



**Typologie, architecture et évolution des systèmes
silicoclastiques des marges abruptes. Analyse comparée
de la marge Ligure au Plio-Quaternaire et de la marge
San-Pedro au Crétacé supérieur**

Quentin Soulet

► **To cite this version:**

Quentin Soulet. Typologie, architecture et évolution des systèmes silicoclastiques des marges abruptes. Analyse comparée de la marge Ligure au Plio-Quaternaire et de la marge San-Pedro au Crétacé supérieur. Géologie appliquée. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2016. Français. NNT : 2016PA066694 . tel-01609847

HAL Id: tel-01609847

<https://theses.hal.science/tel-01609847>

Submitted on 4 Oct 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université Pierre et Marie Curie

Ecole doctorale 398 Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement

Institut des Sciences de la Terre de Paris

Typologie, architecture et évolution des systèmes silicoclastiques des marges abruptes. Analyse comparée de la marge Ligure au Plio-Quaternaire et de la marge San-Pedro au Crétacé supérieur

Par Quentin SOULET

Thèse de doctorat de Science de la Terre

Dirigée par Christian GORINI, Sébastien MIGEON et Jean-Loup RUBINO

Sera présentée et soutenue publiquement le X Décembre

Devant un jury composé de :

M. Francesco Chiocci	Rapporteur
M. Thierry Mulder	Rapporteur
Mme. Gemma Ercilla	Examineur
M. Philippe Joseph	Examineur
M. François Baudin	Examineur
M. Christian Gorini	Directeur de thèse
M. Sébastien Migeon	Directeur de thèse
M. Jean-Loup Rubino	Co-directeur
M. François Raison	Invité

Résumé:

Les systèmes sédimentaires turbiditiques présentent un double intérêt académique et industriel puisqu'ils constituent à la fois des archives des conditions environnementales qui ont prévalu sur leur période de fonctionnement et des réservoirs pétroliers potentiels. Parmi les nombreux paramètres contrôlant l'organisation sédimentaire de ces systèmes l'inclinaison de la pente continentale apparaît être un paramètre majeur. Les découvertes récentes de champs pétroliers au pied de la pente continentale de marges considérées « abruptes » suscitent un intérêt particulier pour l'architecture sédimentaire de ces systèmes dans des conditions encore peu étudiées. L'analyse de l'influence de l'inclinaison de la pente et de ces variations sur l'hydrodynamique des écoulements sédimentaires et ainsi sur l'architecture des systèmes turbiditiques revêt un caractère crucial tant du point de vue académique que pétrolier.

Les systèmes turbiditiques Plio-Quaternaire du Golfe de Gênes et Crétacé supérieur de la marge Ivoirienne se développent sur des marges présentant des profils de pente escarpés contrôlés par des processus d'origine tectonique et constituent ainsi des objets adaptés et complémentaires pour l'étude de la sédimentation turbiditique en contexte de marge abrupt. Ce travail s'appuie sur l'analyse haute résolution de données acoustiques (bathymétrie, imagerie multifaisceaux, sismique THR, sonar latéral) acquises dans le Golfe de Gênes (Malisar, Fables, Prisme, Gelo) et de l'analyse d'un bloc de sismique 3D sur la marge Ivoirienne.

Les accumulations turbiditiques des deux sites témoignent de processus de ségrégation des particules avec le piégeage des particules les plus grossières dans des structures en *plunge pools*, *cyclic steps* ou *slope break deposits*. L'étude fine de ces corps liés au ressaut hydraulique apporte ici un éclairage inédit sur la continuité des corps sableux à la transition canyon/lobe et permet ainsi de proposer un nouveau scénario de modèle réservoir. De plus l'analyse de ces deux zones d'études met en évidence l'impact direct de l'activité tectonique sur l'architecture des accumulations turbiditiques par la mise en place et le maintien d'une zone de rupture de pente où le phénomène de ressaut hydraulique peut perdurer au cours du temps.

La présence de zones de *by-pass* des écoulements sédimentaires sur la pente continentale apparaît dans les deux analogues contrainte par l'augmentation de l'inclinaison de la pente liée à la déformation de la marge. L'analyse haute résolution de ces zones sur le Golfe de Gênes indique un lien potentiel avec le transit d'écoulements turbulents « embrasés » (*ignitive flows*) et la formation de *cyclic steps* érosifs pouvant migrer vers l'amont du canyon.

Cette étude marque l'influence de la tectonique sur 1) l'architecture des systèmes turbiditiques et 2) le maintien d'une zone de *by-pass* et son caractère essentiel à la conservation d'une organisation de piège stratigraphique. L'extension temporelle de l'activité tectonique revêt ainsi un caractère primordial et ce aussi dans l'étude de la formation de pièges stratigraphiques.

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une thèse CIFRE en partenariat avec l'Université Pierre et Marie Curie et le groupe Total.

Abstract:

Turbidite systems present both academic and industrial interests since they are archives of environmental conditions prevailing during their construction time laps and potential oil reservoirs. Among many parameters controlling the sedimentary organization, the continental slope inclination appears to be a major parameter. Recent discoveries of oil field on margins considered as "abrupt" give a particular interest for these systems under conditions previously little studied. The analysis of slope inclination's and these variations on the hydrodynamic and sedimentary flows and thus on turbidite systems architecture is a crucial character for both academic and industrial interests.

The Pliocene-Quaternary turbidite systems of the Gulf of Genoa and upper margin of the Ivorian Cretaceous develop on margins with steep slope profiles controlled by tectonic processes and so are suitable and complementary items for the Study of turbidite sedimentation context of abrupt margin. This work is based on the high-resolution analysis of acoustic data (bathymetry, multibeam imaging, seismic THR, sidescan sonar) acquired in the Gulf of Genoa (Malisar, Fables, Prism, Gelo) and analysis of a block of 3D seismic on the Ivorian margin.

Turbidite accumulations of two sites demonstrate particle segregation processes with trapping coarser particles into structures in plunge pools, cyclic steps or break slope deposits. The detailed study of these bodies related to hydraulic jump here brings a new light on the continuity of sand bodies in the transition canyon / lobe and allows proposing a new reservoir model scenario. Further analysis of these two areas of study shows the direct impact of tectonic activity on the architecture of turbidite accumulations by establishing and maintaining a nick area where the phenomenon of hydraulic jump can endure over time.

The presence of bypass areas of sedimentary flows on the continental slope appears in both similar stress by increasing the inclination of the slope related to the deformation of the margin. The high-resolution analysis of these areas on the Gulf of Genoa indicates a potential link between the transit of turbulent igniting flows and the formation of erosive cyclic steps that can migrate upstream in the canyon.

The study marks the tectonic influence on 1) the architecture of turbidite systems and 2) on maintaining a bypass area which is the essential character for the formation of a stratigraphic trap organization. The temporal extension of tectonic activity is of importance in the study of the formation of stratigraphic traps.

This work was conducted as part of a thesis CIFRE in partnership with the University Pierre et Marie Curie and Total.

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE.....	14
 PARTIE I. Les processus sédimentaires gravitaires en domaine marin	8
I. Classification des écoulements.....	9
I.1. Ecoulements laminaires	9
I.2. Ecoulements turbulents	12
II. Evolution des écoulements.....	14
II.1. Modèle de Mutti	14
II.2. Matrice de Kneller.....	16
II.3. Embrasement des écoulements.....	17
III. Dépôts de ressaut hydraulique.....	18
 PARTIE II. LE SYSTEME TURBIDITIQUE PLIO-QUATERNAIRE DU GOLFE DE GENES	22
IV. Introduction	23
V. Contexte géologique de la marge Nord Ligure	29
V.1. Synthèse Géodynamique	30
V.2. Evènement Messinien :	33
V.3. Cadre Structural.....	42
VI. Matériel et méthodes	48
VI.1. Origine des données :	48
VI.2. Les outils	49
VI.3. Méthodes	54
VII. Evolution architecturale des canyons du Golfe de Gênes au cours du Plio-Quaternaire.....	56
VIII. Relations entre la morphologie d'un canyon et le comportement des écoulements gravitaires : l'exemple du canyon de Polcevera.....	77
VIII.1. Caractérisation morphologique des canyons Polcevera et Bisagno	77
VIII.2. Activité récente du thalweg du canyon de Polcevera	86
VIII.3. Discussion.....	96
VIII.4. Conclusion	99
IX. Architecture et processus sédimentaires de construction d'une accumulation turbiditique en contexte de marge en basculement : l'exemple du lobe de la Vallée de Gênes 101	
IX.1. Architecture actuelle du lobe.....	102
IX.1. Architecture sismique du LVG	119
IX.1. Discussion	134
 PARTIE III. LE SYSTEME TURBIDITIQUE CRETACE SUPERIEUR DE SAUMON, DE COTE D'IVOIRE.....	144
X. Introduction	145
XI. Cadre Géologique de la marge Ivoirienne.....	146
XI.1. Evolution géodynamique et sédimentaire de la marge Ivoirienne	147

XI.2.	Ouverture de l'Atlantique Equatorial	148
XI.3.	Cinématique d'ouverture : Bassin en pull-apart : et mouvements tectoniques	155
XI.4.	Les sources d'apport à terre	164
XII.	Données disponibles et méthodes	168
XII.1.	Données utilisées	168
XII.2.	Méthodes	170
XIII.	La sédimentation syn-rift	176
XIII.1.	Description et cartographie des unités syn-rift	176
XIII.2.	Evolution structurale syn-rift et post-rift	187
XIII.3.	Synthèse	192
XIV.	Description de la géométrie et de l'architecture des appareils turbiditiques d'un système de la marge de San Pedro au Crétacé supérieur	195
XIV.1.	Surface de la base de l'Albien supérieur	195
XIV.2.	Séries turbiditiques Crétacé Supérieur du système Saumon	202
XV.	Discussion Côte d'Ivoire	228
XV.1.	Caractérisation des processus de transport-dépôt des appareils du système Saumon	228
XV.2.	Facteurs de contrôle de la migration spatiale et de l'évolution architecturale des appareils du système Saumon	236
XV.3.	Intérêts réservoirs du système turbiditique	242
XVI.	Conclusions sur la zone Côte d'Ivoire	244
PARTIE IV. DISCUSSION GENERALE		248
XVII.	Processus et facteurs de contrôle du <i>by-pass</i> des écoulements sur la pente continentale	249
	Définition du <i>by-pass</i> :	251
	Conditions de formation d'une zone de <i>by-pass</i> :	252
XVIII.	Processus sédimentaires et facteurs de contrôle de l'architecture des dépôts de pied de pente :	254
	Facteurs de contrôle du développement d'une chenalisation dans le bassin	256
XVIII.1.	Modèle réservoir d'une zone d'épandage distale en contexte de marge escarpée et connexion/déconnexion d'avec les dépôts de canyon	257
CONCLUSION GENERALE		260
	Perspectives	265
BIBLIOGRAPHIE		270

Table des illustrations :

Figure II-1 : Carte morphobathymétrique de la méditerranée montrant la position de la zone d'étude (modifié d'après Brosolo et al., 2012).....	29
Figure II-2 : Reconstitution paléo-tectonique de la Méditerranée occidentale au Miocène inférieur mettant en évidence l'extension arrière arc liée au retrait du front de subduction Apenninique (en noir) vers l'Est. Cette zone d'extension arrière arc vient recouper le front de déformation des orogènes Alpines et Bétique. (Jolivet et al., 2015).....	31
Figure II-3 : Configuration actuelle de la Méditerranée Occidentale et Centrale (Jolivet et al., 2015).....	32
Figure II-4 : Reconstruction paléogéographique de l'extension d'arrière-arc en Méditerranée centrale et estimation de taux d'extension le long des coupes traits de coupe représentés sur la situation actuelle. (Faccenna et al., 2001)	33
Figure II-5 : Carte de distribution actuelle des sels et évaporites de la Mer Méditerranée. Notez la différence de distribution entre la Méditerranée Occidentale et Orientale (Ryan, 2009)	34
Figure II-6 : A, B : Organisation des surfaces stratigraphiques et des unités sédimentaires de la Crise de salinité Messinienne, sur un profil théorique (A) et dans le bassin du Var (B) (Lofi et al., 2011). C : Profil sismique interprété de l'organisation des unités Messiniennes dans le bassin Ligure (Gorini et al., 2015).	37
Figure II-7 : Comparaison de la chronologie des événements selon les 2 modèles : diachrones (A) et synchrones (B).	40
Figure II-8 : Evolution de la subsidence et de la sédimentation sur la Marge Nord Ligure depuis les premières phases de rift jusqu'à l'actuel (Sage et al., 2011).	44
Figure II-9 : Carte de la répartition des failles actives (rouge) à la base de la pente continentale dans le Golfe de Gênes. Le tracé des talwegs de canyon est représenté en bleue. Le tracé en jaune pointillé représente l'axe d'un paléo-canyon. (Larroque et al., 2011)	46
Figure II-10 : Profil sismique haute résolution et son interprétation montrant les relations entre les failles sub-verticales de bases de pente et la morphologie des rides chevauchantes et du promontoire d'Imperia. Localisation du profil notée par le segment A en Figure II-9.	46
Figure II-11 : Modèles de déformations de la marge Nord Ligure (Larroque et al. 2008)	47
Figure III-1 : Extraits de profils sismiques des différents systèmes d'acquisition utilisés dans cette étude. Les extraits ne sont pas pris au même endroit.	53
Figure III-2 : Plan de position de l'ensemble des données de subsurface et sismique utilisés dans cette étude. .	54
Figure V-1 : Carte bathymétrique présentant l'organisation du canyon Polcevera selon trois segments.....	78
Figure V-2 : Carte bathymétrique vierge et carte bathymétrique interprétée des têtes des canyons de Polcevera et Bisagno. Les cicatrices d'arrachement présentent dans les têtes de canyon sont présentées en rouge.....	79
Figure V-3 : Coupe bathymétrique transversale de la tête du canyon de Polcevera.....	80
Figure V-4 : Profil bathymétrique longitudinal du thalweg de Polcevera. Le profil est généré sur la ligne de plus grande pente et est accompagnée de la courbe de l'inclinaison (courbe verte).	81
Figure V-5 : Carte bathymétrique vierge et interprétée des segments intermédiaire et inférieur du canyon de Polcevera. Les cicatrices d'arrachement présentent sur les flancs du canyon sont présentées en rouge.....	82

Figure V-6 : Coupe bathymétrique transversale du segment intermédiaire du canyon de Polcevera. La position de la coupe est indiquée Figure V-5.....	82
Figure V-7 : Coupe bathymétrique transversale du segment inférieur du canyon de Polcevera. La position de la coupe est indiquée Figure V-5.	83
Figure V-8 : Image bathymétrique 3D du flanc est du segment intermédiaire du canyon de Polcevera.	84
Figure V-9 : Coupe bathymétrique transversale du segment intermédiaire du canyon de Polcevera. La position de la coupe est indiquée Figure V-5.....	84
Figure V-10 : Carte bathymétrique de la Vallée de Gênes.	85
Figure V-11 : Coupe bathymétrique transversale à la Vallée de Gênes. La position de la coupe est indiquée sur la Figure V-10.....	86
Figure V-12 : Extrait du profil chirp acquis lors du passage du SAR dans le corps du canyon Polcevera. L'échofaciès faciès continu est associé à un faciès de dépôt.	87
Figure V-13 : Extrait de l'imagerie fond de mer et du profil sondeur de sédiments du SAR dans le corps du canyon Polcevera. La présence de sillons d'érosion et de flûtes sur un échofaciès composé de corps lenticulaires transparents est associée à un faciès d'érosion/dépôt.	89
Figure V-14 : Extrait de l'imagerie fond de mer et du profil sondeur de sédiments du SAR dans la vallée de Gênes. La présence de stratifications des dépôts pré-existants et de figures d'excavation est associée à un faciès de by-pass.....	91
Figure V-15 : Répartition des faciès sédimentaires le long des segments du canyon Polcevera.....	93
Figure V-16 : Cartes bathymétriques superposées aux interprétations faites les données du SAR. Ces données sont également présentées (imagerie fond de mer et profil sondeur de sédiments).La position des cartes bathymétriques est indiquée en Figure V-15.....	94
Figure VI-1 : Carte Bathymétrique du Golfe de Gênes illustrant la position du lobe de Gênes et de la Vallée de Gênes.	102
Figure VI-2 : Cartographie du LVG. A : Carte bathymétrique B : Carte de la distribution des échofaciès. C : Carte des pentes, position des structures morphologiques majeures et distribution des secteurs du LVG.....	104
Figure VI-3 : Profil bathymétrique longitudinal illustrant la transition entre la Vallée de Gênes et le LVG et la distribution des secteurs au sein desquels le LVG présente des morphologies et architectures différentes.	105
Figure VI-4 : Carte de la réflectivité du LVG générée à partir des données d'imagerie EM 300 (15 kHz) et carte interprétée accompagnée de la position des secteurs. La ligne rouge sur la carte de réflectivité représente le front de chevauchement et le point rouge représente la position de la carotte CS034.	106
Figure VI-5 : Carte de réflectivité zoomée sur le secteur médian et distal. Les lignes à barbulles rouge définissent les crêtes des escarpements concentriques. La position du zoom est indiquée en Figure VI-4.	107
Figure VI-6 : A : Carte bathymétrique du secteur proximal avec une échelle de couleur mettant en évidence la présence des plunge pools. B : Profils bathymétriques longitudinales et latérales illustrant la topographie du secteur proximal.....	109
Figure VI-7 A : Carte bathymétrique du secteur médian avec une échelle de couleur mettant en évidence la présence de la plunge pool 2 et des escarpements radiaux distribués sur tout le secteur. Le point rouge illustre la position de la carotte CS034 (Prisme3). La ligne rouge est l'extrait d'un profil de sismique THR (Sysif). B : Extrait de l'imagerie d'un profil SAR mettant en évidence la présence de flute casts amalgamées au niveau des	

escarpements concentriques. C : Profils bathymétriques longitudinaux et transversaux illustrant la topographie du secteur médian.	111
Figure VI-8 : Extrait du profil sysif vierge et interprétation, illustrant l'organisation des dépôts au niveau des escarpements concentriques. La position du profil est illustrée sur la Figure VI-7.	112
Figure VI-9 : A : Photographie et log sédimentaire de la carotte CS034. La position de la carotte est indiquée sur les Figure VI-4 ; Figure VI-7 ; Figure VI-8). B, C : zoom des niveaux accompagnés des images rayon X et des analyses granulométriques (D50).	116
Figure VI-10 : Cartographie de l'architecture fossile du LVG réalisée à partir des données sismiques des campagnes Malisar, Prisme3 et Gelo. La limite sud de LVG reste hypothétique du fait de l'absence de données sismiques.	120
Figure VI-11 : A : Profil Sismique Gelo 10 recoupant le LVG longitudinalement et illustrant une segmentation du LVG en deux zones. B : Zoom et interprétation de la zone de transition. C : Zoom de la zone d'épandage. La position du profil est indiquée en Figure VI-10.	124
Figure VI-12 : Profil Gelo 01 recoupant le LVG perpendiculairement et illustrant la présence d'une déformation/subsidence de la zone de transition au niveau du front de chevauchement. La localisation du profil est indiquée en Figure VI-10.	126
Figure VI-13 : Profil Sysif et interprétation du profil recoupant la zone de transition du LVG longitudinalement. La position du profil est indiquée en Figure VI-10.	129
Figure VI-14 : A : Profil Sismique Gelo 05 recoupant le LVG perpendiculairement et illustrant une segmentation du LVG en deux zones. B : Zoom et interprétation de la zone de transition. Les chiffres correspondent à la séquence de dépôt des différents corps. C : Zoom et interprétation de la zone d'épandage. La position du profil est indiquée en Figure VI-10.	130
Figure VI-15 : Profil Sismique MR47 recoupant le LVG perpendiculairement à sa direction de développement et illustrant la mise en place par compensation latérale des corps lenticulaires constituant la zone de transition. Chaque mouvement par compensation apparaît séparé par une surface érosive comme observée sur le profil Sysif (Figure VI-13). La position du profil est indiquée sur la Figure VI-10.	133
Figure VIII-1 : Localisation de la zone d'étude (modifié d'après (Helm, 2009))	147
Figure VIII-2 : Reconstruction au Permo-Trias (~250Ma) avant la dislocation du super continent Pangée (Olivet et Aslanian, pers. Comm. dans (Moulin et al., 2010)).	149
Figure VIII-3 Carte des âges de la croûte océanique d'après la carte mondiale de l'UNESCO (2004) et bassins conjuguées de l'Atlantique Equatorial.	150
Figure VIII-4 : Reconstitution des phases de rift des bassins équatoriaux Atlantique (d'après Soares Júnior et al., 2008). (A)-Première phase de rift (Trias-Jurassique). (B à E) – Deuxième phase de rift (Bériasién-Albien). (F à G) – Troisième phase de rift (Albien).	153
Figure VIII-5 : Chartes stratigraphiques et corrélations des marges conjuguées de Para-Maranhao (d'après Soares et al., 2007) et de Côte d'Ivoire Ghana.	154
Figure VIII-6 Progression de la dorsale depuis la rupture continentale jusqu'à 72 Ma. Les positions proviennent de la carte des âges de croûte océanique produites par Müller et al. (1997) (D'après Nemcok et al, 2015).	155
Figure VIII-7 : Carte Géodynamique du Nord du Golfe de Guinée. MP : Plateau marginal ; TM : Marge Transformante ; DM : Marge divergente ; CP DM : Marge divergent de Cape Palmas	155

Figure VIII-8 : Schémas d'évolution d'un système marge transformante et divergente adjacente (modifié d'après Basile, 2015; Mascle and Blarez, 1987).	157
Figure VIII-9 : Reconstitution paléogéographique à l'Aptien : Structures tectoniques et distribution spatiale des bassins du Nord de l'Atlantique équatorial (Modifiée d'après Matos, 1999).	158
Figure VIII-10 : Organisation du réseau hydrographique de la Côte d'Ivoire avec les principaux bassins versants (d'après Agbri et al., 2010).	166
Figure VIII-11 : Reconstitutions de la paléo-topographie et des paléo-drainages de l'Afrique de l'Ouest à partir de la cartographie de surfaces latéritiques fossiles ; S1 : formée à l'Albo-Cénomanién et abandonnée à 45 Ma ; S2 : abandonnée à 24 Ma et enfin à l'actuelle (d'après Grimaud, 2014.	167
Figure IX-1 : Extension de la zone étudiée par rapport à la couverture sismique 3D.	169
Figure IX-2 : Spectre fréquentielle de la sismique à la profondeur des séries étudiées. La courbe rouge représente le ricker utilisé pour déterminer la résolution verticale de la simique.	170
Figure IX-3 : Planche de calibration en profondeur des données sismiques avec les données de puit. Les datations proviennent des données biostratigraphiques provenant du puit tandis que les horizons sismiques datés proviennent d'autres puits du bloc sismique 3D.	172
Figure X-1 : Localisation du bloc de sismique 3D (cadre rouge) et du profil régional (orange) sur la marge de San-Pedro. Le réseau de failles de socle actives au Crétacé Supérieur est présenté par les traits en noir (d'après Matos, 1999).	177
Figure X-2 : Profil sismique 2D régionale vierge (A) et line drawing (B) illustrant la position des données sismiques 3D par rapport à la marge. La localisation du profil est illustrée en (Figure X-1). C : Line drawing d'un profil sismique 2D situé à proximité et permettant d'imagé la bordure de plate-forme.	178
Figure X-3 : Carte de la base de l'Albien supérieure illustrant la localisation des profils décrits dans le texte.	179
Figure X-4 : Profil sismique I : Profil vierge (partie supérieure) et profil interprété (partie inférieure) illustrant la déformation interne de l'unité sismique avec les failles normales du premier épisode extensif (trait gras) et du deuxième épisode (traits fins). La localisation du profil est illustrée sur la Figure X-3.	181
Figure X-5 : Profil sismique II : Profil vierge (partie supérieure) et profil interprété (partie inférieure) illustrant la segmentation du bassin par les failles décrochantes dextres. La localisation du profil est illustrée sur la Figure X-3.	182
Figure X-6 : Profil sismique III : Profil vierge (partie supérieure) et profil interprété (partie inférieure) illustrant la segmentation du bassin par les failles décrochantes dextres. La localisation du profil est illustrée sur la Figure X-3.	183
Figure X-7 : A : Carte en amplitude RMS générée à partir d'une tranche de 100 ms sous la discordance de la Base de l'Albien Supérieur. La zone verte correspond à la zone où l'unité sismique 2 a été préservée. Les zones non colorées correspondent aux zones ou la surface érosive post-rift se superpose à l'unité sismique 1 ; B : Zoom du réseau de tributaires. C : Bathymétrie de la mer de Marmara illustrant la présence d'un réseau de tributaires analogues à ceux alimentant l'unité sismique 2.	185
Figure X-8 : Profil sismique IV : Profil vierge (partie supérieure) et profil interprété (partie inférieure) illustrant la distribution des dépôts syn-rifts. La localisation du profil est illustrée sur la Figure X-3.	186

Figure X-9 : Cartographie des structures tectoniques actives durant la mise en place des séries de rift et durant la reprise en transpression du segment, après la réorganisation cinématique enregistrée à l'Albien moyen (Klitgorg and Schouten,	188
Figure X-10 : Bloc diagramme 3D des modalités de dépôt des séries du rift I. Les failles à composante décrochantes se connectent en relais par des failles normales qui créent l'espace disponible rempli par les dépôts de la phase de rift I.	190
Figure X-11 : Profil V illustrant l'impact de la reprise en compression à la transition pente/bassin. Cette transition est entretenue durant une partie du dépôt des séries turbiditiques post-rift (voir texte).	191
Figure X-12 : Profil VI illustrant les modalités de reprise en compression du segment de marge étudié. La localisation du profil est illustrée sur la Figure X-3.	192
Figure X-13 : Bloc diagramme représentant la géométrie de la marge et l'extension des séquences de rift à l'Albien Moyen.	194
Figure XI-1 : Carte morphologique illustrant la physiographie de la marge au moment du dépôt des séries turbiditiques du Crétacé Supérieur. Les lignes blanches en pointillés indiquent les principales loupes d'arrachements. Les fines lignes noires en pointillés indiquent la base des canyons.	198
Figure XI-2 : Les profils AA', BB', CC', DD', EE', FF' sont des profils topographiques collectés sur la surface post-rift (Base de l'Albien Supérieure). Les positions des profils sont indiquées en (Figure XI-1).	200
Figure XI-3 : Profil topographique longitudinal du paléo-fond marin au moment du dépôt des appareils turbiditiques post-rift (Position du profil en Figure XI-1)	201
Figure XI-4 : Carte isopaque, réalisée entre la base de l'Albien Supérieur et le toit du Coniacien inférieur, illustrant la répartition et l'épaisseur des séries turbiditiques étudiées.	203
Figure XI-5 : Log stratigraphique des séries turbidites Crétacé Supérieur forés. Les lithologies ont été définies sur la base des cuttings, des carottes latérales et des logs diagraphiques.	205
Figure XI-6 : A : Cartographie des 4 appareils turbiditiques Crétacé supérieur identifiés. B, C : Profil sismique vierge et interprété illustrant la distribution des appareils turbiditiques en relation avec les failles à la transition entre le canyon et la vallée du système Saumon.	207
Figure XI-7 : Carte de l'appareil 1 Carte Amplitude (couche 8) Cartographie des dépôts turbiditiques de l'appareil 1. A. Carte d'amplitude calculée sur la couche 8 (sur les 10 couches calculées entre la base de l'Albien Supérieur et le Turonien moyen). Les lignes rouges correspondent aux contours de l'appareil 1. B. Cartographie réalisée à partir de la propagation des phases fortement négatives (Chapitre IX.2. e.) correspondant à la base du faciès 3 ; la partie gris claire représente la zone d'ancrage matérialisée par un seul corps lenticulaire sur lequel se connectent les chenaux unitaires représentés en gris foncé. C : zoom des couches d'amplitudes 8, 7 et 6 sur la zone d'ancrage de l'appareil 1.	210
Figure XI-8 : Profil sismique II perpendiculaire à la vallée supérieure du système Saumon (Position du profil en Figure XI-7 B) A : Profil vierge ; B : Profil interprété en faciès sur la base des corrélations avec les données de puit ; C : Identification des différents appareils.	212
Figure XI-9 : Profil sismique III perpendiculaire à la vallée inférieure du système Saumon (Position du profil en Figure XI-7 B) A : Profil vierge ; B : Profil interprété en faciès sur la base des corrélations avec les données de puit ; C : Identification des différents appareils.	213

Figure XI-10 : Profil sismique IV situé dans le bassin au débouché de la vallée du système Saumon (Position du profil en Figure XI-7 B) A : Profil vierge ; B : Profil interprété en faciès sur la base des corrélations avec les données de puit ; C : Identification des différents appareils.....	214
Figure XI-11 : Cartographie de l'appareil 1 bis réalisée à partir de la propagation des phases fortement négatives (Chapitre IX.2. e.) correspondant à la base du faciès 3 ; la partie gris claire représente la zone d'ancrage matérialisée par un seul corps lenticulaire sur lequel se connectent les chenaux unitaires représentés en gris foncé.....	216
Figure XI-12 : Cartographie des dépôts turbiditiques de l'appareil 2. A. Carte d'amplitude calculée sur la couche 5 (sur les 10 couches calculées entre la base de l'Albien Supérieur et le Turonien moyen).Les lignes rouges correspondent aux contours de l'appareil 2 et les lignes oranges pointillées aux appareils 1 (A1) et 1bis (A1bis). B. Cartographie réalisée à partir de la propagation des phases fortement négatives (Chapitre IX.2. e.) correspondant à la base du faciès 3 ; la partie gris claire représente la zone d'ancrage matérialisée par un seul corps lenticulaire sur lequel se connectent les chenaux unitaires représentés en gris foncé. C : zoom des couches d'amplitudes 5, 4 et 3 sur la zone d'ancrage de l'appareil 2.....	220
Figure XI-13 : Cartographie des dépôts turbiditiques de l'appareil 3. A. Carte d'amplitude calculée sur la couche 1 (sur les 10 couches calculées entre la base de l'Albien Supérieur et le Turonien moyen).Les lignes rouges correspondent aux contours de l'appareil 3 visibles sur la carte d'amplitude tandis que les lignes rouges pointillés correspondent aux limites visibles sur la couche 2. B. Cartographie réalisée à partir de la propagation des phases fortement négatives (Chapitre IX.2. e.) correspondant à la base du faciès 3 ; la partie gris claire représente la zone d'ancrage matérialisée par un seul corps lenticulaire sur lequel se connectent les chenaux unitaires représentés en gris foncé. C : zoom des couches d'amplitudes 3, 2 et 1 sur la zone d'ancrage de l'appareil 3.....	222
Figure XI-14 : Cartographie des dépôts de l'appareil 4. A : Carte d'amplitude calculée sur une couche entre les horizons Turonien Moyen et Campagnien. Les lignes rouge correspondent à la partie inférieure de l'appareil 4 ; et les lignes en orange à la partie supérieure de l'appareil 4 B et C : Cartographie réalisée à partir de la propagation des phases fortement négatives (Chapitre IX.2. e.) pour la partie inférieure et supérieure de l'appareil 4.....	226
Figure XI-15 : Profil sismique I situé dans le canyon du système Saumon (Position du profil en Figure XI-7 B) A : Profil vierge ; B : Profil interprété en faciès sur la base des corrélations avec les données de puit ; C : Identification des différents appareils.....	227
Figure XII-1 : Evolue spatial et temporelle des chenaux connectés à la zone d'ancrage A) Profil sismique vierge et profil sismique interprété. B) Vue en carte des systèmes chenalisés à partir d'une zone d'ancrage appareil 1	232
Figure XII-2 : Proposition de reconstitution de l'évolution longitudinal des écoulements à l'origine du dépôt des appareils 1,2 et 3.....	235
Figure XII-3 : Proposition de reconstitution de l'évolution longitudinal des écoulements à l'origine du dépôt de l'appareil 4.....	236
Figure XII-4 : Migration de la zone d'ancrage entre les appareils turbiditiques 1 et 2. A) Profil vierge et interprété de la position des remplissages sableux constituant les chenaux et les zones d'ancrage des appareils. B) Représentation cartographique de la migration des zones d'ancrage.	240

<i>Figure.XII-5 : Charte synthèse de l'évolution des appareils turbiditiques du système Saumon associé aux variations eustatiques (Haq et al. 2010) et à l'évolution tectonique et géodynamique sur la zone d'étude.</i>	<i>241</i>
<i>Figure XII-6 : Profil interprété perpendiculaire à la vallée inférieure du système Saumon et illustrant la présence de séries contouritiques coiffant les séries turbiditiques Crétacé Supérieur du système Saumon.</i>	<i>243</i>
<i>Figure.XIII-1 : Bloc diagramme synthèse de l'architecture des appareils turbiditiques 1,2 et 3 se développant sur le système Saumon entre l'Albien et le Turonien.</i>	<i>245</i>
<i>Figure.XIII-2 : Bloc diagramme synthèse de l'architecture de l'appareil 4 se développant du Turonien au Campagnien.</i>	<i>245</i>
<i>Figure 0-1 : Cartographie des systèmes systèmes turbiditiques du LVG et de Saumon. A : cartes bathymétriques. B : interprétations des structures sur la subsurface pour le LVG et cartographies des corps et détails basé sur les cartes d'amplitudes pour les appareils 1 et 2 de Saumon.</i>	<i>256</i>

INTRODUCTION GENERALE

Les marges continentales sont le siège d'une sédimentation gravitaire active qui se manifeste par des phénomènes d'érosion et d'accumulation. Les phénomènes d'érosion sont liés au creusement de canyons qui capturent et concentrent les flux sédimentaires et à la remobilisation de dépôts préexistants par des glissements sous-marins dans des zones de fort gradient de pente. Les phénomènes d'accumulation sont souvent liés à la présence de structures chenalisantes (systèmes chenaux-levées turbiditiques) permettant l'étalement longitudinal et latérale des apports sédimentaires lorsque le gradient de pente diminue sous une valeur seuil. Ces accumulations turbiditiques sont présentes sur toutes les marges continentales et leur variabilité morphologique attestent du contrôle de nombreux facteurs environnementaux.

L'étude des conditions de mise en place de ces accumulations revêt un caractère primordial pour l'industrie pétrolière puisqu'elles constituent des réservoirs potentiels d'hydrocarbures. Depuis plus d'une dizaine d'années, les principales découvertes de gisements dans les Golfes de Guinée et du Mexique, sur la marge brésilienne ou sur la marge nilotique ont été faites dans des pièges sédimentaires issus de grandes accumulations de matériel détritique grossier correspondant à d'anciens chenaux ou des lobes turbiditiques.

La prédiction de la localisation et des géométries de ces corps sédimentaires passent par l'élaboration de modèles architecturaux et de distribution des lithofaciès de plus en plus précis et rendant compte des processus actifs de ségrégation sable/argile. Mais, de tels modèles sont largement **tributaires des conditions environnementales** régnant sur la marge et de leur variation au cours du temps. Ainsi, la taille des bassins de drainage, les variations climatiques et glacio-eustatiques, le changement de nature et/ou de localisation de la source des particules, **l'inclinaison de la pente continentale** et les mécanismes de déclenchement des processus gravitaires sont autant de paramètres à prendre en compte pour comprendre et prédire la nature et la géométrie des accumulations sédimentaires le long des marges. L'**activité tectonique** issue du contexte géologique régional peut provoquer une activité accrue des processus gravitaires et une modification de l'évolution des architectures sédimentaires et de leur localisation le long du profil topographique d'une marge.

Il existe des modèles architecturaux et lithologies des accumulations détritiques sur les marges continentales (Reading et Richard 1994 ; Posamentier et Kolla 2003, parmi d'autres)

mais ceux-ci sont statiques (relation entre la nature des matériaux et le nombre de sources) et ne tiennent pas compte d'une variation possible de l'inclinaison de la pente au cours du temps. Or ce paramètre dynamique contrôle fortement la mise en place des dépôts détritiques en assurant une déconnexion/connexion des réservoirs potentiels. Ainsi :

1- les marges présentant ***un profil topographique escarpé*** entre la plate-forme et le bassin sont associées soient (1) aux marges transformantes, (2) aux marges localisées dans des environnements tectoniquement actifs (reprise en uplift associé ou non à un régime compressif). Ces marges escarpées présentent une brusque rupture de pente entre les domaines de la pente continentale et du glacia/plaine abyssale ce qui favorise une forte érosion ou un by-pass sur la pente continentale et une accumulation rapide des matériaux grossiers à la base de la pente continentale à cause du phénomène de ressaut hydraulique subit par les écoulements gravitaires. Ce type de marge est ainsi responsable de la construction d'épaisses accumulations sableuses d'extension latérale et longitudinale limitée, généralement déconnectées des distributaires alimentant la marge et se déposant en onlap contre la pente continentale. La localisation des accumulations sableuses est ainsi contrôlée par l'emplacement de la rupture de pente entre la pente continentale et le bassin. Des exemples actuels classiques de ces marges « escarpées » sont les petits systèmes sableux de la marge californienne, le système du Var dans le bassin Ligure, les marges de la Mer Noire ou la marge marocaine ou ivoirienne atlantique.

2- à l'opposé, les marges ***en pente douce*** sont généralement associées aux environnements tectoniquement stables et alimentés par de forts apports sédimentaires. Elles sont caractérisées par un passage plus progressif entre la pente continentale et le bassin. Cette caractéristique morphologique permet la mise en place de dépôts continus depuis la pente continentale jusque dans le bassin. Les matériaux détritiques sont alors piégés dans les structures chenalisantes et peuvent être transportés sur de longues distances pour être déposés dans les chenaux et les lobes distaux. Ce type de marge est ainsi responsable de la construction d'accumulations sableuses plus fines, de faible extension latérale mais de forte continuité longitudinale. Des exemples actuels classiques de ces marges « douces » sont les systèmes de l'Amazone (à partir du Tortonien), du Zaïre ou du Nil.

Au cours de son évolution temporelle, une marge pourra évoluer d'un stade de « marge escarpée » à un stade de « marge douce » si, par exemple, l'activité tectonique de la zone tend à diminuer et si l'alimentation en particules reste suffisante au cours du temps pour progressivement lisser le relief. A l'inverse, au cours de son histoire, une marge pourra acquérir un caractère escarpé (passage progressif d'un profil type rampe à un profil convexe). Les architectures et faciès sédimentaires pourront donc également évoluer et produire des morphologies et des extensions de corps sédimentaires ayant des caractéristiques différentes au cours du temps pour une même bordure de marge continentale.

Ce travail de thèse se concentre donc sur la réponse des systèmes de dépôts à la « raidification » d'une marge. Plus particulièrement, cette thèse aborde les mécanismes de construction d'une accumulation turbiditique à dominante sableuse sur une marge fortement escarpée. Deux zones principales ont été choisies pour répondre à cette problématique : la marge nord du Bassin Ligure (Méditerranée occidentale), et la marge Ivoirienne de San-Pedro. Ces dernières nous paraissant adaptées à fournir les éléments permettant de comprendre la réponse sédimentaire aux changements d'inclinaison d'une pente.

La marge nord du Bassin Ligure s'est structurée depuis le Miocène et est actuellement soumise à une reprise en compression générant des soulèvements locaux qui accentuent le caractère escarpé préexistant. Ces soulèvements sont identifiés à terre par la superposition de plusieurs niveaux de terrasses marines. La marge a également fait l'objet d'une forte érosion au cours de l'épisode messinien puis de processus de sédimentation plus particulièrement marqués depuis le Quaternaire. Elle est alimentée en particules détritiques par de petits fleuves côtiers soumis pour la plupart à des régimes de crues en automne et au printemps. Dix-sept canyons sous-marins entaillent la pente continentale de Nice à Gênes. Certains sont directement connectés aux embouchures des fleuves et d'autres prennent naissance sur le plateau continental, voire sur la pente continentale. Des accumulations détritiques non chenalisées se sont développées au débouché de ces canyons, sauf dans la partie ouest de la marge où les canyons du Var et du Paillon sont caractérisés par le développement du système turbiditique du Var au cours du Plio-Quaternaire. Les glissements sous-marins sont aussi un élément architectural important de la pente continental ligure.

Depuis 2006, la marge nord du Bassin Ligure a fait l'objet de plusieurs campagnes océanographiques (MALISAR1-4) dirigées par le laboratoire Géoazur et qui ont fournies un ensemble de données géophysiques et géologiques variées et complémentaires, incluant des données de sondeur multifaisceaux EM300, de sismique multi-traces, de sismique rapide, de sondeur de sédiment 3,5 kHz, de sonar latéral, de carottages courts (inférieurs à 10 m).

La marge de Côte d'Ivoire, considérée comme une marge transformante type, s'est formée lors de l'ouverture de l'Atlantique Equatorial, au cours du Crétacé Supérieur. Associée à cette marge, un bassin en pull-apart s'est créé : le Bassin Ivoirien Profond (BIP). Le contrôle tectonique exercé sur les marges en stade transformant est fort avec des mouvements verticaux importants le long des failles décrochantes qui contrôle la segmentation des marges. L'exploration pétrolière le long des marges Ouest Africaine a permis l'acquisition d'une impressionnante couverture de données sismiques avec notamment la présence de nombreux blocs sismiques 3D de très haute résolution.

Cette thèse, financée par Total et le CNRS, a été réalisée à l'Université Pierre et Marie, au sein du laboratoire ISTeP (UMR 7193) et dans le centre scientifique Total (CSTJF) à Pau.

Au cours de cette étude des systèmes turbidites Saumon (Côte d'Ivoire) et du Golfe de Gênes (Marge Ligure) quatre objectifs majeurs sont posés :

- L'étude des relations morphologiques/architecturales des corps sableux à la transition canyon/lobe et de l'impact du phénomène de ressaut hydraulique.
- L'étude des facteurs contrôlant l'absence de systèmes chenaux-levées et la formation zones d'épandage distales directement au débouché des canyons sous-marins.
- L'étude des conditions de la formation d'une zone de *by-pass* sur la pente continentale.
- L'étude de l'évolution de l'architecture des systèmes turbiditiques en fonction du contrôle tectonique sur l'augmentation ou le maintien d'une forte pente.
- L'étude des conditions de formation des pièges stratigraphiques.

Cette thèse s’articule autour de quatre parties :

La première partie est consacrée à une revue bibliographique faisant l’état des connaissances sur les mécanismes de transfert sédimentaire gravitaires en domaine de marge « abrupte ». Puis la partie II et la partie III s’organisent respectivement autour de l’analyse des systèmes turbiditiques du Golfe de Gênes et de Saumon (Côte d’Ivoire). Ces parties sont composées par la présentation du contexte régionale, des données et méthodes utilisées et enfin de la présentation et discussion des résultats obtenus. La quatrième partie s’attache à comparer les résultats obtenus sur les études des deux marges et à discuter les similitudes et différences dans le but de définir un modèle architecturale de dépôt des accumulations de pied de pente non chenalisés et de ressortir les principaux paramètres de contrôle

PARTIE I. Les processus sédimentaires gravitaires en domaine marin

Cette partie est consacrée à la synthèse bibliographique des processus sédimentaires gravitaires en milieu marin. Non-exhaustive, cette synthèse se concentre sur les concepts qui seront utilisés dans ce mémoire à travers la présentation du comportement hydrodynamique des écoulements et des processus d'érosion, transport dépôt qui y sont associés.

I. Classification des écoulements

Le concept de turbidite émerge avec Kuenen et Migliorini (1950) qui conduisent une étude couplant modélisation analogique et observations de terrain et justifient l'existence de niveaux grano-classés dans les séries de flysch des Apennins par le passage d'écoulements gravitaires. Il est alors admis que des mécanismes de transport particulaire interviennent depuis le plateau continental jusqu'aux plaines abyssales sous l'action de la gravité (Middleton and Hampton, 1973). Avec l'augmentation du nombre d'observations, différents types de processus gravitaires sont reconnus et les auteurs proposent alors des classifications dans le but de simplifier la compréhension de ces phénomènes complexes.

Mulder et Alexander propose en 2001 une classification basée sur la cohésion de l'écoulement et sur les mécanismes de support des particules dans l'écoulement. Ils distinguent les écoulements cohésifs des écoulements non cohésifs et plus généralement les écoulements laminaires des écoulements turbulents.

I.1. Ecoulements laminaires

Les coulées de débris correspondent à des écoulements laminaires de rhéologie viscoplastique. Ces écoulements contiennent des éléments hétérogènes soutenus par les forces de flottabilité dans une matrice cohésive liée à la présence d'argile. Ces écoulements sont capables de se déplacer sur des distances de plusieurs centaines de kilomètres et ce malgré de faible inclinaison de pente (Gee et al., 2001 ; Masson et al., 1998). Cette capacité de transport est interprétée comme liée à l'incorporation d'une fine pellicule d'eau à la base de l'écoulement réduisant les forces de friction et les traces d'érosion (*hydroplaning* : Mohrig et

al., 1996). Les dépôts de ce type d'écoulement sont caractérisés par une forte hétérogénéité et l'absence de granoclassement attestant d'un gel en masse.

Les écoulements hyperconcentrés diffèrent des coulées de débris par une teneur moins importante en argile. Du fait de ce changement le maintien des particules s'exerce par les pressions dispersives générées par les interactions entre les grains. Comme pour les coulées de débris les dépôts de ce type d'écoulement n'expriment pas de granoclassement du fait de l'absence de décantation. Cependant les dépôts peuvent exprimer localement des granoclassements inverses liés au développement de tapis de traction (Hsu, 1959).

Les écoulements concentrés sont marqués par une dilution plus importante liée à l'incorporation d'eau ambiante qui peut conduire au développement d'une turbulence dans la partie supérieure de l'écoulement. Cette dilution permet la décantation différentielle des particules et l'établissement d'un granoclassement normal. Les dépôts associés à ce type d'écoulement sont également marqués par des bases érosives et le développement de figures de traction de type ride à la base du dépôt.

