and Bosworth, W. 1995. Structural controls on sedimentation in continental rifts. In: *Hydrocarbon habitat in rift basins. Geological Society, London, Special Publication* (Ed J.J. Lambiase), **80**, pp. 117-144.
Lambiase, J.J. and Morley, C.K. 1999. Hydrocarbons in rift basins: the role of stratigraphy. *Philosophical Transactions. Royal Society of London*, **357**: 877-900.
Larsen, V. and Steel, R.J. 1978. The sedimentology history of a debris-flow dominated, Devonian alluvial fan - a study of textural inversion. *Sedimentology*, **25**: 37-59.
Le Pichon, X. and Angelier, J. 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, **60**: 1-42.
Le Pichon, X. and Angelier, J. 1981. The Aegean Sea. *Philosophical Transactions. Royal Society of London*, **300**: 357-372.
Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemant, S., Noomen, R. and Veis, G. 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: implications for eastern Mediterranean tectonics. *Journal of Geophysical Research*, **100**: 12,675-12,690.
Lee, J. and Lister, G.S. 1992. Late Miocene ductile extension and detachment faulting, Mykonos, Greece. *Geology*, **20**: 121-124.
Leeder, M. 2007. Cybertectonic Earth and Gaia's weak hand: sedimentary geology, sediment cycling and the Earth system. *Journal of the Geological Society, London*, **164**: 277-296.
Leeder, M., Andrews, J., Collier, R., Gawthorpe, R.L., McNeill, L.C., Portman, C. and Rowe, P.J. 2007. *The Gulf of Corinth - Classic geology in Europe*, **11**. Terra Publishing, 164 pp.
Leeder, M.R., Harris, T. and Kirkby, M.J. 1998. Sediment supply and climate change: implications for basin stratigraphy. *Basin Research*, **10**: 7-18.
Leeder, M.R., McNeill, L.C., Collier, R.E.L., Portman, C., Rowe, P.J. and Andrews, J.E. 2003. Corinth rift margin uplift: new evidence from Late Quaternary marine shorelines. *Geophysical Research Letters*, **30**: 1611, doi: 10.1029/2003GL017382.
Leeder, M.R., Ord, D.M. and Collier, R.L.I. 1988. Development of alluvial fans and fan deltas in neotectonic extensional settings: implications for the interpretation of basin fills. In: *Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (Eds W. Nemec and R.J. Steel), pp. 173-185. Blackie and Son, Glasgow and London.

Leithold, E.L. and Bourgeois, J. 1984. Characteristics of coarse-grained sequences deposited in nearshore, wave-dominated environements-example from the Miocene of south-west Oregon. *Sedimentology*, **31**: 749-775.
Lekkas, S. and Papanikolaou, D. 1978. On the phyllite problem in Peloponnesus. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, **29**: 395-410.
Lisiecki, L.E. and Raymo, M.E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic d18O records. *Paleoceanography*, **20**.
Lister, G.S., Banga, G. and Feenstra, A. 1984. Metamorphic core complexes of cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, **12**: 221-225.
Longhitano, S.G. 2008. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of coarse-grained Gilbert-type deltas within the Pliocene thrust-top Potenza Basin (Southern Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, **210**: 87-110.
Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**: 279-297.
Lunt, I.A. and Bridge, J.S. 2007. Formation and preservation of open-framework gravel strata in unidirectional flows. *Sedimentology*, **54**: 71-87.
Lykousis, V. 1990. *Prodeltaic deposits. Seismic stratigraphy - sedimentology - slope stability. Unpublished PhD thesis.*, University of Patras (Greece), 302 pp.
Lykousis, V., Sakellariou, D., Moretti, I. and Kaberi, H. 2007a. Late Quaternary basin evolution of the Gulf of Corinth: Sequence stratigraphy, sedimentation, fault-slip and subsidence rates. *Tectonophysics*, **440**: 29-51.
Lykousis, V., Sakellariou, D., Rousakis, G., Alexandri, S., Kaberi, H., Nomikou, P., Georgiou, P. and Balas, D. 2007b. Sediment failure processes in active grabens: the western Gulf of Corinth (Greece). In: *Submarine mass movements and their consequences. 3rd International Symposium. Advances in natural and technological hazards research* (Eds V. Lykousis, D. Sakellariou and J. Locat), **27**, pp. 297-305. Springer, Berlin.
Lyon-Caen, H. *et al.* 1994. Seismotectonics and deformation of the Gulf of Corinth (abstract), Eos Trans. AGU, 75(16), Spring Meeting suppl., 116.
Mackiewicz, N.E., Powell, R.D., Carlson, P.R. and Molnia, B.F. 1984. Interlaminated ice-proximal glacimarine sediments in Muir Inlet, Alaska. *Marine Geology*, **57**: 113-147.
Makris, J., Papoulia, J., Papanikolaou, D. and Stavrakakis, G. 2001. Thinned continental crust below northern Evoikos Gulf, central Greece, detected from deep seismic soundings. *Tectonophysics*, **341**: 225-236.
Malartre, F., Ford, M. and Williams, E.A. 2004a. Preliminary biostratigraphy and 3D geometry of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece. *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences de Paris*, **336**: 269-280.
Malartre, F., Ford, M. and Williams, E.A. 2004b. Preliminary biostratigraphy and 3D geometry of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece. *Comptes Rendus de Geoscience*, **336**: 269-280.
Malinverno, A. and Ryan, W.B.F. 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, **5**: 227-245.
Marinatos, S. 1960. Helice: a submerged town of classical Greece. *Archaeology*, **13**: 186-193.
Massari, F. 1996. Upper-flow-regime stratification types on steep-face, coarse-grained, Gilbert-type progradational wedges (Pleistocene, southern Italy). *Journal of Sedimentary Research*, **66**: 364-375.
Massari, F. and Colella, A. 1988. Evolution and types of fan-delta systems in some major tectonic settings. In: *Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (Eds W. Nemec and R.J. Steel), pp. 103-122. Blackie and Son, Glasgow and London.
Massari, F. and Parea, G.C. 1990. Wave-dominated Gilbert-type gravel deltas in the hinterland of the Gulf of Taranto (Pleistocene, southern Italy). In: *Coarse-Grained Deltas - International Association of Sedimentologists - Special Publication Number 10* (Eds A. Colella and D.B. Prior), **10**, pp. 311-331. IAS Blackwell.
McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, G., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzonis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. and Veis, G. 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, **105**: 5695-5719.
McConnico, T.S. and Bassett, K.N. 2007. Gravelly Gilbert-type fan delta on the Conway Coast, New Zealand: Foreset depositional processes and clast imbrications. *Sedimentary Geology*, **198**: 147-166.
McGowen, J.H. 1970. *Gum Hollow fan delta, Nueces Bay, Texas.* Texas Bureau of Economic Geology, Report of Investigations 69, 91 pp.
McKenzie, D.P. 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, **226**: 239-243.
McKenzie, D.P. 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, **30**: 109-185.
McKenzie, D.P. and Jackson, J. 1986. A block model of distributed deformation by faulting. *Journal Geological Society of London*, **143**: 349-353.