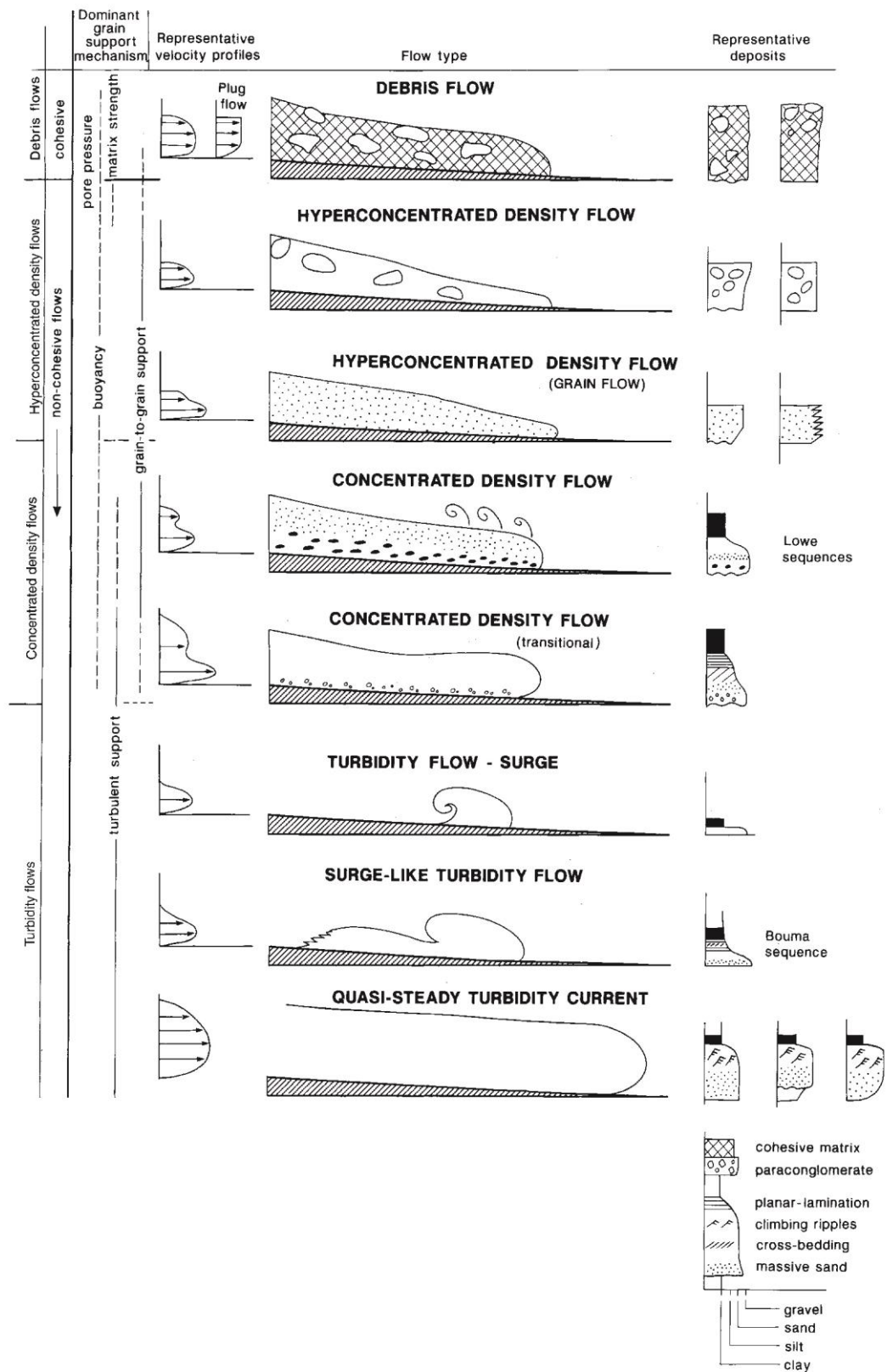


Figure I-1 : Classification des différents types d'écoulements associés aux mécanismes de support des particules, au profil de vitesse des écoulements et aux dépôts sédimentaires (Mulder et Alexander., 2001)

I.2. Ecoulements turbulents

Les écoulements turbulents sont caractérisés par une dilution plus importante que les écoulements laminaires et par la turbulence comme mécanisme de support des particules. Ce mécanisme de support est considéré possible jusqu'à des concentrations de particules de 9 % (Bagnold, 1962). Plusieurs types d'écoulements turbulents sont identifiés en fonction de leur durée de vie et donc de leur origine.

Les bouffées turbides concernent des écoulements relativement courts n'excédant pas quelque dizaines d'heures (Hughes-Clarke et al. 1990). Elles sont associées à un apport rapide de matériel (Ravenne and Beghin, 1983) et trouve leur origine probable dans des phénomènes de remobilisation sédimentaire à travers des déstabilisations en tête de canyon. Ces écoulements possèdent un corps plus ou moins développé et les dépôts associés sont décrits par la séquence de Bouma (1962). Cette séquence présente un granoclassement normal avec la présence de cinq termes nommés de la base vers le sommet Ta (*graded structureless interval*), Tb (*Parallel lamination*), Tc (*Current ripple lamination*), Td (*Fine parallel lamination*) et Te (*Mud dominated interval*) (Figure I-2). Bouma explique la présence de ces termes par une perte progressive de l'énergie des écoulements et la ségrégation latérale des particules selon leur taille avec les particules grossières concentrées dans la tête de l'écoulement et les particules fines dans la queue de l'écoulement. Ainsi l'expression complète de cette séquence type n'est que rarement observée car la mise en place des termes est fonction de la position par rapport à la source de l'écoulement avec les termes grossiers plus proximaux que les termes distaux. Cette séquence type constitue un outil diagnostique puissant des dépôts clastiques marins profonds. Elle a servi de base à l'établissement de nouvelles séquences visant à redéfinir certains de ces termes comme les séquences de Lowe (1982), Massari (1984) ou Mutti (1992) (Figure I-2).

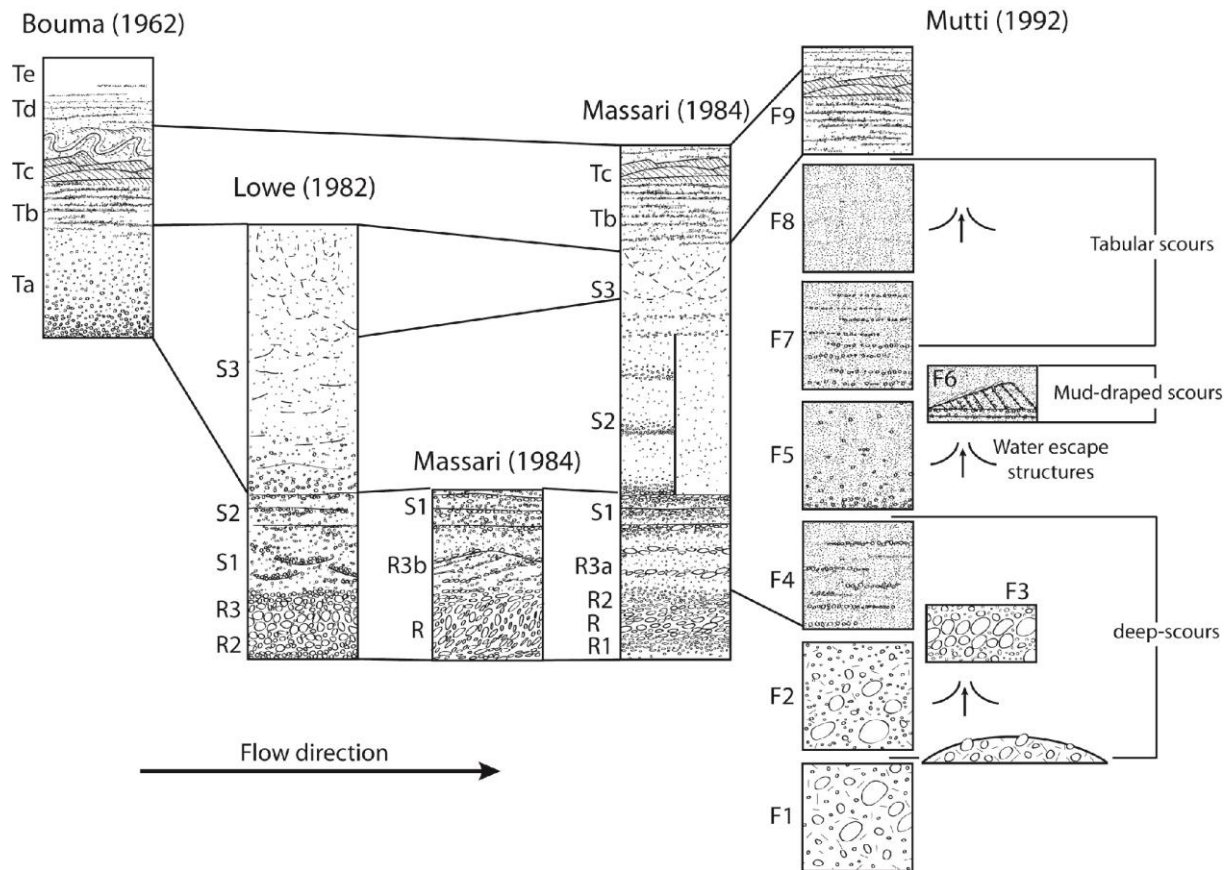


Figure I-2 : Présentation des différentes séquences turbiditiques types

Les courants turbiditiques correspondent à un écoulement dont l'alimentation est prolongée permettant un fonctionnement sur une durée de quelques jours à quelques semaines. Ce mode d'alimentation prolongé est associé dans la majorité des cas à la crue des systèmes fluviaux et la génération de courants hyperpycnaux. Ces courants turbulents se forment lorsque la charge sédimentaire du fleuve est suffisante et que le mélange sédiments/eau douce possède une densité supérieure à celle de l'eau de mer (Mulder et al., 2003). Ces écoulements sont observés en continu dans le cas des rivières dites « sales » ou associés à des phénomènes de crue instantanés (*flash floods*) observés : 1) dans les environnements arides avec l'existence de rivières éphémères comme en Afrique du nord ou en Californie (Mulder et Syvitski, 1995 ; Mulder et al. 2003) ou 2) dans les environnements soumis à de fortes pluies saisonnières comme pour le système du Var avec des crues instantanées au printemps et à l'automne (Mulder et al, 2001 ; Migeon et al., 2006). Le transit de ce type d'écoulements jusque dans le bassin requière une proximité entre la tête du canyon et l'embouchure du réseau fluvial. Les dépôts associés aux écoulements hyperpycnaux sont

composés d'un terme inférieur granocroissant suivis d'un terme supérieur granodécroissant témoignant de la montée en charge lors d'une crue (Mulder et al., 2001).

II. Evolution des écoulements

Les différents écoulements décrits précédemment ne sont pas constant tout au long de leur progression le long de la pente continentale. Aussi les phénomènes de dilution ou de reconcentration peuvent intervenir faisant évoluer les écoulements d'un type vers un autre. Ces transformations font appel à des changements de paramètres hydrodynamiques des écoulements qui sont le nombre de Reynolds (Re), le nombre de Froude (Fr) et le nombre de Richardson (Ri).

Le nombre de Reynolds définit le régime laminaire ou turbulent de l'écoulement. Lorsque sa valeur est inférieure à 500 l'écoulement est considéré laminaire tandis qu'une valeur supérieure à 2000 définit un régime turbulent. Une valeur située entre ces deux bornes définit un régime transitoire. Le nombre de Froude caractérise l'importance des forces de gravité exercées sur l'écoulement (Komar, 1973). Une valeur supérieure à 1 définit un écoulement supercritique tandis qu'une valeur inférieure à 1 définit un écoulement subcritique. Le nombre de Richardson correspond à l'inverse du carré du nombre de Froude. Il caractérise la capacité d'un écoulement à incorporer le fluide ambiant et la stabilité de sa surface supérieure (Mulder, 2000).

Différents modèles ont été développés pour rendre compte des transformations possibles des écoulements. Nous présentons ici les principaux modèles auxquels s'intéressent cette étude.

II.1. Modèle de Mutti

Le modèle de Mutti (1992) décrit l'évolution progressive d'un écoulement d'un état laminaire cohésif à un état dilué et turbulent. Ce modèle est associé à une réduction progressive de la pente continentale et s'avère très robuste pour l'étude des marges passives classiques.

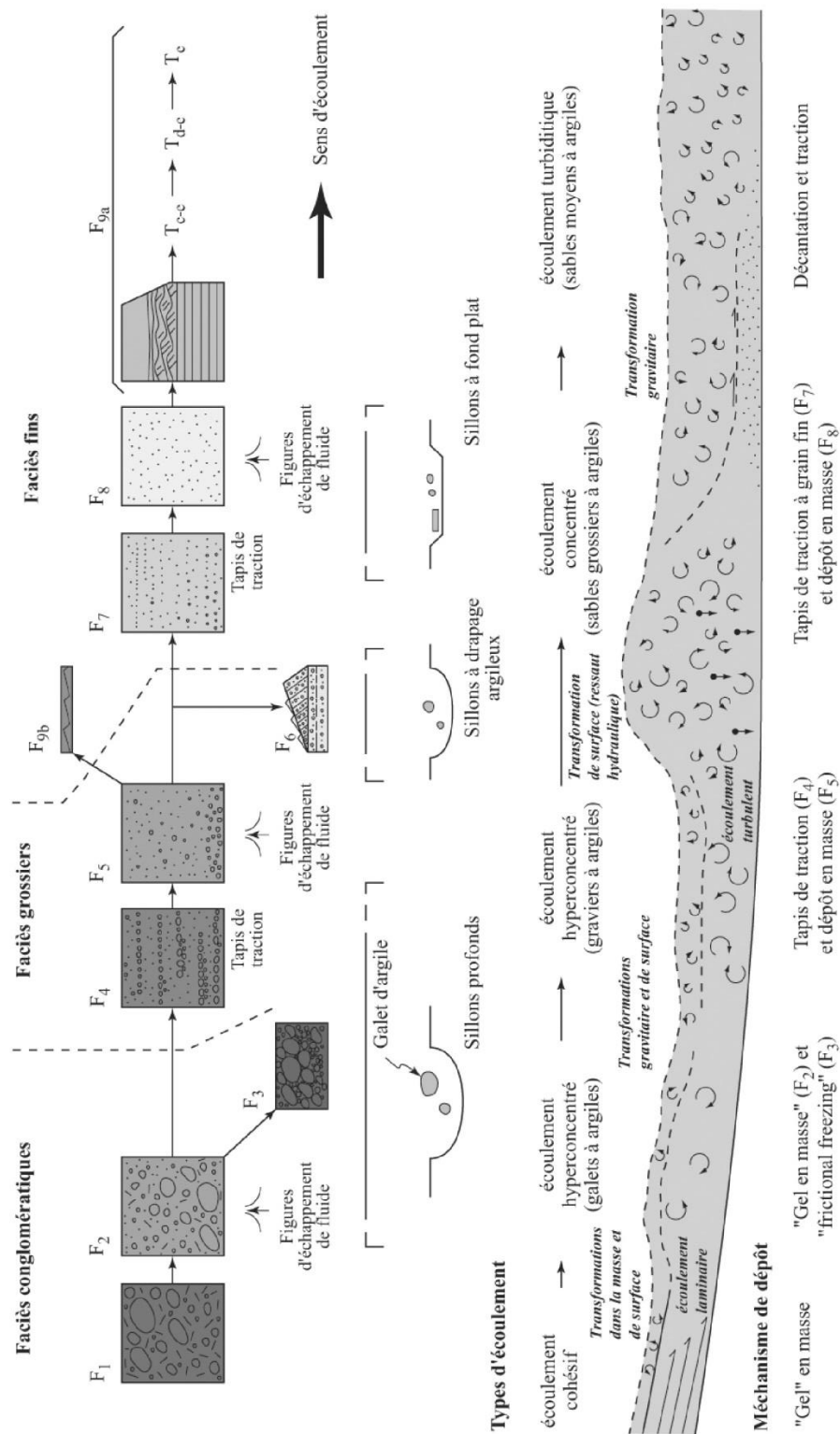


Figure II-1 : Classification des faciès sédimentaires liés à la transformation des écoulements gravitaires sur une pente dont l'inclinaison décroît (Broucke, 2003 d'après Mutti, 1992).

Ce modèle se base sur neuf classes principales de faciès de F1 à F9. Les faciès F1 à F3 définissent les faciès conglomératiques déposés par des écoulements laminaires cohésifs disposant d'une matrice supportant des clastes de taille variés. A ces faciès succèdent par dilution progressive de l'écoulement les faciès F4 à F6 qui résultent du dépôt d'écoulements hyperconcentrés. Enfin le phénomène de ressaut hydraulique, que nous détaillerons par la suite, conduit à la transformation des écoulements, par dépôt du faciès F6, à des écoulements plus dilués et turbulents auxquels sont associés les faciès F7 à F9.

II.2. Matrice de Kneller

Kneller développe en 1995 un modèle basé sur les variations de vitesse de l'écoulement au cours du temps et dans l'espace. Ce modèle permet alors de compléter les modèles existants qui ne caractérisent qu'un ralentissement dans le temps et dans l'espace des écoulements et permet donc d'expliquer la mise en place de dépôts ne s'inscrivant pas dans les séquences existantes de Stow, Bouma ou Lowe.

Le modèle décrit dans une matrice les différentes séquences sédimentaires et les phénomènes d'érosion/non-dépôts associés à une accélération de l'écoulement dans le temps (*waning, steady* ou *waxing*) et une accélération dans l'espace (*accumulative, uniform* ou *depletive*).

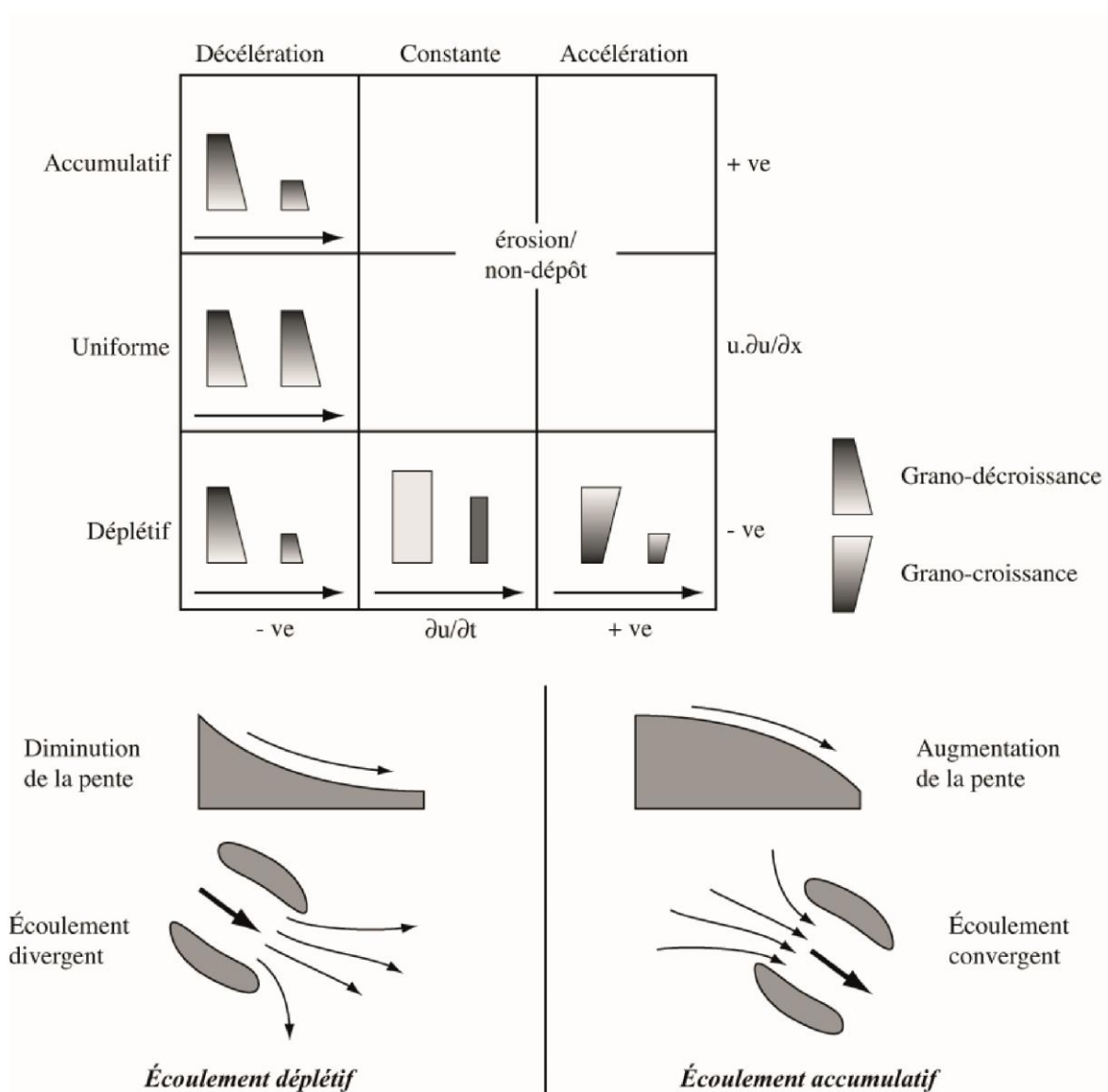


Figure II-2 : Modèle de Kneller (1995) composé de la matrice caractérisant les différentes séquences sédimentaires fonction des caractéristiques de l'écoulement (Broucke, 2003 d'après Kneller, 1995)

II.3. Embrasement des écoulements

Pantin (1979) et Parker (1982) développent un modèle dans lequel ils décrivent le mécanisme d'embrasement par lequel un écoulement turbiditique est capable d'accélérer en entraînant les sédiments depuis le lit par érosion. Ce mécanisme, aussi appelé auto-suspension, décrit les écoulements turbiditiques particulièrement énergétiques dont le contenu particulaire et la turbulence leur permettent de se maintenir indéfiniment tant que les

paramètres qui les contrôlent restent les mêmes. Ce mécanisme est possible quand l'écoulement atteint son « point d'embrasement », représentant le point à partir duquel les écoulements sont capables d'accélérer, en même temps qu'ils subissent une augmentation de leur turbulence et leur charge en matériaux par érosion du fond de mer (Pantin and Franklin 2009 ; 2011). Le phénomène d'embrasement est contrôlé par l'inclinaison de la pente, la vitesse, l'épaisseur et le contenu particulaire d'un écoulement (Pantin and Franklin 2009 ; 2011). Ce phénomène est décrit pour le canyon Scripps sur la marge Californienne (Fukushima et al., 1985) et démontré analytiquement sur des canyons de Nouvelle-Zélande (Pantin and Franklin 2009). Les modélisations analogiques développées par Pantin et Franklin (2011) attestent également de l'existence de ce mécanisme.

III. Dépôts de ressaut hydraulique

Le phénomène de ressaut hydraulique traduit le passage des écoulements d'un état supercritique à un état subcritique. Ce phénomène se produit au niveau des zones de brusque réduction de l'inclinaison de la pente, pour des transitions de pentes dès 0.05° (Komar 1971), et au niveau des zones de perte de confinement de l'écoulement (Mulder and Alexander, 2001). Le phénomène est caractérisé par un épaississement de l'écoulement par incorporation d'eau ambiante.

Les études expérimentales ont montrées que le phénomène de ressaut hydraulique pouvait, en fonction de son intensité et de la granularité des sédiments, 1) augmenter la capacité de transport du à l'augmentation de la turbulence post-ressaut (Garcia and Parker, 1989 ; Gray et al. 2005) ou 2) augmenter l'épaisseur des dépôts due à une perte de vitesse de l'écoulement, une réduction du cisaillement à la base et une dilution de l'écoulement (Garcia and Parker, 1989 ; Baas et al., 2004 ; Migeon et al. 2012).

Ce phénomène a pour conséquence la création de structures sédimentaires particulières reconnus dans de nombreux systèmes actuels ou fossiles (Fildani et al., 2006; Hofstra et al., 2015; Kostic et al., 2002; Lee et al., 2002). A partir de modélisations analogiques Cartigny propose en 2014 une synthèse des différentes structures formées par le phénomène de ressaut hydraulique (Figure III-1). La formation de ces structures est dépendante du nombre de Froude de l'écoulement et de l'intensité du phénomène de ressaut hydraulique. On distingue

ainsi avec l'augmentation du nombre de Froude les antidunes les *chutes and pools* et les *cyclic steps*. Ces structures sont caractérisées par un flanc amont en dépôt et un flanc aval en érosion. Leur formation est cyclique et chaque structure est associée à un ressaut hydraulique.

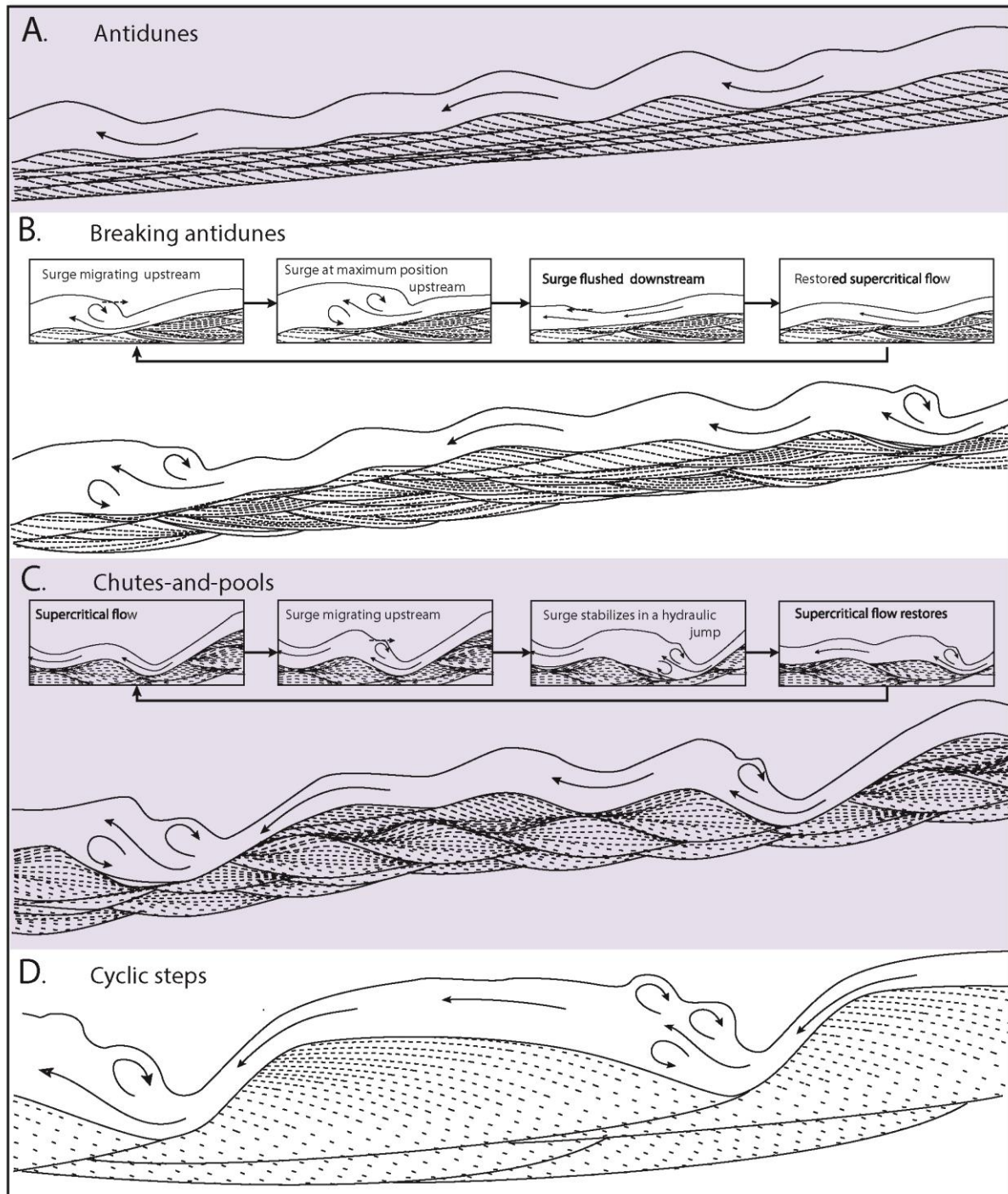


Figure III-1 : Schémas des principales structures sédimentaires formées par le phénomène de ressaut hydraulique. L'écoulement circule de la droite vers la gauche (Cartigny et al., 2014)

Des exemples naturels de ce type de structures sont variés et rencontrés dans de nombreux environnements :

- Les *sediment waves* assimilées à des *cyclic steps* en dépôt (Kostic. 2011) et observées sur la ride du Var (Migeon et al., 2000), sur les pentes continentales (Nakajima and Satoh, 2001) ou encore aux débouchés des canyons dans les bassins (Babonneau et al., 2012; Bourget et al., 2011).
- Les *cyclic steps* observés sur la pente continentale et supposés comme étant à l'origine de la formation des chenaux (Fildani et al., 2013, 2006).
- Les *plunge pools* observées aux débouchés des canyons sur les marges tectoniquement actives (Bourget et al., 2011; Lee et al., 2002).

Ces exemples naturels seront confrontés et discutés au cours de ce mémoire avec les des structures analogues identifiées sur le Golfe de Gênes et sur la marge Ivoirienne.

PARTIE II. LE SYSTEME TURBIDITIQUE PLIO- QUATERNAIRE DU GOLFE DE GENES

IV. Introduction

Le long de la marge Nord Ligure, la juxtaposition des bassins de drainage à terre au sein de chaînes de montagne côtières a permis le creusement en mer de 17 canyons sous-marins depuis la ville de Nice jusqu'à dans le Golfe de Gênes (Migeon et al., 2011 ; Soulet et al., 2016). Une situation similaire a été décrite le long de la marge Est Corse (Gervais et al., 2006). Au sein du bassin Ligure au sens large du terme, incluant la marge Nord Ligure et les marges est et ouest Corse, la sédimentation gravitaire profonde apparaît dans la littérature dominée par la construction et le développement de deux principales accumulations turbiditiques à l'échelle du Quaternaire : le système du Var et le système du Golo (Figure IV-1A). Le système du Var s'est développé depuis le littoral au large de Nice et de l'embouchure du fleuve Var jusqu'au pied de la marge continentale ouest Corse (Savoye et al., 1993 ; Migeon et al., 2006). Il s'étend ainsi sur plus de 250 km, avec une superficie de l'ordre de 6000 km². Le système du Golo s'est installé au sein du canal de Corse, depuis la bordure du plateau continental au large du fleuve Golo ; il a une extension longitudinale d'une trentaine de kilomètres pour une superficie de 500 km². Malgré une différence notable dans leur extension et superficie, ces deux systèmes ont en commun 1) d'être construits par des apports détritiques liés à l'activité d'un fleuve côtier et 2) de présenter une organisation morphologique/architecturale dominée de l'amont vers l'aval par le creusement d'un canyon sur la pente continentale, la construction d'un système de chenal/levées et la mise en place d'une zone de lobe distale dans le bassin profond. L'intégration récente des données bathymétriques et de réflectivité acoustique existant au sein du bassin Ligure a permis la réalisation d'une cartographie et d'une analyse morphobathymétrique qui met en évidence pour la première fois l'ensemble des accumulations turbiditiques et leurs physiographies à l'échelle du bassin Ligure (Figure IV-1A Migeon et al., 2016).

Cette cartographie révèle que tous les canyons sous-marins des marges nord Ligure, est et ouest Corse sont à l'origine de la construction d'accumulations détritiques à leur débouché. Ces accumulations sont particulièrement bien développées le long de la marge ouest Corse où elles forment un véritable « tablier turbiditique » continu au pied de la pente continentale (Figure IV-1B). Cependant, ces accumulations sont différentes dans leur organisation morphologique/architecturale amont-aval de celles précédemment décrites pour les systèmes du Var et du Golo. Ainsi, tous ces systèmes sont constitués d'un canyon incisant la pente continentale et passant directement à une zone d'épandage distale sans la présence d'un

système chenal-levées intermédiaire, comme cela est classiquement décrit au sein des accumulations turbiditiques (Posamentier and Kolla., 2003). Ces zones d'épandage distales ont des extensions/superficies variées, allant de 15 km/130 km² à 65 km/1920 km².

Dans le détail, les données de réflectivité ont révélé des organisations morphologiques de subsurface variées pour ces zones distales, avec soit des superpositions/juxtapositions de corps lobés comme au débouché du Canyon de Porto (Figure IV-1B et C), soit le développement de distributaires secondaires comme au débouché du Canyon de Sagone ou du système des Canyons Ajaccio/Valinco/Moines (Figure IV-1A et B). La limite amont de ces zones distales est aussi fluctuante et peut être identifiée soit directement dans l'embouchure des canyons, sur la base de la pente continentale, soit en aval de l'embouchure, sur le fond du bassin, le premier cas étant le plus commun. Par comparaison avec les systèmes du Var et du Golo dont la transition canyon/bassin est marquée par un profil de pente concave à linéaire et des inclinaisons diminuant en moyenne de 3-4° à 1,2° (Var) ou de 2° à 0,9° (Golo), les transitions canyon/zone d'épandage distale sont plutôt caractérisées par le passage abrupt entre un profil convexe à la base de la pente continentale à un profil subhorizontal dans le bassin, et des inclinaisons diminuant en moyenne de 7° à moins de 1°(Tableau 1).

Le développement de ces systèmes canyons/zones d'épandage (lobes) serait donc ici associé à l'existence de marges continentales dites escarpées.

Toutes ces observations à l'échelle du bassin Ligure posent donc toute une série de questions :

- Quels sont les facteurs contrôlant le développement de systèmes de chenaux-levées ?
- Quels sont les facteurs contrôlant la formation de zones d'épandage distales directement au débouché des canyons sous-marins ?
- Quelles sont les relations morphologiques/architecturales à la transition canyon/zone d'épandage ? Sont-elles similaires ou non aux transitions chenaux/lobes ?

Au-delà du questionnement scientifique touchant aux processus expliquant, dans le bassin Ligure, la prépondérance du développement des systèmes canyons/zones d'épandage ou canyons/lobes distaux sans la présence intermédiaire de systèmes chenaux/levées, se pose aussi un questionnement touchant à la formation de pièges stratigraphiques potentiels liés aux zones d'épandage sur ces marges escarpées et au problème de la connexion/déconnexion de ces dépôts probablement détritiques grossiers avec ceux de remplissage des canyons sous-marins. Pour essayer de répondre à l'ensemble de ces questions, je me suis donc focalisé sur

l'analyse des canyons du Golfe de Gênes et de leur zone distale qui est actuellement la plus vaste qui ait été identifiée.

Figure IV-1 : Planche illustrant la répartition des structures sédimentaires majeures du bassin Ligure identifiées à partir des données de réflectivité. A : Carte Bathymétrique interprétée du bassin Ligure. B : Carte Bathymétrique interprétée de la marge ouest Corse. C et D : zoom sur les données de réflectivité.

Tableau 1 : Synthèse des données morphologiques à terre et en mer des principaux systèmes turbiditiques de la marge Ouest Corse et de la marge Ligure

	Ouest Corse					Nord Ligure			
Canyons	1 Castelsardo	2 Ajaccio/Valinco/Moines	3 Sagone	4 Porto	5 Galeria	6 Var	7 Gênes	8 Cannes/Fréjus	9 Taggia
Pente canyons (°)	10.5	5.9	4.6	11.1	8.5	3.6	4.9	5.3	6
Pente zone transition (°)	1.9	1.9	1.6	2.2	2.5	1.7	-0.1	1.6	5.3
Pente Bassin (°)	0.3	0.2	0.8	0.8	1.2	0.3	-0.1	0.2	0.4
Superficie Lobe (km²)	870	1770	1050	645	? (>250)	1670	1910	860	120
Taille Bassins Versants (km²)	1500	1030	220	450	270	3800	270	3500	1500

V. Contexte géologique de la marge Nord Ligure

Le but de ce chapitre est de replacer le Golfe de Gênes (Figure V-1) dans son contexte tectonique et sédimentaire général. Dans un premier temps, le cadre géodynamique générale de la Méditerranée occidentale sera abordé. Ceci permettra dans la suite de ce travail d'illustrer l'influence de l'évènement Messinien et de la tectonique locale sur la mise en place de la sédimentation Plio-Quaternaire de la marge. L'évolution géologique de la marge Nord-Ligure peut en effet être retracée en 3 grandes étapes : (1) une histoire anté-Messinienne qui correspond à la formation du sous bassin Liguro-Provençal par *rifting* et migration antihoraire du bloc Corso-Sarde, (2) l'évènement Messinien qui de par son amplitude façonne la morphologie de la marge avec l'érosion de vallées incisées, la formation de canyons sur la pente continentale ainsi que le dépôt d'épaisses séries évaporitiques dans le bassin profond, (3) la reprise en compression liée à l'activité Alpine, toujours active, qui conduit au soulèvement de la marge et de la zone littorale. Associée au changement climatique majeur pendant le Quaternaire, la tectonique Alpine pourra avoir un impact majeur sur l'architecture de la sédimentation Plio-Quaternaire.

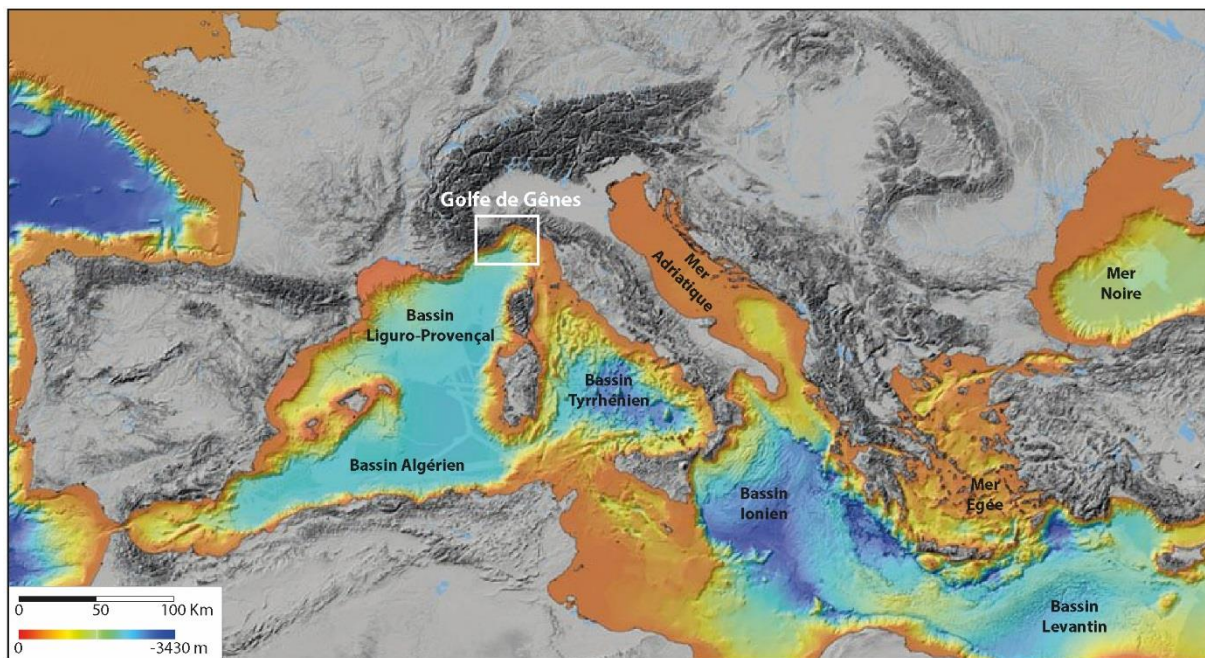


Figure V-1 : Carte morphobathymétrique de la méditerranée montrant la position de la zone d'étude (modifié d'après Brosolo et al., 2012)

V.1. Synthèse Géodynamique

La configuration actuelle du bassin occidental de la Méditerranée résulte d'une histoire géodynamique polyphasée contrôlée par la convergence entre les plaques Africaine et Européenne. La complexité structurale des sous bassins Méditerranéens est souvent accentuée par la proximité de zones de subduction et de collision qui bordent les plaques (Jolivet and Faccenna, 2000). La marge Nord Ligure est un bon exemple de cette complexité : elle se développe en contexte d'arrière arc et elle est affectée par des structures compressives liées à sa proximité au domaine Alpin (Sage et al., 2011).

L'évolution géodynamique de la marge Ligure, incluant le modèle d'ouverture de la Méditerranée occidentale en général et du bassin ligure en particulier, a été proposée par de nombreux auteurs depuis une quarantaine d'années (Bouyahiaoui et al., 2015; Carminati et al., 1998; Déverchère et al., 2005; Faccenna et al., 2014; Mauffret, 2007; Mauffret et al., 2004; Rosenbaum et al., 2002; Rosenbaum and Lister, 2004; Roure et al., 2012; Schettino and Turco, 2006). A partir du Crétacé Supérieur, la convergence oblique entre les plaques Africaine et Européenne conduit à la fermeture de la Néo-Téthys et à l'orogénèse Alpine. La subduction de la plaque africaine en Méditerranée Centrale serait alors caractérisée par une vitesse relativement lente de $0,8 \text{ cm.an}^{-1}$ durant les 40 à 50 premiers millions d'années (Faccenna et al., 2001). A partir de 35 Ma, le front de subduction Apenninique a migré vers l'Est, associé à une augmentation de la vitesse de subduction et du pendage de la plaque plongeante (retrait du *slab*). Cette accélération de la vitesse de subduction conduit à la formation d'arcs volcaniques et à une extension d'arrière-arc marquée par le *rifting* de la marge européenne et sa séparation du bloc Corso-Sardo-Calabro-Piémontais (Gueguen et al., 1998 ; Jolivet et al., 2015) dans la région du bassin Liguro-Provençal. La séparation de ce bloc, guidé par la migration du front Apenninique, a entraîné la formation des bassins Liguro-Provençal puis de la Mer Tyrrhénienne (Faccenna et al., 2001; Gueguen et al., 1998).

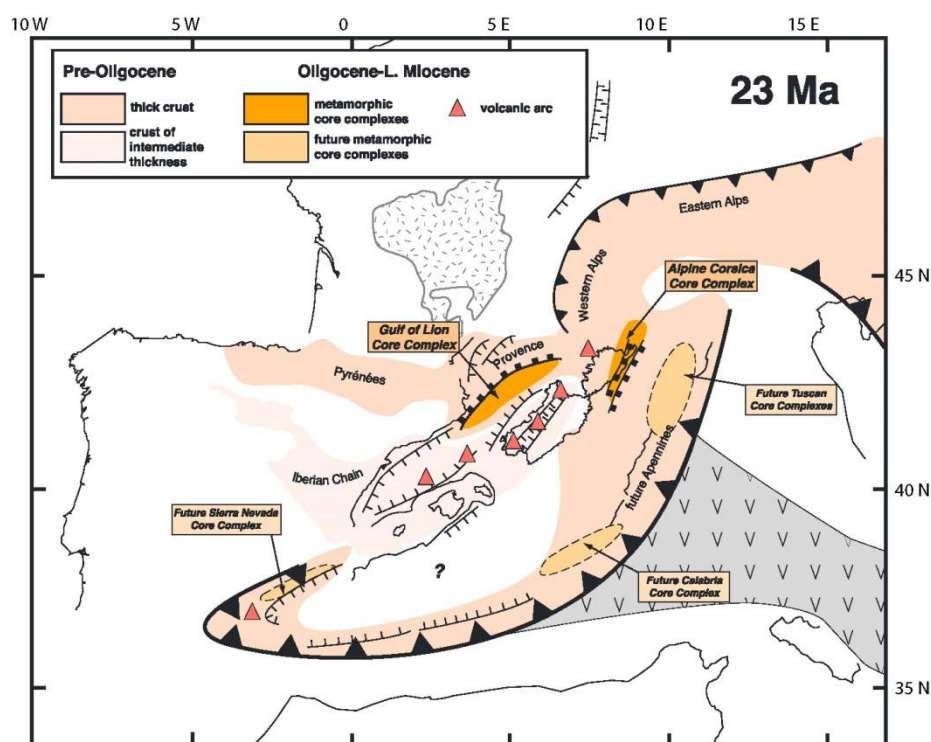


Figure V-2 : Reconstitution paléo-tectonique de la Méditerranée occidentale au Miocène inférieur mettant en évidence l'extension arrière arc liée au retrait du front de subduction Apenninique (en noir) vers l'Est. Cette zone d'extension arrière arc vient recouper le front de déformation des orogènes Alpines et Bétique. (Jolivet et al., 2015)

Dans le bassin Liguro-Provençal, l'arrêt du *rifting* est attesté par le dépôt des séquences post-rift aquitano-burdigaliennes en discordance sur les séquences *syn-rifts* (Gorini et al., 1994). Puis, entre ~21 Ma et ~16 Ma, le bloc Corso-Sarde effectue une migration antihoraire d'environ 30-45° avec un pôle de rotation dans le Golfe de Gênes (Gattacceca et al., 2007). Cette rotation est contemporaine de l'accrétion océanique. Cette période d'accrétion est aussi contemporaine de l'ouverture du bassin nord Algérien. Entre ~12 Ma et ~10 Ma, l'extension a migré vers le sud du bassin Tyrrhénien, comme l'atteste la présence de séquences *syn-rifts* à l'est de la Sardaigne et en Calabre (Kastens and Mascle, 1990; Sartori, 1990). Dans le bassin Tyrrhénien Occidental, le *rifting* de la marge Est-Sarde a eu lieu à partir du Miocène moyen-supérieur. Le bassin Tyrrhénien Occidental a aussi été marqué par la Crise de Salinité Messinienne (CSM), à l'origine du dépôt de séries évaporitiques, dont localement une épaisse couche de sel mobile (Lymer et al., 2014). A cette extension suit une accrétion océanique locale avec la création des bassins de Vavilov (4-5 Ma) et de Marsili (2 Ma) et enfin la migration et l'établissement de l'arc Calabrais (Figure V-2).

En conclusion, la migration polyphasée du front de subduction Apenninique vers le Sud / Sud-Est a conduit à la formation d'ouest en est de bassins asymétriques d'arrière-arc

avec : (1) une première étape d'extension et d'accrétion de ~ 35 Ma à ~ 16 Ma qui conduit à la formation des bassins Liguro-Provençal et Algérien, (2) une seconde étape d'extension et d'accrétion associée à l'ouverture du bassin Tyrrhénien (Figure V-3 ; Figure V-4, Faccenna et al., 2001; Gueguen et al., 1998 ; Jolivet et al., 2015).

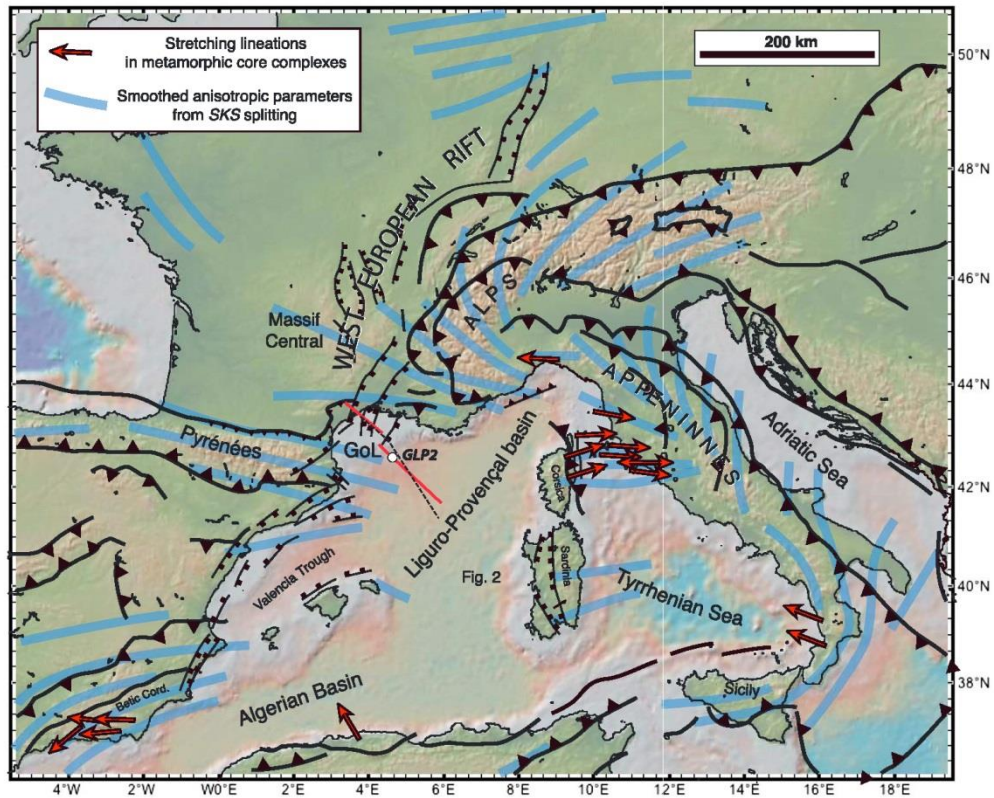


Figure V-3 : Configuration actuelle de la Méditerranée Occidentale et Centrale (Jolivet et al., 2015)

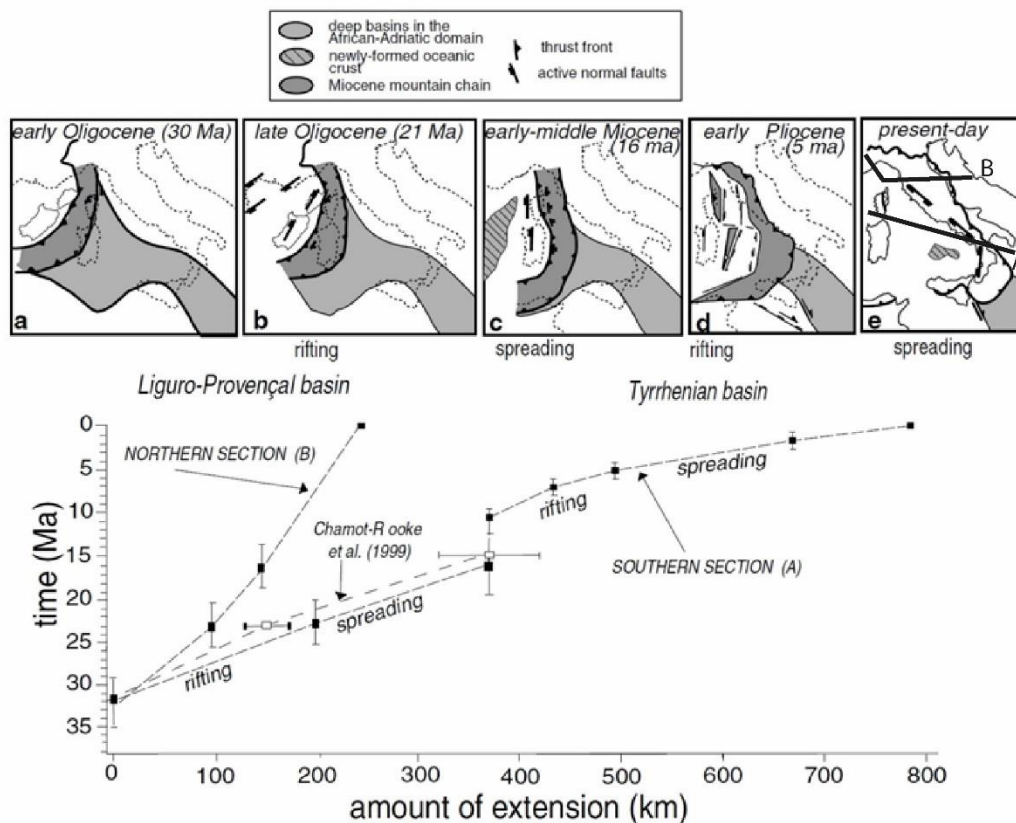


Figure V-4 : Reconstruction paléogéographique de l'extension d'arrière-arc en Méditerranée centrale et estimation de taux d'extension le long des coupes traits de coupe représentés sur la situation actuelle. (Faccenna et al., 2001)

V.2. Evènement Messinien :

a. Modèles et Chronologie de la Crise Messinienne

Le Miocène supérieur est marqué par un évènement majeur enregistré à terre et en mer dans une très large partie de la Méditerranée : la Crise de Salinité Messinienne (MSC ; K.J. Hsü et al., 1973). Depuis la mise en évidence de cette crise, de nombreux auteurs ont tenté de contraindre l'amplitude et la dynamique de cet évènement. A partir du 19^{ème} siècle, Fontannes reconnaît dans le tout Midi méditerranéen français une discordance de ravinement Mio-Pliocène caractérisée par la présence de canyons (Clauzon et al., 1996; Fontannes, 1882). Cette observation conduit alors à une interprétation tectonique d'une part et eustatique d'autre part. Toutefois, s'il était plus facile d'expliquer cette incision par la surrection alpine, la mise en place des séquences attestant d'une remise en eau au Pliocène nécessitait alors une subsidence considérable et subite dont l'absence de preuves a contraint à abandonner

l'hypothèse tectonique. Ce n'est qu'avec la découverte des évaporites messiniennes (Figure V-5) au cours du leg DSDP XIII (Ryan, 1973) et de canyons contemporains incisant profondément le pourtour des marges méditerranéennes que le concept de MSC est proposé (Chumakov, 1973; Clauzon et al., 1995; Clauzon and Rubino, 1992; Hsu et al., 1973). Pendant la MSC, 5% du sel dissous des océans a été fractionné en 1 Ma et s'est déposé en une série composée de dolomite, gypse, anhydrite et halite pour un volume total estimé à plus d'un million de m³ (Figure V-5; Ryan, 2009). Subsiste ensuite une question concernant la configuration pré-évaporites des bassins méditerranéens. Certains auteurs ont considéré un bassin profond (le *deep basin-shallow water* proposé par Hsü, 1973) tandis que d'autres proposèrent un bassin peu profond (le *shallow basin-shallow water* proposé par Nesteroff, 1973). Les partisans du second modèle justifiaient alors la profondeur de l'incision messinienne par une tectonique nettement antérieure à l'abaissement du niveau marin (Rouchy and Saint Martin, 1992). Cependant, en étudiant la succession stratigraphique de plusieurs coupes du canyon du Rhône, Clauzon (1982) démontra que le creusement des canyons était bien synchrone du dépôt des évaporites et qu'il était tributaire de l'eustatisme endoréique méditerranéen. Depuis, de récents travaux ont montré que le bassin ouest méditerranéen était profond dès le Tortonien, même si le dépôt d'épaisses séries évaporitiques a amplifié la subsidence différentielle entre le domaine continental et le domaine des bassins profonds (Leroux et al., 2015b).

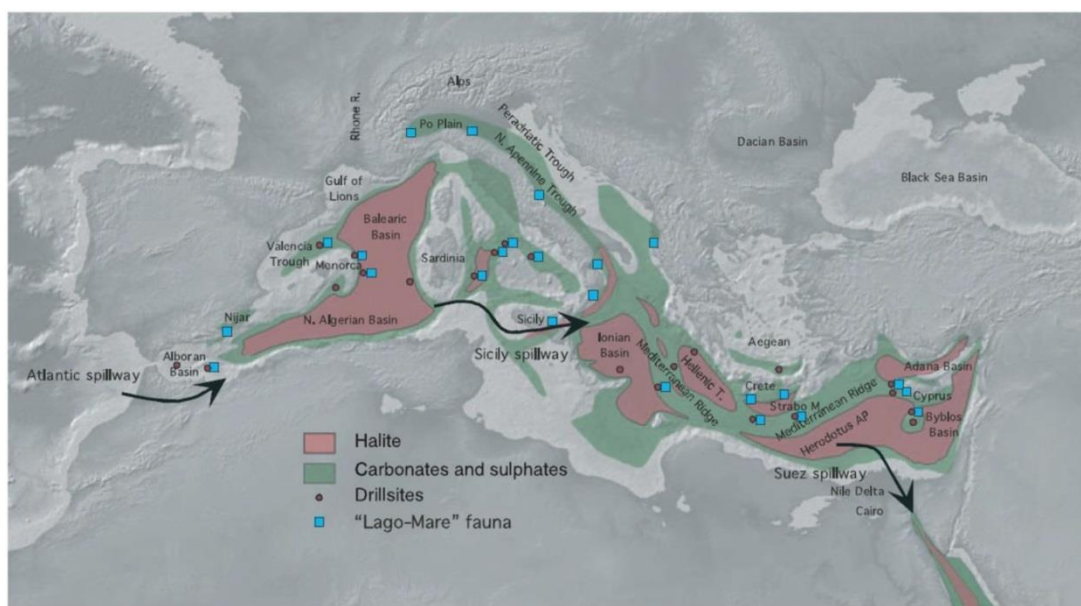


Figure V-5 : Carte de distribution actuelle des sels et évaporites de la Mer Méditerranée. Notez la différence de distribution entre la Méditerranée Occidentale et Orientale (Ryan, 2009)

L'amplitude de la chute du niveau marin a été déterminée par l'analyse de la profondeur d'incision des canyons et de la rupture des profils de pente des paléo-rivières (Clauzon, 1982). Selon les auteurs, l'amplitude de la chute serait de 1200 m à moins de 1500-2500 m (Clauzon, 1982; Gargani and Rigollet, 2007; Réhault, 1981). Plus récemment, les auteurs ont proposé une amplitude de 1500 m à 800 m (Gorini et al., 2015; Leroux et al., 2015a).

L'initiation de la CSM vers 5,96 Ma (Duggen et al., 2003; Gautier et al., 1994; Krijgsman et al., 1999) serait liée à l'isolement du bassin Méditerranéen par un soulèvement d'environ 1 km d'amplitude enregistré entre 6,3 et 4,8 Ma dans la région du détroit de Gibraltar (Garcia-Castellanos and Villaseñor, 2011; Gargani and Rigollet, 2007; Rabineau et al., 2015). Des débats persistent concernant les modalités de la chute du niveau marin et la chronologie du dépôt des évaporites des bassins profonds et marginaux. En effet, l'épaisse séquence évaporitique peut être divisée en plusieurs sous séquences sur la base de l'imagerie géophysique et ainsi être attribuées à plusieurs épisodes de dépôts associés à des environnements différents. Dans le bassin profond de la Méditerranée occidentale, 3 unités sismiques (la trilogie messinienne) ont été décrites à partir des premiers résultats des campagnes océanographiques en Méditerranée occidentale (Montadert et al., 1970). Les auteurs ont ainsi mis en évidence : 1) une séquence d'évaporites supérieures (Montadert et al., 1970) délimitée à son sommet par un réflecteur de forte amplitude communément appelé le réflecteur « M » (Ryan, 1969) ; 2) une couche de sel massif (couche transparente sur les profils sismiques), générant une tectonique salifère qui se manifeste par la formation de diapirs et de déformation gravitaire (Gauillier et al., 2014; Loncke et al., 2006; Maillard et al., 2003) ; 3) une unité inférieure comportant des réflecteurs lités de forte amplitude dont l'origine reste méconnue. Cette trilogie est observée dans les plaines abyssales, en *onlap* latéral sur les marges (Figure V-6), et est interprétée comme un remplissage progressif des plaines abyssales pendant le bas niveau de la Crise Messinienne (Gorini et al., 2015). Les évaporites supérieures font partie d'un bas niveau tardif, transgressif sur les marges (Bache et al., 2015; Gorini et al., 2015). Pour éviter la confusion de ces termes avec les unités affleurantes à terre, les nomenclatures suivantes sont adoptées (Figure V-6): *Lower Unit* à la base (LU, constituée au moins en partie de turbidites), *Mobile Unit* (MU, halite avec des déformations plastiques) et *Upper Unit* au sommet (UU, Marnes et évaporites, interprétés comme une unité déposée avec les oscillations de bas niveau marin). Les produits de l'érosion de la marge n'ont été imagés que tardivement en aval des principales vallées messiniennes

(Lofi et al., 2005; Maillard et al., 2006; Sage et al., 2005) et une discussion existe d'ailleurs toujours quant à l'ampleur de ces dépôts (Bache, 2008; Bache et al., 2012; Gorini et al., 2015; Lofi et al., 2005; Lofi and Berné, 2008).

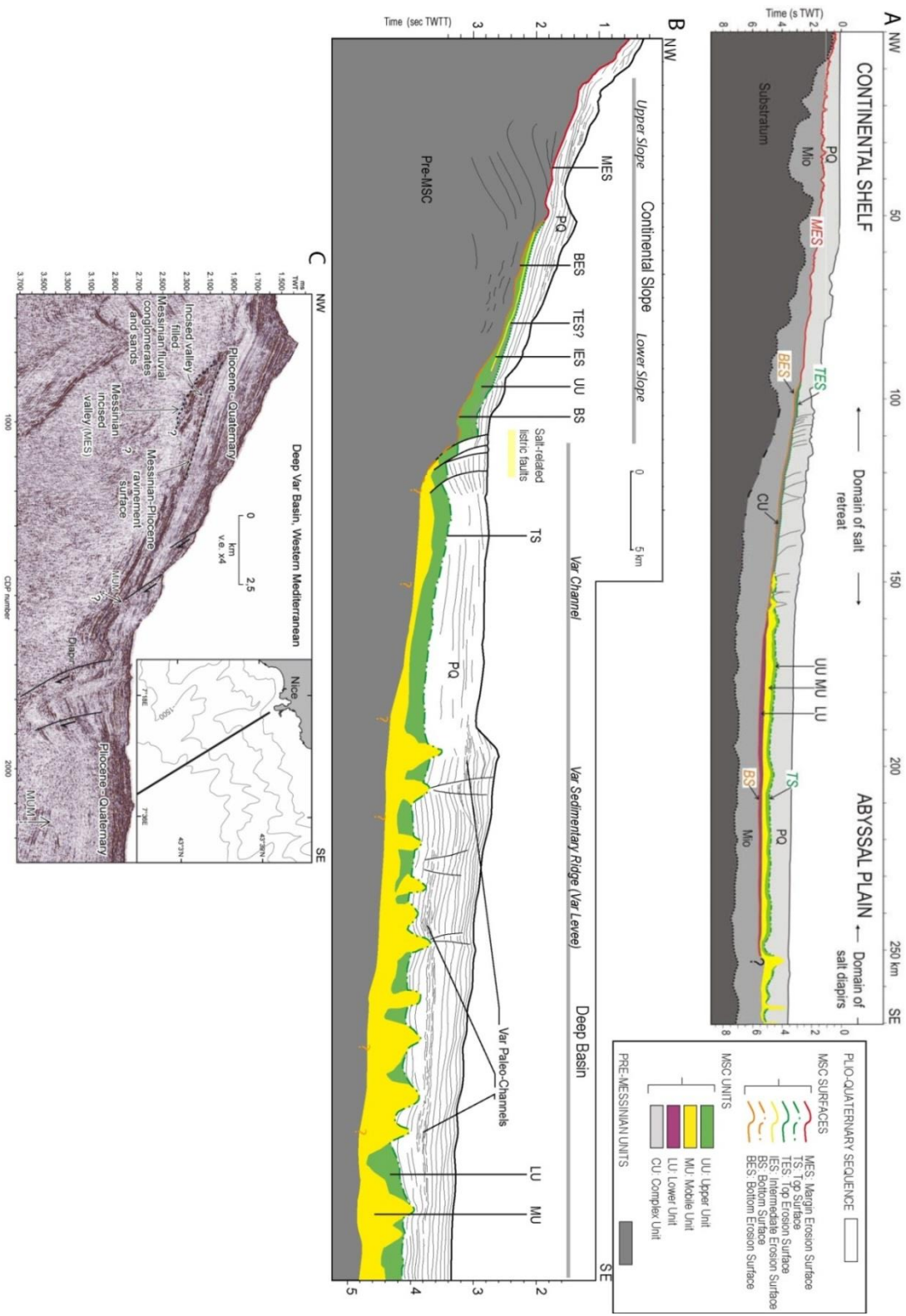


Figure V-6 : A, B : Organisation des surfaces stratigraphiques et des unités sédimentaires de la Crise de salinité Messinienne, sur un profil théorique (A) et dans le bassin du Var (B) (Lofi et al., 2011).
C : Profil sismique interprété de l'organisation des unités Messiniennes dans le bassin Ligure (Gorini et al., 2015).

Un contraste majeur existe donc entre les marges et les bassins profonds : les marges ont été largement érodées tandis que les bassins profonds ont accumulé d'épaisses unités d'évaporites et de sédiments détritiques (Bache et al., 2015, 2009; Gorini et al., 2015; Leroux et al., 2015a). D'un point de vue géophysique, les marqueurs sismiques clés de la crise dans le domaine *offshore* sont donc les surfaces d'érosion et les unités de dépôt. Jusqu'à présent, aucune correspondance stratigraphique ou sédimentologique n'a pu être établie entre ces unités *offshores* et les affleurements *onshore* à cause d'une déconnection géométrique et géographique totale qui ont conduit à des modèles de dépôt controversé et discutés par les auteurs.

Plusieurs surfaces d'érosion associées aux unités messiniennes ont été décrites dans les bassins profonds et intermédiaires (e.g. Escutia and Maldonado, 1992; Gorini et al., 2015; Guennoc et al., 2000; Lofi et al., 2011; Maillard et al., 2006). Ces surfaces se rassemblant en haut de pente, une nouvelle classification a été suggérée afin d'éliminer toute ambiguïté. Celle-ci se base sur leur position dans le bassin et sur leur relation stratigraphique avec les unités d'évaporites. Il s'agit de la MES, BES et TES (Figure V-6) correspondant respectivement à la *Messinian Erosion Surface*, *Bottom Erosion Surface* et à la *Top Erosion Surface*. La MES, seulement visible sur le plateau et la pente continentale, montre une forte rugosité et un réseau détritique en *badlands* (Gorini et al., 1994; Guennoc et al., 2000; Lofi et al., 2011, 2005; Savoye and Piper, 1991). Pour cette raison, elle est considérée comme subaérienne. Cette hypothèse supporte l'idée d'une forte chute du niveau marin pendant la crise. La BES constitue la discontinuité de base des dépôts messiniens sur la pente continentale. On la prolonge parfois dans le bassin avec une surface conforme alors appelé la *Bottom Surface* (BS). Enfin, la TES constitue le toit des dépôts messiniens, au toit de UU. Si l'évènement messinien est scellé par une surface conforme, on l'appellera plutôt *Top Surface* (TS).

Si l'on admet aujourd'hui un bassin méditerranéen profond au début de la crise messinienne, des débats persistent toujours concernant la chronologie et la distribution des principaux stades évaporitiques, la paléogéographie de certains bassins, l'importance et la chronologie des phases de chute du niveau marin et des phases d'érosion associées, la profondeur de dépôt des évaporites et le réennoiment post-crise. De nouveaux scénarios ont ainsi été proposés, questionnant les éléments de base des modèles précédents (Butler et al., 1995; Clauzon et al., 1996; Krijgsman et al., 1999; Riding et al., 1998). Ces modèles peuvent toutefois être subdivisés en deux grands types car ils posent une question majeure : les

éaporites des bassins profonds et marginaux sont-elles synchrones ou diachrones ? Les âges de dépôts des éaporites sur le pourtour méditerranéen et suivant la position des bassins en relation avec les bassins profonds actuels a toujours fait l'objet de controverses (Butler et al., 1995; Clauzon and Rubino, 2001; Riding et al., 1998) même si actuellement un consensus semble être adopté autour du modèle de Clauzon et Rubino (2001) : (1) une période de confinement partiel avec une régression limitée (chute inférieure à 150 m) associée au dépôts des éaporites inférieures ; (2) une remontée eustatique entraînant la mise en place de dépôts saumâtres (faciès Lago-Mare) ; (3) une période de quasi-assèchement avec des apports cycliques d'eau de mer permettant le dépôt des épaisses séries éaporitiques supérieures (entre 5,7 et 5,33 Ma) ; (4) la remise en eau Zancléenne. En opposition, certains auteurs proposent des modèles synchrones dans lesquels les éaporites inférieures et supérieures se déposeraient en 2 événements successifs, où chacun affecte de manière synchrone les bassins marginaux et profonds (Krijgsman et al., 1999; Rouchy and Caruso, 2006). La Figure V-7 représente la différence essentielle de chronologie entre les modèles diachrones et synchrones. Celui de Clauzon (année) (Figure V-7A) implique une duplication complète des événements sédimentaires et hydrologiques (éaporites inférieures, éaporites supérieures, Lago-Mare) d'abord dans les bassins marginaux (grisé), puis dans les bassins profonds (blanc). Dans le second modèle (Figure V-7B), il s'agit plutôt d'une séquence d'événements affectant successivement l'ensemble de la Méditerranée (K.J. Hsü et al., 1973; Krijgsman et al., 1999; Rouchy and Caruso, 2006; Rouchy and Saint Martin, 1992).

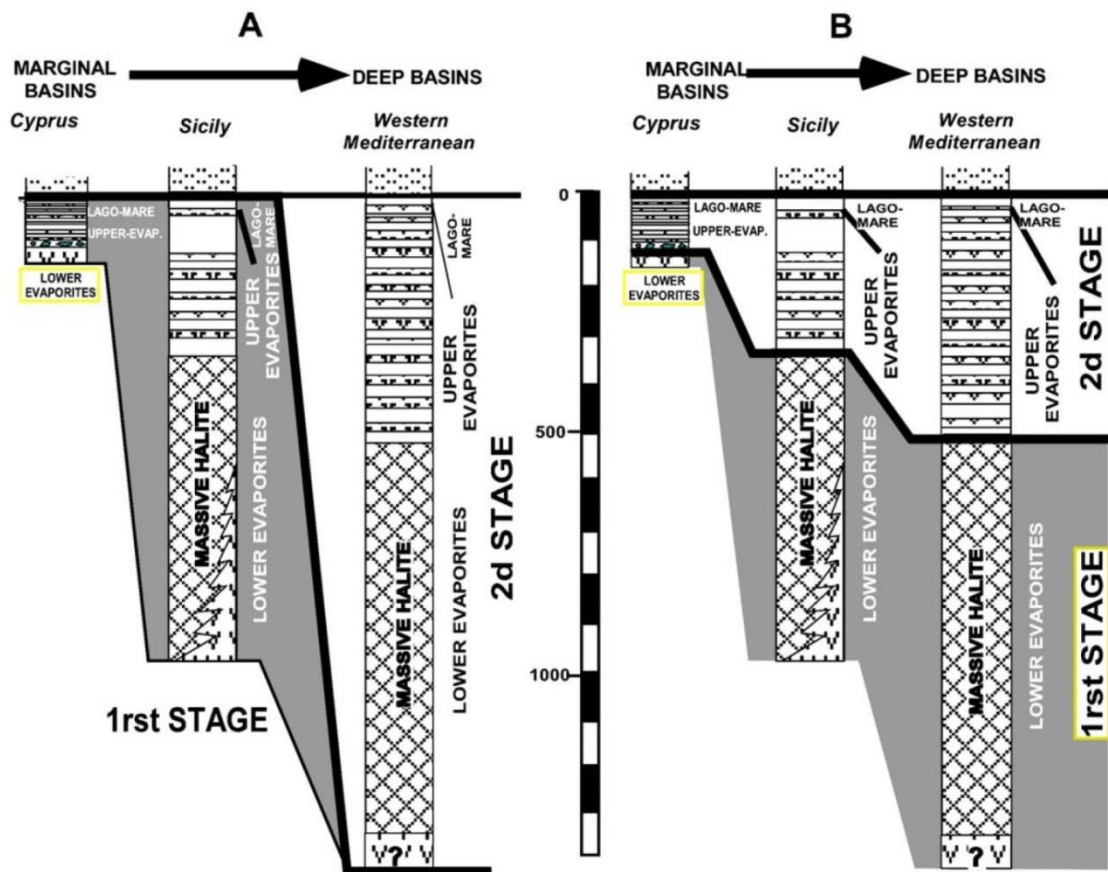


Figure V-7 : Comparaison de la chronologie des événements selon les 2 modèles : diachrones (A) et synchrones (B).

b. Fin de la Crise Messinienne

La Crise de salinité Messinienne prend fin à la transition Miocène-Pliocène (5,33 Ma) par le réennoiment rapide de la Méditerranée. Les causes de cette remise en eau sont toujours discutées, cependant des corrélations entre des données de $\delta^{18}\text{O}$ obtenues sur des forages en Atlantique Nord et la cyclostratigraphie méditerranéenne suggère un maximum du niveau marin mondiale 170 000 ans avant la fin de la crise (Hodell et al., 2001). Ces éléments suggèrent une fin de crise liée à des changements climatiques locaux ou à des événements tectoniques, comme l'hypothèse d'une subsidence du seuil de Gibraltar liée au retrait du *slab* (Govers, 2009).

Certains auteurs proposent un réennoiment par érosion du seuil de Gibraltar, relativement lent pour certains avec une érosion régressive (Loget et al., 2005) ou catastrophique pour les autres (Garcia-Castellanos et al., 2009) avec un réennoiment quasi

instantanée. Pour ces deux hypothèses, le réennoiment s'effectue ensuite selon le principe des vases communicants, avec un remplissage de la Méditerranée occidentale puis de la Méditerranée orientale lorsque les eaux atteignent le seuil de Sicile.

Cette remise en eau a été historiquement considérée comme très rapide du fait de l'absence de surfaces de transgression marine enregistrées avant la progradation des séries pliocènes. Cependant, (Bache et al., 2012) ont récemment identifié dans le Golfe du Lion une surface d'abrasion marine située entre les premiers indices de dépôt de halite et la surface d'érosion fluviale messinienne. Cette surface témoignerait de la ligne de rivage ravinée par l'action des vagues avant une phase d'accélération de la transgression permettant de fossiliser la surface d'érosion messinienne. Ainsi, la remontée du niveau marin s'effectuerait selon deux phases : une première transgression, de 500 m au plus qui s'achève à 5,46 Ma, suivie d'une deuxième transgression, de 600 à 900 m, quasi instantanée à 5,46 Ma.

c. Stratigraphie Messinienne du Bassin Ligure

La configuration morphologique actuelle de la Marge Nord Ligure est fortement contrainte par l'évènement Messinien et son analyse est une des clefs pour comprendre l'histoire des dépôts Plio-Quaternaire (Bache et al., 2009; Lofi et al., 2005; Savoye and Piper, 1991). Les profils sismiques acquis sur la marge révèlent un contraste frappant entre la stratigraphie sismique du bassin profond et celle de la marge (Savoye and Piper, 1991) (Figure V-6). Les plaines abyssales sont marquées par le dépôt des épaisses séries évaporitiques (de l'ordre du millier de mètre ou plus), alternant avec des passées détritiques, concordantes avec le Miocène et le Pliocène (Clauzon et al., 1996). Sur les marges, au contraire, le passage Miocène/Pliocène s'exprime par la surface d'érosion messinienne qui, au droit des fleuves, acquiert une configuration de canyon.

A terre, la surface d'érosion messinienne façonne des vallées profondes et allongées qui, lors de la remontée du niveau marin au Pliocène, constituent des rias où se mettent en place des Gilbert deltas (Clauzon and Rubino, 1992). L'ampleur de la remontée du niveau marin conduit à la création d'un espace d'accommodation important au débouché d'un réseau fluvial issu d'un arrière-pays montagneux. Les rias sont ainsi comblées par un matériel grossier qui s'organise selon la configuration tripartite typique des Gilbert deltas à savoir : 1)

des *foresets* sous-aquatiques fortement inclinés ; 2) des *bottom sets* plus fins caractérisés par une géométrie plane ou tangentielle et 3) des *top sets* partiellement sous-aquatiques et partiellement subaériens. Par ailleurs, pour chaque rivière actuelle de la marge Ligure, l'existence de témoins d'une ria Pliocène suggère l'existence d'un bassin versant messinien très proche du réseau fluvial actuel (Clauzon et al., 1996). Ce dernier élément appuie davantage l'importance de l'héritage messinien sur la configuration morphologique actuelle de la marge Ligure. Par la suite, les rias Ligure ont subi une forte érosion au Pliocène terminal/Quaternaire liée à une forte surrection et au basculement de la marge Ligure vers le sud qui sera décrit ultérieurement.

V.3. Cadre Structural

a. Formation de la marge et subsidence

Comme nous l'avons vu précédemment, le bassin Ligure s'ouvre par *rifting* en contexte arrière-arc vers 35 Ma (Gueguen et al., 1998). L'ouverture du bassin Ligure est contemporaine de la collision Alpine à l'Eo-Oligocène (Ritz et al. 1992 ; Sage et al. 2011). L'évolution de la marge et du bassin est contrôlée par la pré-structuration du socle et par les phases compressives liées à la collision Alpine.

Deux épisodes compressifs sont enregistrés à terre durant l'évolution de la marge. Le premier épisode est lié à la progression du front Pennique vers le sud-ouest (Ritz et al. 1992 ; Sage et al. 2011). Le second épisode est attribué à la formation des chaînes sub-alpines avec le massif de Castellane et l'arc de Nice (Lanteaume, 1968 ; Lanteaume et al. 2000). L'expression de cette deuxième phase compressive est enregistrée entre 20 Ma et 5 Ma, cependant certains auteurs envisagent la poursuite de cette épisode jusqu'à l'actuelle, ce qui expliquerait la déformation contemporaine de la marge Ligure (Bethoux et al. 2007 ; Clauzon et Rubino 1996 ; Larroque 2001).

Sage et al. (2011) proposent un schéma décrivant l'évolution de la marge Ligure selon des épisodes de subsidence et de basculement (Figure V-8). Ce modèle décrit une évolution depuis : 1) une subsidence tectonique (Stade 2-3 Figure V-8) liée au jeu des blocs basculés, à

2) une subsidence thermique post-rift (Stade 4-5-6 Figure V-8) classique des marges passives (Rehaut et al., 1984 ; Sage et al. 2011). La subsidence thermique post-rift s'accompagne également d'un approfondissement liée 1) à la charge sédimentaire, 2) au retrait local du sel Messinien par halocinèse (Lymer et al., 2014 ; Leroux et al., 2015) et 3) à la réponse flexurale en front de chaîne (Bethoux et al 2008 ; Sage et al. 2011). La subsidence post-rift est estimée pour le bassin profond Liguro-Provençal à 500 m/Ma avec une augmentation à 1000 m/Ma depuis le Messinien (Leroux et al., 2015). Cette dernière valeur pourrait être inférieure à celle affectant le pied de la marge Ligure où s'ajoute la subsidence flexurale.

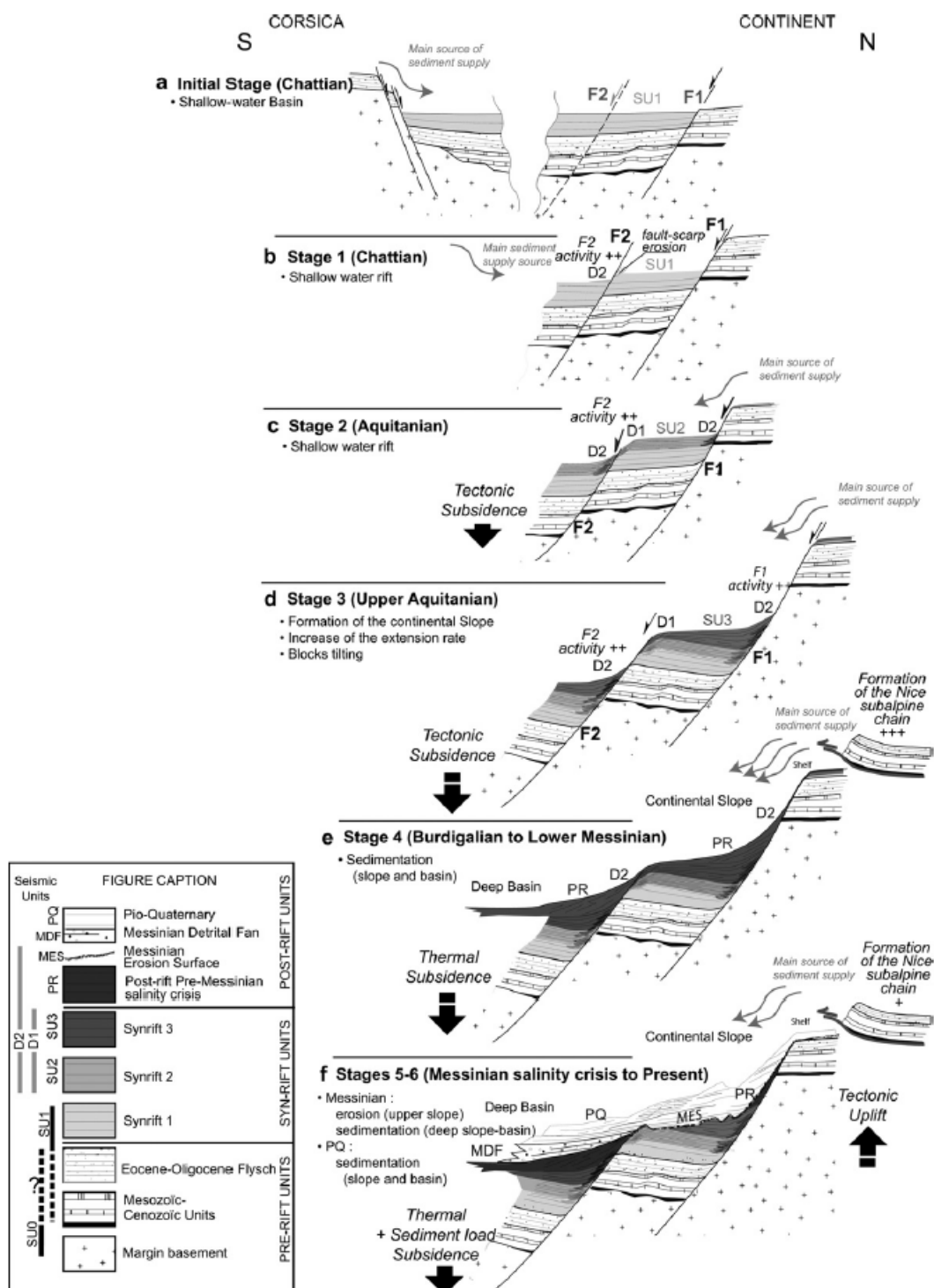


Figure V-8 : Evolution de la subsidence et de la sédimentation sur la Marge Nord Ligure depuis les premières phases de rift jusqu'à l'actuel (Sage et al., 2011).

b. Basculement Plio-Quaternaire de la marge

La marge Nord Ligure témoigne d'une déformation post-messinienne concentrée à la transition marge/bassin et s'accroissant de l'ouest vers l'est (Chaumillon et al. 1994 ; Bigot-Cormier et al. 2004). Cette déformation est enregistrée à terre depuis le Pliocène par une phase de surrection du massif de l'Argentera (France/Italie), le soulèvement et la structuration de l'Arc de Nice et enfin des soulèvements verticaux enregistrés le long de la vallée du Var (Bigot-Cormier et al., 2004 ; Foeken et al. 2003). Dans le Golfe de Gênes, la déformation est marquée par une série de failles inverses orientées N60°E et localisées à la transition entre la pente continentale et le bassin (figure 8 ; Larroque et al., 2011). Ces failles conduisent à la formation de rides chevauchantes en base de pente continentale ainsi qu'à la formation du promontoire d'Imperia. Ce promontoire est une ride compressive de 40 km de long avec une élévation de 1600 m au-dessus du fond marin. Il se serait soulevé à une vitesse d'environ 0.5 mm/an (Figure V-9; Larroque et al., 2011). La surrection de ce promontoire semble être la cause de la déviation d'une partie des canyons du Golfe de Gênes (Merula, Laigueglia et la Centa) qui adoptent un cours parallèle à la direction de la pente continentale (Figure V-9 ; Larroque et al. 2011 ; Soulet et al., 2016). La réactivation en compression est confirmée par les mécanismes au foyer des séismes traduisant le fonctionnement de failles inverses et transpressives associées à des événements sismiques de magnitude 4 à 5,9 (Béthoux et al., 1992 ; Béthoux et al., 2008).

L'origine de cette reprise en compression reste toujours discutée. Certains auteurs proposent une origine liée à la réactivation de structures héritées du *rifting* dans un contexte de convergence entre le bloc Corso-Sarde et la plaque Eurasienne (Bethoux et al. 1992 ; Figure V-11A). D'autres auteurs envisagent la formation d'un chevauchement d'échelle crustale lié à l'orogénèse Alpine (Larroque et al. 2011 ; Figure V-11B). Une troisième hypothèse propose l'étalement gravitaire de la chaîne Alpine en réponse à la poussée du corps d'Ivrée (Larroque et al. 2011 ; Figure V-11C).

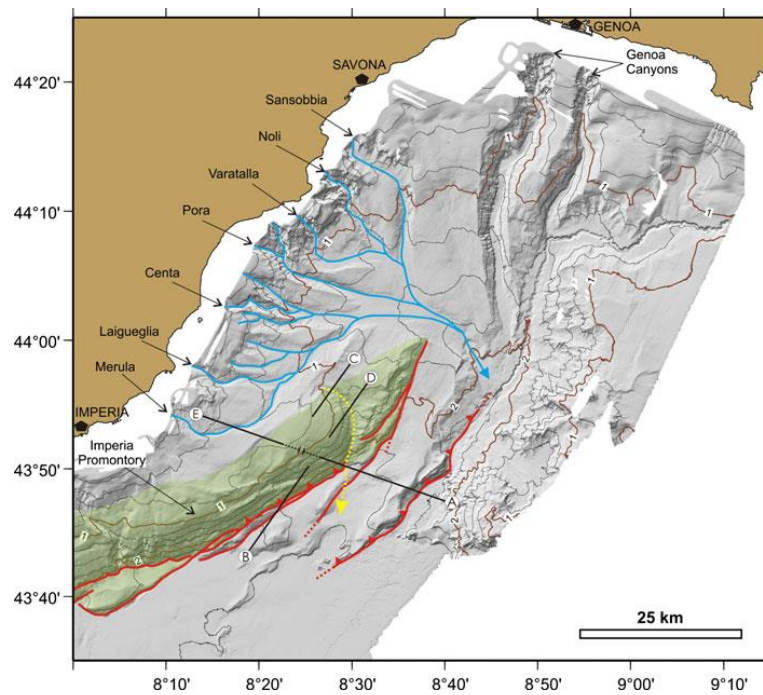


Figure V-9 : Carte de la répartition des failles actives (rouge) à la base de la pente continentale dans le Golfe de Gênes. Le tracé des talwegs de canyon est représenté en bleu. Le tracé en jaune pointillé représente l'axe d'un paléo-canyon. (Larroque et al., 2011)

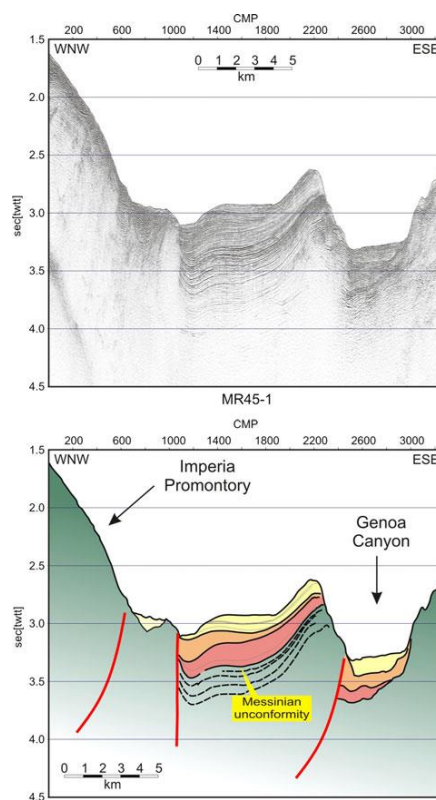


Figure V-10 : Profil sismique haute résolution et son interprétation montrant les relations entre les failles sub-verticales de bases de pente et la morphologie des rides chevauchantes et du promontoire d'Imperia. Localisation du profil notée par le segment A en Figure V-9.

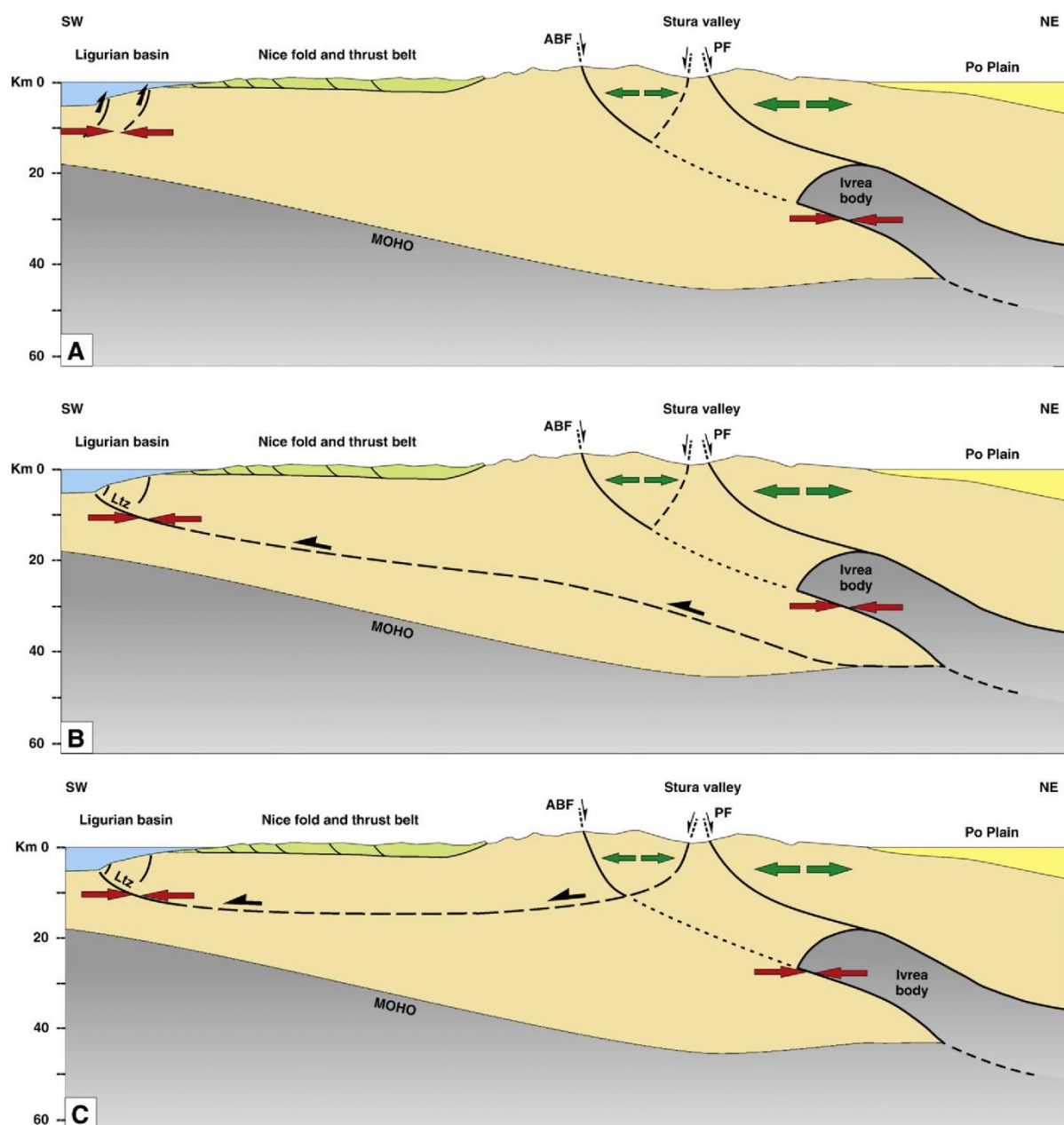


Figure V-11 : Modèles de déformations de la marge Nord Ligure (Larroque et al. 2008)

VI. Matériel et méthodes

VI.1. Origine des données :

Les travaux portant sur la marge Ligure, présentés dans cette partie, reposent sur l'interprétation de données géophysiques et de carottage mises à disposition par le laboratoire Géoazur (Sophia Antipolis, France). Les données exploitées ont été acquises au cours de quatre campagnes océanographiques. En complément, des données de bathymétrie avec une résolution de 30 arc-secondes ont été téléchargées à partir du site GEBCO (*General Bathymetric Chart of the Oceans* : <http://www.gebco.net/>).

a. Campagne Malisar

Les données de la campagne MALISAR (**MA**rge **LI**gure **SAR**) ont été acquises à bord du N/O Le Suroît sur la marge nord Ligure entre 2006 et 2007. Cette campagne avait pour double objectifs d'étudier les structures tectoniques impliquées dans l'inversion de la marge et d'étudier son comportement sédimentaire (e.g. le fonctionnement en aggradation ou érosion des canyons, l'étude des phénomènes de déstabilisations). Cette campagne a été réalisée entre Nice et Gênes et a permis l'acquisition de données de sondeur multifaisceaux (SMF), de profils de sondeur de sédiments Chirp, de profils sismiques (sismique rapide 24 traces et sismique HR 72 traces) (Figure VI-2). La campagne a également permis l'acquisition de données de sonar latéral (SAR) dans les thalwegs des canyons (Figure VI-2).

b. Campagne Fables

La campagne Fables a été réalisée à bord du N/O Téthys II en trois legs entre 2011 et 2012. Cette campagne prend la suite de la campagne MALISAR et avait pour objectif d'imager et de comprendre la déformation crustale récente et actuelle du Bassin Ligure. Des profils de sismique réflexion 12 traces ont été acquis à la transition entre la marge nord Ligure et le bassin (Figure VI-2).

c. Campagne Prisme

Les legs 2 et 3 de la campagne Prisme, réalisés en 2013 respectivement à bord du N/O l'Atalante et du N/O Pourquoi pas ?, ont menés dans l'objectif d'étudier les glissements sous-marin sur les marges Ligure, Est-Corse et Golfe du Lion. Cette campagne a permis l'acquisition, dans le domaine Ligure, de données géophysiques (SMF, CHIRP, sismique HR 72 traces, SYSIF) et le prélèvement de carottes (Calypso, Interface) (Figure VI-2).

d. Campagne Gelo

La campagne Gelo, réalisée à bord du N/O Thétys II, a été menée en 2015 dans le bassin au large du Golfe de Gênes. Cette campagne menée pour étudier l'architecture et les modalités de dépôt du lobe de Gênes a permis l'acquisition de profils de sismique réflexion 24 traces (Figure VI-2).