McLaughlin, R.J. and Nilsen, T.H. 1982. Neogene non-marine sedimentation and tectonics in small pull-apart basins of the San Andreas fault system, Sonoma County, California. *Sedimentology*, **29**: 865-877.
McLeod, A.E., Dawers, N.H. and Underhill, J.R. 2000. The propagation and linkage of normals faults: Insights from the Strathspey-Brent-Statfjord fault array, northern North Sea. *Basin Research*, **12**: 263-284.
McNeill, L.C. and Collier, R.E.L. 2004. Uplift and slip rates of the eastern Eliki fault segment, Gulf of Corinth, Greece, inferred from Holocene and Pleistocene terraces. *Journal of the Geological Society, London*, **161**: 81-92.
McNeill, L.C., Cotterill, C.J., Bull, J.M., Henstock, T.J., Bell, R. and Stefatos, A. 2007. Geometry and slip rate of the Aigion fault, a young normal fault system in the western Gulf of Corinth. *Geology*, **35**: 355-358.
McNeill, L.C., Cotterill, C.J., Henstock, T.J., Bull, J.M., Stafatos, A., Collier, R.E.L., Papatheodorou, G., Ferentinos, G. and Hicks, S.E. 2005. Active faulting within the offshore western Gulf of Corinth, Greece: implications for models of continental rift deformation. *Geology*, **33**: 241-244.
McPherson, J.G., Shanmugam, G. and Moiola, R.J. 1987. Fan deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **99**: 331-340.
McPherson, J.G., Shanmugam, G. and Moiola, R.J. 1988. Fan deltas and braid deltas: conceptual problems. In: *Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (Eds W. Nemec and R.J. Steel), pp. 14-22. Blackie and Son, Glasgow and London.
Mercier, J.L., Sorel, D. and Vergely, P. 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Research*, **2**: 49-71.
Meulenkamp, J.E. and Hilgen, F.J. 1986. Event stratigraphy, basin evolution and tectonics of the Hellenic and Calabro-Sicilian arcs. In: *The origin of arcs. Developments in tectonics, Vol. 21.* (Ed F.C. Wezel), pp. 327-350. Elsevier, Amsterdam.
Meyer, B. 2008. Chapitre 2. Tectonique active et sismicité du bassin méditerranéen. In: *Géodynamique méditerranéenne* (Eds L. Jolivet et al.), pp. 49-66. Société Géologique de France - Vuibert.
Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: *Fluvial sedimentology. Can Soc Petrol Geol Mem 5* (Ed A.D. Miall), **5**, pp. 597-604. Canadian Society of Petroleum Geologists.
Miall, A.D. 1985. Architecture-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth - Science Reviews*, **22**: 261-308.
Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag, Berlin, 582 pp.
Miall, A.D. 1997. *The Geology of Stratigraphic Sequences.* Springer-Verlag, Berlin, 427 pp.
Middleton, G.V. and Hampton, M.A. 1973. *Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition.* SEPM, Pacific Section, Short Course Turbidites and deep Water Sedimentation, 38 pp.
Middleton, G.V. and Hampton, M.A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: *Marine Sediment Transport and Environmental Management* (Eds D.J. Stanley and D.J.P. Swift), pp. 197-218. Wiley, New York.
Mitchum, R.M., Jr. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part11: Glossary of Terms used in Seismic Stratigraphy. In: *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir 26* (Ed C.E. Payton), **Memoir 26**, pp. 205-212. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma (U.S.A.).
Mitchum, R.M., Jr., Vail, P.R. and Sangree, J.B. 1977a. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In: *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir 26* (Ed C.E. Payton), **Memoir 26**, pp. 117-133. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma (U.S.A.).
Mitchum, R.M., Jr., Vail, P.R. and Thompson, S. 1977b. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. In: *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir 26* (Ed C.E. Payton), **Memoir 26**, pp. 53-62. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma (U.S.A.).
Monaco, P. 1992. Hummocky cross-stratified deposits and turbidites in some sequences of the Umbria-Marche area (central Italy) during the Toarcian. *Sedimentary Geology*, **77**: 123-142.
Moretti, I., Lykousis, V., Sakellariou, D., Reynaud, J.-Y., Benziane, B. and Prinzhoffer, A. 2004. Sedimentation and subsidence rate in the Gulf of Corinth: what we learn from the Marion Dufresne's long-piston coring. *Comptes Rendus Geosciences*, **336**: 291-299.
Moretti, I., Sakellariou, D., Lykousis, V. and Micarelli, L. 2003. The Gulf of Corinth: an active half graben? *Journal of Geodynamics*, **36**: 323-340.
Morewood, N.C. and Roberts, G.P. 1999. Lateral propagation of the surface trace of the south Alkyonides normal fault segment, central Greece: its impact on models of faults groth and displacement-length relationships. *Journal of Structural Geology*, **21**: 635-652.
Morgenstern, N.R. 1967. Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. In: *Marine geotechnique. Univ. Illinois Press* (Ed A.F. Richards), pp. 189-230.