VI.2. Les outils

a. La bathymétrie multifaisceaux

Les sondeurs multifaisceaux sont destinés à la cartographie des fonds océaniques. Ils sont basés sur la propagation d'ondes acoustiques à très haute fréquence et fournissent des images acoustiques précises de la morphologie des fonds. Le sondeur détermine la bathymétrie (profondeur) et la réflectivité à partir de la propagation des ondes acoustiques de très haute fréquence (10^{aine} à 100^{aine} de kHz) émises selon des faisceaux émission/réception formant une fauchée perpendiculaire à l'axe du navire. Le sondeur fonctionne avec une large ouverture angulaire conférant ainsi une grande couverture spatiale, dépendante de la profondeur d'eau.

Les données de bathymétrie sont calculées à partir du temps de propagation des ondes acoustiques et de la vitesse de propagation des ondes dans la mer, calculée à partir d'un

Sippican. Les mesures sont ensuite corrigées des erreurs d'angle induites par le roulis et affectées à une position géographique grâce aux données GPS. La réflectivité ou texture du fond de mer est quant à elle déterminée à partir de l'analyse de l'onde acoustique rétrodiffusée par le fond de mer. La réflectivité est présentée par une image en niveau de gris dont la teinte est proportionnelle à l'intensité du signal diffusé dépendant de la nature des sédiments et de la morphologie du fond.

Les données d'imagerie multifaisceaux exploitées dans ce travail ont été acquises à partir du sondeur multifaisceaux Simrad EM300 caractérisé par 135 faisceaux d'émission-réception fonctionnant à une fréquence de 15 kHz. Les profondeurs d'eau couvertes par cet outil vont de 5 à 5000 m. L'onde acoustique présente une ouverture de 150° perpendiculairement à la route du navire et une ouverture de 1,8° parallèlement à la route. Les faisceaux de réception ont une ouverture latérale de 3,5° et une ouverture longitudinale de 20°. La résolution horizontale est en moyenne de 25 m par pixel et peut atteindre 15 m pour des profondeurs inférieures à 1000 m.

b. Le SAR

Le Système Acoustique Remorqué (SAR) de l'IFREMER est un sonar latéral destiné à l'étude détaillée de secteurs peu étendus par grande profondeur d'eau et en complément d'un sondeur multifaisceaux tel que l'EM300. Le SAR est tracté par un navire à une altitude quasi constante comprise entre 70 et 100 m au-dessus du fond et à la vitesse moyenne de deux noeuds. Le sonar latéral permet d'obtenir des images acoustiques de haute résolution de l'ordre de 0.25 m par pixel pour une couverture latérale de 750 m. Les fréquences utilisées sont comprises entre 170 kHz et 190 kHz limitant les effets d'absorption du signal dans le sédiment. Le SAR est également équipé d'un sondeur de sédiments Chirp dont le signal peut pénétrer jusqu'à une cinquantaine de mètres sous le niveau du fond marin, avec une résolution verticale de 80 cm.

c. Le sondeur de sédiment CHIRP

Les sondeurs de sédiment de type CHIRP sont des outils permettant l'acquisition de profils en temps imageant les couches jusqu'à 100 m de profondeur. Le CHIRP est constitué d'un couple émetteur récepteur placé sous la coque du bateau. Les ondes acoustiques émises sont de 3.5 kHz et offre une résolution verticale théorique de 0.75 cm.

d. L'outil sismique

Les profils sismiques utilisés dans l'étude du bassin Ligure ont été acquis selon la technique de sismique réflexion multitraces. Les ondes sismiques sont émises depuis une source (canon à air ou à eau), généralement située en surface, générant des explosions à intervalle réguliers. Les ondes générées se propagent à travers la colonne d'eau et les sédiments. Elles sont réfléchies au niveau des interfaces qui représentent les milieux avec des propriétés physiques différentes, caractérisant le contraste d'impédance acoustique. Les ondes réfléchies sont enregistrées sur une flûte composée de récepteurs aussi appelées traces. Une fois les ondes enregistrées, elles sont ensuite retranscrites sur un profil en fonction du temps de propagation (temps double aller-retour) des ondes et de la distance à un point de référence, correspondant au début de l'acquisition des données. Chaque enregistrement est caractérisé par un temps et une distance, et s'appelle un point miroir. Chaque point miroir (CMP) est éclairé par plusieurs tirs, ce qui permet d'obtenir une couverture multiple de la zone étudiée. Les ondes réfléchies se traduisent sur les enregistrements par des réflecteurs qui correspondent à des surfaces de discontinuité, des limites de couches sédimentaires, des zones hétérogènes au sein d'une même couche ou des failles.

Les dispositifs utilisés diffèrent en fonction des campagnes océanographiques mais restent similaires pour la sismique rapide (24 traces) et HR (72 traces).

- Dans le cas de la sismique rapide le récepteur était une flûte numérique SERCEL, de 24 traces actives de 12,5 m réparties sur 6 ALS (Active Line Section) de 50 m (Figure 4-4). Deux capteurs d'immersion (PSU) sont situés l'un en tête et l'autre en queue de la section active. Le déport (distance source-milieu de la première

trace) était de 177-187 m, et l'immersion de 6-7 m. Deux sources de volumes différents ont été déployés (canons mini G.I.) de part et d'autre du navire (canon bâbord : 104/104ci et canon tribord : 75/75ci)

- Dans le cas de la sismique HR le récepteur était une flûte numérique SERCEL, de 72 traces actives de 6,25 m réparties sur 3 ALS (Active Line Section) de 50 m (Figure 4-4). Quatre capteurs d'immersion (PSU) sont situés l'un en tête et l'autre en queue de la section active. Le déport (distance source-milieu de la première trace) était de 50 m à 108 m, et l'immersion de 2-3 m. Six sources de volumes différents ont été déployés (canons mini G.I.) de part et d'autre du navire (canon bâbord : 24/24 ci, 15/15ci, 24/24ci et canon tribord : 15/15ci, 24/24ci, 15/15ci)

A la différence des deux dispositifs précédents, le SYSIF est un outil remorqué près du fond ce qui permet d'augmenter considérablement la résolution par grande profondeur d'eau. L'outil est composé d'une source HR (250 Hz-1000 Hz) ou THR (650 Hz-2000Hz) et d'une flûte SERCEL multitraces de 117 m de long, composée de 52 hydrophones.

Les résolutions verticales et horizontales ainsi que la pénétration varient selon les différents outils manière conséquente :

- Sismique rapide : résolution verticale : 5 m ; résolution horizontale : 25 m ; pénétration : 1.5 secondes temps double (std)
- Sismique HR : résolution verticale : 2 m ; résolution horizontale : 10 m ; pénétration : 1.5 std
- SYSIF : résolution verticale : infra-métrique ; résolution horizontale : 3 m ; pénétration : 0.150 std

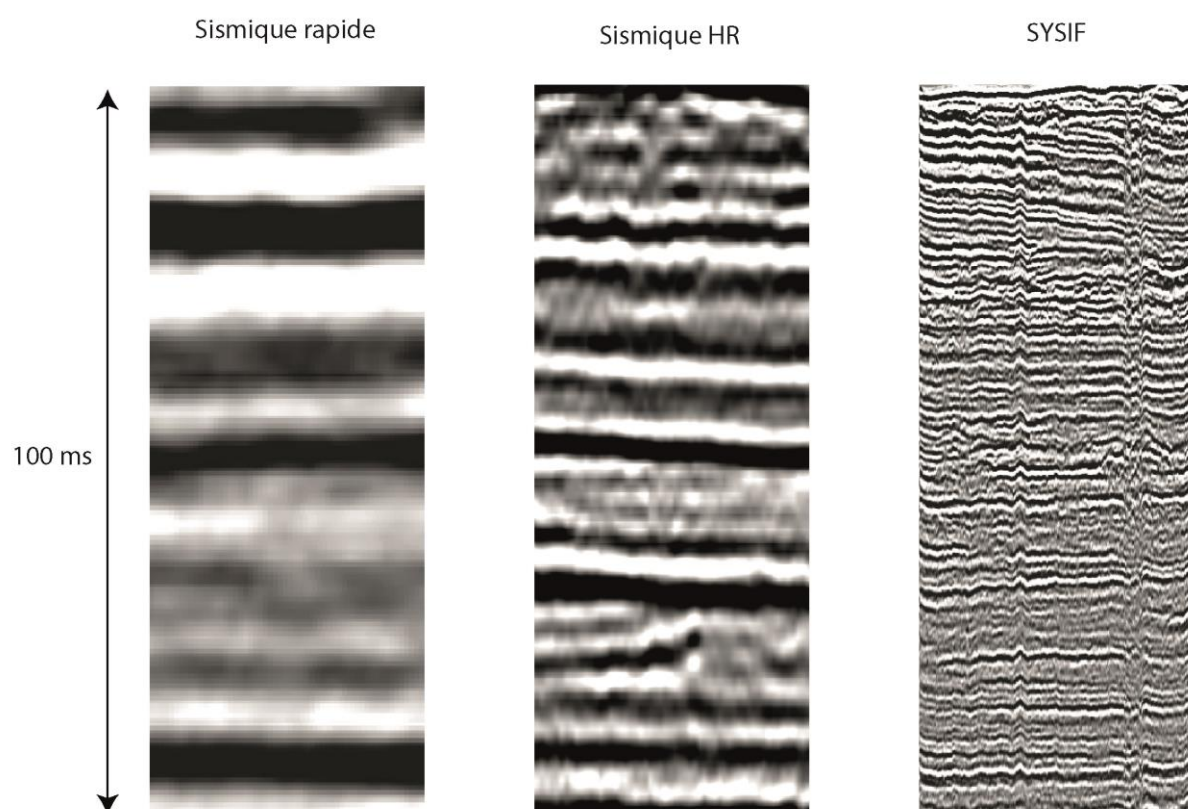


Figure VI-1 : Extraits de profils sismiques des différents systèmes d'acquisition utilisés dans cette étude. Les extraits ne sont pas pris au même endroit.

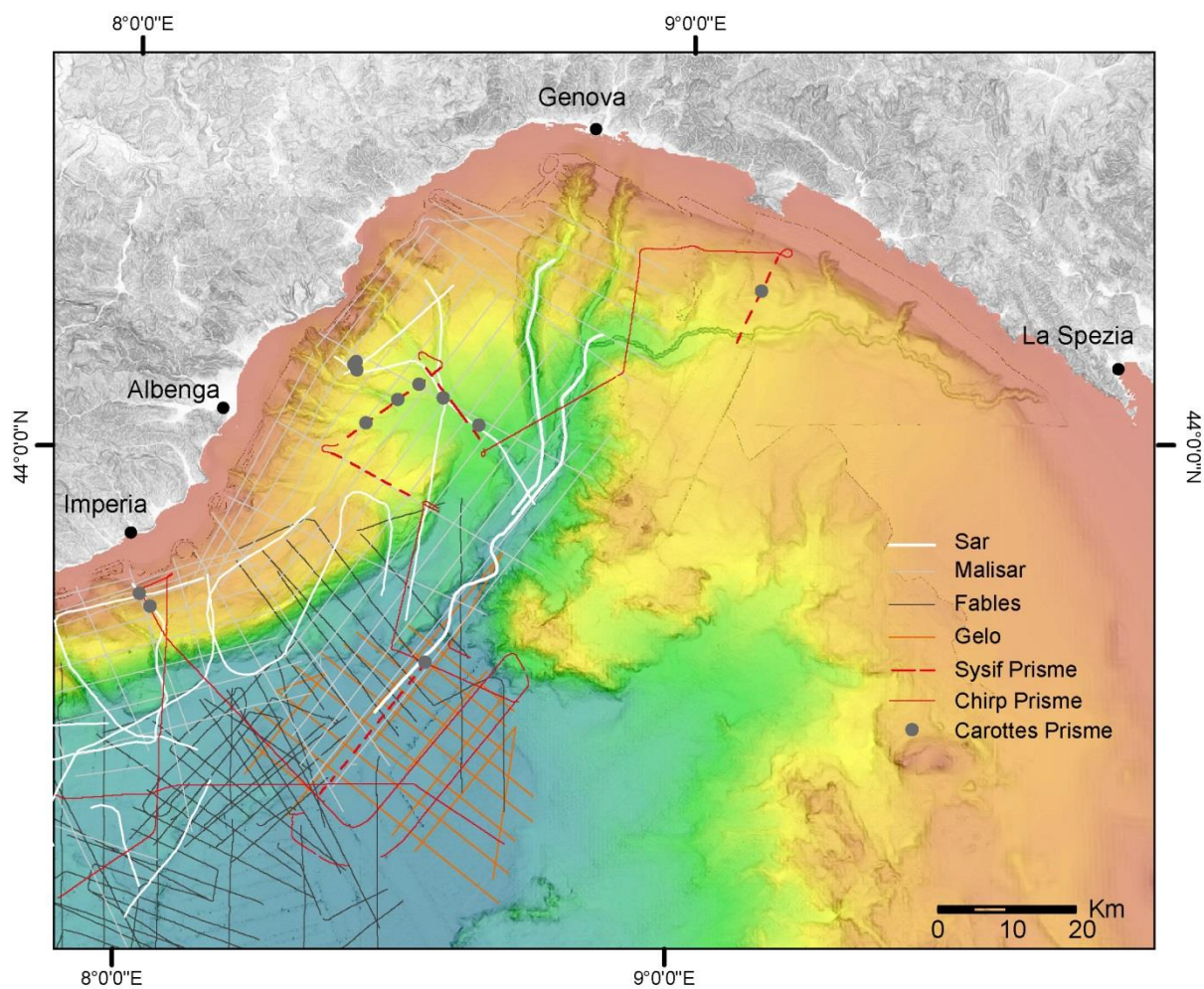


Figure VI-2 : Plan de position de l'ensemble des données de subsurface et sismique utilisés dans cette étude.

VI.3. Méthodes

a. Projets SIG

Les données bathymétriques ont été chargées, déjà traitées, sur deux logiciels de gestion de SIG (Global Mapper et ArcGis). Ces logiciels disposent de nombreuses fonctions d'analyse de MNT permettant notamment de générer des profils topographiques, des réseaux hydrographique ou encore des vues 3D. Ces outils permettent d'effectuer une analyse quantitative des surfaces, pentes et distances des corps sédimentaires ou des éléments architecturaux. Ces logiciels disposent également de fonctions d'édition qui m'ont permis de réaliser une cartographie détaillée basée sur l'analyse morphométrique.

Les données de Chirp ont été analysés et interprétées sur la base des échofaciès définis dans la littérature (Damuth, 1980 ; Gonthier et al., 2003 ; Tabrez et al., 2004 ; Castilla et al., 2005 ; Dan-Unterseh et al., 2011). Les interprétations ont ensuite été reportées dans le projet SIG puis interpolées en utilisant les données bathymétriques.

L'acquisition des profils de SAR ayant posée des problèmes techniques, les profils de SAR n'ont pas été digitalisés. Les profils ont donc été géoréférencés sur le projet SIG et interprétés.

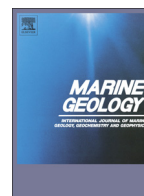
Enfin l'ensemble des données bibliographiques utiles à notre étude ont été géoréférencées et intégrées au projet SIG.

b. La sismique réflexion

Les données de sismique réflexion ont été regroupées au sein d'un projet et interprétées sur le logiciel Kingdom suite. L'interprétation des données sismiques a été réalisée sur la base de l'analyse des terminaisons de réflecteurs (Onlap, Toplap, Downlap) et du faciès sismique (amplitude, continuité et fréquence des réflexions) (Mitchum et Vail., 1977). Enfin les horizons régionaux interprétés sur la base de ces critères ont selon les besoins été interpolés pour réaliser des cartes et des cartes isopaques temps.

VII. Evolution architecturale des canyons du Golfe de Gênes au cours du Plio-Quaternaire

Ce chapitre présente l'étude de l'évolution architecturale des canyons du Golfe de Gênes sous la forme d'une publication dans le journal *Marine Geology*. Les architectures actuelle et fossile des canyons sont décrites à l'aide de données de haute résolution et leur formation est discutée par rapport aux différents facteurs de contrôle à l'œuvre durant leur développement.



Erosional versus aggradational canyons along a tectonically-active margin: The northeastern Ligurian margin (western Mediterranean Sea)

Q. Soulet^{a,b,*}, S. Migeon^{c,d}, C. Gorini^a, J.-L. Rubino^b, F. Raison^b, P. Bourges^b

^a Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, CNRS, Institut des Sciences de la Terre de Paris (iSTeP), 4 place Jussieu, 75005 Paris, France

^b TOTAL, CSTJF, Avenue Larribau, 64000 Pau, France

^c Université Nice Sophia Antipolis, CNRS, IRD, Observatoire de la Côte d'Azur, Géoazur UMR 7329, 250 rue Albert Einstein, Sophia Antipolis, 06560 Valbonne, France

^d Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, 4 place Jussieu, 75252 PARIS cedex 05, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 12 February 2016

Received in revised form 31 August 2016

Accepted 25 September 2016

Available online 28 September 2016

Keywords:

Ligurian Basin

Submarine canyons

Turbidity current deposition

Bathymetry

Seismic architecture

ABSTRACT

Submarine canyons are usually described as erosive conduits incising the continental slope through retrogressive sediment failures and active erosion by gravity flows. Only a few studies have revealed that canyon deepening is possible under conditions of net sediment deposition.

In the present study, we used bathymetry/backscatter data, chirp and seismic-reflection profiles collected within the framework of the MALISAR project to investigate nine active canyons belonging to one canyon system built in the eastern part of the Ligurian margin (western Mediterranean) since the Messinian Salinity Crisis. By comparing their planform pattern and architecture, we identified two sets of canyons located along the western and eastern segments of the margin. Sub-surface data showed that despite their contrasting sizes, both western and eastern canyons exhibit V-shaped cross sections, concave-up longitudinal bathymetric profiles and their thalwegs are marked by erosive structures or coarse-grained deposits. Their present-day activity could thus be controlled by similar sedimentary processes dominated by erosive sandy turbidity currents originating from canyon breaches or other mass-wasting processes. However, according to the seismic profiles, the Plio-Quaternary evolution of the two sets of canyons differed dramatically. The western canyons are mainly aggradational systems, with the progressive building of thick levees composed of sigmoidal shaly lateral accretion packages and the amalgamation of paleo-thalwegs infilled with coarse-grained deposits. In contrast, eastern canyons developed as by-passing conduits during the Plio-Quaternary. It is important to note that the present-day morphology of the eastern canyons was not caused by erosion of previous deposits, as described for other large canyons, but by the gradual building of 700-m-thick adjacent levee-like accumulations.

Here, both the spatial and temporal distribution of the tectonic activity is thought to have strongly constrained the building style of the canyons. More particularly, aggradational canyons have thick infillings consisting of several amalgamated units separated by erosive surfaces. This contribution could thus be of interest for both academia and industry as it helps understand the processes and factors controlling the formation of canyons and represents an unusual analogue model for potential reservoirs derived from continental slope processes.

© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Submarine canyons are the most common conduits for erosion-derived particles, organic matter and nutrients transported from land to the base of continental margins (Normark and Carlson, 2003; Shepard, 1981; Twichell and Roberts, 1982). Submarine erosion is thought to be the main process involved in canyon development (Baztan et al., 2005; Popescu et al., 2004; Twichell and Roberts, 1982) through (1) repeated and continuous action of gravity flows including debris flows,

turbidity currents linked to breaching of canyon heads or walls (Pratson and Coakley, 1996; Sultan et al., 2007) or flood events (hyperpycnal flows), (2) retrogressive erosion within the canyon heads related to the triggering of submarine landslides, and (3) up-and-down currents related to tides or internal waves, and cascading currents which are also now recognised to play a key role in local sea-floor erosion, in depositing substantial volumes of sandy particles and in maintaining thalweg morphology (Gaudin et al., 2006; Mulder et al., 2012; Trincardi et al., 2007).

Many authors have distinguished between submarine canyons based on their morphological/architectural characteristics, and submarine canyons are often divided into two groups, erosional and depositional canyons (Goff, 2001; Jobe et al., 2011). Erosional canyons

* Corresponding author at: Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, CNRS, Institut des Sciences de la Terre de Paris (iSTeP), 4 place Jussieu, 75005 Paris, France.

E-mail address: qsoulet@gmail.com (Q. Soulet).

deeply incise the continental shelf and are characterised by terraces and numerous failure scars, and are often associated with sand-prone continental slopes (Adams and Schlager, 2000). The main mechanisms involved in their development are thought to be erosive turbidity currents (linked to coarse-grained gravity flows) and mass-transport processes (Paull et al., 2013; Shepard, 1981). They are often associated with coastal mountain belts (Covault et al., 2011; Gervais et al., 2006) or large fluvial systems (Babonneau et al., 2002; Green and Uken, 2008; Shepard, 1981). Depositional canyons do not reach the shelf edge; they are more aggradational, often have a U-shaped cross section, smooth inner walls lacking terraces or slumps (Jobe et al., 2011). They are associated with mud-rich infilling originating from hemipelagic deposition, dilute turbidity currents and bottom currents. So, canyons classically interpreted as net-erosional environments may in fact develop under net depositional conditions (Straub and Mohrig, 2009; Zhu et al., 2010). Both erosive and aggradational canyons can be found in both passive and active margins and the factors which control their behaviour are still the subject of debate.

In the present study, based on bathymetry/backscatter data, chirp and seismic-reflection profiles collected within the framework of the MALISAR project, we investigated nine erosive and aggradational canyons built since the Messinian Salinity Crisis in the eastern part of the Ligurian margin (western Mediterranean). Here, the spatial and temporal distribution of the tectonics activity is thought to strongly constrain the building style of the canyons. More particularly, aggradational canyons have thick infillings consisting of several amalgamated units separated by erosive surfaces. This paper could thus interest both academia and

industry, as it helps understand the processes and factors controlling the formation of canyons and provides an unusual analogue model for potential reservoirs derived from continental-slope processes.

2. Geological setting

The Gulf of Genova (GOG) is located in the northernmost part of the Ligurian Sea (north-western Mediterranean), and extends between the cities of Imperia to the west and La Spezia to the east (Fig. 1). In its western part, it is bordered by the E-W trending Ligurian Alps, which in turn, are connected to the NW-SE Apennine chain by the Voltri Massif (Fig. 1).

2.1. Morphology of the margin

The western part of the Ligurian margin has been widely studied in the last three decades mostly because of the presence of the large Var Turbidite System (Migeon et al., 2006; Piper and Savoye, 1993; Savoye et al., 1993), the triggering of the so-called 1979 submarine landslide offshore Nice city airport (Dan et al., 2007; Genesseeux et al., 1980; Mulder et al., 1997), and the current activity of hyperpycnal flows (Mulder et al., 2001). The margin is characterised by a narrow continental shelf (2–3 km) and a steep continental slope (6–11°; Migeon et al., 2011). The latter is moulded by submarine canyons heading on the continental shelf at the mouth of mountain-supplied rivers and by numerous submarine scars (Migeon et al., 2011).

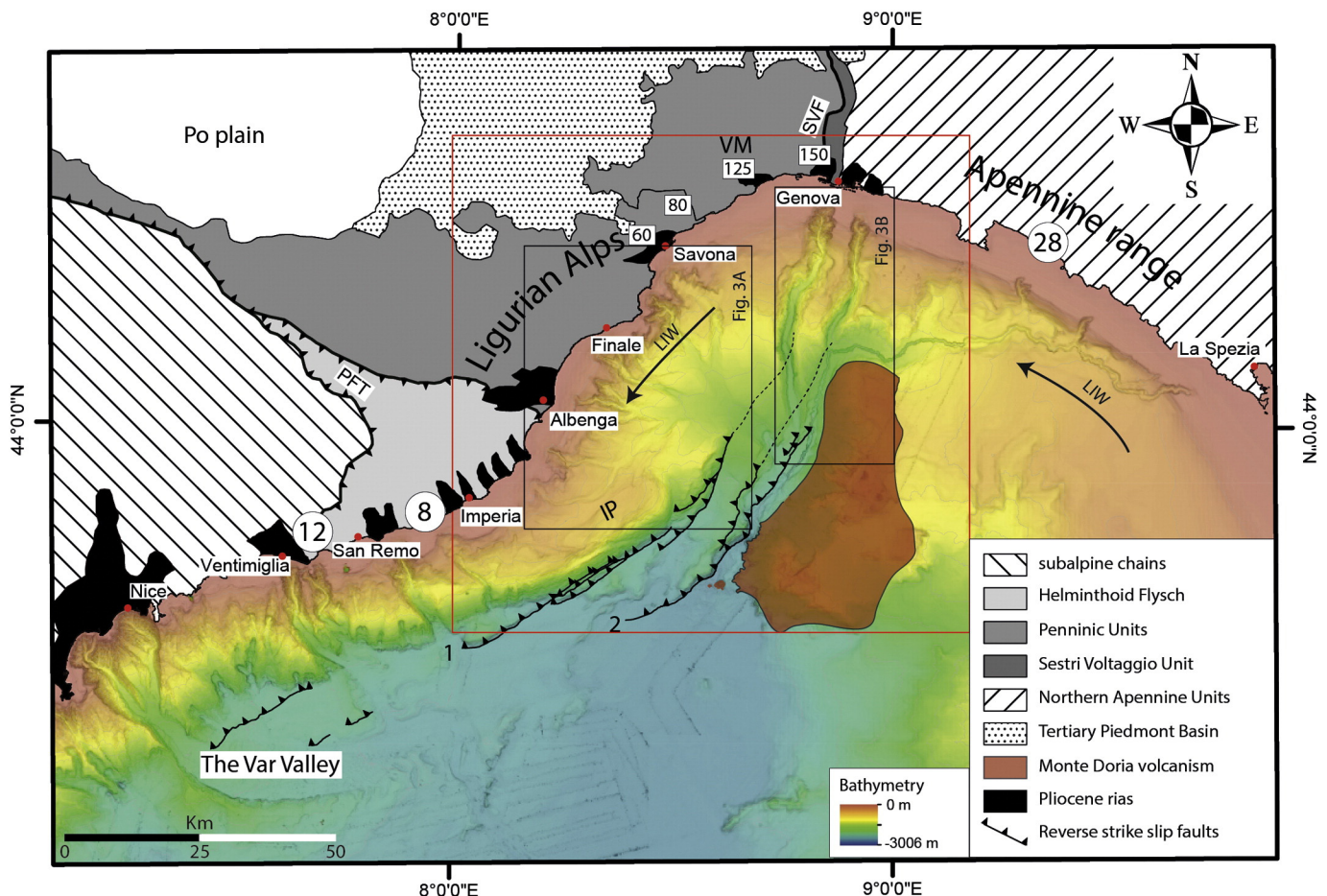


Fig. 1. Simplified tectonics map and shaded bathymetric map of the Ligurian margin collected during the MALISAR project. The red square shows the extent of the studied zone. Numbers in circles indicate terraces elevations formed 125 ky ago (Federici and Pappalardo, 2006). Numbers in squares indicate correlated terraces (probably Quaternary in age) elevation (Carobene and Firpo, 2002). VM: Voltri Massif; SVF: Sestri Voltaggio Fault; PFT: Penninic front thrust; IP: Imperia Promontory. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

The GOG is much less documented. Only a few studies have focused on the Plio-Quaternary tectonics inversion of the margin (Bigot-Cormier et al., 2004; Larroque et al., 2011; Sage et al., 2011) and on the recent triggering of submarine landslides (Corradi et al., 2001; Migeon et al., 2011). In addition to these gravity processes, the GOG margin is swept by the Levantine Intermediate Water (LIW; Millot and Taupier-Letage, 2005). The LIW is a warm (13–14 °C) and salty (29 kg/m³) water mass forming in the Levantine Basin (Eastern Mediterranean) through evaporation during summer and cooling during winter (Lascaratos et al., 1999). It enters the western Mediterranean through the Sicilian Channel then flows northward along the eastern Sardinia/Corsica margin, following the Corsica Trough, and enters within the Ligurian Basin. Here, the LIW flows at water depth of 300–800 m, in an east-west direction parallel to the Ligurian margin.

2.2. On-land drainage basins

The catchment parameters including area-altitude distribution, basement lithology, climate and drainage density, and their temporal evolution have a significant influence on particle transport and storage with implications for the entire source-to-sink system at both short and long time scales (Schumm, 1977; Somme et al., 2009). The Var River catchment is the largest catchment in the western Ligurian margin, covering an area of about 2,820 km². All on-land drainage basins are currently dominated by small mountain-supplied rivers which are subject to violent flash floods in autumn and spring (Migeon et al., 2006; Mulder et al., 1997, 2001). During such floods, the average water discharge of the Var river can increase tenfold and the suspended particle concentration can reach tens of kg/m³ (Mulder et al., 1998). In the eastern Ligurian margin, along the GOG segment, the catchments are much smaller, ranging from 50 to 150 km² on average (Table 1; Fig. 2). The La Centa river catchment is an exception with a surface area of more than 500 km² (Table 1, Fig. 2). “Drainage density” is defined in an on-land drainage basin by the total length of all streams and rivers divided by the total area of the drainage basin (Abrahams, 1984). The similarity of the “drainage density” parameters calculated for all the major on-land drainage basins in the GOG (Table 1) supports the climatic and lithological uniformity of the whole region.

2.3. Stratigraphy

The late Neogene of the whole Mediterranean Sea was strongly influenced by the Messinian Salinity Crisis (MSC, Clauzon et al., 2015; Lofi et al., 2011; Ryan, 2009). During the Messinian period, the tectonics in the area of the Betic-Rif arc reduced Atlantic inflows which, combined with a high rate of sea-water evaporation, caused a spectacular drop of at least 1,500 m in the base level of the Mediterranean Sea (Clauzon, 1973; Ryan and Cita, 1978; Savoye and Piper, 1991).

Offshore, the Messinian Salinity Crisis (MSC) has been identified through seismic markers which are recognised at the scale of the entire Mediterranean basin (Lofi et al., 2011; Gorini et al., 2015). On the continental slopes, truncations on top of pre-MSC formations enabled the characterisation of the Messinian Erosional Surface (MES, Lofi et al., 2011). This surface is commonly interpreted as the result of subaerial erosion, mainly driven by river action and retrogressive erosion (Loget and van den Driessche, 2006). The MES continues in the basin by a

bounding surface marking the base of MSC deposits named basal surface (when the contact is concordant) or basal erosive surface (BES, when erosion markers are clearly visible) (Lofi et al., 2011; Savoye and Piper, 1991). In the deep basins, the mobile unit is characterised by a transparent seismic facies affected by halokinesis. The upper unit is characterised by continuous or sub-continuous reflections with high amplitude and low frequency, interpreted by Gorini et al. (2015) as late lowstand to early transgressive unit characterised by evaporites in the deep basin and aggrading fluvial deposits infilling the Messinian valleys in a more proximal setting. Furthermore, the upper unit is topped by erosional truncations illustrating the rapid reflooding of the Mediterranean Sea (Gorini et al., 2015; Driussi et al., 2015; Geletti et al., 2014; Réhault, 1981) at the Messinian-Zanclean transition.

After the rapid reflooding (Garcia-Castellanos et al., 2009), Messinian lower valleys were transformed into rias rapidly infilled by prograding Gilbert-type deltas (Fig. 1; Clauzon, 1990; Clauzon and Rubino, 1992).

2.4. Tectonics setting

Along the Ligurian coast, the onshore domain includes the Ligurian Alps to the west and the Apennine Range to the east. They are separated by the Sestri-Voltaggio fault (S.V.F., Fig. 1), which marks the limit between the currently stable Alpine sector and the uplifting Apennine Range (Federici and Pappalardo, 2006).

During the late Eocene-early Oligocene, the WSW-ENE-trending Ligurian Alps reached their maximum shortening (Carrapa et al., 2003; Lorenz, 1984; Vanossi et al., 1984) followed by a kinematic change leading to the opening of the Liguro-Provençal Basin during the late Oligocene-early Miocene (Jolivet and Faccenna, 2000; Réhault et al., 1984). From the late Miocene to the present, the Ligurian area has been affected by a general uplift, thought to be due either to the Alpine compression and/or to gravitational spreading of the Alps towards the Ligurian Basin (Larroque et al., 2009; and references herein). Between the cities of Nice and Imperia, the uplift increases eastward (Chaumillon et al., 1994; Clauzon et al., 1996). From the present-day elevation of the basal Pliocene shales and Gilbert-type deltas, the uplift is estimated to have been about 500 m near the city of Ventimiglia since the end of the Messinian (Bigot-Cormier et al., 2004; Foeken et al., 2003). Between Ventimiglia and Imperia, the combined detrital apatite (U-Th)/He and fission track thermochronometry suggest an uplift of 1 mm/yr prior to the early Pliocene followed by a reduced uplift rate of 0.1 mm/yr after that date (Foeken et al., 2003). This estimated uplift is confirmed by marine Pliocene deposits outcropping at a mean elevation of 400 m in the region of Albenga (Clauzon et al., 1996) and by 125 kyr marine terraces (Federici and Pappalardo, 2006). From Savona to Genova, Carobene and Firpo (2002) identified three levels of Plio-Quaternary marine terraces regularly increasing in elevation eastwards, up to 400 m above the mean sea level. Geomorphological studies conducted from Savona to Genova illustrate changes in the drainage networks consistent with increasing uplift to the east (Ferraris et al., 2012).

At sea, the uplift is responsible for a tectonics inversion of the margin revealed by a network of north-dipping thrusts emerging at the foot of the Ligurian margin (1 in Fig. 1, after Larroque et al., 2011). The uplift also caused the formation of the 40-km-long Imperia Promontory (I.P. in Fig. 1) which has been elevated by about 1,600 m since the early

Table 1

Morphological and lithological parameters of the onland catchments associated with the submarine canyons analysed in this study.

Canyon	Merula	Laigueglia	Centa	Pora	Noli	Sansobbia	Polcevera	Bisagno
Shelf width (Km)	4.2	4.7	3.5	2.5	1	3.5	4.5	3.5
Catchment area onland (km ²)	49	19	575.5	140	22	134.4	173	113
Lithology onland	Flyschs	Flyschs	Flyschs	Metagranophyres	Pelitic schists	Metagranophyres	Arenaceous turbidites & ophiolites	Arenaceous turbidites
Drainage density onland	1.4	1.1	1.0	0.5	0.8	1.4	1.4	1.3

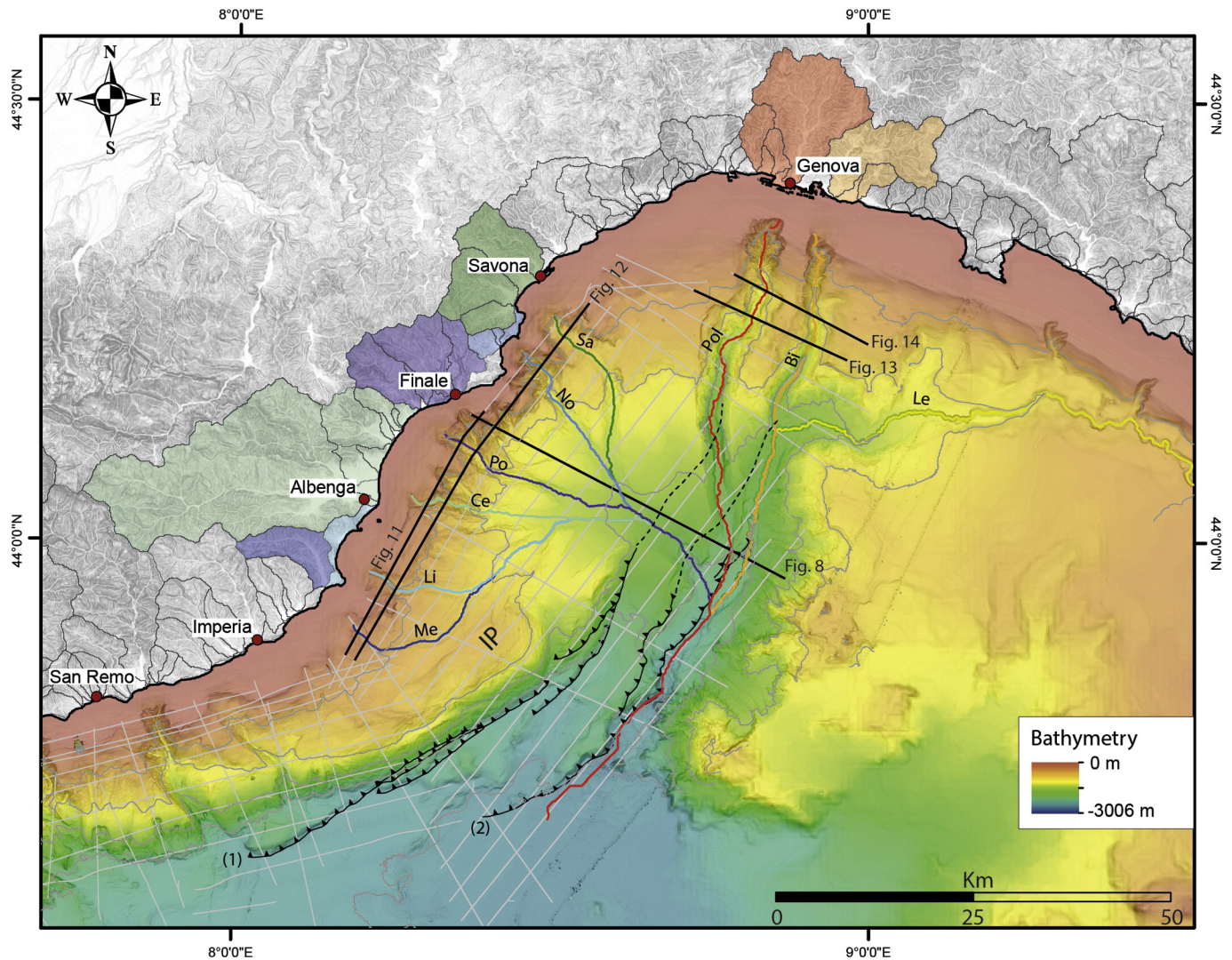


Fig. 2. Shaded topographic map with the drainage basins drawn in grey. Drainage basins are grouped and coloured according to the canyon to which they are connected. Shaded bathymetric map of the Gulf of Genova collected during the MALISAR project with contour lines drawn in dark grey every 500 m. The grey lines represent the seismic lines available. The main canyons are Me: Merula; Li: Laigueglia; Ce: Centa; Po: Pora; No: Noli; Sa: Sansobbia; Pol: Polcevera; Bi: Bisagno; Le: Levante. Location of Figs. 7, 10, 11, 12, 13 and 14 is also shown. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Pliocene (Larroque et al., 2011) and the creation of smaller ridges (2 in Fig. 1) in front of the Imperia Promontory blocked against the Monte Doria volcanic massif. In the deep basin, the Plio-Quaternary subsidence has been estimated at about 800 m due to thermal flexure and water loading (Savoye and Piper, 1991).

Onshore-offshore tectonics is thus complex. To summarize, both the Imperia and Genova areas experienced the highest uplift rates since the Pliocene, leading to a local westward tilting of the margin between Nice and Imperia, a local eastward tilting of the margin between Imperia and Savona, and a local westward tilting of the margin between Savona and Genova (Larroque et al., 2011; Sage et al., 2011).

3. Methods and data

The Ligurian margin was investigated during the Malisar1-2-3 campaigns in 2006, 2007 and 2008, which revealed the margin physiography between the cities of Nice (France) and Genova (Italy). Bathymetric surveys and backscatter data were collected over the whole margin at a depth of between 100 and 2,500 m in the water using the SIMRAD EM300 multibeam system. Raw data were processed and merged to build a digital terrain model (DTM) with a spatial resolution of 25 m

(Fig. 1 and others). This DTM enabled morphostructural analysis of the study area (Figs. 3, 4 and 5).

Near surface sediments were imaged using a hull-mounted 3.5 kHz profiler with 50 to 100 m sub-bottom penetration. Seven echo-types were distinguished by their reflection features including acoustic penetration and the continuity of the reflectors. The echo-types were attributed to three main classes (Table 2) and interpreted in term of sedimentary processes as already done in other areas (Damuth, 1980; Gaullier and Bellaiche, 1998; Zaragosi et al., 2001 among many others). Backscatter data were also used to interpolate boundaries of echo-types between track lines (Fig. 6). Side-scan sonar images and 3.5 kHz echosounder profiles were collected using the deep-towed SAR (Système Acoustique Remorqué) system developed by Ifremer for very high-resolution investigations of seafloor texture and micromorphology for water depths ranging from 200 to 6000 m. The SAR is towed about 80–100 m above the seafloor, at an average speed of 1 ms^{-1} (2 knots). The side-scan sonar works with a frequency of 170–190 kHz. The system provides a 1500-m wide swath of the seafloor with a spatial resolution of 25 cm, and 3.5 kHz profiles with a vertical resolution of about 80 cm. The internal architecture of the continental slope deposits and canyons was analysed using seismic-reflection profiles at different

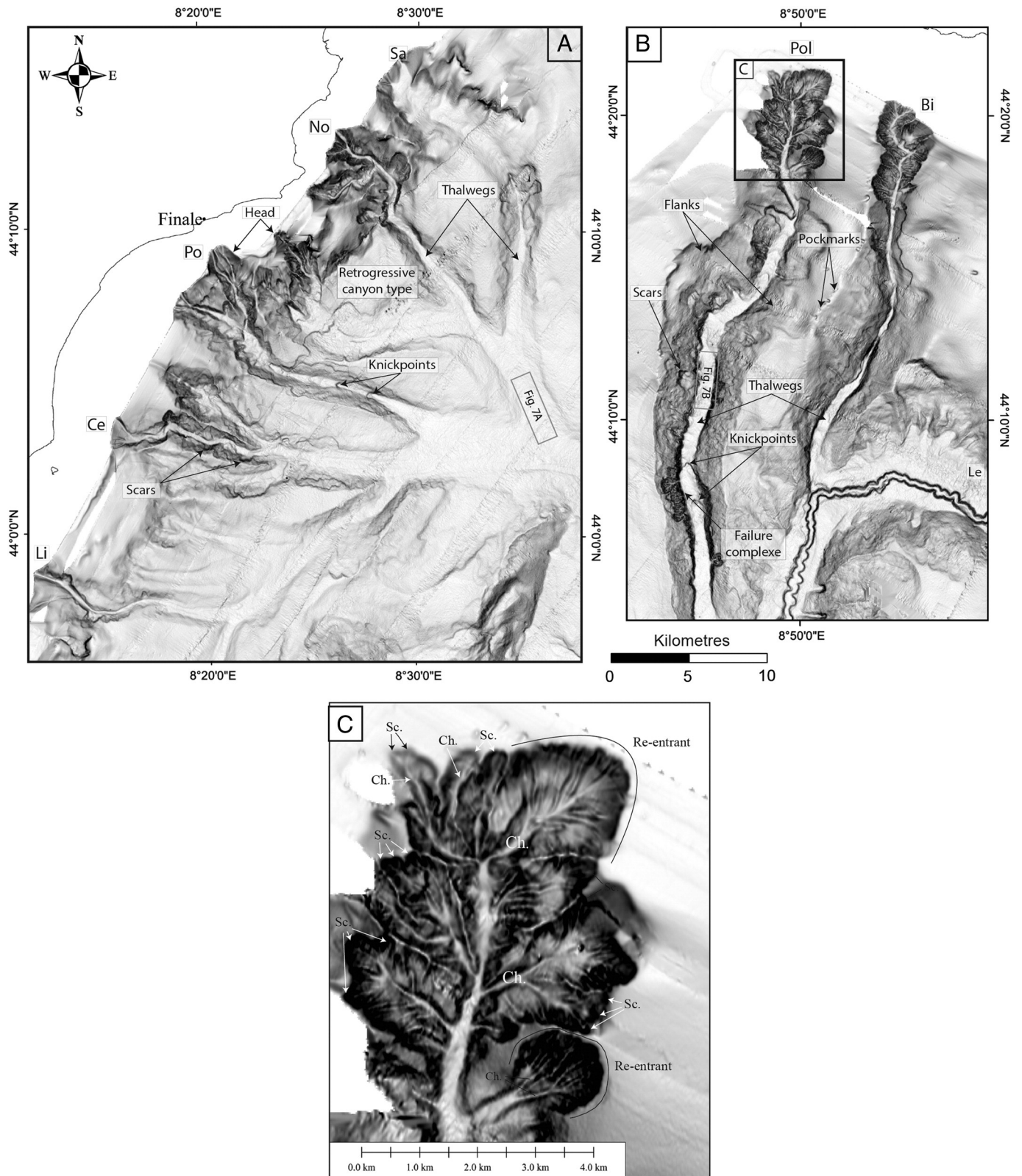


Fig. 3. Shaded bathymetric maps illustrating the morphology of the western and eastern segment canyons and the location and distributions of major bathymetric features. Map locations shown in Fig. 1. Panel C is a close-up view of the head of the Polcevera Canyon, showing abundant failure-related scars (Sc.) and chutes (Ch.).

resolutions collected using respectively, a 300-m long, 24-channel streamer and two mini-GI air guns (one 75/75 ci and one 40/40 ci), and a 450-m long 72-channel streamer and six mini-GI air guns (three 25/25 ci and three 15/15 ci). Seismic profiles were combined in a

database and interpreted using Kingdom Suites Software. Average velocity values used to compute seismic grids were synthesized from deep-drill sonic diagraphy and refraction velocity analysis (Gailler et al., 2009; Mauffret et al., 1992; Pascal et al., 1993).