Mortimer, E., Gupta, S. and Cowie, P. 2005. Clinoform nucleation and growth in coarse-grained deltas, Loreto basin, Baja California Sur, Mexico: a response to episodic accelerations in fault displacement. *Basin Research*, **17**: 337-359.
Mulder, T., Razin, P. and Faugeres, J.C. 2008, in press. Hummocky cross-stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Basque basins (Western Pyrenees, France). *Sedimentology*, **doi: 10.1111/j.1365-3061.2008.01014.x**.
Mulder, T. and Syvitski, J.P.M. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*, **103**: 285-299.
Muto, T. and Steel, R.J. 1997a. The Middle Jurassic Oseberg delta, northern North sea; a sedimentological and sequence stratigraphic interpretation. *AAPG Bulletin*, **81**: 1070-1086.
Muto, T. and Steel, R.J. 1997b. Principles of regression and transgression: the nature of the interplay between accommodation and sediment supply. *Journal of Sedimentary Research*, **67**: 994-1000.
Mutti, E. 1992. *Turbidite Sandstones*. Agip Instituto di Geologia - Universita di Parma, Milano, 275 pp.
Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D. and Cavanna, G. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, **20**: 733-755.
Myrow, P.M., Fischer, W. and Goodge, J.W. 2002. Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambian, Antarctica. *Journal of Sedimentary Research*, **72**: 641-656.
Nemec, W. 1990a. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In: *Coarse-Grained Deltas - International Association of Sedimentologists - Special Publication Number 10* (Eds A. Colella and D.B. Prior), **10**, pp. 29-73. IAS Blackwell.
Nemec, W. 1990b. Deltas - remarks on terminology and classification. In: *Coarse-Grained Deltas - International Association of Sedimentologists - Special Publication Number 10* (Eds A. Colella and D.B. Prior), **10**, pp. 3-12. IAS Blackwell.
Nemec, W. and Steel, R.J. 1984. Alluvial and costal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologists - Memoir 10.* (Eds E.H. Koster and R.J. Steel), **10**, pp. 1-31, Calgary, Alberta, Canada.
Nemec, W. and Steel, R.J. 1988. What is a fan delta and how do we recognize it ? In: *Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (Eds W. Nemec and R.J. Steel), pp. 3-13. Blackie and Son, Glasgow and London.
Nemec, W., Steel, R.J., Porebski, S.J. and Spinnangr, A. 1984. Domba Conglomerate, Devonian, Norway: process and lateral variability in a mass flow-dominated lacustrine fan-delta. In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologists - Memoir 10.* (Eds E.H. Koster and R.J. Steel), pp. 295-320, Calgary, Alberta, Canada.
Ori, G.G. 1989. Geological history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece. *Geology*, **17**: 918-921.
Ori, G.G. and Roveri, M. 1987. Geometries of Gilbert-type deltas and large channels in the Meteora Conglomerate, Meso-Hellenic basin (Oligo-Miocene), central Greece. *Sedimentology*, **34**: 845-859.
Ori, G.G., Roveri, M. and Nichols, G. 1991. Architectural patterns in large-scale Gilbert-type delta complexes, Pleistocene, Gulf of Corinth, Greece. In: *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery* (Eds A.D. Miall and N. Tyler), **3**, pp. 207-216. SEPM (Society for Sedimentary Geology)-Concepts in Sedimentology and Paleontology, Volume 3.
Orton, G.J. 1988. A spectrum of Middle Ordovician fan deltas and braidplain deltas, North Wales: a consequence of varying fluvial clastic input. In: *Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (Eds W. Nemec and R.J. Steel), pp. 23-49. Blackie and Son, Glasgow and London.
Orton, G.J. and Reading, H.G. 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, **40**: 475-512.
Pacchiani, F. 2006. *Etude sismologique des failles normales actives du rift de Corinthe.*, Unpublished PhD thesis, Université Paris XI, Paris, 373 pp.
Palyvos, N., Sorel, D., Lemeille, F., Pantosti, D., Julia, R., Triantaphyllou, M. and De Martini, P.M. Soumis. The geomorphological and sedimentary record of fast coastal uplift and migration of fault activity in a complex uplifted basin (W part of the Corinth Gulf Rift, Greece). *Geological Journal*.
Pantosti, D., De Martini, P.M., Koukouvelas, I., Stamatopoulos, L., Palyvos, N., Pucci, S., Lemeille, F. and Pavlides, S. 2004. Palaeoseismological investigations of the Aigion Fault (Gulf of Corinth, Greece). *Comptes Rendus Geosciences*, **336**: 335-342.
Papatheodorou, G. and Ferentinos, G. 1997. Submarine and coastal sediment failure triggered by the 1995, Ms=6.1R Aegion earthquake, Gulf of Corinth, Greece. *Marine Geology*, **137**: 287-304.
Pavlides, S., Koukouvelas, I.K., Kokkalas, S., Stamatopoulos, L., Keramydas, D. and Tsodoulos, I. 2004a. Late Holocene evolution of the East Eliki fault, Gulf of Corinth (Central Greece). *Quaternary International*, **115-116**: 139-154.