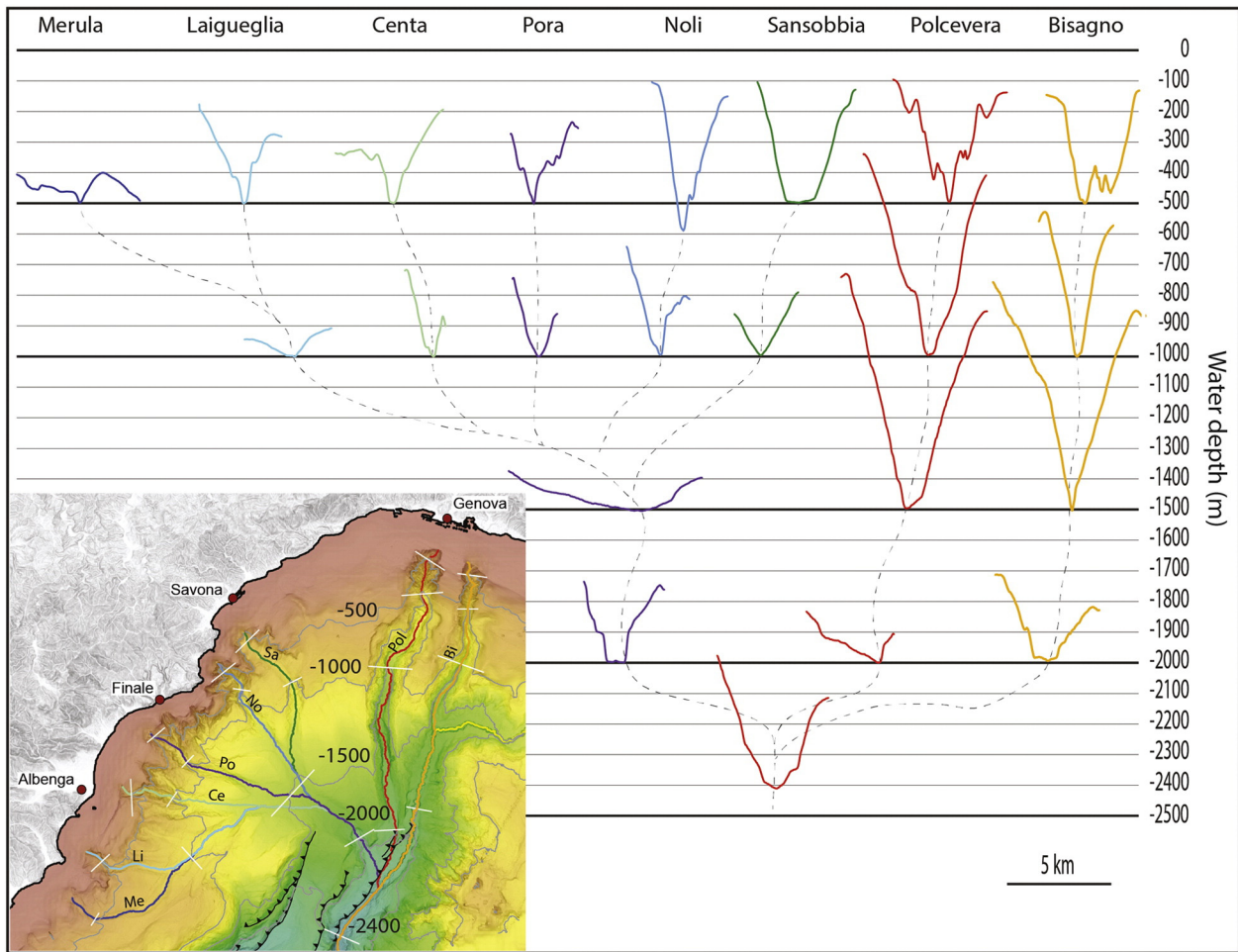


Fig. 4. Cross-section bathymetric profiles collected along the canyons of the western and eastern segments of the GOG and illustrating the U- or V-shape profiles and deepness of canyons. Location of cross-section profiles is shown on the map.

4. Messinian and post Messinian architecture of the Gulf of Genoa margin

To better constrain and understand some of the factors that might have controlled both the location and evolution of the present-day canyons described in the following paragraphs, several geological markers were first mapped to reconstruct the post-Messinian GOG margin settings.

For the Messinian period, in the western part of the GOG, the Messinian Erosional Surface was mapped on the upper continental slope. It can be identified as a widespread erosional surface or an angular unconformity above pre-MSC deposits (Fig. 7). Eight Messinian paleo-valleys formed during the MSC were identified (Fig. 8), most being located in front of Pliocene rias recognised onshore (Clauzon, 1990; Clauzon and Rubino, 1992). These paleo-valleys are 3 km wide and 400 m deep (Figs. 10 and 11). In the GOG deep basin, MSC deposits correspond to evaporites (mobile unit and upper unit). A velocity of 3.500 m/s for the upper unit (UU) (after Lofi et al., 2011) and 2.000 m/s for Plio-Quaternary deposits (after Recq et al., 1979; Rollet et al., 2002) were used to compute depth maps. The top of the mobile unit (MU) was identified between 2.100 m and 2.600 m below the seafloor (Fig. 8). The MU was not found on the northern and southern-western flanks of the Imperia Promontory but it is present in its eastern termination (Fig. 8), suggesting that it was partly built during deposition of the MU. The halokinesis activity associated with the MU is low, characterised by small diapirs less than 100 m in height and no major growth faults (Fig. 8). Therefore, the 800 m separating the top and the base of the Imperia Promontory (IP in Fig. 1) account for a significant

relative uplift. The blind faults located in continuity of the Ligurian thrust system (1 and 2, Fig. 2) deformed a part of the Plio-Quaternary deposits (Fig. 7). They contributed to the uplift of the western part and the north of the eastern part of the GOG (Fig. 9).

In the eastern part of the GOG, the Messinian paleo-valleys were more difficult to identify because the basal erosional surface (BES) is masked by the UU at some locations. Two paleo-valleys were identified but with some uncertainties as to their distal parts (Fig. 8). Nevertheless, their shape, width and depth are similar to those described above in the western part. The MU seismic facies differ from the western part of the GOG as bedded reflections are present within the transparent facies (Fig. 7). This local feature was interpreted as the intercalation of detrital deposits inside halite deposits. This interpretation is justified by the absence of halokinetic deformations in this sector, since halite deposits are reinforced and cannot glide (Figs. 7 and 8). In addition, the MU seismic facies becomes more transparent when approaching the deep basin. This feature is associated with strong halokinetic activity with occurrence of salt diapirs reaching 1.000 m in height in the deep basin (Fig. 8).

In the western part of the GOG, the Pliocene-Quaternary isopach map shows about 800 m of Plio-Quaternary deposits (Figs. 7 and 9) trapped on the continental slope, which we interpreted as a ponded basin trending parallel to the margin. The transition at the base of the Pliocene between the upper continental slope and the ponded basin is marked by an abrupt decrease in the slope angle of 4.1° to the west and 7.8° to the east. The ponded-basin infilling consists of continuous reflections interrupted by rare chaotic-to-transparent lens-shaped bodies interpreted as mass-transport deposits (MTDs; Fig. 7). Localized 1.000-m thick patches mimic the edges of the present-day canyons

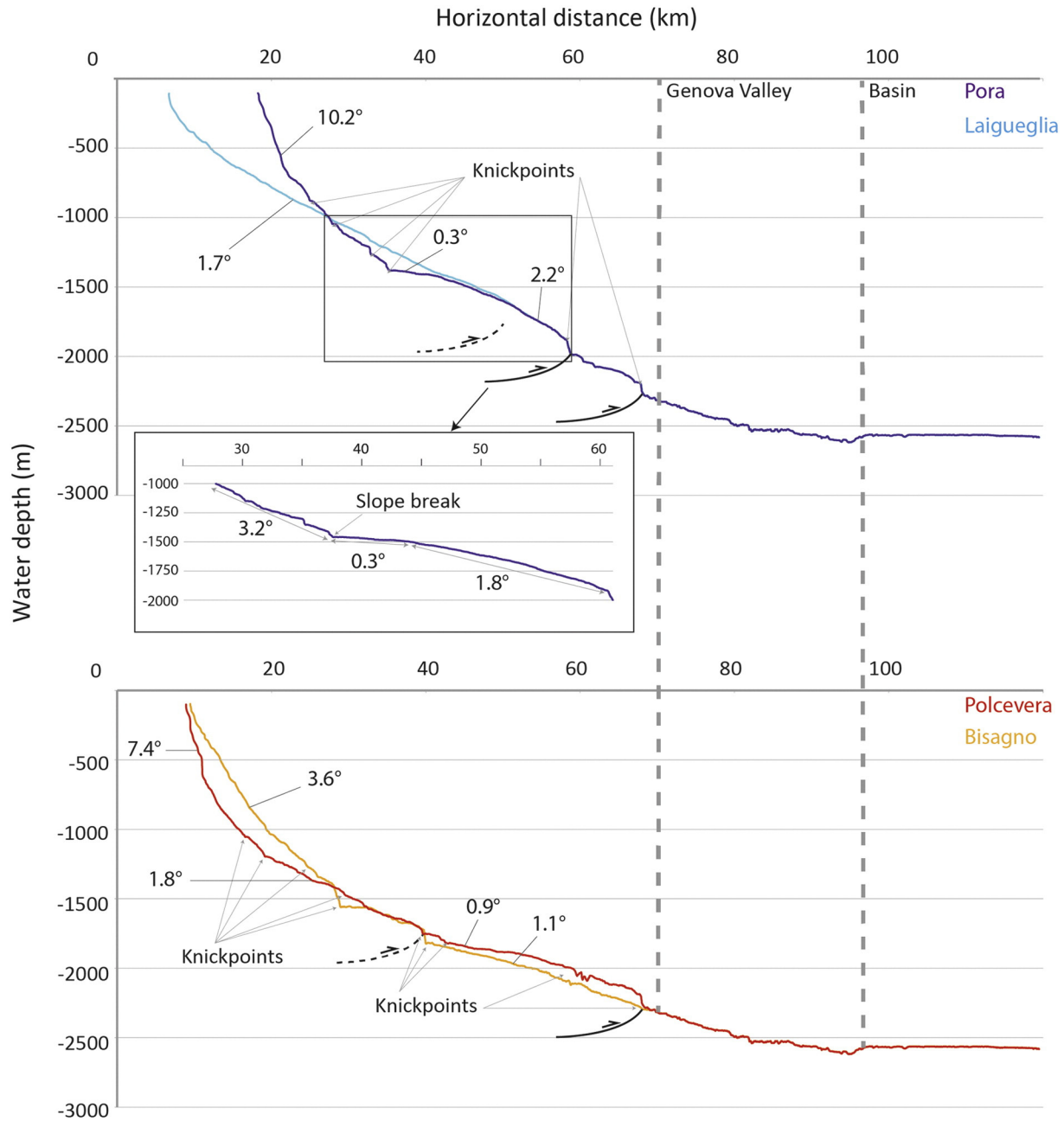


Fig. 5. Representative longitudinal bathymetric profiles generated along two canyons of the western and eastern segments of the GOG. Location of major knickpoints and thrusts is also shown. Canyon location is shown in Fig. 2.

(Fig. 9). The IP and the Ligurian thrust system strongly influenced the sedimentary evolution of the western part of the GOG by isolating and uplifting this ponded basin from the deep basin (Figs. 7 and 8). This point will be discussed later.

5. Characteristics of the canyons along the north-eastern Ligurian margin

Between the cities of Imperia and La Spezia, one of the most striking features shaping the margin of the GOG is a canyon system, composed of nine canyons coalescing into the Genova Valley to the south (Fig. 1). From west to east, they are the Merula, Laigueglia, Centa, Pora, Noli, Sansobbia, Polcevera, Bisagno and Levante canyons (Fig. 2). Combining observations from bathymetric data, chirp and seismic-reflection profiles allowed us to distinguish two set of canyons. Based on the morphology, size, and building evolution of each canyon since the Pliocene,

we divided the GOG canyon system into a western segment between the cities of Imperia and Savona, and an eastern segment around the city of Genova (Fig. 2). The differences and formation mechanisms of both sets of canyons are next discussed against the background of the GOG canyon system.

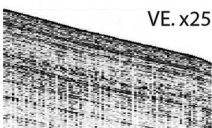
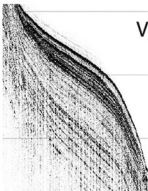
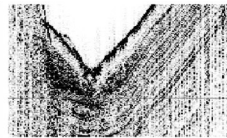
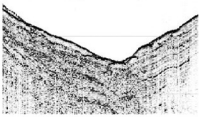
5.1. Western segment

5.1.1. Planform pattern

The western GOG segment is characterised by a large submarine drainage system composed of six major canyons (Merula, Laigueglia, Centa, Pora, Noli, and Sansobbia). They coalesce at mid slope between 1.400 m and 1.500 m water depth, east of the Imperia Promontory, to form a single conduit joining the Genova Submarine Valley at about 2.000 m water depth (Fig. 2). The coalescent area of canyons matches the position of the ponded basin (Fig. 9). Because their heads lie on

Table 2

Echofacies classification based on previous works by Damuth (1980), Gaullier and Bellaiche (1998), Zaragosi et al. (2001) among many others.

Class	Echofacies	Description	Interpretation
I. Distinct	I.A 	Sharp continuous with numerous parallel sub bottoms	Hemipelagic sedimentation and/or dilutated turbidity currents
	I.B 	Mounded morphology with sub parallel convex-up reflectors	Contourites
II. Indistinct	II.A 	Irregular overlapping hyperbolae with vertices tangent to the sea floor	Coarse deposits and/or erosion
	II.B 	Very prolonged with no sub bottoms	Occurrence of thick Coarse bedded sediment
III. Hyperbolae	III.A 	Irregular overlapping hyperbolae with discontinuous or non conformable sub bottoms	Mass transport deposit
	III.B 	Irregular overlapping hyperbolae with sub bottoms	Slide/Slump
	III.C 	Irregular overlapping hyperbolae with varying vertex elevations and no-conformable sub-bottoms	Irregular end/or steep sea floor Relief

the continental shelf, close to the coastline at an average water depth of 100 m (Fig. 3), the canyons were probably connected to catchment basins during periods of low sea level (Fig. 2, Table 1). In this paper, we focus only on these major canyons although the continental slope is also eroded by additional smaller canyons, with a smoother topography and whose heads do not reach the shelf break (Fig. 3).

The Centa, Pora and Noli canyons display the most prominent topography of the western segment (Figs. 3 and 4). They are about 25 km long. They widen from about 1 km to 3 km downstream while their incision depth remains mostly constant at 150–200 m (Fig. 4). Down to 700–800 m water depth, their inner flanks are steep (20–25°) and marked by numerous failure scars (Fig. 3), 0.2–1 km wide and 30–150 m deep. The number of failure scars decreases downstream as the slopes of the inner flanks decrease gently to 10° or less. Between 1.030 m and 1.380 m water depth, the Pora thalweg exhibits step-like structures (Fig. 3), whose height increases from 30 m to 50 m downstream. These structures are semi-circular in shape and convex up dip; they are interpreted as knickpoints. The canyons are mainly straight and perpendicular to the direction of the margin (Figs. 2 and 3). To the west, the Merula and Laigueglia canyons are 13 and 30 km long, respectively. Downstream, they widen from 500 m to 1 km and deepen from 50 m to 100 m (Fig. 4). They are initially perpendicular to the

margin trending, then coalesce at 850 m water depth and make a sharp bend to the northeast against the Imperia Promontory, then trend parallel to the margin (Fig. 2). To the east, the Sansobbia canyon is 20 km long. Downstream, it narrows from 3 km to 2 km while its incision depth decreases from 300 to 50 m (Fig. 4). The canyon is perpendicular to the margin in its upper part and then shifts towards the south to become oblique to the margin (Fig. 2).

Cross-section bathymetric profiles of Centa, Pora and Noli canyons reveal a rapid change from V-shaped to U-shaped at 1.500 m water depth, i.e. where the canyons coalesce (Fig. 4). The Merula and Laigueglia canyons exhibit the same pattern where they meet and change orientation at about 1.000 m water depth (Fig. 4). The cross-section of the Sansobbia canyon changes from U-shaped in its upper part to V-shaped section at 1.000 m water depth, then returns to a U-shape at 1.500 m water depth, like the five other canyons (Fig. 4).

The western canyons have a concave-up profile for their first 10–15 km, until their coalescence area at 1.400–1.500 m water depth, as shown in Fig. 5 for Pora and Laigueglia canyons. The angle of the slope ranges from 4° to 10°. In the Pora, Noli and Sansobbia canyons, the concave-up profile is characterised by knickpoints (Figs. 3 and 5), indicating a disruption in the slope-equilibrium profile which can be explained by either tectonics deformation or lithological changes in the thalweg

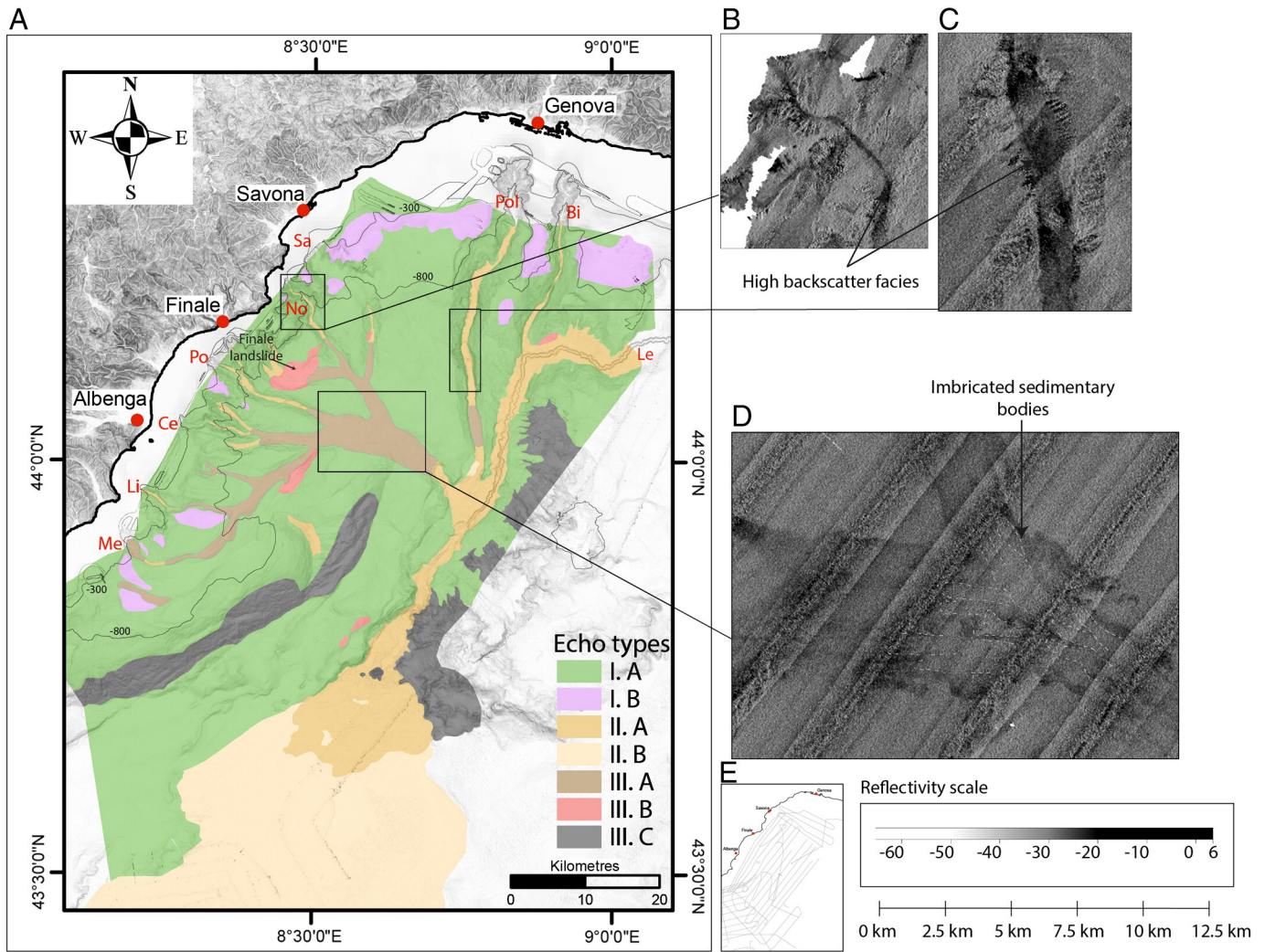


Fig. 6. Panel A: map of echofacies distribution in the study area. Description and interpretation of echofacies are shown in Table 2. Canyon-name abbreviations as in Fig. 2. Panels B, C, D: backscatter images illustrating canyon floor features at three locations. Panel E: track lines of chirp profiles.

(Mitchell, 2006). The Laigueglia and Merula canyons display a poorly-developed concave-up profile in their first 3–5 km, then a more linear profile with a constant slope angle of 1–2° slowly decreasing to less than 1° as they approach the coalescent area with the four above mentioned canyons (Fig. 5). In the Centa, Pora, Noli and Sansobbia canyons, the coalescent area is characterised by an abrupt change to a linear profile and a sharp decrease in the slope angle to less than 0.3° (Fig. 5). The angle of the linear part is less than 1° and extends over less than 20 km (Fig. 5). In all six canyons, the coalescent point also coincides with a change from a V-shaped to a U-shaped cross section (Figs. 4 and 5). Close to the transition with the Genova valley (Fig. 5), the slope angle increases to 2.2°, giving the single conduit a convex-up profile. Here, there are two 50-m high knickpoints whose location fits the thrust-related ridges (Figs. 2 and 5).

The Imperia Promontory is marked by an incision, oblique to the general north-east/south-west trend. This 300-m deep and 10-km long incision was first identified by Larroque et al. (2011) and interpreted as a paleo-canyon, currently disconnected from the active canyon network.

5.1.2. Echo-type distribution

Five echo types were identified in the western segment of the GOG margin. The continental slope is mainly dominated by the echo-type I.A located in canyon interflutes. Both the location and the acoustic facies of echo-type I.A suggest a deposition by overflowing diluted

turbidity currents (Damuth, 1980; Pratson and Laine, 1989) and/or hemipelagic deposits (Gaullier and Bellaiche, 1998). The upper continental slope exhibits the echo-type I.B composed of lenticular bodies with inner up-slope migrating reflections we interpreted as plastered drifts (Stow et al., 2002; Rebesco et al., 2014). Contourite deposits range from 400 to 800 m water depth (Fig. 6) and are assumed to result from the activity of the Levantine Intermediate Water (Millot and Taupier-Letage, 2005). The continental slope is also affected by submarine-landsliding processes (echo-type III.B) including the *Finale* landslide previously described in Migeon et al. (2011).

In their proximal parts, the canyon thalwegs are characterised by echo-type II.A together with a high-backscatter facies (Fig. 6B) except for Sansobbia canyon. This echo-type is thought to characterise erosional truncations and/or coarse-grained deposits infilling the thalwegs (Mouchot et al., 2010). A small patch of echo-type II.A is also present on the flank of the IP (Fig. 6). Together with its canyon-like morphology observed on the bathymetry, we attributed this feature to an abandoned canyon. In their distal part, canyon thalwegs display the transparent echo-type III.A which attests to the predominance of mass-wasting processes (Damuth, 1980). This interpretation is confirmed by both the backscatter image since imbricated elongated sedimentary bodies are deposited at the coalescent point of western canyons (Fig. 6D), and by cores collected within the Centa, Pora and Noli canyons (Samalens et al., 2016). In addition, the SAR side-scan sonar images and the 3.5 kHz profiles revealed the presence of transparent bodies, about 10-m thick,

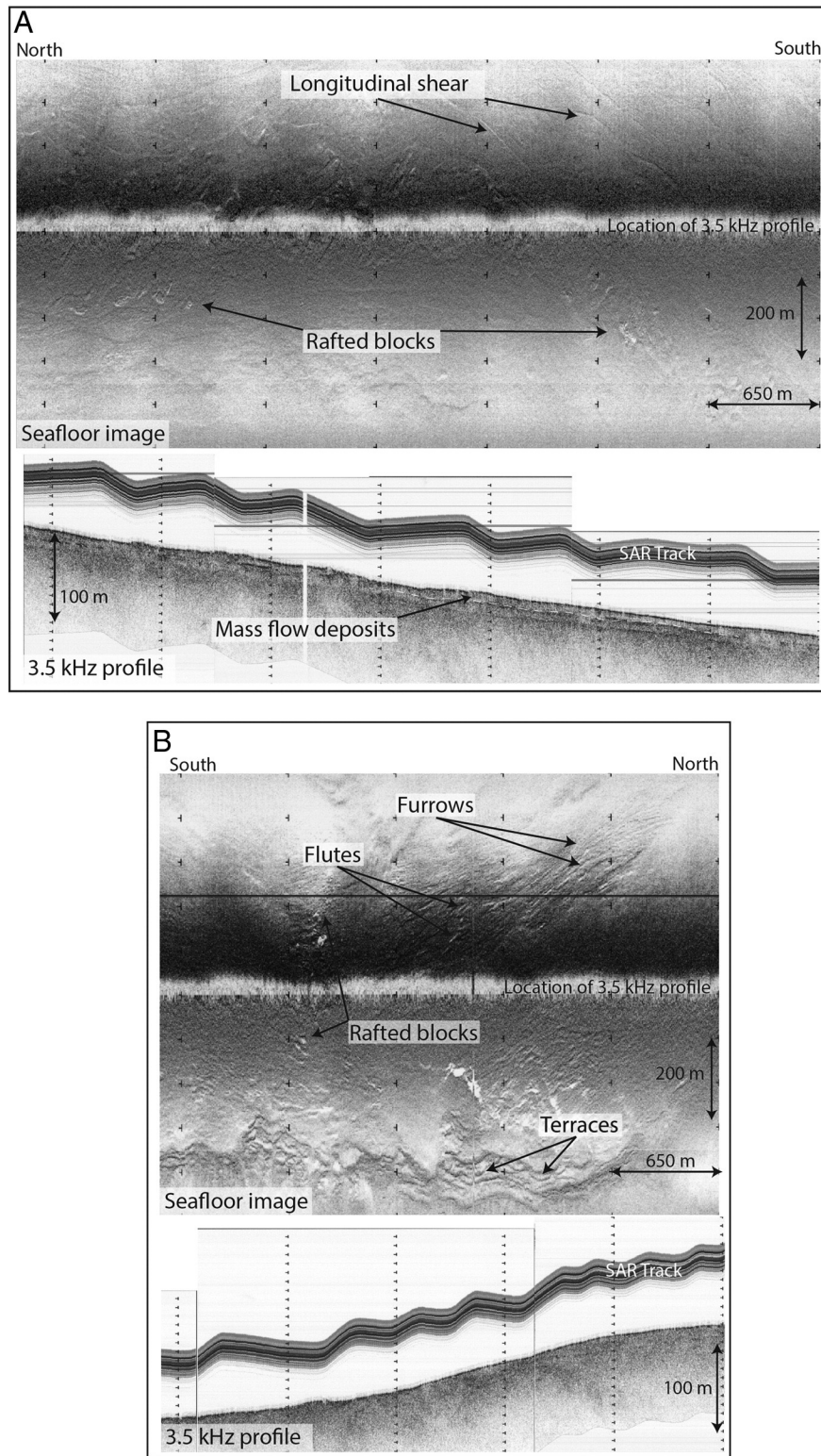


Fig. 7. Side-scan sonar images and associated 3.5 kHz profiles collected (A) at the emplacement of the ponded basin in the western segment of the GOG, and (B) within the Polcevera canyon in the eastern segment of the GOG. In both areas, sedimentary structures are still clearly visible and well-developed at the seafloor suggesting for recent sedimentary processes. See Fig. 3 for images location.

at the seafloor with rafted blocks and longitudinal shear features (Fig. 7A) which are typical of mass-flow processes (Masson et al., 1993). Because of the very high frequency of the acoustic signal of the SAR, the presence of such well-developed features at the seafloor suggests a recent emplacement of mass flows. The transition between echo-type

II.A and III.A matches the transition from V- to U-shaped cross section (Fig. 4). It also correlates with a decreasing slope angle from 4° to less than 1° at the bench on top of the IP (Fig. 6A). In addition, the echo-type transition reveals a change in sedimentary processes occurring downstream in each canyon thalweg (Fig. 6).

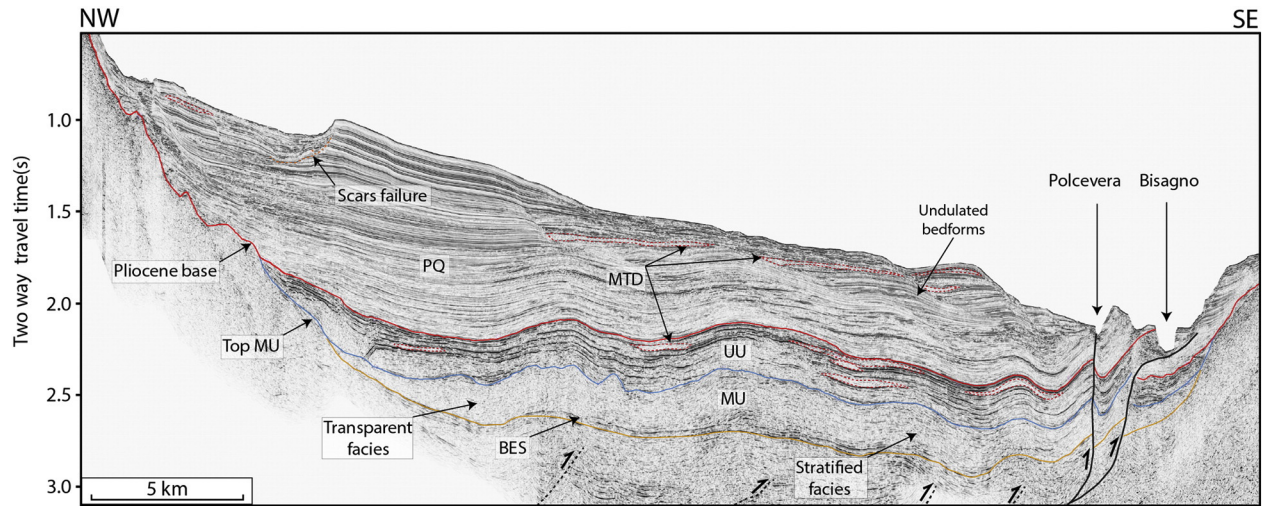


Fig. 8. Seismic profile collected perpendicularly to the slope showing Messinian and Plio-Quaternary units. BES: basal erosional surface; MU: mobile unit; UU: upper unit; PQ: Plio-Quaternary; MTD: mass transport deposits.

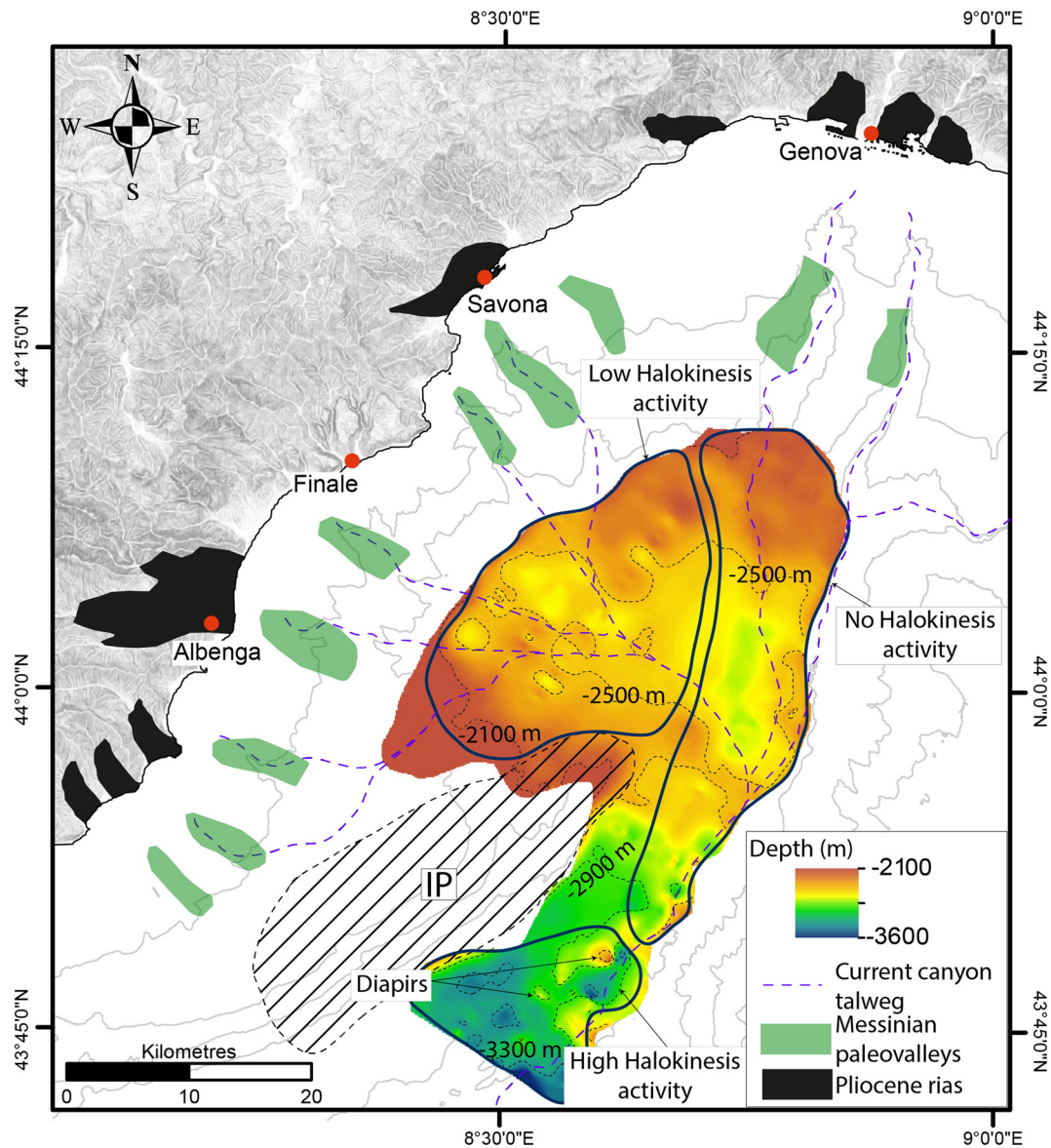


Fig. 9. Depth map of the top of the Messinian Mobile Unit (MU). Sectors of different salt tectonic activity are circled in black. IP: Imperia Promontory.

5.1.3. Seismic architecture of the western canyons

The western canyons are Plio-Quaternary in age. They were all built within large pre-existing Messinian paleo-valleys (Figs. 11 and 12). The Plio-Quaternary isopach map shows that the canyon-thalweg infillings are 500 to 800 m thick (Fig. 9).

At the scale of the Plio-Quaternary, canyon architecture consists of two main seismic facies:

- 1) High-amplitude reflections (HARs, sensu Flood et al., 1991) are localized in the thalweg of the canyons. They are locally flat or organised in shingled reflections of 10 ms TWT (10 m) thick and from 300 m to 600 m wide (Figs. 11 and 12). Similar facies have been previously described in canyons in Equatorial Guinea (Jobe et al., 2011) and have been interpreted as coarse-grained deposits. HARs are packages infilling concave erosional surfaces 1 km wide and 60 ms TWT (60 m) thick (Figs. 11 and 12). The top of each HAR package is eroded by the following erosional surface, making a continuous connection between each package from the Pliocene base to the seafloor (Figs. 11 and 12);
- 2) Low-amplitude, parallel and continuous reflections are located on both sides of each HAR package. They are organised in sigmoidal wedges which get thinner away from the HARs (Figs. 11 and 12) and finally pinch-out (Fig. 11). They have a mean width of 8 km and a thickness of 150 ms TWT (150 m) to 250 ms TWT (250 m) (Figs. 11 and 12). These packages are locally affected by truncations that mimic spoon-shaped failure scars (Figs. 11 and 12).

Some reflectors are continuous between the HAR packages and the lateral wedges, suggesting synchronous processes in the thalwegs and on their sides (Figs. 11 and 12). The two seismic facies are associated in aggrading sequences (Figs. 11 and 12) in which the thickness of the well-bedded reflections is usually greater than that of the HARs. In the Merula, Laigueglia, Centa and Pora canyons, this aggradation is combined together with lateral migration of the canyon axis to the NE (Figs. 11 and 12). The Noli and Sansobbia canyons differ from this scheme as their thalweg infilling is thinner (about 200 m) and consists of parallel to sub-parallel reflectors of high and low amplitude with no erosional surfaces (Fig. 12).

5.2. Eastern segment

5.2.1. Planform pattern

The eastern segment is dominated by the two largest canyons of the Ligurian margin: the Polcevera and Bisagno canyons (Figs. 2 and 3). They are straight and perpendicular to the margin following a N-S trend (Fig. 3). They coalesce at about 1.950 m water depth to form the Genova Valley. Coming from the east, the Levante canyon follows a well-developed meandering pattern along its whole pathway. It is mostly oriented parallel to the margin until it cannibalizes the base of the Bisagno canyon at 1.700 m water depth and follows a N-S trend (Figs. 2 and 3).

The Polcevera and Bisagno canyons are about 60 km long (Figs. 2 and 3). Their heads are 3–4 km wide and they incise the continental shelf over a distance of about 2 km. Their heads exhibit 100 to 150 semi-circular failure scars, 300 m wide and 20 m deep on average (Fig. 3) as described in most canyon heads of the western Ligurian margin (Migeon et al., 2011). Each scar corresponds to a volume of remobilized sediments from 10^3 to less than 10^6 m³. Each scar forms the head of an erosive conduit, a chute, which extends downslope until reaching the canyon thalwegs (Fig. 3). Scars are either isolated or tens of scars occur together within larger semi-circular re-entrant-like structures 500–1600-m wide (Fig. 3), as already described offshore the Var river (Kelner et al., 2016; Migeon et al., 2012). In each re-entrant, chutes converge and merge downslope, giving the re-entrant a dendritic planform (Fig. 3). Like the western canyons, the eastern ones were probably connected to on-land catchment basins during low sea levels (Figs. 2 and 3, Table 1). Downstream, the two canyons widen from 3 km to 5 km and

their mean incision depth is about 500 m (Figs. 3 and 5). The width of the Polcevera thalweg increases gradually from 100 m to 1.000 m up to 1.000 m water depth while the Bisagno thalweg remains narrow (100 m wide) up to 1.500 m water depth where it widens abruptly to 500 m (Fig. 3). Both canyons have steep walls (20–25°) affected by failure complexes, 1 km wide and 100 m deep (Fig. 3). Each complex consists of up to 50 amalgamated small-scale scars and represents a remobilised volume of 10^8 m³ (Fig. 3). In cross-section, the canyons have a V-shaped profile (Fig. 5). Their longitudinal profile has a concave-up morphology for the first 20 km, which then becomes more linear (Fig. 5). Step-like morphologies up to 50-m high affect the floor of both canyons. They were interpreted as knickpoints and are slightly more abundant in the Polcevera than in the Bisagno canyon (Fig. 3). Sub-circular depressions interpreted as pockmarks can be seen on the interfluvial separating the two canyons at between 700 m and 300 m water depth.

The Genova Valley extends over 21 km to a water depth of 2.600 m. It is 5 km wide and 500 m deep on average. It is bordered on the left-hand side by the Monte Doria volcanic massif and on the right-hand side by compression ridges (Fig. 2). The cross section of the valley is U-shaped. Locally, the valley floor is over-incised by a straight channel 500 m wide and 50 m deep (Fig. 2).

5.2.2. Echo-type distribution

Four echo types were distinguished in the eastern canyons (Fig. 6). The echo-type distribution is the same in the eastern and western canyons, except for the canyon thalwegs. The Polcevera and Bisagno canyons and Genova Valley are dominated by echo-type II.A, suggesting erosion and/or deposition of coarse-grained material. This interpretation is supported by the high-backscatter acoustic facies which also characterise the canyon/valley floor (Fig. 6D), and the SAR data showing well-developed furrows and flute-like features at the seafloor (Fig. 7B), suggesting recent erosion by turbulent flows. Only a short section of the Polcevera canyon displays echo-type IIIA (Fig. 6) interpreted as a local accumulation of mass-flow deposits. This specific section is located downstream from the knickpoints and correlates with a decrease in the slope angle of the canyon floor (Fig. 5).

5.2.3. Seismic architecture

Unlike the western canyons, the Polcevera and Bisagno canyons have no well-developed superimposed HAR packages. HARs exist within the Polcevera thalweg but they are only 150 ms thick (Figs. 13 and 14). They are absent or too thin to be observed within the present-day Bisagno canyon (Figs. 13 and 14). A lens-shape HAR package, 50 ms thick, is located at depth west of the present-day Bisagno thalweg (Figs. 13 and 14) and could highlight a very first stage of the canyon activity. The Plio-Quaternary isopach map also shows almost no deposition along the thalweg axis except in the northernmost part of the Bisagno canyon and in the distal part of the Polcevera canyon (Fig. 10).

From the base of the Plio-Quaternary unit, both sides of each canyon consist of accumulations with sigmoidal wedges consisting of well-layered and continuous inclined reflectors (Figs. 13 and 14). Their lateral extension is about 7 km and their maximum thickness is 800 m (Figs. 13 and 14). In more detail, each lateral wedge consists of superimposed units alternating between higher- and lower-amplitude reflections. The wedges are either homogeneous in thickness or get thinner away from the canyon axis as observed along the right-hand side of the Polcevera canyon and the left-hand side of the Bisagno canyon (Figs. 13 and 14), or thicken away from the canyon axis, as observed in the central accumulation (Figs. 13 and 14). They are affected by truncations and failure scars on the steep inner flanks of the canyons (Fig. 13).

6. Discussion

From the analysis of seafloor (multibeam bathymetry, seafloor reflectivity) and seismic data (3.5 kHz, high-resolution seismic profiles),

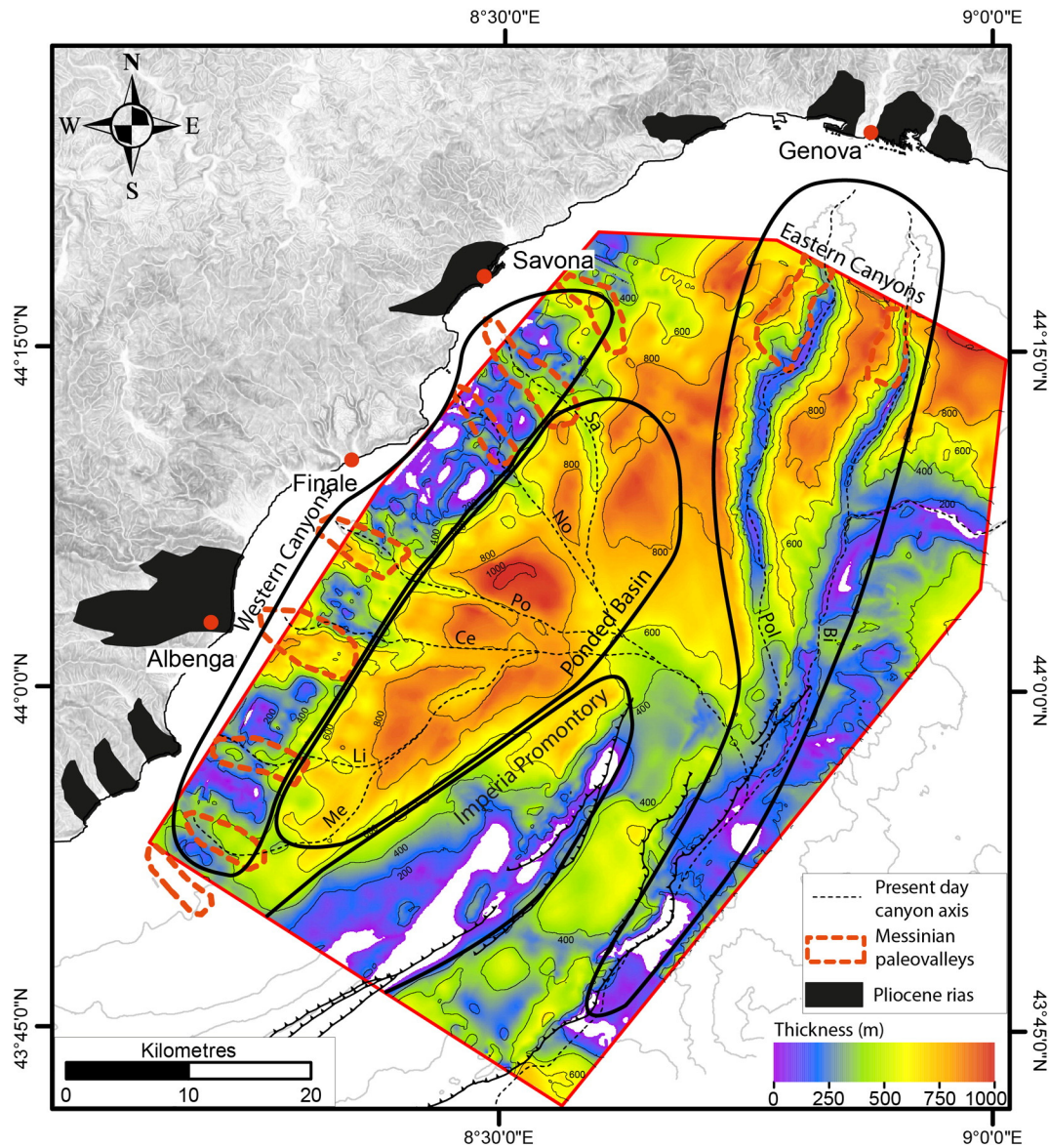


Fig. 10. Isopach map of Plio-Quaternary deposits computed by interpolation of seismic profiles dataset shown in Fig. 2. Canyon-name abbreviations as in Fig. 2.

nine canyons were identified along the GOG margin. These canyons evolved from Messinian erosive conduits excavated during the dramatic fall in sea level. In the following paragraph, we discuss the evolution/building of these canyons during the Plio-Quaternary and the factors that could have controlled these features, along with their implications for reservoir formation.