Pavlides, S.B., Koukouvelas, I.K., Kokkalas, S., Stamatopoulos, L., Keramydas, D. and Tsodoulos, I. 2004b. Late Holocene evolution of the East Eliki fault, Gulf of Corinth (Central Greece). *Quaternary International*, **115-116**: 139-154.
Perissoratis, C., Piper, D.J.W. and Lykousis, V. 2000. Alternating marine and lacustrine sedimentation during late Quaternary in the Gulf of Corinth rift basin, central Greece. *Marine Geology*, **167**: 391-411.
Pham, V.N., Bernard, P., Boyer, D., Chouliaras, G., Le Mouël, J.L. and Stavrakakis, G.N. 2000. Electrical conductivity and crustal structure beneath the central Hellenides around the Gulf of Corinth (Greece) and their relationship with the seismotectonics. *Geophysical Journal International*, **142**: 948-969.
Phillips, S. 1987. Dipmeter interpretation of turbidite-channel reservoir sandstones, Indian Draw field, New Mexico. In: *Reservoir sedimentology: Society for Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* (Eds R.W. Tillman and K.J. Weber), **40**, pp. 113-128.
Pickering, K.T., Hiscott, R.N. and Hein, F.J. 1989. *Deep marine environments. Clastic sedimentation and tectonics*. Unwin Hyman, London, 416 pp.
Piper, D.J.W. and Aksu, A.E. 1992. Architecture of stacked Quaternary deltas correlated with global oxygen isotope curve. *Geology*, **20**: 415-418.
Piper, D.J.W., Kontopoulos, N., Anagnostou, C., Chronis, G. and Panagos, A.G. 1990. Modern Fan Deltas in the Western Gulf of Corinth, Greece. *Geo-Marine Letters*, **10**: 5-12.
Piper, D.J.W., Kontopoulos, N. and Panagos, A.G. 1980. Deltaic, coastal and shallow marine sediments of the western Gulf of Corinth. *Thalassographica*, **2**: 5-14.
Piper, D.J.W. and Panagos, A.G. 1981. Growth patterns of the Acheloos and Evinos deltas, Greece. *Sedimentary Geology*, **28**: 111-132.
Piper, D.J.W., Panagos, A.G., Kontopoulos, N. and Spiliotopoulo, M. 1982. Coastal processes and morphology, Gulf of Patras, Greece. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **26**: 365-374.
Pirazzoli, P.A., Stiros, S.C., Arnold, M., Laborel, J., Laborel-Deguen, F. and Papageorgiou, S. 1994. Episodic uplift deduced from Holocene shorelines in the Perachora Peninsula, Corinth area, Greece. *Tectonophysics*, **229**: 201-209.
Platzman, E. 1983. Implications for role of density currents in generation of hummocky cross-stratified beds in an Upper Devonian shallo-marine sequence, New York. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **67**: 535-536.
Portman, C., Andrews, J.E., Rowe, P.J., Leeder, M.R. and Hoogewerff, J. 2005. Submarine-spring controlled calcification and growth of large Rivularia bioherms, Late Pleistocene (MIS 5e), Gulf of Corinth, Greece. *Sedimentology*, **52**.
Posamentier, H.W. and Allen, G.P. 1993. Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. *Sedimentary Geology*, **86**: 91-109.
Posamentier, H.W. and Allen, G.P. 1999. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy - Concepts and Applications*, **7**. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 210 pp.
Posamentier, H.W. and James, N.P. 1993. An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. In: *Sequence stratigraphy and facies association - Special Publication of the International Association of Sedimentologists Number 18* (Eds H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen), **18**, pp. 3-18. IAS Blackwell.
Postma, G. 1983. Water-escape structures in the context of a depositional model of a mass-flow dominated conglomeratic fan-delta, Abrioja Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain. *Sedimentology*, **30**: 91-103.
Postma, G. 1984. Mass-flow conglomerates in a submarine canyon: Abrioja fan-delta, Pliocene, Southeast Spain. In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologists - Memoir 10.* (Eds E.H. Koster and R.J. Steel), **10**, pp. 237-258, Calgary, Alberta, Canada.
Postma, G. 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: *Coarse-Grained Deltas - International Association of Sedimentologists - Special Publication Number 10* (Eds A. Colella and D.B. Prior), **10**, pp. 13-27. IAS Blackwell.
Postma, G., Babic, L., Zupanic, J. and Roe, S.-L. 1988a. Delta-front failure and associated bottomset deformation in a marine, gravelly Gilbert-type fan delta. In: *Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (Eds W. Nemec and R.J. Steel), pp. 91-102. Blackie and Son, Glasgow and London.
Postma, G. and Cruickshank, C. 1988. Sedimentology of a late Weichselian to Holocene terraced fan delta, Varangerfjord, northern Norway. In: *Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (Eds W. Nemec and R.J. Steel), pp. 144-157. Blackie and Son, Glasgow and London.
Postma, G., Nemec, W. and Kleinspehn, K.L. 1988b. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, **58**: 47-61.
Postma, G. and Roep, T.B. 1985. Resedimented conglomerates in the bottomsets of Gilbert-type gravel deltas. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55**: 874-885.

Poulimenos, G., Zelilidis, N., Kontopoulos, N. and Doutsos, T. 1993. Geometry of trapezoidal fan deltas and their relationship to extensional faulting along the south-western active margins of the Corinth rift, Greece. *Basin Research*, **5**: 179-192.
Prior, D.B. and Bornhold, B.D. 1988. Submarine morphology and processes of fjord fan deltas and related high-gradient systems: modern examples from British Columbia. In: *Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (Eds W. Nemec and R.J. Steel), pp. 125-143. Blackie and Son, Glasgow and London.
Prior, D.B. and Bornhold, B.D. 1989. Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta. *Sedimentology*, **36**: 1053-1076.
Prior, D.B. and Bornhold, B.D. 1990. The underwater development of Holocene fan deltas. In: *Coarse-Grained Deltas - International Association of Sedimentologists - Special Publication Number 10* (Eds A. Collela and D.B. Prior), **10**, pp. 75-90. IAS Blackwell.
Prior, D.B., Bornhold, B.D., Coleman, J.M. and Bryant, W.R. 1982. Morphology of a submarine slide, Kitimat Arm, British Columbia. *Geology*, **10**: 588-592.
Prior, D.B., Wiseman, W.J. and Gilbert, R. 1981. Submarine slope processes on a fan delta, Howe Sound, British Columbia. *Geo-Marine Letters*, **1**: 85-90.
Prosser, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: *Tectonics and seismic sequence stratigraphy. Geological Society, London, Special Publication* (Eds G.D. Williams and A. Dobb), **71**, pp. 35-66.
Reading, H.G. and Collinson, J.D. 1996. Clastic coasts. In: *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy. Third edition.* (Ed H.G. Reading), pp. 154-231. Blackwell Science, Oxford.
Reading, H.G. and Levell, B.K. 1996. Controls on the sedimentary rock record. In: *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy. Third edition.* (Ed H.G. Reading), pp. 5-36. Blackwell Science, Oxford.
Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksöz, M.N., Barka, A.A., Kinik, I., Lenk, O. and Sanli, I. 1997. Global Positioning System measurements of present day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research*, **102**: 9983-9999.
Reineck, H.E. and Singh, I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, Berlin, 549 pp.
Retallack, G.J. 1988. Field recognition of paleosols. In: *Paleosols and weathering through geologic time: principles and applications.* (Eds J. Reinhard and W.R. Sigleo), pp. 1-20. Geological Society of America - Special Paper 216.
Retallack, G.J. 1990. *Soils of the past: an introduction to paleopedology.* Allen&Unwin, London, 520 pp.
Rhine 1984. *Sedimentological and geomorphological reconstruction of the Late Pleistocene Athabasca fan-delta, northeast Alberta. Unpublished M.Sc. thesis, University of Calgary, Calgary, Alta., 128pp.*
Richards, P.C. 1992. An introduction to the Brent Group: a literature review. In: *Geology of the Brent Group: Geological Society Special Publication* (Eds A.C. Morton, R.S. Haszeldine, M.R. Giles and S. Brown), **61**, pp. 15-26.
Richter, D.K. and Ott, E. 1979. Pleistozäne, brackische Blaugrünalgenriffe mit *Rivularia heamatites* auf der Perachorahalbhinszel bei Korinth (Griechenland). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **159**: 14-40.
Ricketts, B.D. and Evenchick, C.A. 2007. Evidence of different contractional styles along foredeep margins provided by Gilbert-deltas: examples from Bowser Basin, British Columbia, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **55**: 243-261.
Rietbrock, A., Tibéri, C., Scherbaum, F. and Lyon-Caen, H. 1996. Seismic slip on a low-angle normal fault in the Gulf of Corinth: evidence from high resolution cluster analysis of microearthquakes. *Geophysical Research Letters*, **23**: 1817-1820.
Rigo, A., Lyon-Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P. and Kassaras, I. 1996. A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophysical Journal International*, **126**: 663-688.
Ritchie, B.D., Gawthorpe, R.L. and Hardy, S. 2004a. Three-dimensional numerical modeling of deltaic depositional sequence 1: influence of the rate and magnitude of sea-level change. *Journal of Sedimentary Research*, **74**: 203-220.
Ritchie, B.D., Gawthorpe, R.L. and Hardy, S. 2004b. Three-dimensional numerical modeling of deltaic depositional sequences 2: influence of local controls. *Journal of Sedimentary Research*, **74**: 221-238.
Ritchie, B.D., Hardy, S. and Gawthorpe, R.L. 1999. Three-dimensional numerical modeling of coarse-grained clastic deposition in sedimentary basins. *Journal of Geophysical Research*, **104**: 17,759-17,780.
Roberts, G.P. 1996a. Non-characteristic normal faulting surface ruptures from the gulf of Corinth Greece. *Journal of Geophysical Research*, **101**: 25,255-25,267.
Roberts, G.P. 1996b. Variation in fault slip directions along active and segmented normal fault systems. *Journal of Structural Geology*, **18**: 835-845.
Roberts, G.P., Gawthorpe, R.L. and Stewart, I. 1993. Surface faulting within active normal fault-zones: examples from the Gulf of Corinth fault system, central Greece. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F. suppl.-Bd.*, **94**: 303-328.