6.1. Plio-Quaternary evolution of canyons: two end-members

Analysis of seismic profiles along the GOG enabled two distinct evolutions to be distinguished in the eastern and western canyons during the Plio-Quaternary.

The western canyons are emplaced within pre-existing Messinian erosive conduits, 2–5 km wide and 200–600 m deep, and are usually half as wide (Figs. 11 and 12). The lateral continuity of some reflectors between the central HAR facies and the adjacent wedges (Fig. 12) with continuous lower-amplitude reflectors suggests synchronous deposition in the canyon thalwegs and on their sides. Because the lateral wedges get thinner away from the canyon axis and pinch-out laterally (Fig. 11), they must have been built through time by gravity flows overflowing from the canyon axis. Their process of construction can

thus be compared to that of turbidite levees. Therefore these canyons were not built through erosive processes, digging within pre-existing deposits, but through a depositional/aggradational pattern. This aggradational architecture has persisted since the very first phase of canyon construction in the Pliocene (Figs. 11 and 12). This suggests that both gravity-flow type and activity remained constant through time. This aggradational pattern is surprising for continental-slope canyons but it is not uncommon as it has been described in other areas (Amblas et al., 2012; Jobe et al., 2011). Because the middle and lower parts of these canyons were built within a ponded basin which had existed since the Pliocene (Figs. 8 and 10), the strong decrease in slope-angle at the transition between the upper continental slope and the ponded basin should affect gravity flows, forcing them to slow down and explaining why deposition prevailed over erosion. This could explain the almost homogeneous thickness of 500–1000 m (Fig. 10) which characterises the ponded-basin area on the continental slope. No explanation for aggradation on the steep upper continental slope has yet been found.

The marked contrast in seismic facies between the central HARs and the lateral canyon accumulations suggests a clear separation during the transport and deposition of particles along the canyons. The occurrence of HARs since the canyon initiation therefore suggests a potential sand-

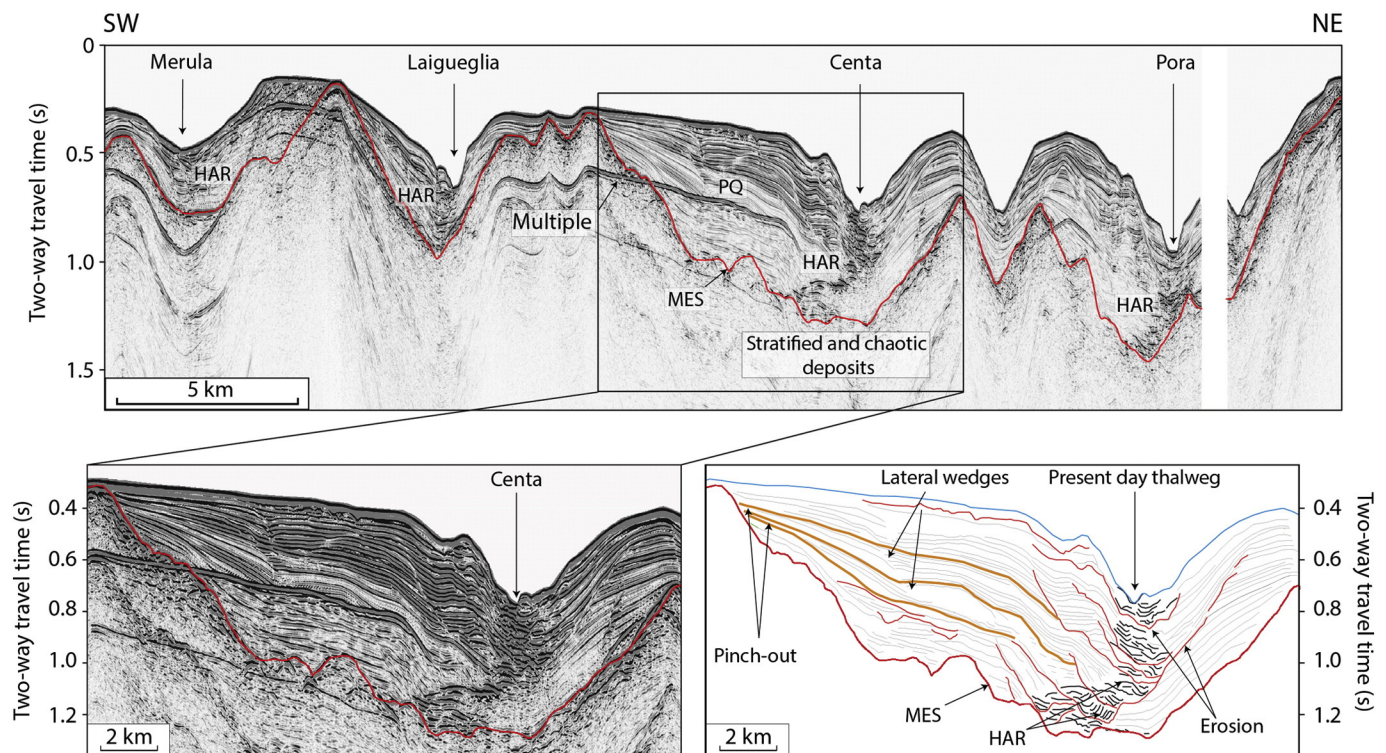


Fig. 11. Seismic profile collected across western-segment canyons. The black square shows the location of the seismic profile zoom and its interpreted line drawing. MES: Messinian Erosional Surface; PQ: Plio-Quaternary; HAR: High-Amplitude Reflector.

rich infilling of the thalwegs by energetic flows and mass wasting processes. The HAR packages are separated by erosive surfaces, suggesting that erosion can occur in a global aggradational pattern. They highlight for cyclic episodes of canyon flushing by more energetic flows caused by higher sediment supply that might be controlled by both enhanced climate-induced erosion on land and lowering of sea level favouring a connection between the river mouths and the canyons. Similar alternating phases of erosion and the emplacement of HARs have also been interpreted as being due to eustatic oscillations (Jobe et al., 2011; Zhu et al., 2010). In the absence of a robust estimate of the frequency of cyclic erosive episodes, the impact of tectonics (mainly uplift of the IP) cannot be completely discarded but should be further investigated.

The two eastern canyons were built in two pre-existing Messinian conduits, which are 5–10 km wide and 100–200 ms deep (Fig. 13). On the Plio-Quaternary isopach map, a marked difference in thickness is visible between the areas mimicking the present-day thalwegs, which are less than 125 m thick (Fig. 10), while their lateral edges are about 500–800 m thick. Two hypotheses come to mind: 1) pre-existing Plio-Quaternary deposits were eroded during the “recent” digging of the canyon onset, or 2) the canyons were active since the Pliocene and were built through bypass/erosion-dominated processes in thalwegs at fixed positions, and deposition/aggradation on their sides. The right- and left-hand accumulations consist of units which get thinner away from the thalwegs, suggesting deposition by currents overflowing from the thalwegs. In the central accumulation, the thickening of the units away from the two thalwegs suggests overflows came from both canyons and accumulated preferentially sediment in the middle part of the accumulation. The accumulations bounding the Polcevera and Bisagno canyons are thus not interpreted as pre-existing deposits dug by a later phase of canyon incision but were gradually built through time by currents flowing down canyons, which favours our second hypothesis. In this case, their process of construction would resemble the processes influencing the turbidite levees. Their thickness, about 500–800 m since the Pliocene, suggests continuous activity of thick flows at the scale of the Plio-Quaternary. It is also likely that part of these

accumulations was constructed by the Levantine Intermediate Water (LIW), which is known to shape the seafloor between 300 and 800 m water depth as suggested by the presence of contourite drifts on both sides of the Polcevera and Bisagno canyons (Fig. 6). Because HARs are poorly developed, thalwegs must be either (1) flushed continuously by gravity flows whatever the sea level oscillations, or (2) eroded regularly to erase most of the thalweg deposits. On one hand, the presence of incised valleys on the continental shelf in front of the Polcevera and Bisagno-canyon head (Fierro et al., 2010) suggests a river-to-canyon connection at least during low sea levels, which supports the hypothesis of regular but not continuous periods of erosion. On the other hand, the presence of abundant failure scars in the heads of both Polcevera and Bisagno canyons suggest that canyons were active irrespective of the connection/disconnection with rivers, which supports the hypothesis of continuous flushing of the thalwegs. Whatever the explanation, at the scale of the Plio-Quaternary, both Polcevera and Bisagno thalwegs appears to be dominated by by-pass/erosion processes.

6.2. Recent sedimentary processes and activity of canyons

In addition to their building/evolution styles, the western and eastern canyons can also be distinguished by the types of processes flooring their youngest thalweg location. In their middle/lower parts, the western canyons are dominated by the deposition of mass flows whereas along the eastern canyons, erosion/by-pass and/or deposition of coarse-grained material largely predominate (Fig. 6). The drainage basins on land are similar in size and in the type of rocks in the two areas (Table 1), so they cannot be responsible for the differences identified in the recent activity of these two sets of canyons. Some differences between the two set of canyons can be seen in the planform morphology and in the length of the thalwegs and the presence/absence of breaks of slope, which can directly affect the dynamics of the gravity processes (Migeon et al., 2012; Wynn et al., 2012).

In the eastern segment, sedimentary processes inferred from echofacies in the Polcevera and Bisagno canyons suggest the transit of

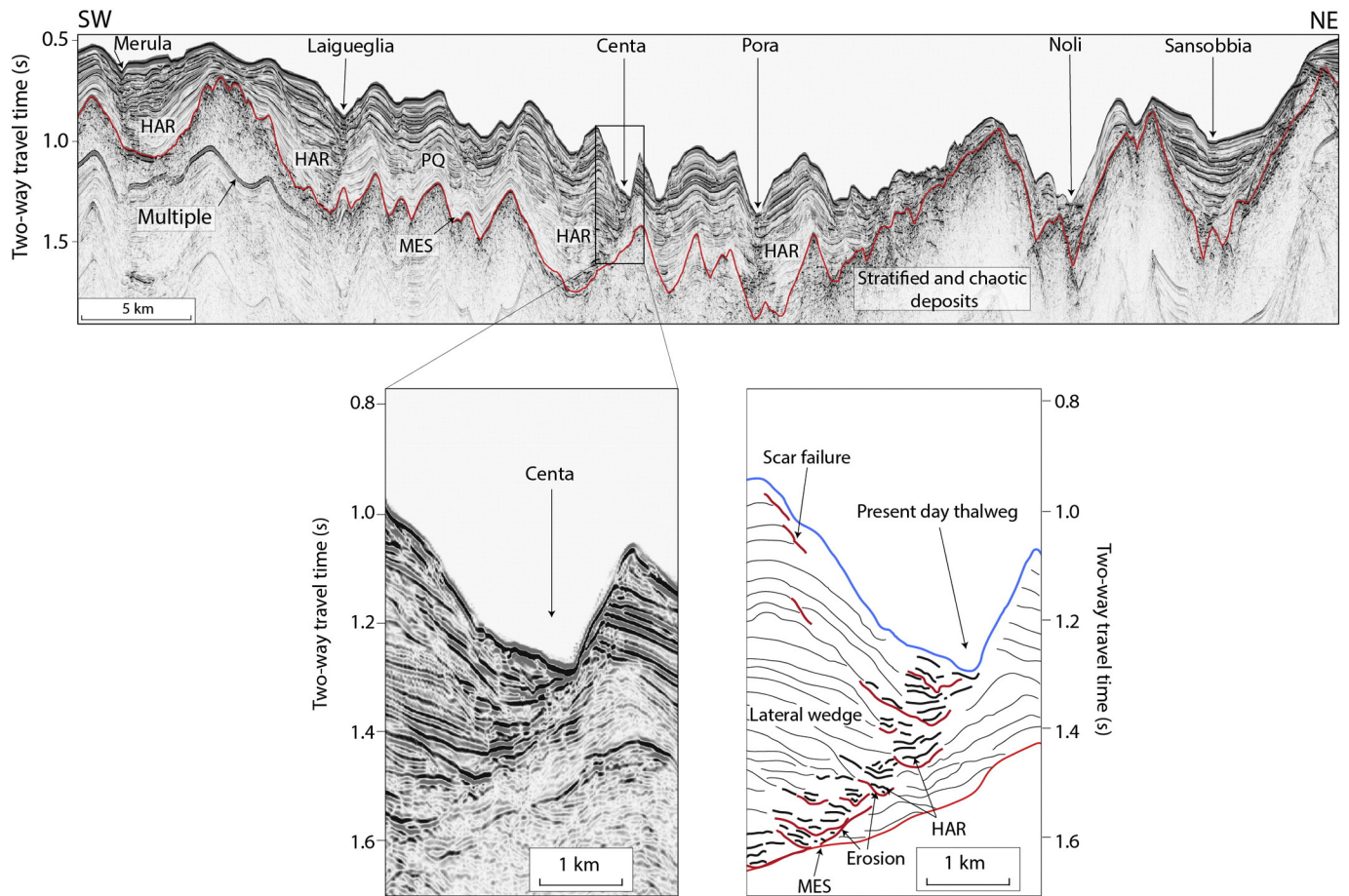


Fig. 12. Seismic profile collected across western-segment canyons. The black square shows the location of the seismic profile zoom and its interpreted line drawing. MES: Messinian Erosional Surface; PQ: Plio-Quaternary; HAR: High-Amplitude Reflector.

energetic and probably accelerating flows i.e., that by-pass/erosion predominated through time along the whole thalwegs, allowing only the deposition of thin coarse-grained infilling (Fig. 13). Accelerating flows can result from several processes including increasing entrainment of bed sediment, which trigger ignitive flows (Parker et al., 1986), by successive retrogressive failures (Piper et al., 1999), or severe floods at river mouths, which generate hyperpycnal flows (Mulder and Syvitski, 1995). Due to the present-day disconnection between river mouths and canyon heads, hyperpycnal turbidity currents could not play a major role in recent canyon activity, which they would have done during former glacial periods. Consequently, we propose that today, ignitive flows are probably the most common process. Such flows could originate in the breaching or sudden liquefaction of the sand packages which have accumulated in and around the canyon heads (Houthuys, 2011; Mastbergen and Van Den Berg, 2003; Van Den Berg et al., 2002) thus leading to retrogressive failures. This interpretation is supported by the presence of abundant failure scars at the heads of Polcevera and Bisagno canyons (Fig. 3), and by the steep slope angle in the first 10–15 km of the canyon thalwegs, which enables self-acceleration (Fukushima et al., 1985). Once established, such flows would develop and persist along the entire thalwegs. The linear planform pattern and linear topographic profile characterising the main body of canyons probably favoured the development of such flows. In the absence of a significant increase in the slope angle, which would have provided an external supply of energy, accelerating flows probably resulted from the presence of knickpoints whose topographic profile causing a local sharp decrease of slope angle is known to generate hydraulic jump (Bourget et al., 2011; Migeon et al., 2012; Wynn et al., 2012). In the Var turbidite system, Migeon et al. (2012) documented that turbulent

flows were forced to accelerate and to strongly erode the seafloor to rapidly regain a balance between concentration and flow thickness after they experienced hydraulic jump. From the gradual disappearance of erosive features at the seabed, they estimated that flows have regained a balance between concentration and thickness in 15–20 km along low and constant slope angle. This distance is the maximum distance between two successive knickpoints in the Polcevera and Bisagno canyons (Fig. 5), suggesting that turbulent flows are regularly forced to accelerate although the slope angle is gradually decreasing downslope (Fig. 5). Along the entire thalwegs, flows thus maintained through the erosion of the canyon floor, meaning that auto suspension would have been possible (Pantin, 2001) and flows would finally reach a quasi-steady state. In that case, flows may have kept a more or less constant thickness throughout the length of the canyons, as already demonstrated along the Var Middle Valley (Migeon et al., 2012). This interpretation is supported by the construction of well-layered accumulations, constant in thickness, on both sides of canyons, which required a long-distance overspill by most of the flows.

In the western segment, only the upper part of Merula, Laigueglia, Centa, Pora, Noli and Sansobbia canyons are characterised by erosion/by-pass, their middle-lower part being dominated by the emplacement of mass flows (Fig. 6). The segregation of processes flooring the present-day thalwegs coincides with changes in the longitudinal topographic profile of each canyon: a concave-up profile in their upper part, a linear then a convex-up profile in their middle and lower parts, respectively. Mass flows must come from the numerous failure scars identified in both the head and flanks of each canyon (Fig. 3). The lack of mass-flow deposits in the upper parts of canyons suggests that when a failure was triggered, the remobilized material was completely evacuated

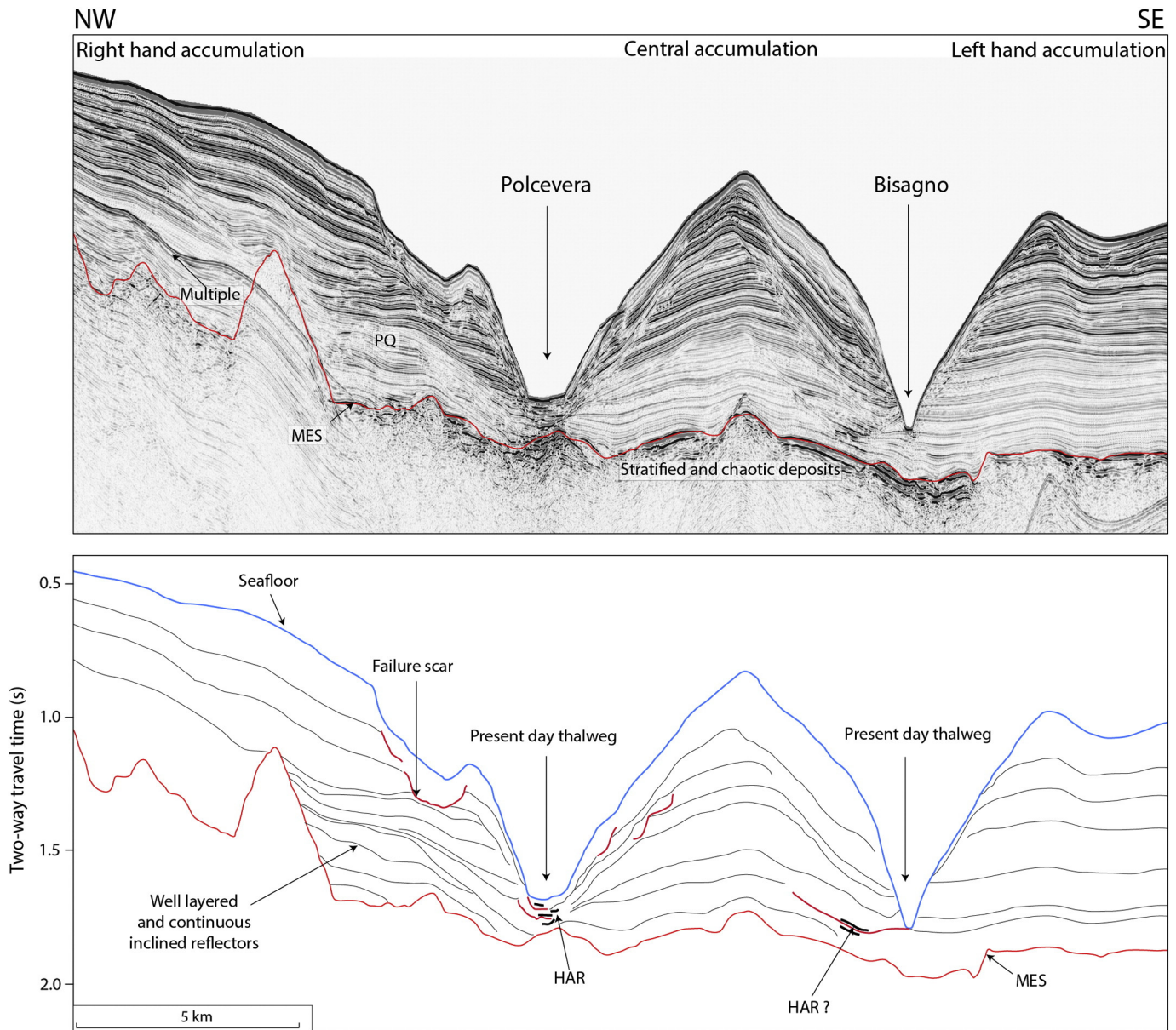


Fig. 13. Seismic profile collected across eastern-segment canyons and interpreted line drawing. MES: Messinian Erosional Surface; HAR: High-Amplitude Reflector.

downstream. This process implies efficient water entrainment and a gradual acceleration through increasing potential and kinetic energies that is favoured by the steep slope. Such acceleration can be observed in flume experiments before the velocity of a mass flow reaches a more or less constant value (Marr et al., 2001; Mohrig et al., 1999). The sharp break in the slope related to the presence of the ponded basin (Fig. 8) may prevent mass flows from further acceleration or from incorporating ambient water, but cause an abrupt en-masse deposition in the thalwegs, as can be seen at the transition between the Var Canyon and Valley (Migeon et al., 2012; Mulder and Alexander, 2001).

The narrowing of the Bisagno canyon correlates with the building and migration of contourite drifts, suggesting that contour currents influence canyon infilling. However, no clear evidence of contour-current deposition was found in the canyon thalwegs, which are dominated by echofacies II.A, while contourite deposits involve fine-grained sediments; however cases of piracy and contour-current acceleration within canyons have been reported elsewhere (Faugères et al., 1999; Viana, 2001).

6.3. Factors controlling the building styles and migration of canyons

The architecture and morphology of submarine canyons are thought to result from various controlling factors including sea-level variations, sediment supply, margin morphology, tectonics, and all sedimentary processes able to erode, transport and accumulate sediments (Baztan et al., 2005; Mitchell, 2006; Mulder et al., 1997; Pratson et al., 1994; Pratson and Coakley, 1996; Tubau et al., 2013). In the following section, we focus on two main features of the GOG canyons: the contrasting architectural development in the western and eastern canyons, and the eastward migration of some of the western canyons.

On-land drainage basins located around the GOG resemble each other in surface area, relief, lithology, and climate, as attested by homogeneous drainage-density parameters (Table 1). Furthermore, shelf physiography is similar around the GOG (Table 1) implying that the supply of sediments from rivers must have been delivered to every canyon head in the same way, as shown by the mostly uniform thickness of the Plio-Quaternary interval (Fig. 10). On-land drainage basins and sediment supply are thus not key parameters explaining the drastic

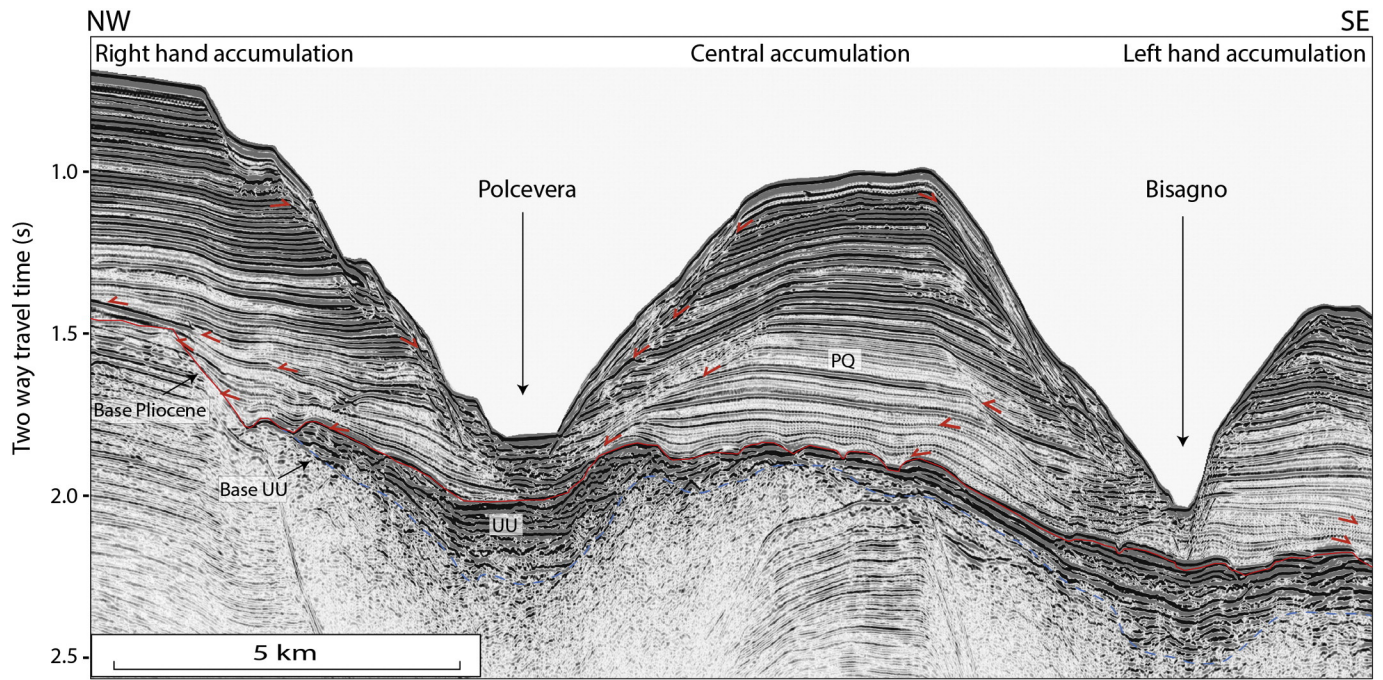


Fig. 14. Seismic profile collected across Eastern segment canyons. Red arrows show reflectors terminations. MES: Messinian Erosional Surface; HAR: High Amplitude Reflector. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

differences between the western and eastern canyons. Sea-level oscillations played a major role in connecting/disconnecting rivers and canyons and had a clear impact on the development of the GOG canyons, but since oscillations are uniform in time and space, they cannot explain the dissimilarities between western and eastern canyons too.

Tectonics is known to influence the evolution of submarine canyons through the development of faults, folds and uplifts (Mountjoy et al., 2009; Petit et al., 2015; Ratzov et al., 2012). The Ligurian margin has experienced a tectonic inversion since the Pliocene, as evidenced offshore by the presence of compressional ridges and the gradual uplift of the IP (Bigot-Cormier et al., 2004; Chaumillon et al., 1994; Larroque et al., 2011; Sage et al., 2011) ((1) and (2) in Fig. 2) and on-land by the uplift of the coastal area (Bigot-Cormier et al., 2004; Federici and Pappalardo, 2006; Foeken et al., 2003). In the western segment of the margin, the identified ponded basin (Figs. 2 and 10) is in the lateral continuity with the IP and it is younger in age, suggesting a later phase of deformation of the margin. Its gradual formation drastically changed the physiography of the western margin by creating a strong break in the slope angle in the middle part of the continental slope, at least since the upper Messinian (Figs. 5A and 8).

The concept of equilibrium profile and base level in turbidite systems was well described by Pirmez et al. (2000). For our demonstration, base level (also called gravity base by Pirmez et al., 2000) is the aggrading surface of a sediment body at the base of slope, or in this case in an intra-slope basin. This aggrading surface is limited upslope by a slope break whose evolution was, in our case, tectonically controlled by the progressive formation of the GOG ponded basin on top of a major thrust fault (ramp syncline, see Figs. 2, 5 and 8). In summary, the GOG basin is structurally a broad syncline in the hanging wall of the front-most major thrust sheet. This ponded basin is adjacent to a thrust ramp (Larroque et al., 2011) controlling the subsidence and the aggradation of the Plio-Quaternary at this location.

The formation of the GOG ponded basin thus modified the base level of western canyons and, consequently, their building style from mostly erosive to aggradational. Although the margin uplifted, the break in the slope forced gravity flows to decelerate and particles were trapped in the ponded basin rather than being evacuated to the deep part of basin, as it was the case during the Messinian falling stage (MES and BES in

Fig. 8). Conversely, in the eastern segment, margin inversion only led to the uplift of the coastal area (Carobene and Firpo, 2002; Federici and Pappalardo, 2006), while the deep basin underwent a thermal subsidence (Savoye and Piper, 1991). Throughout the Plio-Quaternary, a direct connection was thus maintained between the canyon heads and the subsiding deep basin with an increasing slope angle. The latter favoured energetic accelerating gravity flows which by-passed the thalwegs but allowed the lateral deposition of large volumes of particles.

An eastward thalweg migration affected some of the western canyons (Merula, Laigueglia, and Centa). These canyons are located in the widest pre-existing Messinian conduits (Figs. 11 and 12). In the literature, channel migration is attributed to various processes whose preferential deposition is related to the Coriolis force deflecting gravity flows (Cremer, 1985; Normark et al., 1983) or to the action of contour currents (Gong et al., 2013). Along the GOG, the stronger development of the right-hand (western) accumulations adjacent to canyons (Figs. 11 and 12) could have forced thalwegs to migrate to the east. Such preferential building of right-hand canyon accumulations could have resulted from the action of the Coriolis force on gravity flows and, on the upper margin, from the piracy and redistribution of particles by the LIW current, as described by Palermo et al. (2015). Because thalweg migration affected the canyons that are also the closest to the IP, tectonics could also have played an important role in this process. Although the whole GOG margin is affected by an uplift, the uplift is greater close to the IP (Bigot-Cormier et al., 2004; Foeken et al., 2003; Larroque et al., 2011), leading to a local eastward tilting of the margin. One can observe here that canyon-thalweg migration occurred in the direction of the tilting, i.e. to the east (Figs. 11 and 12). Although the effect of a continental-slope tilting perpendicularly to the trend of canyons was not documented in the literature, one can make the hypothesis that the resulting local slope angle may have forced erosion to take place along the eastern sides of thalwegs, while deposition was favoured along their western sides.

6.4. Implications for the creation of petroleum reservoirs

Submarine canyons are usually thought to be dominated by erosive and/or by-passing processes, but in modern settings, their capacity for the storage of coarse-grained particles has already been pointed out

(Gaudin et al., 2006). Fossil canyons on land have been described as being filled by a succession of coarse-grained, high-density turbidity-current deposits (Anderson et al., 2006; Lamb et al., 2003), which can create significant petroleum reservoirs producing hydrocarbons (Webb, 1981).

In the GOG, if the eastern canyons exhibit no or poorly-developed HAR packages in their thalwegs (Fig. 13), in the western canyons, HARs are well-developed (Figs. 11 and 12). They form individual lens-shaped bodies 1 km wide and 50–100 ms thick on average that can be interpreted as sand-prone accumulations. In 2D, HARs are superimposed and interconnected through erosive surfaces, forming amalgamated deposits 300–400 ms thick (Figs. 11 and 12). The lack of longitudinal profiles within the canyons does not allow a reconstruction of the 3D architecture of HAR packages. However, because the canyon thalwegs are affected by knickpoints, one can propose that HAR packages are at least continuous between two successive knickpoints. Longitudinal disconnection of HAR packages should occur at each knickpoint because of the sharp increase then decrease of the slope angle causing an hydraulic jump affecting gravity flows and enhancing strong local erosion of the seabed at the base of knickpoints (Bourget et al., 2011; Migeon et al., 2012). The location of the HARs mostly fits that of the ponded basin. In the basin, canyons show no evidence of downslope change into channels and lobes, suggesting that coarse-grained particles were trapped and accumulated in the canyons during the Plio-Quaternary. Thus, the position of canyons relative to tectonics-induced structures appears to have a significant impact on reservoir onset in canyon thalwegs. The uplift of the IP directly affected the equilibrium profile of the western canyons and hence the onset of reservoir formation. Such results should be useful to constrain potential thick sand-prone accumulations trapped in intra continental-slope basins close to active tectonics structures on every active margin.

7. Conclusions

A series of submarine canyons was built on the continental margin of the GOG during the Plio-Quaternary. These canyons started from Messinian paleo-valleys cut during the Messinian Salinity Crisis. Based on a large dataset discussed here, including multibeam bathymetric data, backscatter data, 3.5 kHz profiles and seismic reflection profiles, we analysed the present day morphology and the architectural development of these canyons during the Plio-Quaternary. Based on the sub-surface data, western and eastern canyons appeared to have been controlled by similar sedimentary processes. Despite their contrasting sizes, the two sets of canyons appear to be mainly erosive with a V-shaped cross section, very concave longitudinal depth profiles, and their thalwegs are marked by erosive structures or coarse grained deposits. These features are linked to erosive, sand-rich turbidity currents originating from canyon breaches or other mass wasting processes. However, the evolution of both sets of canyons during the Plio-Quaternary differed dramatically. The western canyons were mainly aggradational systems, with the progressive building of thick levees composed of sigmoidal shaly lateral accretional packages and aggradation of coarse deposits preserving paleo-thalwegs. On the contrary, Eastern canyons developed as mainly by-passing features during the Plio-Quaternary. It is important to note that the morphology of the eastern canyons was not caused by erosion of previous deposits, as has been described for other large canyons, but rather by the building of thick canyons levees.

A control of aggradational versus depositional through the evolution of equilibrium profiles by tectonic processes is our preferred interpretation.

Acknowledgements

The authors thank the captain and crew of the RV Le Suroit and L'Europe and all the scientists and technicians who participated in the

MALISAR cruises. Quentin Soulet is a PhD student funded by TOTAL and the ANRT. Critical reviews by Bilal Haq and Sara Lafuerza helped to improve a preliminary version of the manuscript. The authors thank Hervé Gillet and an anonymous reviewer for their constructive comments and suggestions that clarified the manuscript.

References

- Abrahams, A.D., 1984. Channel networks: a geomorphological perspective. *Water Resour. Res.* 20, 161–188. <http://dx.doi.org/10.1029/WR020i002p00161>.
- Adams, E.W., Schlager, W., 2000. Basic types of submarine slope curvature. *J. Sediment. Res.* 70, 814–828. <http://dx.doi.org/10.1306/2DC4093A-0E47-11D7-8643000102C1865D>.
- Amblas, D., Gerber, T.P., Mol, B.D., Urgeles, R., Garcia-Castellanos, D., Canals, M., Pratson, L.F., Robb, N., Canning, J., 2012. Survival of a submarine canyon during long-term out-building of a continental margin. *Geology* G33178, 1. <http://dx.doi.org/10.1130/G33178.1>.
- Anderson, K.S., Graham, S.A., Hubbard, S.M., 2006. Facies, architecture, and origin of a reservoir-scale sand-rich succession within submarine canyon fill: insights from Wagon Caves Rock (Paleocene), Santa Lucia Range, California, U.S.A. *J. Sediment. Res.* 76, 819–838. <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2006.066>.
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Mar. Pet. Geol.* 19, 445–467.
- Baztan, J., Berné, S., Olivet, J.-L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J.-P., Canals, M., 2005. Axial incision: the key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). *Mar. Pet. Geol.* 22, 805–826.
- Bigot-Cormier, F., Sage, F., Sossou, M., Déverchère, J., Ferrandini, M., Guennoc, P., Popoff, M., Stéphan, J.-F., 2004. Déformations pliocènes de la marge nord-Ligure (France): les conséquences d'un chevauchement crustal sud-alpin. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 175, 197–211.
- Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimmermann, N., Mouchot, N., Garlan, T., Schneider, J.-L., Lanfume, V., Lallemand, S., 2011. Turbidite system architecture and sedimentary processes along topographically complex slopes: the Makran convergent margin. *Sedimentology* 58, 376–406. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2010.01168.x>.
- Carobene, L., Firpo, M., 2002. Forme terrazzate relitte di genesi marina lungo la costa ligure tra Genova e Savona (Liguria Occidentale). *Il Quat.* 15, 53–68.
- Carrapa, B., Wijbrans, J., Bertotti, G., 2003. Episodic exhumation in the Western Alps. *Geol. Boulder* 31, 601–604. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0601:EEITWA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0601:EEITWA>2.0.CO;2).
- Chaumillon, E., Deverchère, J., Rehault, J.P., Gueguen, E., 1994. Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligure (Méditerranée Occidentale). *C. R. Acad. Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes* 319, 675–682.
- Clauzon, G., 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhone Valley. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.* 13 (Part 2), 1251–1256.
- Clauzon, G., 1990. Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques. *Paléobiologie continentale. Presented at the Evolution climatique dans le domaine méditerranéen au Néogène. Interim colloquium, Faculté des sciences, Laboratoire de paléobotanique*, pp. 125–155.
- Clauzon, G., Rubino, J.L., 1992. Les Gilbert deltas pliocènes du Golfe du Lion et de Ligurie: des constructions sédimentaires originales consécutives à la crise de salinité messinienne. *Livret Guide Excursion ASF* (127 pp.).
- Clauzon, G., Rubino, J.L., Suc, J.P., Zhang, Z., 1996. Les rias pliocènes du Var et de Ligurie: comblement sédimentaire et évolution géodynamique. *Livret Guide-Excursion Communauté Groupe Fr. Etude Néogène Groupe Fr. Géomorphologie*.
- Clauzon, G., Suc, J.P., Couto, D.D., Jouannic, G., Melinte-Dobrinescu, M.C., Jolivet, L., Quillévéré, F., Lebret, N., Mocochain, L., Popescu, S.-M., Martinell, J., Doménech, R., Rubino, J.-L., Gumiaux, C., Warny, S., Bellas, S.M., Gorini, C., Bache, F., Rabineau, M., Estrada, F., 2015. Research paper: new insights on the Sorbas Basin (SE Spain): the onshore reference of the Messinian Salinity Crisis. *Mar. Pet. Geol.* 66, 71–100. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.02.016>.
- Corradi, N., Cuppari, A., Fanucci, F., Morelli, D., 2001. Gravitative instability of sedimentary masses on the Ligurian Sea margins. *GeoActa* 1, 37–44.
- Covault, J.A., Fildani, A., Romans, B.W., McHargue, T., 2011. The natural range of submarine canyon-and-channel longitudinal profiles. *Geosphere* 7, 313–332. <http://dx.doi.org/10.1130/GES00610.1>.
- Cremer, M., 1985. La levée nord de l'éventail subaquatique profond du Cap-Ferret: rôle du modèle du fond et de l'accélération complémentaire de Coriolis sur la répartition des dépôts de débordements turbiditiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8, 49–57.
- Damuth, J.E., 1980. Use of high-frequency (3.5–12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Mar. Geol., Deep Ocean Sediments and Their Physical Properties Geological Models and Methodology* 38, pp. 51–75. [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(80\)90051-1](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(80)90051-1).
- Dan, G., Sultan, N., Savoye, B., 2007. The 1979 Nice harbour catastrophe revisited: trigger mechanism inferred from geotechnical measurements and numerical modelling. *Mar. Geol.* 245, 40–64.
- Driussi, O., Maillard, A., Ochoa, D., Lofi, J., Chanier, F., Gaullier, V., Briais, A., Sage, F., Sierro, F., Garcia, M., 2015. Messinian Salinity Crisis Deposits Widespread Over the Balearic Promontory: Insights From New High-resolution Seismic Data. *Mar. Pet. Geol., The Messinian Events and Hydrocarbon Exploration in the Mediterranean* 66, Part 1, pp. 41–54. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.09.008>.
- Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., Imbert, P., Viana, A., 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Mar. Geol.* 162, 1–38.