Roberts, S. and Jackson, J. 1991. Active normal faulting in central Greece: an overview. In: *The geometry of normal faults. Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* (Eds A.M. Roberts, G. Yielding and B. Freeman), **56**, pp. 125-142.
Rohais, S. 2007. *Architecture stratigraphique et flux sédimentaires sur la marge sud du golfe de Corinthe (Grèce) : Analyse de terrain, modélisations expérimentales et numériques.* Unpublished PhD thesis, Université de Rennes 1, UFR Structure et Propriétés de la Matière, Rennes, 382 pp.
Rohais, S., Eschard, R., Ford, M., Guillocheau, F. and Moretti, I. 2007a. Stratigraphic architecture of the Plio-Pleistocene infill of the Corinth Rift: implications for its structural evolution. *Tectonophysics*, **440**: 5-28.
Rohais, S., Eschard, R. and Guillocheau, F. 2008. Depositional model and stratigraphic architecture of rift climax Gilbert-type fan deltas (Gulf of Corinth, Greece). *Sedimentary Geology*.
Rohais, S., Joannin, S., Colin, J.P., Suc, J.P., Guillocheau, F. and Eschard, R. 2007b. Age and environmental evolution of the syn-rift fill of the southern coast of the Gulf of Corinth (Akrata-Derveni region, Greece). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **178**: 231-243.
Rouchy, J.M. 2008. Chapitre 6. La crise de salinité messinienne. In: *Géodynamique méditerranéenne* (Eds L. Jolivet et al.), pp. 165-195. Société Géologique de France - Vuibert.
Sachpazi, M., Clement, C., Laigle, M., Hirn, A. and Roussos, N. 2003. Rift structure, evolution, and earthquakes in the Gulf of Corinth, from reflection seismic images. *Earth and Planetary Science Letters*, **216**: 243-257.
Sachpazi, M., Galvé, A., Laigle, M., Hirn, A., Sokos, E., Serpetsidaki, A., Marthelot, J.M., Alperin, J.M.P., Zelt, B. and Taylor, B. 2007. Moho topography under central Greece and its compensation by Pn time-terms for accurate location of hypocenters: The example of the Gulf of Corinth 1995 Aigion earthquake. *Tectonophysics*, **440**: 53-65.
Sakellariou, D., Lykousis, V. and Papanikolaou, D. 2001. Active faulting in the Gulf of Corinth, Greece. In: *36th CIESM Congress Proceedings*, **36**, pp. 43.
Schlager, W. 1993. Accommodation and supply - a dual control on stratigraphic sequences. *Sedimentary Geology*, **86**: 111-136.
Sébrier, M. 1977. *Tectonique récente d'une transversale à l'Arc Egéen : le Golfe de Corinthe et ses régions périphériques.*, Thèse de 3ème cycle - Paris Sud Centre d'Orsay, Paris, 140 pp.
Seger, M. and Alexander, J. 1993. Distribution of Plio-Pleistocene and Modern coarse-grained deltas south of the Gulf of Corinth, Greece. In: *Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions. Special Publication Number 20 of the International Association of Sedimentlogists.* (Eds L.E. Frostick and R.J. Steel), **20**, pp. 37-48. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
Sengör, A.M.C. 1979. The North Anatolian transform fault: Its age, offset and tectonic significance. *Journal Geological Society of London*, **136**: 269-282.
Sengör, A.M.C., Görür, N. and Saroglu, F. 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: *Strike-slip faulting and basin formation, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 37* (Eds K. Biddle and N. Christie-Blick), pp. 227-264.
Seyitoglu, G., Anderson, D., Nowell, G. and Scott, B. 1997. The evolution from Miocene potassic to Quaternary sodic magmatism in western Turkey. Implications for enrichment processes in the lithospheric mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **76**: 127-147.
Seyitoglu, G., Scott, B.C. and Rundle, C.C. 1992. Timing of extensional tectonics in west Turkey. *Journal Geological Society of London*, **149**: 533-538.
Shanley, K.W. and McCabe, P.J. 1994. Perspectives on the Sequence Stratigraphy of Continental Strata. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **78**: 544-568.
Shanmugam, G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, **17**: 285-342.
Sharp, I.R., Gawthorpe, R.L., Armstrong, B. and Underhill, J.R. 2000. Propagation history and passive rotation of mesoscale normal faults: Implications for syn-rift stratigraphic development. *Basin Research*, **12**: 285-306.
Smith, D.G. and Jol, H.M. 1997. Radar structure of a Gilbert-type delta, Peyto Lake, Banff National Park, Canada. *Sedimentary Geology*, **113**: 195-209.
Smith, N.D. 1971. Transverse Bars and Braiding in the Lower Platte River, Nebraska. *Geological Society of America Bulletin*, **82**: 3407-3420.
Sohn, Y.K., Kim, S.B., Hwang, I.G., Bahk, J.J., Choe, M.Y. and Chough, S.K. 1997. Characteristics and depositional processes of large-scale gravelly Gilbert-type foresets in the Miocene Doumsan fan delta, Pohang Basin, SE Korea. *Journal of Sedimentary Research*, **67**: 130-141.
Sorel, D. 2000. A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth-Patras rift, Greece. *Geology*, **28**: 83-86.
Sorel, D., Keraudren, B., Müller, C., Bahain, J.C. and Falguères, C. 1997. Data for a Pleistocene age of the Corinth-Patras Rift (Greece). In: *European Union of Geosciences, 9th Congress, Strasbourg, France, abstracts: Terra Nova.*, **9, supplément 1**, pp. 395.