- Federici, P.R., Pappalardo, M., 2006. Evidence of marine isotope stage 5.5 highstand in Liguria (Italy) and its tectonic significance. *Quat. Int.* 145–146, 68–77. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2005.07.003>.
- Ferraris, F., Firpo, M., Pazzaglia, F.J., 2012. DEM analyses and morphotectonic interpretation; the Plio-Quaternary evolution of the eastern Ligurian Alps, Italy. *Geomorphology* 149–150, 27–40. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.01.009>.
- Fierro, G., Corradi, N., Fanucci, F., Ferrari, M., Firpo, M., Ivaldi, R., Piccazzo, N., Balduzzi, I., 2010. La géologie sous-marine de la mer Ligure: une synthèse. *Bull. Soc. Géogr. Liège* 54, 31–40.
- Flood, R.D., Manley, P.L., Kowmann, R.O., Appi, C.J., Pirmez, C., 1991. Seismic facies and Late Quaternary growth of Amazon submarine fan. In: Weimer, P., Link, M.H. (Eds.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Springer-Verlag, New York, pp. 415–433.
- Foeken, J.P.T., Dunai, T.J., Bertotti, G., Andriessen, P.A.M., 2003. Late Miocene to present exhumation in the Ligurian Alps (Southwest Alps) with evidence for accelerated denudation during the Messinian salinity crisis. *Geol. Boulder* 31, 797–800. <http://dx.doi.org/10.1130/G19572.1>.
- Fukushima, Y., Parker, G., Pantin, H.M., 1985. Prediction of ignitive turbidity currents in Sclips submarine canyon. *Mar. Geol.* 67, 55–81.
- Gailler, A., Klingelhoefer, F., Olivet, J.-L., Aslanian, D., 2009. Crustal structure of a young margin pair: new results across the Liguro-Provençal Basin from wide-angle seismic tomography. *Earth Planet. Sci. Lett.* 286, 333–345. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2009.07.001>.
- García-Castellanos, D., Estrada, F., Jiménez-Munt, I., Gorini, C., Fernández, M., Vergés, J., De Vicente, R., 2009. Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. *Nature* 462, 778–781. <http://dx.doi.org/10.1038/nature08555>.
- Gaudin, M., Berné, S., Jouanneau, J.-M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., Cirac, P., Rabineau, M., Imbert, P., 2006. Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea). *Mar. Geol.* 234, 111–128.
- Gaullier, V., Bellaiche, G., 1998. Near-bottom sedimentation processes revealed by echo-character mapping studies, northwestern Mediterranean Basin. *AAPG Bull.* 82, 1140–1155.
- Geletti, R., Zgur, F., Del Ben, A., Buriola, F., Fais, S., Fedi, M., Forte, E., Mocnik, A., Paoletti, V., Pipan, M., Ramella, R., Romeo, R., Romi, A., 2014. The Messinian Salinity Crisis: new seismic evidence in the West-Sardinian Margin and Eastern Sardo-Provençal basin (West Mediterranean Sea). *Mar. Geol.* 351, 76–90. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.019>.
- Genesseeux, M., Mauffret, A., Pautot, G., 1980. Les glissements sous-marins de la pente continentale niçoise et la rupture de câbles en mer Ligure (Méditerranée occidentale). *C. R. Acad. Sci. Paris* 290, 959–962.
- Gervais, A., Mulder, T., Savoye, B., Gonthier, E., 2006. Sediment distribution and evolution of sedimentary processes in a small sandy turbidite system (Golo system, Mediterranean Sea): implication for various geometries based on core framework. *Geo-Mar. Lett.* 26, 373–395.
- Goff, J.A., 2001. Quantitative classification of canyon systems on continental slopes and a possible relationship to slope curvature. *Geophys. Res. Lett.* 28, 4359–4362.
- Gong, C., Wang, Y., Zhu, W., Li, W., Xu, Q., 2013. Upper Miocene to Quaternary unidirectionally migrating deep-water channels in the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea. *AAPG Bull.* 97, 285–308. <http://dx.doi.org/10.1306/0712121159>.
- Gorini, C., Montadert, L., Rabineau, M., 2015. New imaging of the salinity crisis: Dual Messinian lowstand megasequences recorded in the deep basin of both the eastern and western Mediterranean. The Messinian events and hydrocarbon exploration in the Mediterranean 66, Part 1. *Mar. Pet. Geol.* 278–294. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.01.009>.
- Green, A.N., Uken, R., 2008. Submarine landsliding and canyon evolution on the northern KwaZulu-Natal continental shelf, South Africa, SW Indian Ocean. *Mar. Geol.* 254, 152–170.
- Houthuys, R., 2011. A sedimentary model of the Brussels Sands, Eocene, Belgium. *Geol. Belg.* 14, 55–74.
- Jobe, Z.R., Lowe, D.R., Uchytel, S.J., 2011. Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea. *Mar. Pet. Geol.* 28, 843–860.
- Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics* 19, 1095–1106.
- Kelner, M., Migeon, S., Tric, E., Couboulex, F., Dano, A., Lebourg, T., Taboada, A., 2016. Frequency and triggering of small-scale submarine landslides on decadal timescales: analysis of 4D bathymetric data from the continental slope offshore Nice (France). *Mar. Geol.* 379, 281–297. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.06.009>.
- Lamb, M.A., Anderson, K.S., Graham, S.A., 2003. Stratigraphic architecture of a sand-rich, deep-sea depositional system: the Stevens sandstone, San Joaquin Basin, California. *Pacific Section, American Association of Petroleum Geologists Publication MP-47*.
- Larroque, C., Delouis, B., Godel, B., Nocquet, J.-M., 2009. Active deformation at the southwestern Alps-Ligurian basin junction (France-Italy boundary): evidence for recent change from compression to extension in the Argentera massif. *Tectonophysics* 467, 1–4. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2008.12.013>.
- Larroque, C., Mercier de Lepinay, B., Migeon, S., 2011. Morphotectonic and faults-earthquakes relationships along the northern Ligurian margin (Western Mediterranean) based on high-resolution multibeam bathymetry and multichannel seismic-reflection profiles. *Mar. Geophys. Res.* <http://dx.doi.org/10.1007/s11001-010-9108-7>.
- Lascaratos, A., Roether, W., Nittis, K., Klein, B., 1999. Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea: a review. *Prog. Oceanogr.* 44, 5–36.
- Lofi, J., Deverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Guennoc, P., Loncke, L., Maillard, A., Sage, F., Thoin, I., Benkheil, J., Berne, S., Bertoni, C., Camera, L., Cartwright, J.A., Capron, A., Corne, J.J., Duemmong, S., Huebscher, C., Lericolais, G., Le Roy, P., Leroy, S., Mascle, J., Mauffret, A., Mercier de Lepinay, B., Obone-Zue-Obame, E.M., Rehault, J.P., Savoye, B., Sellier, N., Tahchi, E., von Gronefeld, G., Yelles, A.K., 2011. Seismic atlas of the "Messinian Salinity Crisis" markers in the Mediterranean and Black Seas. *Mem. Soc. Geol. Fr. Nouv. Ser.* 179.
- Loget, N., van den Driessche, J., 2006. On the origin of the Strait of Gibraltar. *Sediment. Geol.* 188–189, 341–356. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.03.012>.
- Lorenz, C., 1984. Evolution stratigraphique et structurale des Alpes Ligures depuis l'Eocene supérieur. *Stratigr. Struct. Evol. Ligurian Alps Up. Eocene* 28, 211–228.
- Marr, J.G., Harff, P.A., Shanmugam, G., Parker, G., 2001. Experiments on subaqueous sandy gravity flows: the role of clay and water content in flow dynamics and depositional structures. *Geol. Soc. Am. Bull.* 113, 1377–1386.
- Masson, D.G., Huggett, Q.J., Brunson, D., 1993. The surface texture of the Saharian Debris Flow deposit and some speculations on submarine debris flow processes. *Sedimentology* 40, 583–598.
- Mastbergen, D.R., Van Den Berg, J.H., 2003. Breaching in fine sands and the generation of sustained turbidity currents in submarine canyons. *Sedimentology* 50, 625–637.
- Mauffret, A., Maillard, A., Pascal, G., Torne, M., Buhl, P., Pinet, B., 1992. Long-listening multichannel seismic profiles in the Valencia Trough (Vaisis 2) and the Gulf of Lions (ECORS): a comparison. *Tectonophysics* 203, 285–304.
- Migeon, S., Mulder, T., Savoye, B., Sage, F., 2006. The Var turbidite system (Ligurian Sea, northwestern Mediterranean)-morphology, sediment supply, construction of turbidite levee and sediment waves: implication for hydrocarbon reservoirs. *Geo-Mar. Lett.* 26, 361–371.
- Migeon, S., Cattaneo, A., Hassoun, V., Larroque, C., Corradi, N., Fanucci, F., Dano, A., Mercier de Lepinay, B., Sage, F., Gorini, C., 2011. Morphology, distribution and origin of recent submarine landslides of the Ligurian Margin (North-western Mediterranean): some insights into geohazard assessment. *Mar. Geophys. Res.* 32, 225–243.
- Migeon, S., Mulder, T., Savoye, B., Sage, F., 2012. Hydrodynamic processes, velocity structure and stratification in natural turbidity currents: results inferred from field data in the Var Turbidite System. *Sediment. Geol.* 245–246, 48–62. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.12.007>.
- Millot, C., Taupier-Letage, I., 2005. Circulation in the Mediterranean Sea. In: Salot, A. (Ed.), *The Mediterranean Sea, Handbook of Environmental Chemistry*. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 29–66.
- Mitchell, N.C., 2006. Morphologies of knickpoints in submarine canyons. *Geol. Soc. Am. Bull.* 118, 589–605.
- Mohrig, D., Elverhoi, A., Parker, G., 1999. Experiments on the relative mobility of muddy subaqueous and subaerial debris flows, and their capacity to remobilize antecedent deposits. *Mar. Geol.* 154, 117–129.
- Mouchot, N., Loncke, L., Mahieux, G., Bourget, J., Lallemand, S., Ellouz-Zimmermann, N., Leturmy, P., 2010. Recent sedimentary processes along the Makran trench (Makran active margin, off Pakistan). *Mar. Geol.* 271, 17–31. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2010.01.006>.
- Mountjoy, J.J., Barnes, P.M., Pettinga, J.R., 2009. Morphostructure and evolution of submarine canyons across an active margin: Cook Strait sector of the Hikurangi Margin, New Zealand. *Mar. Geol.* 260, 45–68.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. Abrupt change in slope causes variation in the deposit thickness of concentrated particle-driven density currents. *Mar. Geol.* 175, 221–235. [http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00114-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00114-1).
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *J. Geol.* 103, 285–299.
- Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J.P.M., 1997. Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact). *Sedimentology* 44, 305–326.
- Mulder, T., Savoye, B., Piper, D.J.W., Syvitski, J.P.M., 1998. The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record. In: Stocker, M.S., Evans, D., Cramp, A. (Eds.), *Geological Processes on Continental Margins: Sedimentation, Mass-wasting and Stability*. Geological Society Special Publication, London, pp. 146–166.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., Faugeres, J.-C., 2001. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Mar. Lett.* 21, 86–93.
- Mulder, T., Zaragosi, S., Garlan, T., Mavel, J., Cremer, M., Sottolichio, A., Sénéchal, N., Schimdt, S., 2012. Present deep-submarine canyons activity in the Bay of Biscay (NE Atlantic). *Mar. Geol.* 295–298, 113–127.
- Normark, W.R., Carlson, P.R., 2003. Giant submarine canyons: is size any clue to their importance in the rock record? In: Chan, M.A., Archer, A.W. (Eds.), *Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time*. Geological Society of America Special Paper, pp. 1–15.
- Normark, W.R., Piper, D.J.W., Stow, D.A.V., 1983. Quaternary development of channels, levees, and lobes on middle Laurentian Fan. *AAPG Bull.* 67, 1400–1409.
- Palermo, D., Galbiati, M., Mezzapesa, D., Marchesini, M., Maioli, F., Fomesu, F., 2015. Sequence Stratigraphy, Sedimentology and Reservoir Modelling of the Coral Reservoir, Offshore Northern Mozambique. Presented at the Offshore Mediterranean Conference and Exhibition.
- Pantin, H.M., 2001. Experimental evidence for autosuspension. In: McCaffrey, W., Kneller, B., Peakall, J. (Eds.), *Particulate Gravity Currents*. Blackwell Publishing Ltd., pp. 189–205.
- Parker, G., Fukushima, Y., Pantin, H.M., 1986. Self-accelerating turbidity currents. *J. Fluid Mech.* 171, 145–181.
- Pascal, G.P., Mauffret, A., Patriat, P., 1993. The ocean-continent boundary in the Gulf of Lion from analysis of expanding spread profiles and gravity modelling. *Geophys. J. Int.* 113, 701–726.
- Paull, C.K., Caress, D.W., Lundsten, E., Gwiazda, R., Anderson, K., McGann, M., Conrad, J., Edwards, B., Sumner, E.J., 2013. Anatomy of the La Jolla submarine canyon system;

- offshore Southern California. *Mar. Geol.* 335, 16–34. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2012.10.003>.
- Petit, C., Migeon, S., Coste, M., 2015. Numerical models of continental and submarine erosion; application to the northern Ligurian margin (southern Alps, France/Italy). *Earth Surf. Process. Landf.* 40, 681–695. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.3685>.
- Piper, D.J.W., Savoye, B., 1993. Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean Sea. *Sedimentology* 40, 557–582.
- Piper, D.J.W., Cochonat, P., Morrison, M.L., 1999. The sequence of events around the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake: initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar. *Sedimentology* 46, 79–97.
- Pirmez, C., Beaubouef, R.T., Friedmann, S.J., Mohrig, D.C., 2000. Equilibrium profile and baselevel in submarine channels: examples from Late Pleistocene systems and implications for the architecture of deepwater reservoirs. *Global Deep-Water Reservoirs: Gulf Coast Section SEPM Foundation 20th Annual Bob F. Perkins Research Conference. SEPM*, pp. 782–805.
- Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Normand, A., Dinu, C., Le Drezen, E., 2004. The Danube submarine canyon (Black Sea): morphology and sedimentary processes. *Mar. Geol.* 206, 249–265.
- Pratson, L.F., Coakley, B.J., 1996. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *GSA Bull.* 108, 225–234.
- Pratson, L.F., Laine, E.P., 1989. The relative importance of gravity-induced versus current-controlled sedimentation during the Quaternary along the Mid-east U.S. outer continental margin revealed by 3.5 kHz echo character. *Mar. Geol.* 89, 87–126. [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(89\)90029-7](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(89)90029-7).
- Pratson, L.F., Ryan, W.B.F., Mountain, G.S., Twichell, D.C., 1994. Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 395–412.
- Ratzov, G., Sosson, M., Collot, J.-Y., Migeon, S., 2012. Late Quaternary geomorphologic evolution of submarine canyons as a marker of active deformation on convergent margins; the example of the south Colombian margin. *Mar. Geol.* 315–318, 77–97. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2012.05.005>.
- Rebesco, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D., Wählin, A., 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. *Mar. Geol.* 50th Anniversary Special Issue 352, 111–154. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.011>.
- Recq, M., Bellaiche, G., Réhault, J.P., 1979. Interpretation de quelques profils de sismique réflexion en mer Ligurie. *Mar. Geol.* 32, 39–52.
- Réhault, J.-P., 1981. Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin Ligurie (Méditerranée occidentale) (France).
- Réhault, J.-P., Boillot, G., Mauffret, A., 1984. The western Mediterranean basin geological evolution. *Mar. Geol.* 55, 447–477.
- Rollet, N., Déverchère, J., Beslier, M.-O., Guennoc, P., Réhault, J.-P., Sosson, M., Truffert, C., 2002. Back arc extension, tectonic inheritance and volcanism in the Ligurian sea, Western Mediterranean. *Tectonics* 21. <http://dx.doi.org/10.1029/2001TC900027>.
- Ryan, W.B., 2009. Decoding the Mediterranean salinity crisis. *Sedimentology* 56, 95–136. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01031.x>.
- Ryan, W.B.F., Cita, M.B., 1978. The nature and distribution of Messinian erosional surfaces; indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. *Mar. Geol.* 27, 193–230.
- Sage, F., Beslier, M.-O., Thion, I., Larroque, C., Dessa, J.-X., Migeon, S., Angelier, J., Guennoc, P., Schreiber, D., Michaud, F., Stephan, J.-F., Sonnette, L., 2011. Structure and evolution of a passive margin in a compressive environment: example of the south-western Alps-Ligurian basin junction during the Cenozoic. *Mar. Pet. Geol.* 28, 1263–1282.
- Samalens, K., Cattaneo, A., Migeon, S., 2016. Mass transport deposits as witness of Holocene seismic activity on the Ligurian margin, Western Mediterranean (ASTARTE project). Presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 13839.
- Savoye, B., Piper, D.J.W., 1991. The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. *Mar. Geol.* 97, 279–304.
- Savoye, B., Piper, D.J.W., Droz, L., 1993. Plio-Pleistocene evolution of the Var deep-sea fan off the French Riviera. *Mar. Pet. Geol.* 10, 550–571.
- Schumm, S.A., 1977. *The Fluvial System*. Wiley.
- Shepard, F.P., 1981. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. *AAPG Bull.* 1062–1077.
- Somme, T.O., Helland-Hansen, W., Martinsen, O.J., Thurmond, J.B., 2009. Relationships between morphological and sedimentological parameters in source-to-sink systems; a basis for predicting semi-quantitative characteristics in subsurface systems. *Basin Res.* 21, 361–387. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00397.x>.
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Howe, J.A., Pudsey, C.J., Viana, A.R., 2002. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. *Geol. Soc. Lond. Mem.* 22, 7–20. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.MEM.2002.022.01.02>.
- Straub, K.M., Mohrig, D., 2009. Constructional canyons built by sheet-like turbidity currents; observations from offshore Brunei Darussalam. *J. Sediment. Res.* 79, 24–39. <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2009.006>.
- Sultan, N., Gaudin, M., Berne, S., Canals, M., Urgeles, R., Lafuerza, S., 2007. Analysis of slope failures in submarine canyon heads: an example from the Gulf of Lions. *J. Geophys. Res.* 112.
- Trincardi, F., Fogliini, F., Verdicchio, G., Asioli, A., Correggiari, A., Minisini, D., Piva, A., Remia, A., Ridente, D., T., M., 2007. The impact of cascading currents on the Bari Canyon System, SW-Adriatic Margin (Central Mediterranean). *Mar. Geol.* 246, 208–230.
- Tubau, X., Lastras, G., Canals, M., Micallef, A., Amblas, D., 2013. Significance of the fine drainage pattern for submarine canyon evolution: the Foix Canyon System, North-western Mediterranean Sea (English). *Geomorphol. Amst.* 184, 20–37.
- Twichell, D.C., Roberts, D.G., 1982. Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Cantons. *Geology* 10, 408–412.
- Van Den Berg, J.H., Van Gelder, A., Mastbergen, D.R., 2002. The importance of breaching as a mechanism of subaqueous slope failure in fine sand. *Sedimentology* 49, 81–95.
- Vanossi, M., Cortesogno, L., Galbiati, B., Messiga, B., Piccardo, G.B., Vannucci, R., 1984. *Geologia delle Alpi Liguri; dati, problemi, ipotesi*. Geol. Ligurian Alps Dating Probl. Hypotheses 28, pp. 5–75.
- Viana, A.R., 2001. Seismic expression of shallow- to deep-water contourites along the south-eastern Brazilian margin. *Mar. Geophys. Res.* 22, 509–521.
- Webb, G.W., 1981. Stevens and earlier Miocene turbidite sandstones, southern San Joaquin valley, California. *AAPG Bull.* 65, 438–465.
- Wynn, R.B., Talling, P.J., Masson, D.G., Le Bas, T.P., Cronin, B.T., Stevenson, C.J., 2012. The influence of subtle gradient changes on deep-water gravity flows: a case study from the Moroccan Turbidite System. Application of the Principles of Seismic Geomorphology to Continental-Slope and Base-of-Slope Systems: Case Studies from Seafloor and near-Seafloor Analogues. SEPM Special Publication, pp. 371–383.
- Zaragosi, S., Le Suave, R., Bourillet, J.-F., Auffret, G.A., Faugères, J.-C., Garlan, T., 2001. The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay), a multiple source, ramp model. *Geo-Mar. Lett.* 20, 219–232.
- Zhu, M., Graham, S., Xiong, P., McHargue, T., 2010. Characteristics of migrating submarine canyons from the middle Miocene to present; implications for paleoceanographic circulation, northern South China Sea. *Mar. Pet. Geol.* 27, 307–319. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.05.005>.

VIII. Relations entre la morphologie d'un canyon et le comportement des écoulements gravitaires : l'exemple du canyon de Polcevera

Le canyon de Polcevera est l'une des structures majeures du Golfe de Gênes. Il se forme à partir des vallées incisées Messiniennes et se développent au Plio-Quaternaire avec la formation de grandes levées et d'un canyon fonctionnant essentiellement en *by-pass* (Soulet et al., 2016). A partir de l'analyse haute résolution de données de subsurface, l'objectif de ce chapitre est de rendre compte des relations existant entre le comportement hydrodynamique des écoulements gravitaires et la morphologie du canyon de Polcevera.

VIII.1. Caractérisation morphologique des canyons Polcevera et Bisagno

Sur la base de critères morphologiques, le canyon de Polcevera a été divisé en 3 segments dont les caractéristiques géométriques seront détaillées ici par l'étude des données bathymétriques (Figure VIII-1). Le segment le plus proximal, ou segment supérieur, mesure 7 km de long et comprend la tête du canyon. Le segment intermédiaire comprend le corps du canyon sur une distance longue de 20 km. Enfin, le segment inférieur marque la transition aval entre le Canyon de Polcevera et la Vallée de Gênes.

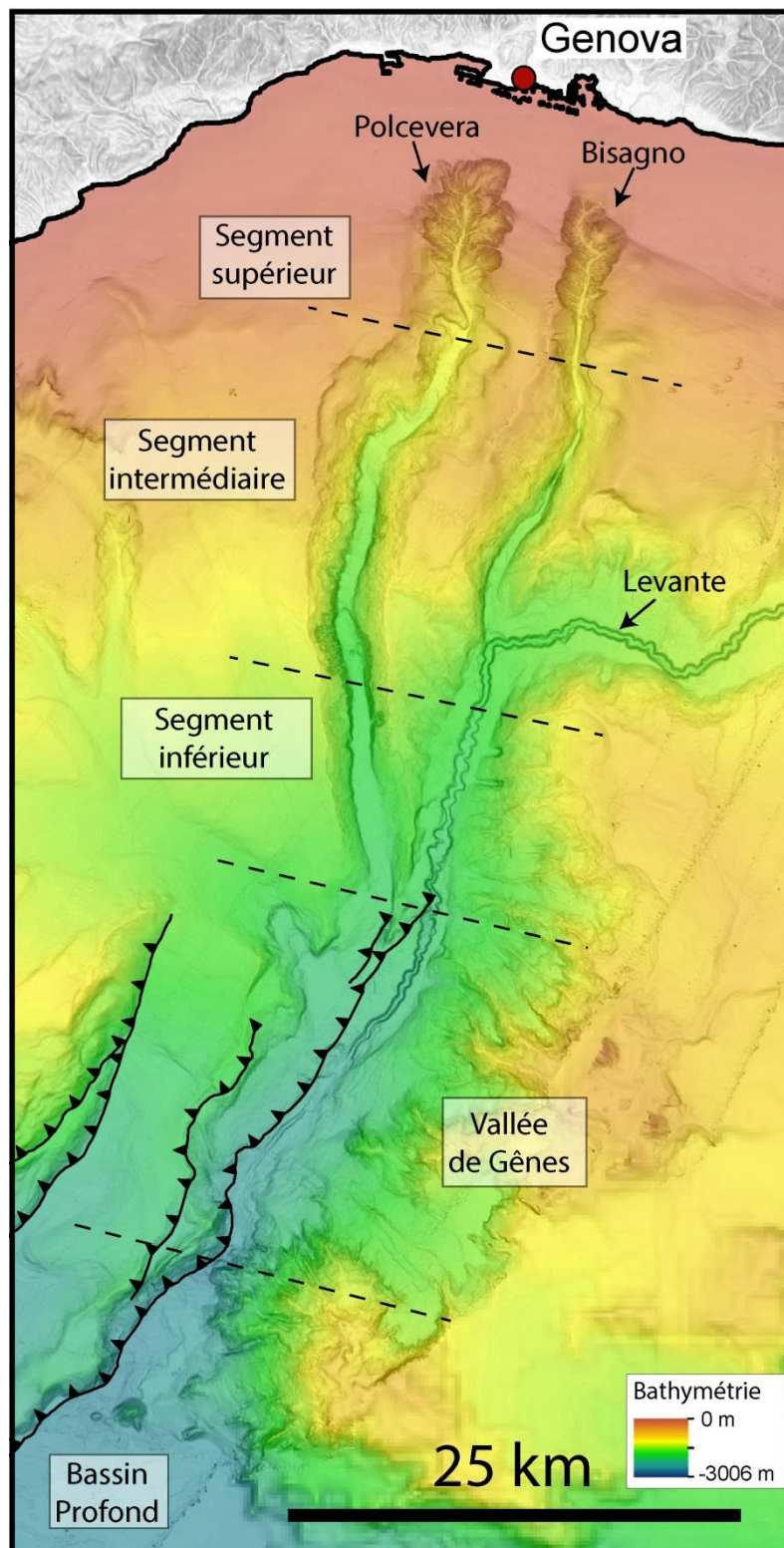


Figure VIII-1 : Carte bathymétrique présentant l'organisation du canyon Polcevera selon trois segments.

a. Segment Supérieur

La tête des canyons de Polcevera et Bisagno incisent la plate-forme jusqu'à une profondeur d'eau de 100 m, à une distance de 3 à 4 km de la côte (Soulet et al. 2016). Les têtes ont une largeur moyenne de 3 à 4 km et une longueur d'un peu moins de 10 km (Figure VIII-2 ; Figure VIII-3). Les têtes sont marquées par la présence de structures semi-circulaires de 300 m de large et 20 m de profondeur interprétées comme des cicatrices d'arrachements (Figure VIII-2). Chaque cicatrice représente un volume de sédiments remobilisés de 10^3 à 10^6 m³. Les cicatrices s'amalgament pour former des clusters drainés par des conduits reliés à chaque cicatrice, les chutes, qui coalescent pour alimenter le thalweg du canyon (Figure VIII-2 ; Figure VIII-3). L'ensemble des clusters de cicatrices amalgamées s'organise sur les flancs des têtes de canyon, inclinées de 20-25°, donnant une forme d'érosion particulière décrite dans de nombreux canyons comme le Canyon du Var (Kelner et al. 2016 ; Migeon et al. 2012), le canyon de Monterey (Green et al. 2002) ou le canyon du Danube (Popescu et al. 2004). Cette forme d'érosion particulière est assez diagnostique des processus d'érosion sous-marins et ne ressemble pas au réseau dendritique que l'on trouve en domaine subaérien.

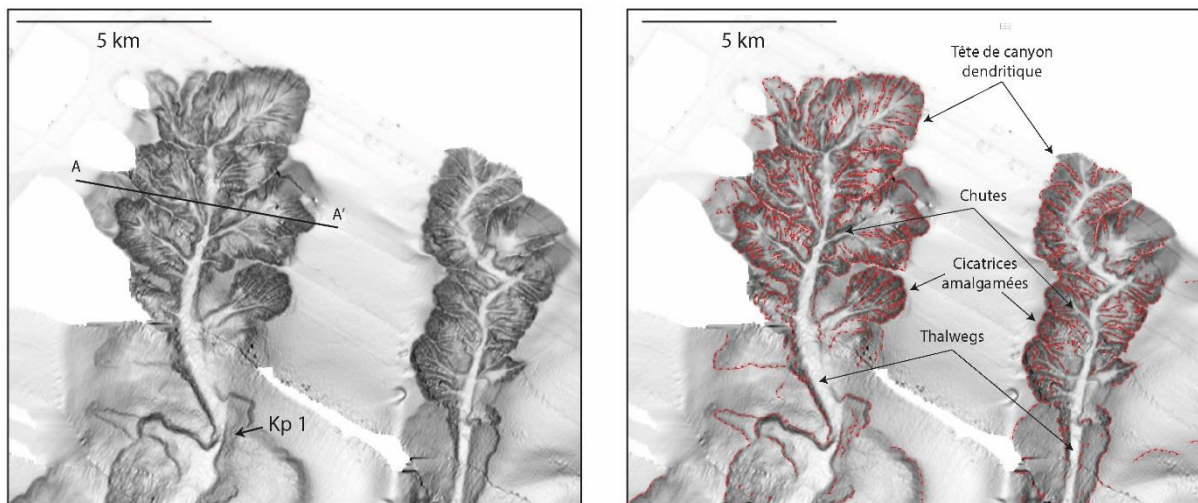


Figure VIII-2 : Carte bathymétrique vierge et carte bathymétrique interprétée des têtes des canyons de Polcevera et Bisagno. Les cicatrices d'arrachement présentes dans les têtes de canyon sont présentées en rouge.

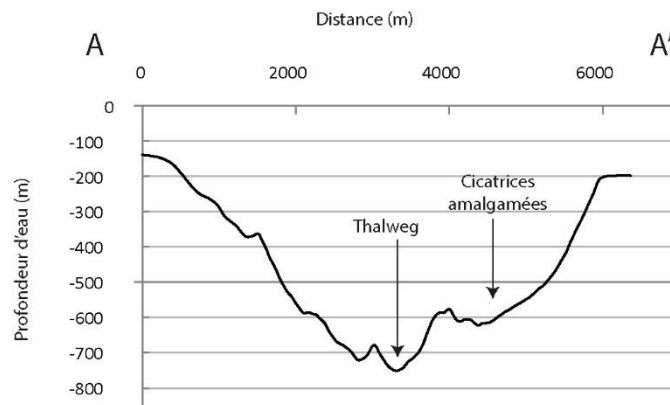


Figure VIII-3 : Coupe bathymétrique transversale de la tête du canyon de Polcevera

Le thalweg du canyon de Polcevera trouve sa source à environ 600 m de profondeur d'eau dans la tête du canyon (Figure VIII-2 ; Figure VIII-3 ; Figure VIII-4). Les cinq premiers kilomètres du canyon sont connectés aux chutes des clusters de cicatrices d'arrachement (Figure VIII-2). Le thalweg est incliné de 5° en moyenne, jusqu'à la transition avec le thalweg du segment intermédiaire (Figure VIII-4). La transition avec le segment intermédiaire est marquée par un rétrécissement du thalweg et une structure semi-circulaire (concavité orientée vers l'amont) de 50 m de hauteur affectant le fond du canyon et interprétée comme un *knickpoint* (kp 1 : Figure VIII-2 ; Figure VIII-4).

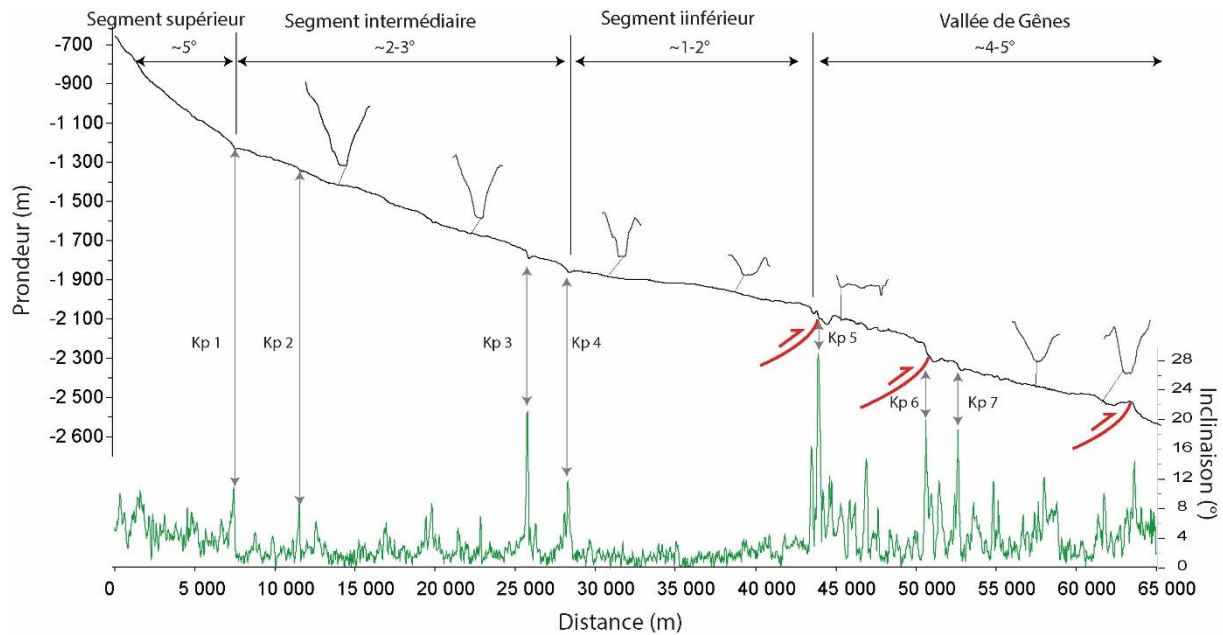


Figure VIII-4 : Profil bathymétrique longitudinal du thalweg de Polcevera. Le profil est généré sur la ligne de plus grande pente et est accompagnée de la courbe de l'inclinaison (courbe verte).

b. Segments intermédiaire et inférieur

Les segments intermédiaire et inférieur du canyon Polcevera s'étendent sur 35 km jusqu'à la vallée de Gênes (Figure VIII-1). Le long de ces deux segments, le canyon conserve une forme en V et la largeur du thalweg reste homogène, de l'ordre de 900 m en moyenne (Figure VIII-5 ; Figure VIII-6 ; Figure VIII-7 ; Figure VIII-9). La largeur du canyon mesurée entre les interfluves diminue progressivement de l'amont vers l'aval de 7 km à 4 km (Figure VIII-6 ; Figure VIII-7). Cette évolution s'accompagne de la diminution de la hauteur du canyon (entre le fond de thalweg et sommet de l'interfluve) de 800 m à 250 m et de la diminution de l'inclinaison du thalweg de 2-3° sur le segment intermédiaire à 1-2° sur le segment inférieur (Figure VIII-6 ; Figure VIII-7 ; Figure VIII-4). Les flancs du canyon sont caractérisés par des pentes raides, inclinées de 20-25 °, et par la présence de cicatrices d'arrachements isolées distribuées sur toute la longueur des segments (Figure VIII-5).

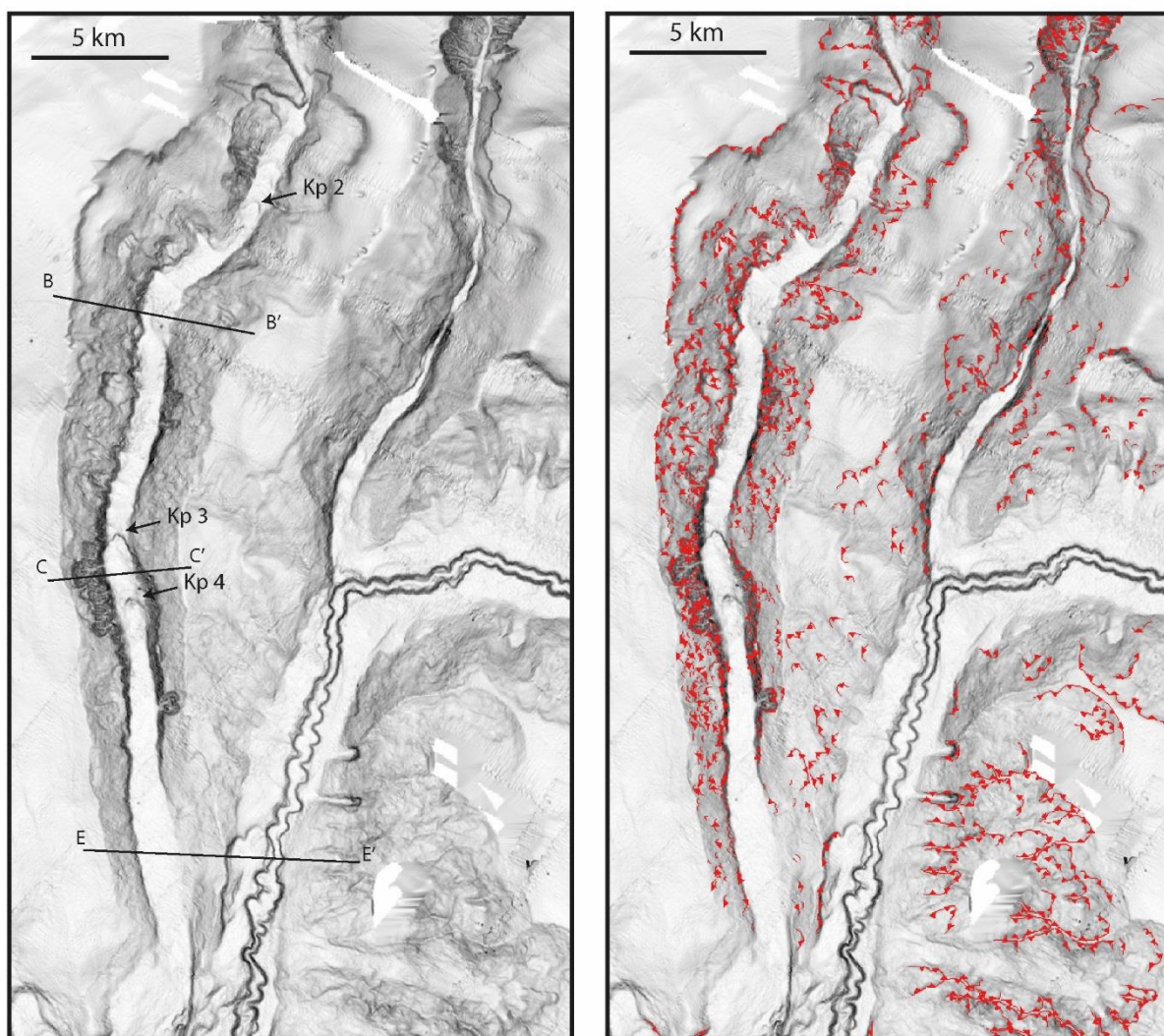


Figure VIII-5 : Carte bathymétrique vierge et interprétée des segments intermédiaire et inférieur du canyon de Polcevera. Les cicatrices d'arrachement présentes sur les flancs du canyon sont présentées en rouge.

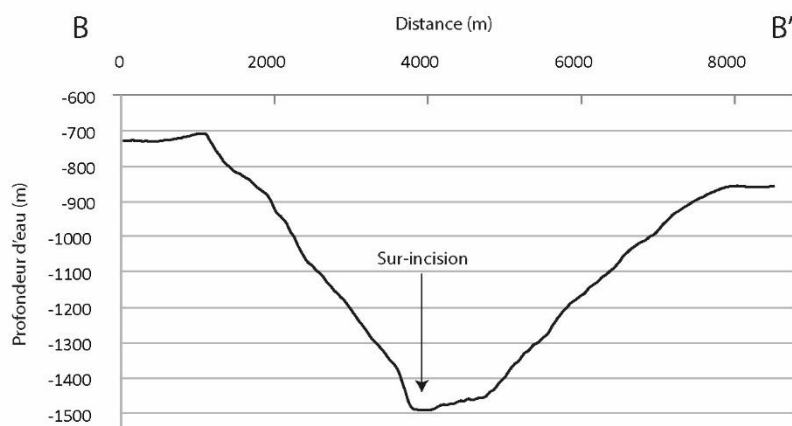


Figure VIII-6 : Coupe bathymétrique transversale du segment intermédiaire du canyon de Polcevera. La position de la coupe est indiquée Figure VIII-5.

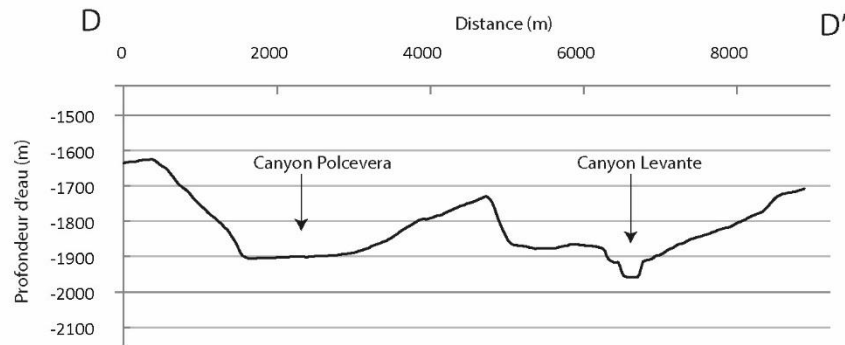


Figure VIII-7 : Coupe bathymétrique transversale du segment inférieur du canyon de Polcevera. La position de la coupe est indiquée Figure VIII-5.

Le thalweg du canyon est marqué par une sur-incision au niveau du changement de direction du canyon du SO vers le SSO (Figure VIII-6). Cette sur-incision est profonde d'environ 50 m et longe la partie externe du changement de direction du canyon. Le thalweg est également affecté par une série de *knickpoints* d'une hauteur de 50 m ; ils sont localisés au niveau de la transition entre les segments supérieur et intermédiaire et les segments intermédiaire et inférieur, et ils marquent un changement d'inclinaison du thalweg (Figure VIII-5). Les structures kp 3 et 4 affectant le fond du thalweg sont associées à la présence de cicatrices amalgamées affectant les flancs du canyon (Figure VIII-5 ; Figure VIII-8). Ces cicatrices forment des clusters drainés par des chutes, comme observé dans les têtes des canyons de Polcevera et Bisagno. Ces clusters affectent la partie supérieure des flancs et ne sont pas systématiquement continus jusqu'au thalweg du canyon (Figure VIII-9).

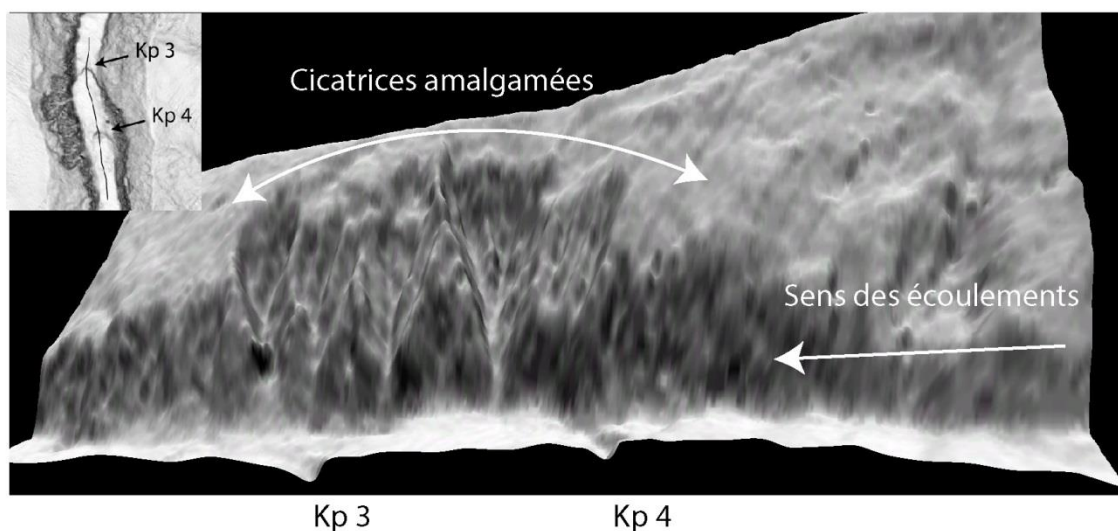


Figure VIII-8 : Image bathymétrique 3D du flanc est du segment intermédiaire du canyon de Polcevera.

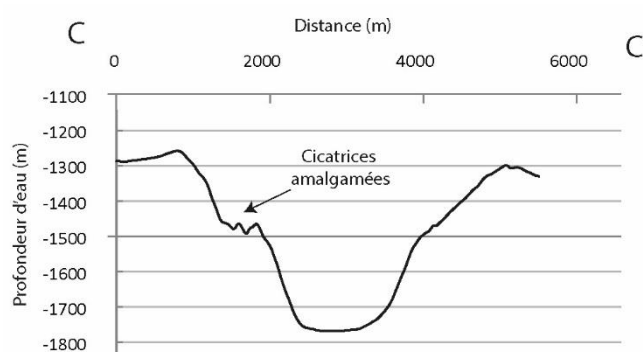


Figure VIII-9 : Coupe bathymétrique transversale du segment intermédiaire du canyon de Polcevera. La position de la coupe est indiquée Figure VIII-5.

c. La Vallée de Gênes

La Vallée de Gênes constitue le collecteur de l'ensemble des canyons du Golfe de Gênes (Figure VIII-1 ; Soulet et al. 2016). Elle mesure 20 km de long et 5-7 km de large (Figure VIII-10). Elle possède une inclinaison irrégulière, de 5° en moyenne, avec de nombreuses augmentations locale de la pente à plus de 10° (Figure VIII-4). Elle débute à la transition avec le segment inférieur puis rejoint le bassin à 2500 m de profondeur d'eau (Figure VIII-4). La Vallée de Gênes est bordée sur son flanc droit par le front de chevauchement Ligure et sur son flanc gauche par le massif volcanique de Monte-Doria (Soulet et al. 2016).

La partie amont de la Vallée de Gênes présente un thalweg rectiligne en sur-incision (Figure VIII-10). Ce thalweg a une profondeur de 50 m et se situe dans la continuité du canyon méandrique de Levante (Figure VIII-1 ; Figure VIII-10 ; Figure VIII-7). En plus de cette sur-incision, la Vallée de Gênes est marquée par une série de structures semi-circulaires de type *knickpoints* se distribuant dans l'axe du canyon Polcevera, depuis la transition avec le segment inférieur (Figure VIII-10). Les *knickpoints* les plus grands sont large de 200 à 900 m, profond de 80 m, et sont associés à une augmentation locale de la pente de 20 à 28° (kp 6-7-8 ; Figure VIII-4). Les structures kp 7 et 8 constituent des escarpements abrupts qui oblitèrent le thalweg sur-incisé sur environ 2 km (Figure VIII-10). La présence de ces *knickpoints* est associée à l'expression en surface du front de chevauchement (Figure VIII-1 ; Figure VIII-10 ; Soulet et al. 2016).

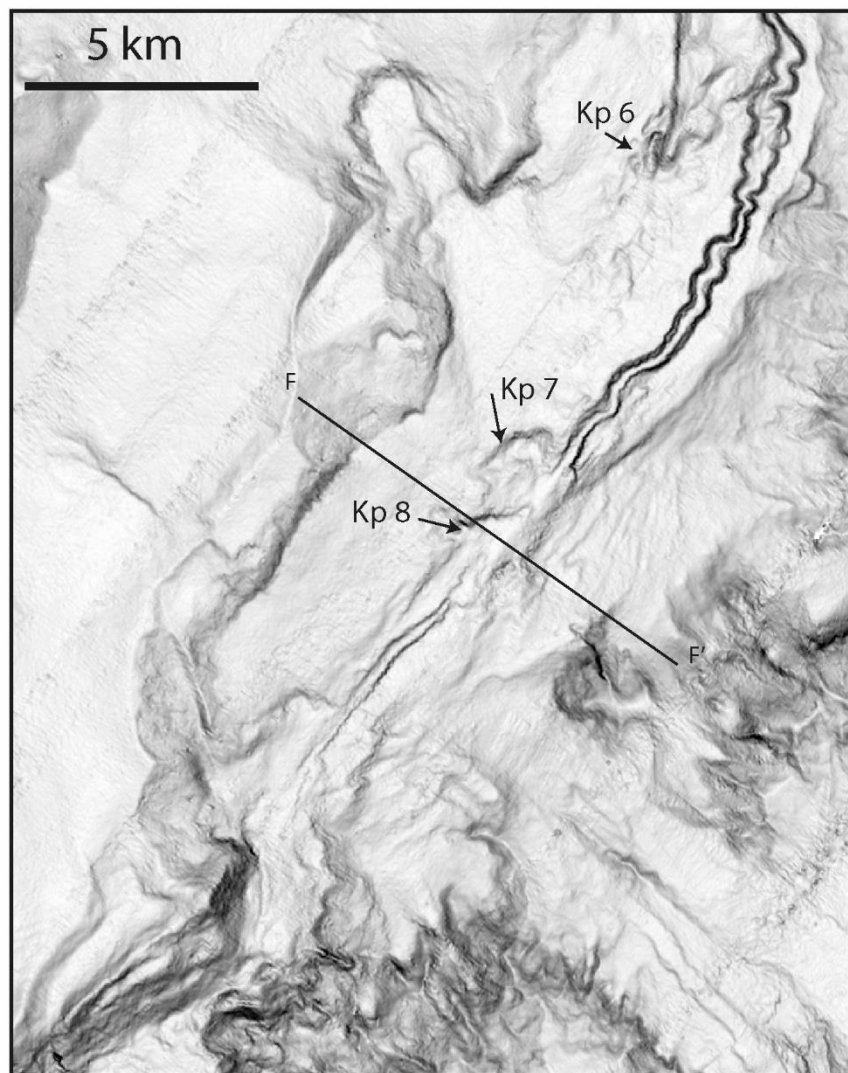


Figure VIII-10 : Carte bathymétrique de la Vallée de Gênes.

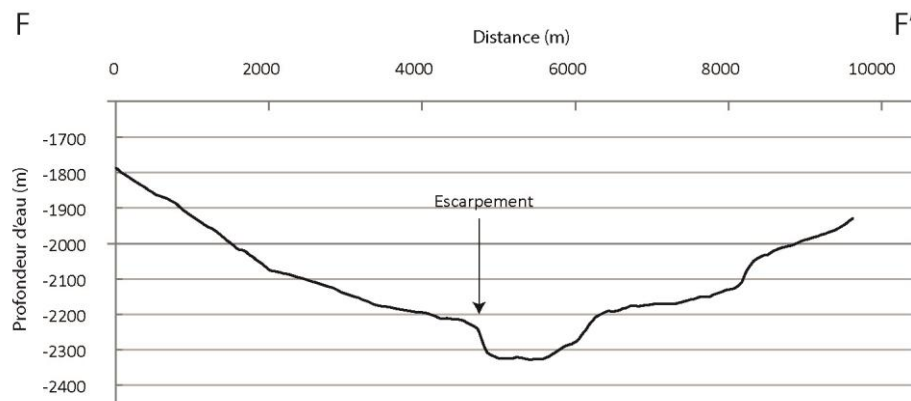


Figure VIII-11 : Coupe bathymétrique transversale à la Vallée de Gênes. La position de la coupe est indiquée sur la Figure VIII-10.

VIII.2. Activité récente du thalweg du canyon de Polcevera

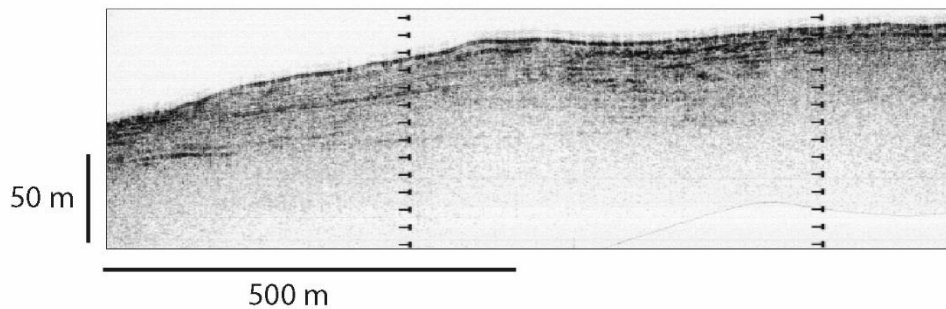
Cette partie est consacrée à l'analyse de l'activité sédimentaire récente le long des segments définis précédemment. Cette étude se base sur les données du SAR permettant une étude de subsurface à très haute résolution.

a. Définition des faciès

L'analyse des données de SAR a permis de définir trois faciès distincts qui se distribuent le long du canyon de Polcevera. Ces faciès sont définis par l'intégration des observations effectuées : 1) sur l'imagerie fond de mer avec une résolution inférieure au mètre et 2) sur les profils de sondeur de sédiments (3,5 kHz) avec une résolution métrique pour une profondeur d'investigation de 100 m.

a.1. Faciès de dépôt

Ce premier faciès est caractérisé par un fond de mer homogène sur l'imagerie et par un échofaciès lités et continus, avec des réflecteurs de forte à moyenne amplitude sur le profil de sondeur de sédiments (Figure VIII-12). Ces réflecteurs présentent localement des terminaisons en *onlap* ou *downlap* en base d'unité et des troncatures d'érosions en sommet d'unités. Cet échofaciès est interprété comme l'alternance de dépôts fins et grossiers liés au passage d'écoulements gravitaires dans le thalweg du canyon, interprétation similaire à celle proposée par Damuth, 1980 ; et Pratson et Laine, 1989) sur d'autres systèmes.