Stanley, D.J. and Wezel, F.C. 1985. *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag, Berlin, 589 pp.
Stanley, K.O. and Surdam, R.C. 1978. Sedimentation on the front of Eocene Gilbert-type deltas, Washakie Basin, Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology*, **48**: 557-573.
Steel, R.J., Rasmussen, H., Eide, S., Neuman, B. and Siggerud, E. 2000. Anatomy of high-sediment supply, transgressive tracts in the Vilomara composite sequence, Sant Llorenc del Munt, Ebro Basin, NE Spain. *Sedimentary Geology*, **138**: 125-142.
Steel, R.J. and Thompson, D.B. 1983. Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ("Bunter" Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology*, **30**: 341-367.
Stefatos, A., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., Leeder, M. and Collier, R. 2002. Seismic reflection imaging of active offshore faults in the gulf of Corinth: their seismotectonic significance. *Basin Research*, **14**: 487-502.
Stewart, I. 1996. Holocene uplift and palaeoseismicity on the Eliki fault, Western Gulf of Corinth, Greece. *Annali di Geofisica*, **39**: 575-588.
Stewart, I. and Vita-Finzi, C. 1996. Coastal uplift on active normal faults: the Eliki fault, Greece. *Geophysical Research Letters*, **23**: 1853-1856.
Stow, D.A.V. and Shanmugam, G. 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, **25**: 23-42.
Symeonidis, N., Theodorou, G., Schütt, H. and Velitzelos, E. 1987. Paleontological and stratigraphic observations in the area of Achaia and Etoloakarnania (W. Greece). *Annales géologiques des Pays helléniques*, **38**: 317-353.
Tai Wai Ng, D. 1979. Subsurface study of Atoka (Lower Pennsylvanian) clastic rocks in part of Jack, Palo Pinto, Park and Wise Counties, north-central Texas. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **63**: 50-66.
Talbot, M.R. and Allen, P.A. 1996. Lakes. In: *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy* (Ed H.G. Reading), pp. 83-124. Blackwell Science, Oxford.
Tapponnier, P. 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **19**: 437-460.
Taylor, S.K., Bull, J.M., Lamarche, G. and Barnes, P.M. 2004. Normal fault growth and linkage in the Whakatane Graben, New Zealand, during the last 1.3 Myr. *Journal of Geophysical Research*, **109**: B02408, doi: 10.1029/2003JB002412.
Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D. 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, **106**: 433-490.
Taymaz, T., Jackson, J. and Westaway, R. 1990. Earthquake mechanisms in the Hellenic Trench near Crete. *Geophysical Journal International*, **102**: 695-731.
Thiébault, F. 1982. *Evolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional (Grèce). PhD thesis, Université de Lille.*
Tiberi, C. 2000. *Rift de Corinthe et d'Evvia (Grèce) : structure lithosphérique par tomographie télésismique et gravimétrie. Thèse de 3ème cycle de l'Université de Paris VII.*
Uličný, D. 2001. Depositional systems and sequence stratigraphy of coarse-grained deltas in a shallow-marine, strike-slip setting: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. *Sedimentology*, **48**: 599-628.
Uličný, D., Nichols, G. and Waltham, D. 2002. Role of initial depth at basin margins in sequence architecture: field examples and computer models. *Basin Research*, **14**: 347-360.
Valensise, G. and Ward, S. 1991. Long-term uplift of the Santa Cruz coastline in response to repeated earthquakes along the San Andreas fault. *Bull. seism. Soc. Am.*, **81**: 1694-1704.
van der Straaten, H.C. 1990. Stacked Gilbert-type deltas in the marine pull-apart basin of Abaran, late Serravallian-early Tortorian, southeastern Spain. In: *Coarse-Grained Deltas - International Association of Sedimentologists - Special Publication Number 10* (Eds A. Colella and D.B. Prior), **10**, pp. 199-222. IAS Blackwell.
Walker, R.G. 1984. Turbidites and associated coarse clastic deposits. In: *Facies Models* (Ed R.G. Walker), pp. 171-188. Geosci. Can. Ser. I.
Walker, R.G., Duke, W.L. and Leckie, D.A. 1983. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: discussion and reply. *Geological Society of America Bulletin*, **94**: 1245-1251.
Weimer, R.J. 1978. Deltaic and shallow marine sandstones: sedimentation, tectonics and petroleum occurences. *AAPG Continuing Education, Course Note Series*, **2**: 1-167.
Wescott, W.A. and Ethridge, F.G. 1980. Fan-delta sedimentology and tectonic setting - Yallahs fan delta, Southeast Jamaica. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **64**: 374-399.
Wescott, W.A. and Ethridge, F.G. 1982. Bathymetry and sediment dispersal dynamics along the Yallahs fan delta front, Jamaica. *Marine Geology*, **46**: 245-260.

Westaway, R. 1990. Block rotation in western Turkey 1, Observational evidence. *Journal of Geophysical Research*, **95**: 19,857-19,883.
Westaway, R. 1991. Continental extension on sets of parallel faults: observational evidence and theoretical models. In: *The geometry of normal faults. Geological Society, London Special Publication 56* (Eds A.M. Roberts, G. Yielding and B. Freeman), pp. 143-169.
Westaway, R. 1994. Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean. *Journal of Geophysical Research*, **99**: 12,071-12,090.
Westaway, R. 1996. Quaternary elevation change in the Gulf of Corinth of central Greece. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*, **Ser. A 354**: 1125-1164.
Westaway, R. 1998. Dependence of active normal fault dips on lower-crustal flow regimes. *Journal of the Geological Society of London*, **155**: 223-253.
Westaway, R. 1999. The mechanical feasibility of low-angle normal faulting. *Tectonophysics*, **308**: 407-443 (Corrigendum: Tectonophysics 341, 237-238).
Westaway, R. 2002. The Quaternary evolution of the Gulf of Corinth, central Greece: coupling between surface processes and flow in the lower continental crust. *Tectonophysics*, **348**: 269-318.
Young, M.J., Gawthorpe, R.L. and Sharp, I.R. 2002. Architecture and evolution of the syn-rift clastic depositional systems towards the tip of major fault segment, Suez Rift, Egypt. *Basin Research*, **14**: 1-23.
Zelilidis, A. and Kontopoulos, N. 1996a. Significance of fan deltas without toe-sets within rift and piggy-back basins: examples from the Corinth graben and the Meso-hellenic though, Central Greece. *Sedimentology*, **43**: 253-262.
Zelilidis, A. and Kontopoulos, N. 1996b. Significance of fan-deltas without toe-sets within rift and piggy-back basins: examples from the Corinth graben and the Mesohellenic trough, Central Greece. *Sedimentology*, **43**: 253-262.
Zelilidis, A., Koukouvelas, I. and Doutsos, T. 1988. Neogene paleostress changes behind the forearc fold belt in the Patraikos Gulf area, western Greece. *Neues Jahrbuhr für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*311-325.
Zelt, B.C., Taylor, B., Weiss, J.R., Goodliffe, A.M., Sachpazi, M. and Hirn, A. 2004. Streamer tomography velocity models for the Gulf of Corinth and Gulf of Itea, Greece. *Geophysical Journal International*, **159**: 333-346.

Autorisation de soutenance de la thèse

INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE
DE LORRAINE

AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE
DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

o0o

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :
Monsieur Michel GUIRAUD, Professeur, Université de Bourgogne, Dijon
Monsieur Mariano MARZO, Professeur, Faculté de Géologie, Barcelone, Espagne

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

Monsieur BACKERT Nicolas

NANCY BRABOIS
2, AVENUE DE LA
FORET-DE-HAYE
BOITE POSTALE 3
F - 54501
VANDŒUVRE CEDEX

à soutenir devant un jury de l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE, une thèse intitulée :

"Interaction tectonique-sédimentation dans le rift de Corinthe, Grèce. Architecture stratigraphique et sédimentologie du Gilbert-delta de Kerinitis"

en vue de l'obtention du titre de :

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Spécialité : « **Géosciences** »

Fait à Vandoeuvre, le 14 mai 2009
Le Président de l'I.N.P.L.
F. LAURENT

TEL. 33/03.83.59.59.59
FAX. 33/03.83.59.59.55