**Figure VIII-12 : Extrait du profil chirp acquis lors du passage du SAR dans le corps du canyon Polcevera.
L'échofaciès facies continu est associé à un facies de dépôt.**

a.2. Faciès érosif

Sur les profils de sondeur de sédiments, l'échofaciès type est sourd à chaotique avec un fort réflecteur de surface mais quelques réflexions discontinues de forte amplitude. Localement, l'échofaciès est défini par la présence de corps lenticulaires d'extension kilométrique et d'épaisseur décamétrique présentant un facies interne transparent sans réflecteurs (Figure VIII-13B). Le contact entre ces corps apparaît localement discordant, indiquant des processus d'érosion. Cet échofaciès est interprété comme associé à des dépôts de transport en masse de matériaux cohésifs, complètement homogénéisés, pouvant être liés à des déstabilisations en tête de canyon ou sur ses flancs et à la transformation de glissements

en coulées de débris ou autres écoulements concentrés (Damuth, 1980 ; Pratson et Laine, 1989).

Associé à cet échofaciès, l'imagerie fond de mer présente des linéations parallèles et localement des figures subcirculaires larges de 10 à 100 m. Ces figures sont respectivement interprétées comme des champs de sillons d'érosion et des megaflûtes (Figure VIII-13A). Dans ces champs, la densité des sillons est élevée, avec un sillon tous les 10 m environ et une continuité des sillons sur 500 à 1000 m. Les sillons d'érosion résultent de l'activité d'écoulements turbulents récurrents et puissants (Flood, 1983). Leur formation est associée à l'apparition, dans les écoulements turbulents, de mouvements hélicoïdaux liés au phénomène de *burst and sweep* (Flood, 1983 ; Gordon and Witting 1977).

L'association de ces observations implique donc le passage de deux types d'écoulements différents. Le dépôt des lentilles transparentes visibles sur le sondeur de sédiments est associé au dépôt en masse de matériaux cohésifs tandis que l'érosion visible sur le fond de mer est associée au passage d'écoulements turbulents puissants ayant développé un phénomène de *burst and sweep*.

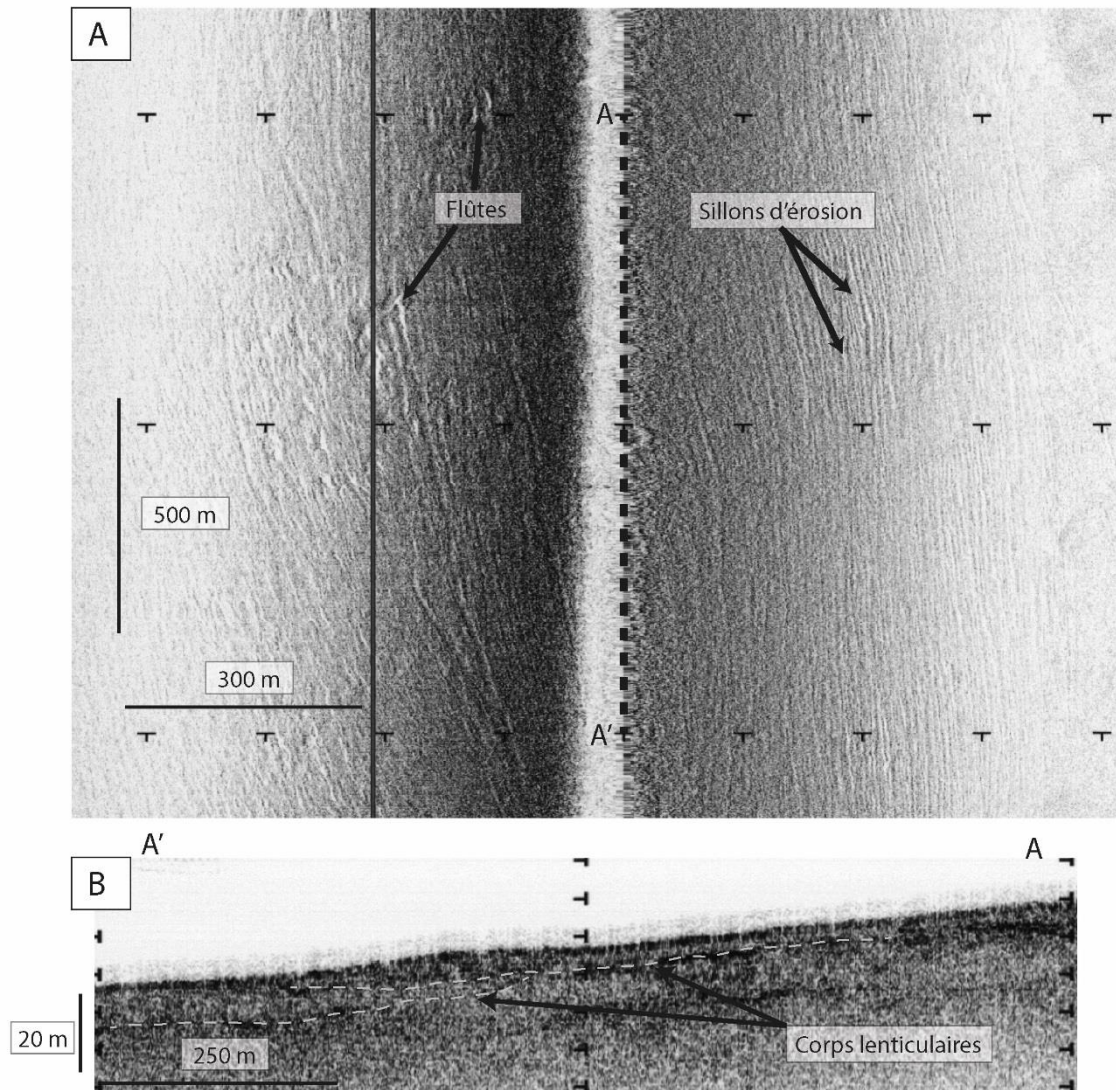


Figure VIII-13 : Extrait de l'imagerie fond de mer et du profil sondeur de sédiments du SAR dans le corps du canyon Polcevera. La présence de sillons d'érosion et de flûtes sur un échofaciès composé de corps lenticulaires transparents est associée à un faciès d'érosion/dépôt.

a.3. Faciès de *by-pass*

Sur les profils de sondeur de sédiments, l'échofaciès est sourd avec un fort réflecteur de surface et aucun réflecteur ou structure interne visible en profondeur. Cet échofaciès est classiquement associé à la présence de dépôts grossiers (sables et gravier) empêchant la pénétration du signal acoustique.

L'imagerie fond de mer associée révèle la présence de structures linéaires superposées verticalement et localement entaillées par des structures d'excavation de morphologie

subcirculaire (Figure VIII-14). La présence de ces structures implique de forts processus d'érosion.

L'association de ces observations implique donc la présence d'un substratum induré composé de la superposition de bancs sédimentaires probablement plus durs et plus tendres en alternance et largement excavés par le transit des écoulements. La présence de ce substratum induré directement à l'affleurement sur le fond du canyon et la base de ses flancs suggère une absence de dépôts sédimentaires récents de remplissage. Ceci illustrerait la capacité des écoulements à transiter dans cette partie du canyon sans déposer de particules. Pour ces raisons, nous avons interprété ce faciès comme diagnostique d'une zone de *by-pass*.

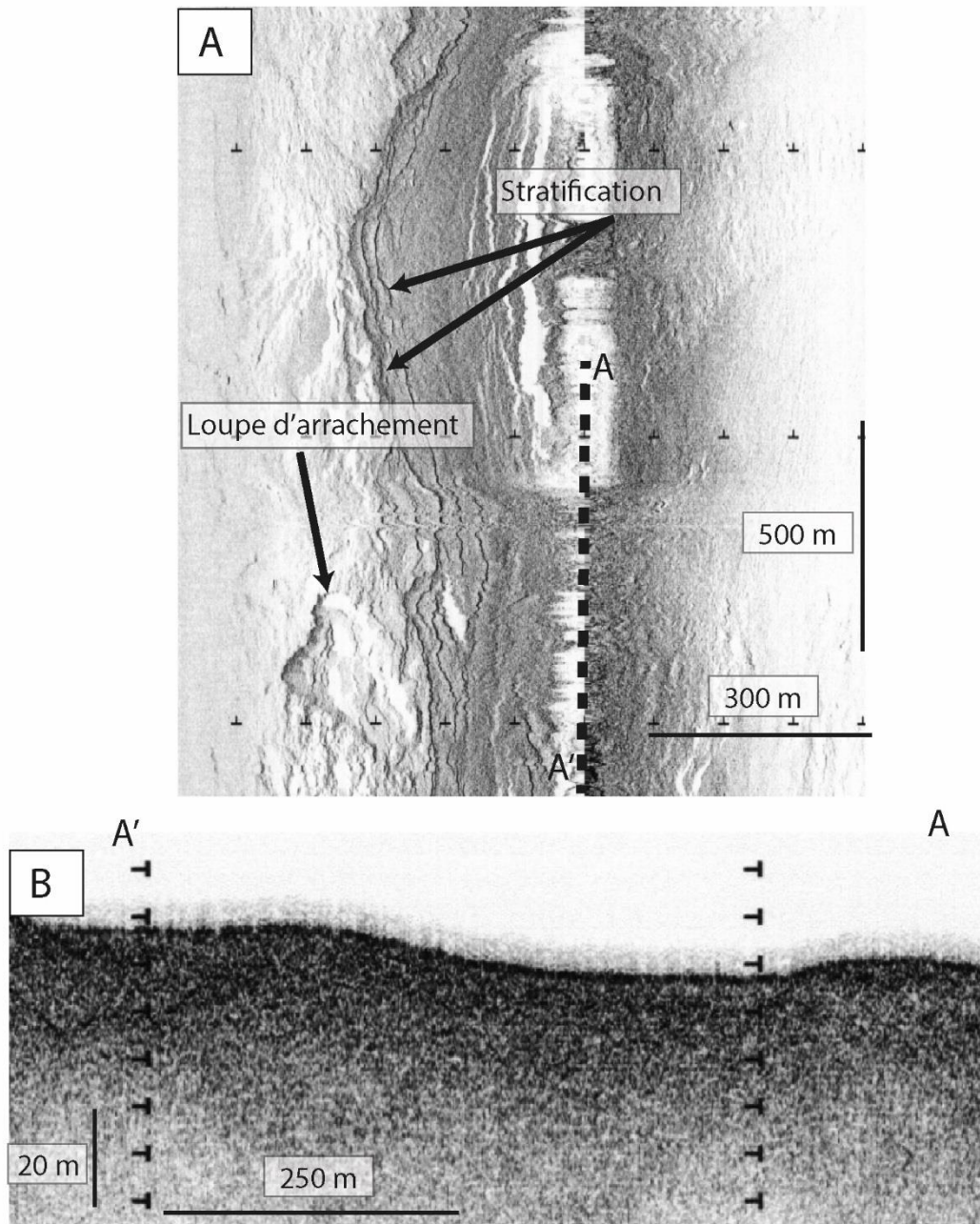


Figure VIII-14 : Extrait de l'imagerie fond de mer et du profil sondeur de sédiments du SAR dans la vallée de Gênes. La présence de stratifications des dépôts pré-existants et de figures d'excavation est associée à un faciès de by-pass.

b. Répartition des faciès

L'analyse des données du SAR a permis de cartographier l'expression des faciès/échofaciès le long des segments intermédiaire et inférieur du Canyon Polcevera et le

long de la vallée de Gênes. Trois zones dominées par un faciès ou une association de faciès ont ainsi été identifiées. De l'amont vers l'aval, ces zones sont le segment intermédiaire, le segment inférieur et la Vallée de Gênes (Figure VIII-15).

Le segment intermédiaire est dominé par l'association des faciès de dépôt et d'érosion (Figure VIII-15). Cette association se met en place sur une longueur de 15 km et selon une inclinaison moyenne de 2-3° depuis la transition avec le segment supérieur jusqu'à la structure kp 4 (Figure VIII-4). Les dépôts sont exprimés par la présence de huit corps de longueur kilométrique qui se mettent en place préférentiellement sur les bordures du thalweg, dans les zones de changement de direction. Ils pourraient donc localement être interprétés comme des barres d'accrétion latérale. Les sillons d'érosion et les flûtes sont présents en amont et en aval des *knickpoints* avec localement l'expression du faciès de *by-pass* sur les *knickpoints* (Kp 3 et 4 Figure VIII-16B). Au niveau des changements de direction du canyon, le faciès de dépôt s'exprime sur l'intérieur de la courbe tandis que les érosions sont présentes sur la partie externe (Figure VIII-16A).

Le segment inférieur est caractérisé par un faciès érosif. De façon contradictoire, ce faciès est associé à une réduction de l'inclinaison du thalweg à 1-2° en moyenne (Figure VIII-4). Ceci sera discuté ultérieurement. Ce faciès s'exprime sur 15 km, entre les *knickpoints* 4 et 5, par la présence de champs de sillons d'érosion et de flûtes qui se sont développés sur des dépôts cohésifs de transport en masse (Figure VIII-16C).

La vallée de Gênes est caractérisée par le faciès de *by-pass*. Les stratifications associées aux dépôts indurés anciens du substratum apparaissent tout le long de la vallée et notamment au niveau des *knickpoints* 6 et 7 (Figure VIII-16D). Ce faciès s'exprime sur 25 km et est associée à une augmentation de l'inclinaison à 5° (Figure VIII-4 ; Figure VIII-15).

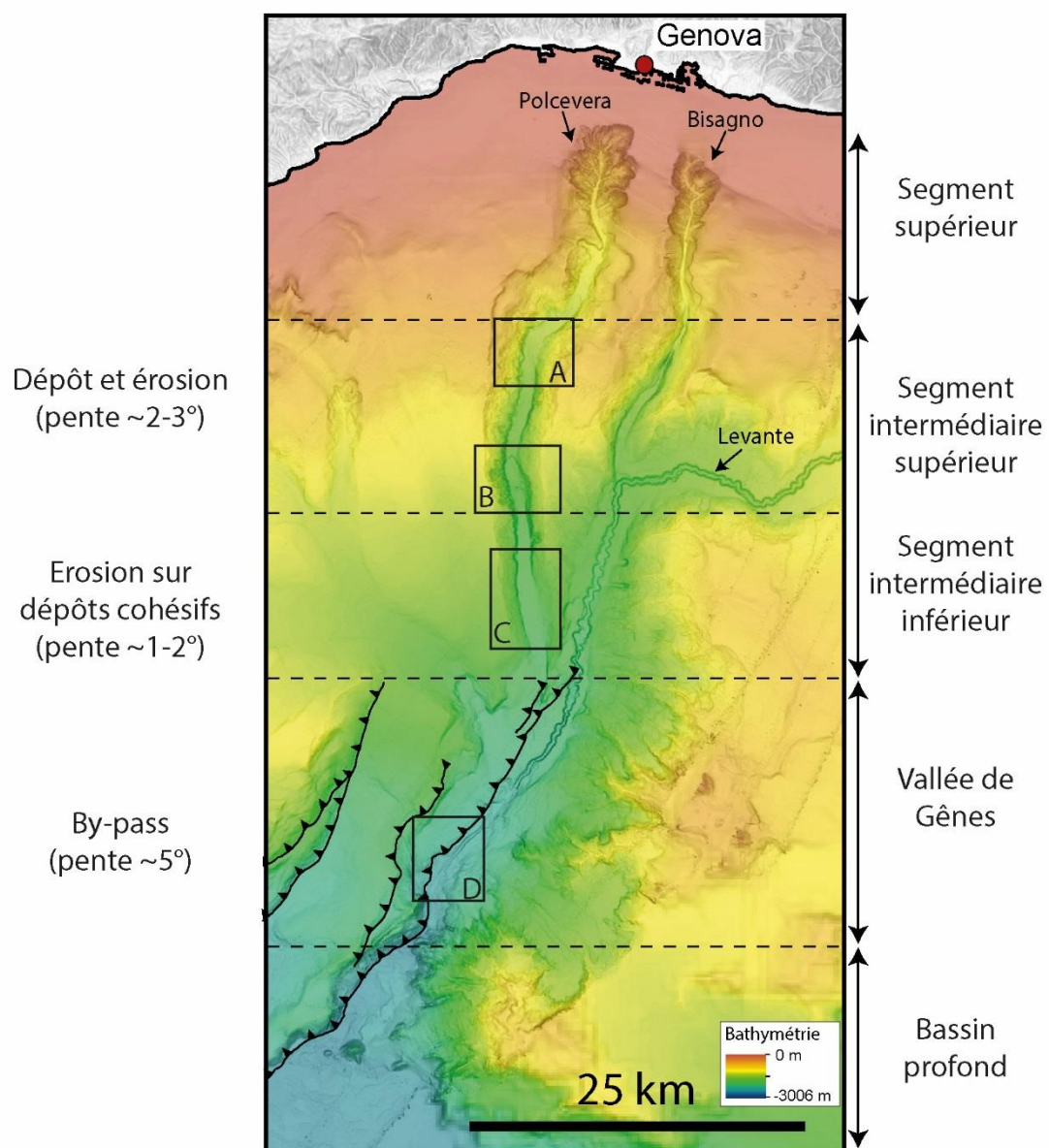


Figure VIII-15 : Répartition des faciès sédimentaires le long des segments du canyon Polcevera.

Figure VIII-16 : Cartes bathymétriques superposées aux interprétations faites les données du SAR. Ces données sont également présentées (imagerie fond de mer et profil sondeur de sédiments).La position des cartes bathymétriques est indiquée en Figure VIII-15.

VIII.3. Discussion

La présence de figures sédimentaires sur le fond du Canyon de Polcevera et de la Vallée de Gênes peut être interprétée comme le passage répété d'écoulements gravitaires. La très haute fréquence à laquelle opère le sonar latéral du SAR (170 – 190 kHz) assure une rétrodiffusion directe du signal par le fond de mer, sans pénétration significative dans les sédiments sous-jacents. Ainsi, les figures sédimentaires observées sur l'imagerie du SAR témoignent d'une activité récente des écoulements gravitaires car elles apparaissent « fraîches » et non drapées par des dépôts de décantation hémipélagique. Je discuterai ici de l'origine des écoulements gravitaires, de leur nature et leur évolution hydrodynamique amont-aval en relation avec les variations de la morphologie du fond (largeur du canyon, inclinaison du thalweg, présence de *knickpoints*).

a. Origine des écoulements

Les processus à l'origine des écoulements gravitaires dans les canyons sont nombreux. Ils incluent les courants hyperpycnaux (Bhattacharya and MacEachern, 2009; Mulder et al., 2009, 2003; Nakajima, 2006), les déstabilisations de sédiments liées aux tempêtes ou aux séismes (Houthuys, 2011; Mastbergen and Van Den Berg, 2003; Migeon et al., 2012; Mulder et al., 2001) ou encore les interactions avec des courants de *cascading* (Lastras et al., 2007).

Dans le cas du Canyon de Polcevera, et contrairement au canyon du Var, du fait de la présence d'une plate-forme de 4,5 km de large (Soulet et al. 2016), la déconnexion actuelle de la tête du canyon avec l'embouchure des réseaux hydrographiques à terre rend peu probable l'occurrence de courants hyperpycnaux. La tête du canyon incise la plate-forme jusqu'à une profondeur d'eau de 100 m rendant par contre très probable une connexion directe rivière-canyon au cours du Dernier Maximum Glaciaire ou des périodes glaciaires précédentes et une activité des courants hyperpycnaux. Cependant, les structures sédimentaires alors formées dans le thalweg devraient être drapées par la sédimentation hémipélagique.

Certaines études ont montré la capacité des courants de *cascading* à créer des sillons d'érosion similaires à ceux identifiés dans le thalweg du Canyon de Polcevera (Figure VIII-16C ; Bryant et al., 2000; Lastras et al., 2007; Lee and George, 2004). Ces courants se

forment lors d'un refroidissement saisonnier des masses d'eau puis leur plongement par densité. Le refroidissement requière une plate-forme large (Bryant et al., 2000; Lastras et al., 2007; Lee and George, 2004). Contrairement aux cas du Cap de Creus (Lastras et al. 2007) ou de l'escarpement Sigsbee (Bryant et al. 2000 ; Lee and George, 2004), la plate-forme du Golfe de Gênes est très étroite et semble peu propice au développement de ce type de processus. L'activité actuelle des transferts sédimentaires au sein de Canyon de Polcevera serait alors plutôt liée aux nombreuses déstabilisations affectant la tête du canyon (Figure VIII-2). Du fait de la forte inclinaison existant dans la tête et le long du segment supérieur du thalweg (5°) (Figure VIII-4), il y aurait une transformation rapide de ces masses cohésives en écoulements turbulents. Ces écoulements seraient alors de type « embrasés » ; ils auraient la capacité d'accélérer (Fukushima et al. 1985) et d'atteindre un état d'auto-suspension (Pantin, 2001) par incorporation de particules érodées du fond du thalweg, expliquant ainsi la présence des structures érosives observées (Figure VIII-16C). Je propose donc comme origine des écoulements la déstabilisation de sédiments accumulés en bordure de tête de canyon par des phénomènes de *breaching* ou de liquéfaction (Houthuys, 2011; Mastbergen and Van Den Berg, 2003; Van Den Berg et al., 2002) puis leur transformation vers l'aval en écoulements embrasés.

b. Evolution longitudinale des écoulements

L'interaction entre les écoulements gravitaires et la topographie est un élément important de leur évolution et a été clairement exposé dans la matrice de Kneller (1995). L'impact de petites variations dans l'inclinaison de la pente a aussi été démontré par Wynn et al. (2012) le long de la pente continentale du Maroc. La matrice de Kneller (1995) prévoit la capacité des écoulements à accélérer dans l'espace et devenir accumulatif lorsque l'inclinaison de la pente augmente ou que la section traversée rétrécit, ou à décélérer dans l'espace et devenir déplétif lorsque l'inclinaison de pente diminue ou que la section augmente. Dans le cas du Canyon de Polcevera, la largeur du thalweg reste stable mais des variations de son inclinaison, associée à la présence de *knickpoints*, apparaissent comme le facteur contrôlant le changement de faciès.

La disparition du faciès de dépôt après le segment intermédiaire implique l'accélération des écoulements. Or le segment inférieur est caractérisé par une réduction de l'inclinaison (Figure VIII-4) qui devrait au contraire causer la décélération des écoulements et favoriser la mise en place de dépôts. L'accélération des écoulements pourrait alors résulter de la présence de *knickpoints* 3 et 4 exprimées à la rupture de pente entre les deux segments (Figure VIII-4). En effet, ces *knickpoints* créent une brusque rupture topographique qui va provoquer un phénomène de ressaut hydraulique (Bourget et al., 2011 ; Migeon et al., 2012 ; Wynn et al., 2012). Le ressaut hydraulique est caractérisé par : 1) une érosion liée à la dissipation de l'énergie cinétique et 2) un ralentissement local de l'écoulement associé à une brusque augmentation de son épaisseur. Cette augmentation d'épaisseur est probablement responsable des abondantes cicatrices d'érosion présentes latéralement sur les flancs du canyon à ce niveau et impliquerait donc une augmentation de la hauteur de l'écoulement jusqu'à 300 m au-dessus du fond du canyon (Figure VIII-8). Une telle augmentation de l'épaisseur est comparable aux 200 m attestés dans le système du Var (Migeon et al. 2012). Le ressaut hydraulique conduit à un déséquilibre de l'écoulement qui est compensé vers l'aval par l'érosion du fond marin. Migeon et al. (2012) enregistre l'expression de l'érosion post ressaut hydraulique sur 15-20 km avant que l'écoulement ne regagne un équilibre. Cette distance correspond à celle qui existe entre les *knickpoints* 4 et 5, expliquant alors que le segment inférieur soit dominé par des processus d'érosion (Figure VIII-4). L'augmentation de l'inclinaison de la pente à plus de 5° et la présence de *knickpoints* bien développés dans la vallée de Gênes seraient donc responsables d'une nouvelle phase d'accélération des écoulements qui éroderaient les dépôts précédents voir même *by-passeraient* jusqu'au bassin si leur vitesse est suffisamment élevée (Figure VIII-15).

c. Intérêt pétrolier de la caractérisation d'une zone de by-pass pour la prédiction avale des dépôts sableux dans un système turbiditique,

La formation d'une zone de *by-pass* et son identification dans un système turbiditique est un point crucial dans la définition d'un piège stratigraphique sur les pentes continentales. Des découvertes pétrolières récentes notamment sur la marge Ouest africaine au Ghana (Mahogany), au Sénégal (SNE), ou en Mauritanie (Tortue) ont remis à l'honneur l'intérêt des biseaux stratigraphiques dans le piégeage des hydrocarbures.

Ce n'est pas un concept nouveaux dans la mesure où il existe de nombreuses découvertes de ce type, notamment dans le Jurassique Supérieur de mer du Nord en contexte de bassin de type rift comme l'illustrent les champs de Magnus (Evans, 2003), et de Miller (Garland, 1993) en mer du nord britannique dans le Viking Graben ou les découvertes tertiaires de Foinaven, Shiehallion, Lagan et Tormore (Underhill, 2001) sur la marge NW des Shetlands. Mais la prédiction des modalités de piégeages par biseaux des réservoirs turbiditiques sableux reste une question cruciale de l'industrie pétrolière. En effet, c'est donc la formation d'une zone de *by-pass* qui assure la déconnexion potentielle entre les dépôts du bassin et ceux du canyon et qui permet la formation d'un biseau turbiditique amont. Ce biseau, à condition qu'il soit scellé, forme un piège et confère une fermeture au réservoir potentiel.

En outre la mise en évidence d'une zone de *by-pass* implique que le matériel qui a transité dans cette zone qui peut être le canyon s'est redéposé en aval dans des lobes et des chenaux. La localisation de ces derniers qui sont d'excellents réservoirs potentiels est capitale dans une approche exploration car elle fournit un élément de prédiction.

Notre cas d'étude s'inscrit dans cette perspective et montre donc qu'il est possible à un temps T de créer une déconnexion entre les dépôts d'un canyon et ceux du bassin. La formation de cette zone de *by-pass* est tributaire d'une forte inclinaison du fond du thalweg, elle-même dépendante comme dans le cas présent, de la tectonique et de l'expression du front de chevauchement (Figure VIII-1). Reste à tester si de telles zones de *by-pass* peuvent être pérennes et permettre une déconnexion spatiale sur des périodes de temps suffisamment longues entre les sables s'accumulant à l'apex du fan et le canyon lui-même. Car dans de nombreux exemples on observe une rétrogradation du fan dans la base du canyon en accord avec les premiers modèles stratigraphiques tel que celui proposé par Muti et Normark (1987).

VIII.4. Conclusion

L'étude des données haute résolution du canyon de Polcevera a permis de mettre en évidence les relations entre la topographie du canyon et le comportement des écoulements gravitaires. La reprise en compression de la marge Ligure est responsable de l'augmentation de l'inclinaison de certains segments de la marge et de la création de *knickpoints* au sein des

canyons. Ces derniers ont un impact important sur les écoulements, à travers le phénomène de ressaut hydraulique, et donc sur l'architecture sédimentaire. L'analyse du comportement actuel du Canyon de Polcevera apparaît en accord avec son comportement tout au long du Plio-Quaternaire (Soulet et al. 2016).

IX. Architecture et processus sédimentaires de construction d'une accumulation turbiditique en contexte de marge en basculement : l'exemple du lobe de la Vallée de Gênes

Dans la continuité des processus récents décrits le long du Canyon de Polcevera, ce chapitre est maintenant consacré à l'étude du lobe déposé au débouché de la Vallée de Gênes (LVG). Le LVG constitue une accumulation sédimentaire de 1250 km² qui se met en place entre 2400 m et 2600 m de profondeur d'eau (Figure IX-1). La particularité de cette accumulation est l'absence d'un véritable système chenal-levée assurant la transition entre le Canyon de Polcevera/Vallée de Gênes et le lobe, comme cela est classiquement observé sur une marge passive. L'objectif de ce chapitre est d'analyser l'architecture actuelle et fossile du LVG ainsi que les facteurs contrôlant son développement.

Ce chapitre est construit en trois parties. Les deux premières parties présentent et analysent les données concernant l'architecture actuelle puis fossile du LVG. La troisième partie est une discussion des facteurs contrôlant les écoulements gravitaires et le développement du LVG au cours du Plio-Quaternaire.

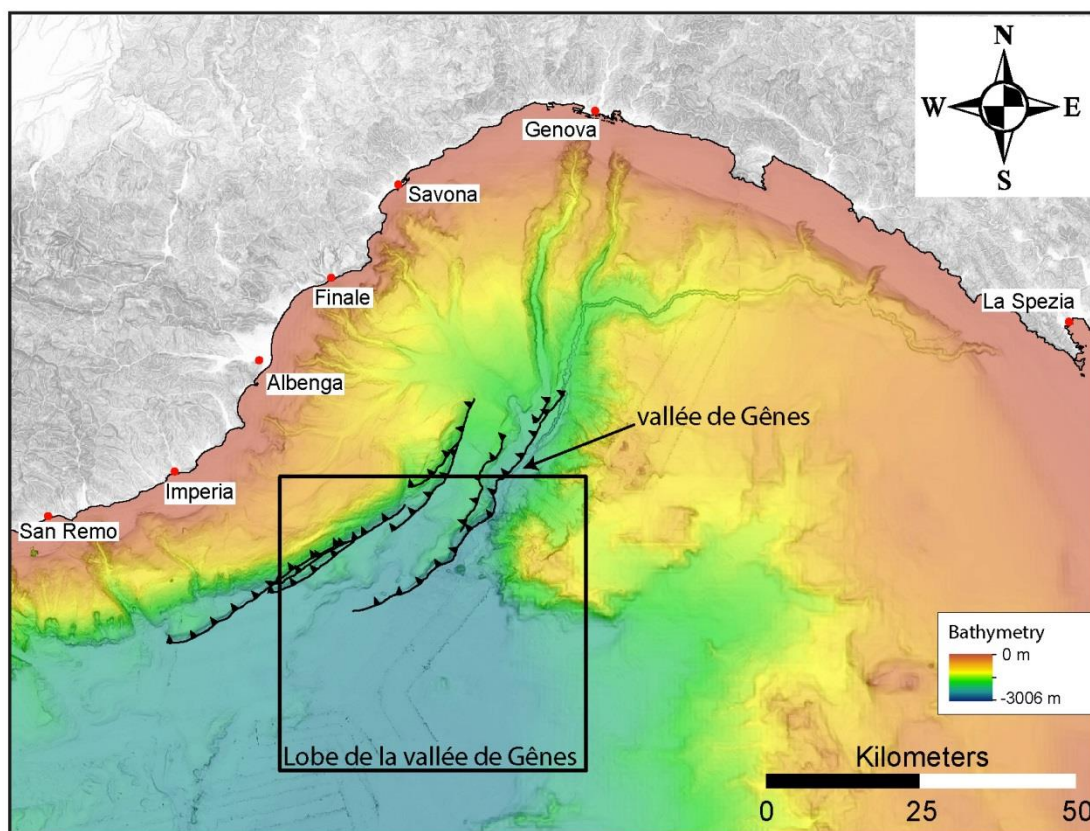


Figure IX-1 : Carte Bathymétrique du Golfe de Gênes illustrant la position du lobe de Gênes et de la Vallée de Gênes.

IX.1. Architecture actuelle du lobe

Le LVG se développe au débouché de la Vallée de Gênes dans un contexte semi confiné. Le LVG est contraint : 1) au nord-ouest par le front de chevauchement Nord-Ligure, 2) à l'ouest par la présence de rides salifères, et 3) au nord-est et à l'est par les massifs volcaniques de Monte-Doria et des Tristanites et par la base de la pente continentale (Figure IX-2C). Aucune structure topographique ne contraint le LVG vers le sud/sud-ouest et des interactions avec la Vallée du Var semblent possibles (Figure IX-2C). Cependant, la cartographie du LVG au sud est limitée par l'absence de données (Figure IX-2C). Ainsi, la cartographie actuelle du LVG s'exprime sur une superficie de 1250 km² pour une longueur et une largeur maximales de 65 km et 35 km. La configuration particulière du bassin par rapport au front de chevauchement et à la pente continentale fait que le LVG se met en place selon une inclinaison de 0,1° en direction de la pente continentale et marquant une rupture brutale avec l'inclinaison de la Vallée de Gênes de 4-5° (Figure IX-3).

L'analyse des données de subsurface issues des campagnes Malisar et Prisme3 ont permis d'identifier une segmentation du LVG selon trois secteurs au sein desquels les morphologies et les architectures sédimentaires sont différentes (Figure IX-2 C ; Figure IX-3).

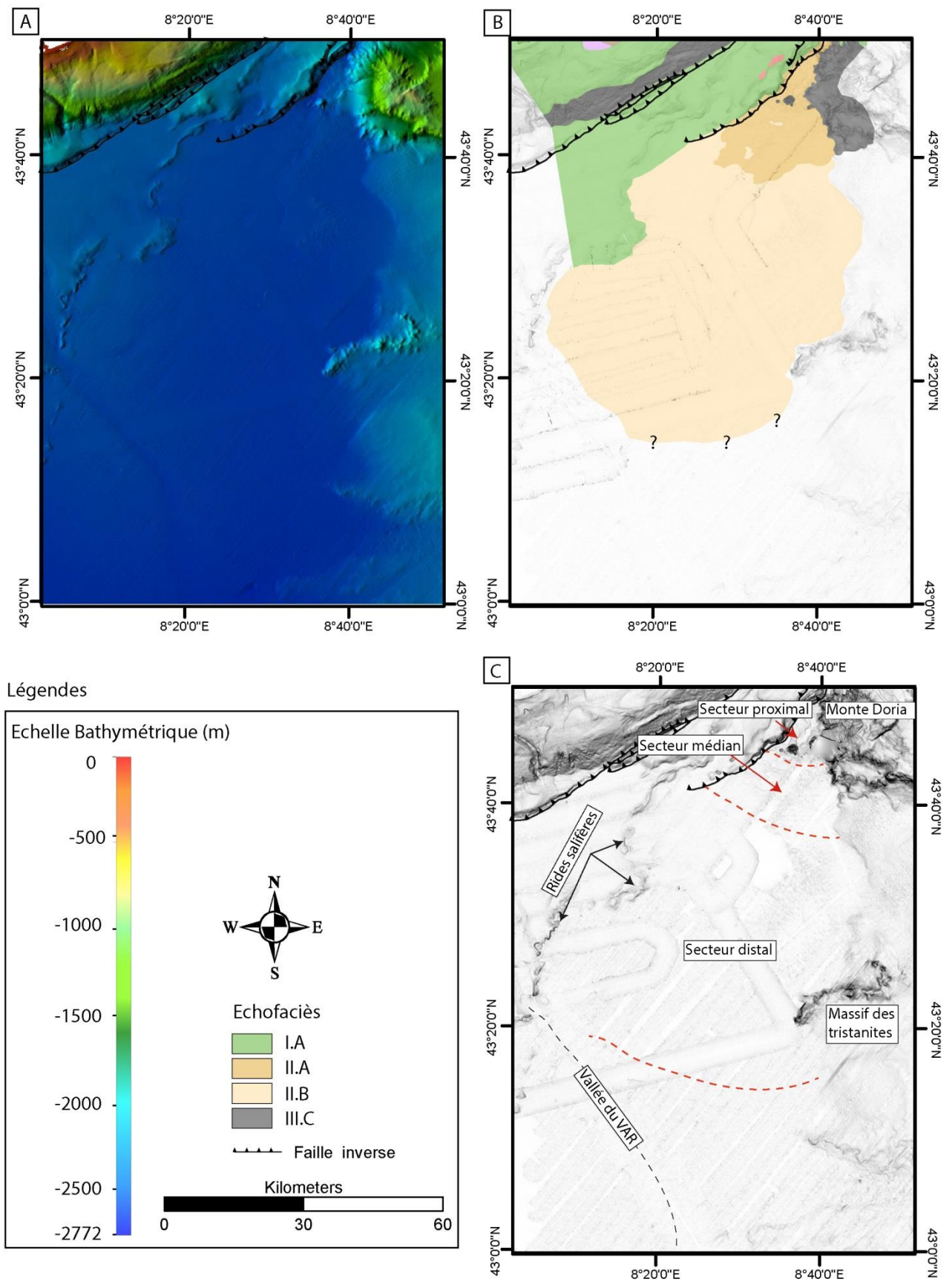


Figure IX-2 : Cartographie du LVG. A : Carte bathymétrique B : Carte de la distribution des échofaciès. C : Carte des pentes, position des structures morphologiques majeures et distribution des secteurs du LVG.

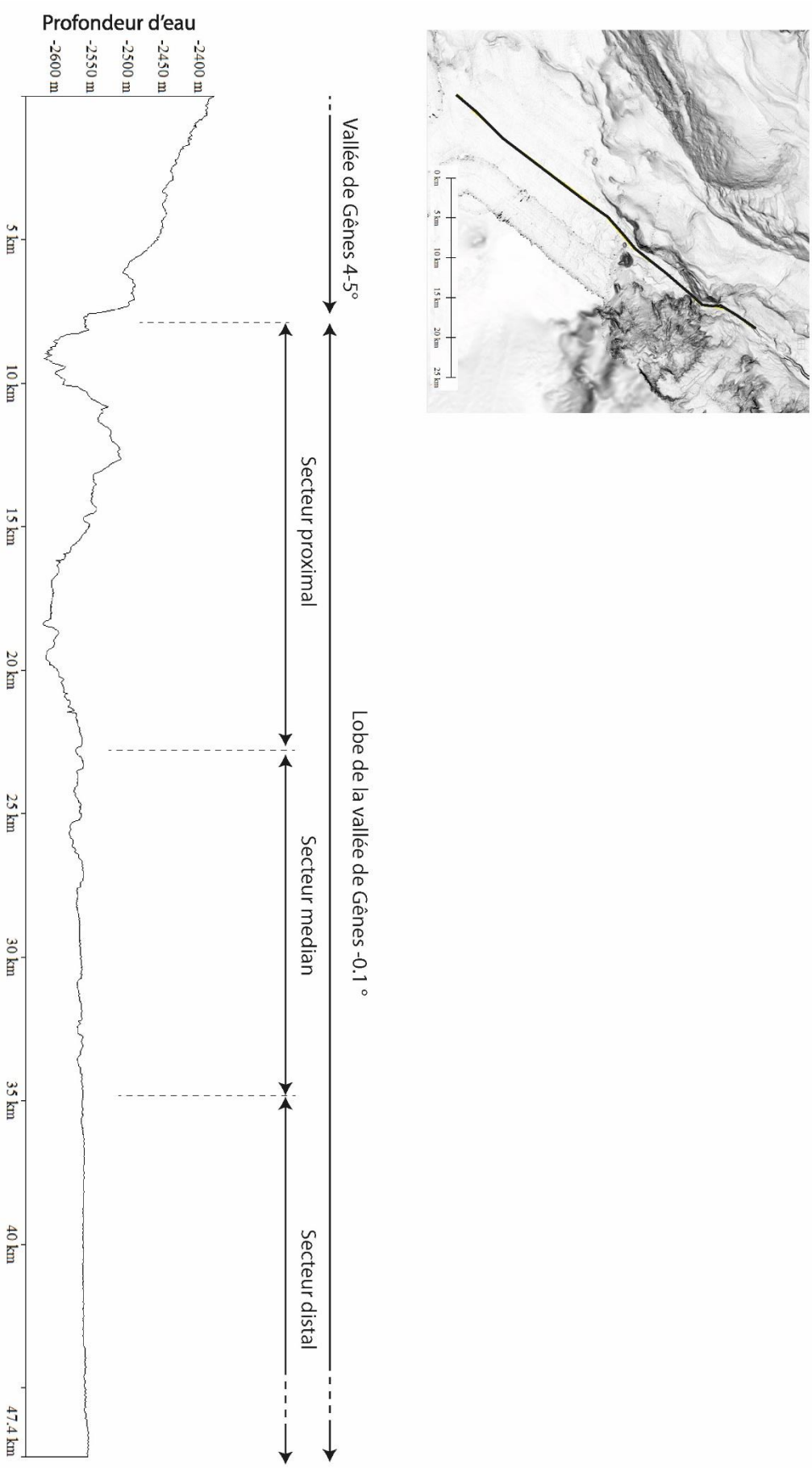


Figure IX-3 : Profil bathymétrique longitudinal illustrant la transition entre la Vallée de Gênes et le LVG et la distribution des secteurs au sein desquels le LVG présente des morphologies et architectures différentes.

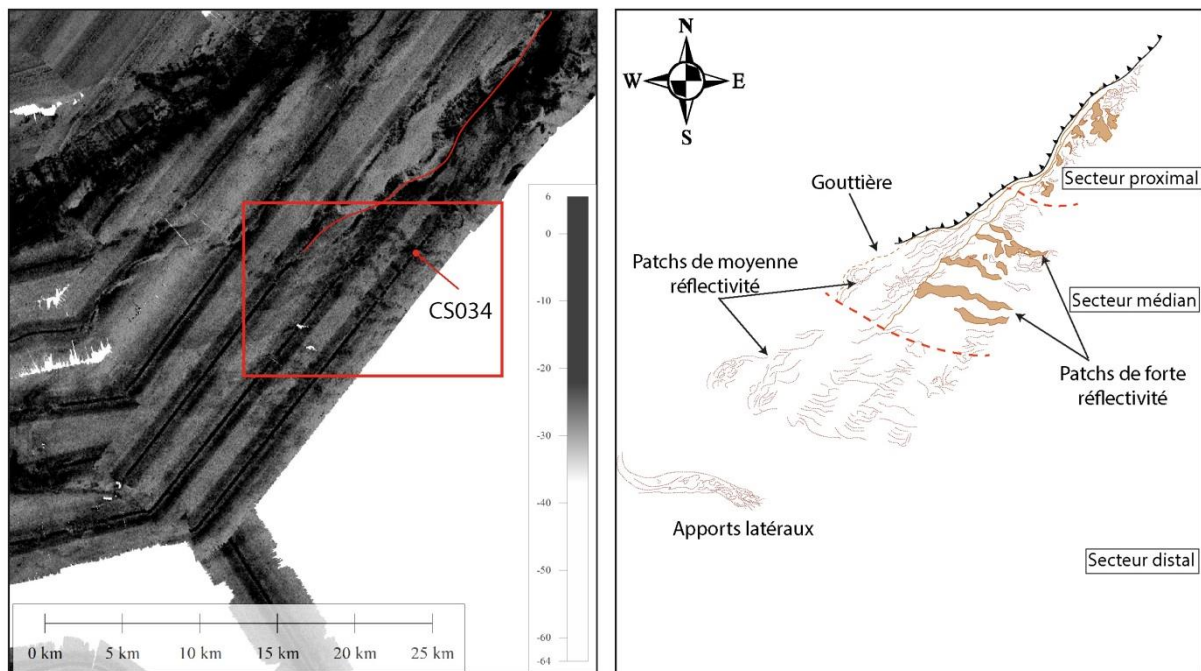


Figure IX-4 : Carte de la réflectivité du LVG générée à partir des données d'imagerie EM 300 (15 kHz) et carte interprétée accompagnée de la position des secteurs. La ligne rouge sur la carte de réflectivité représente le front de chevauchement et le point rouge représente la position de la carotte CS034.

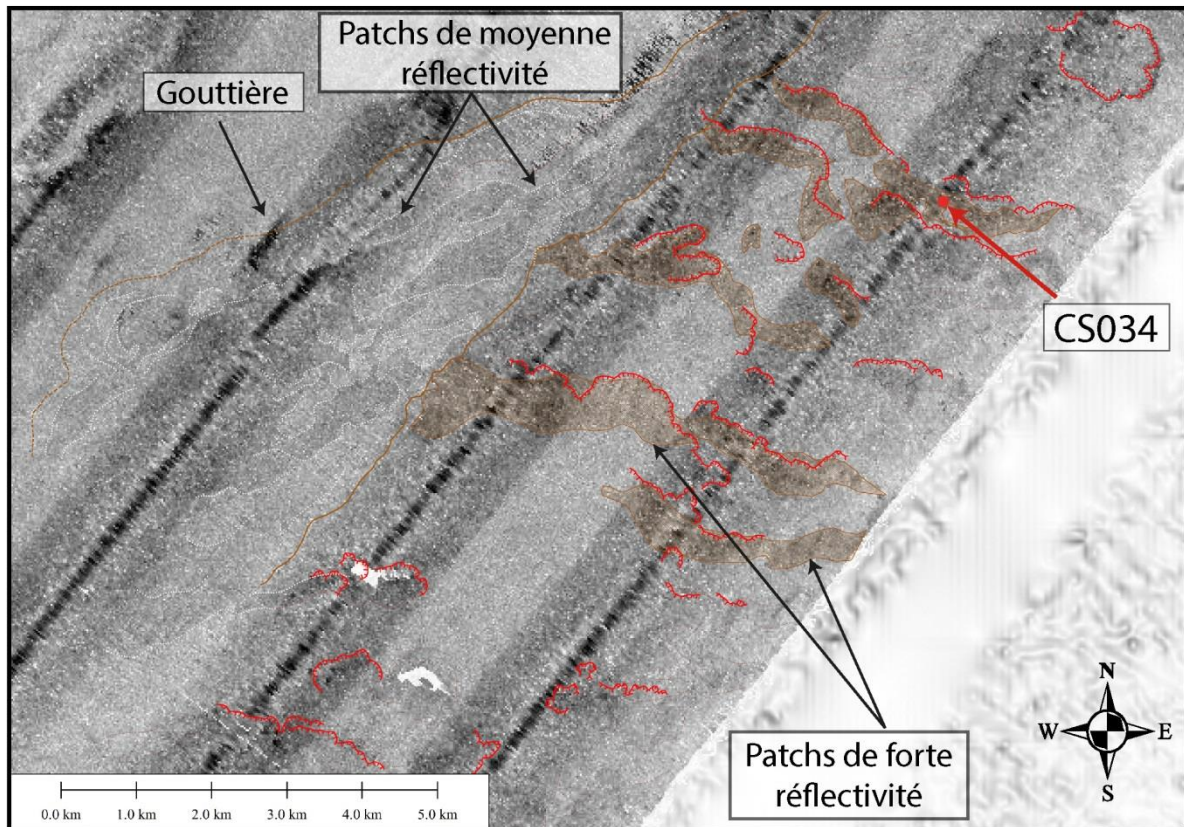


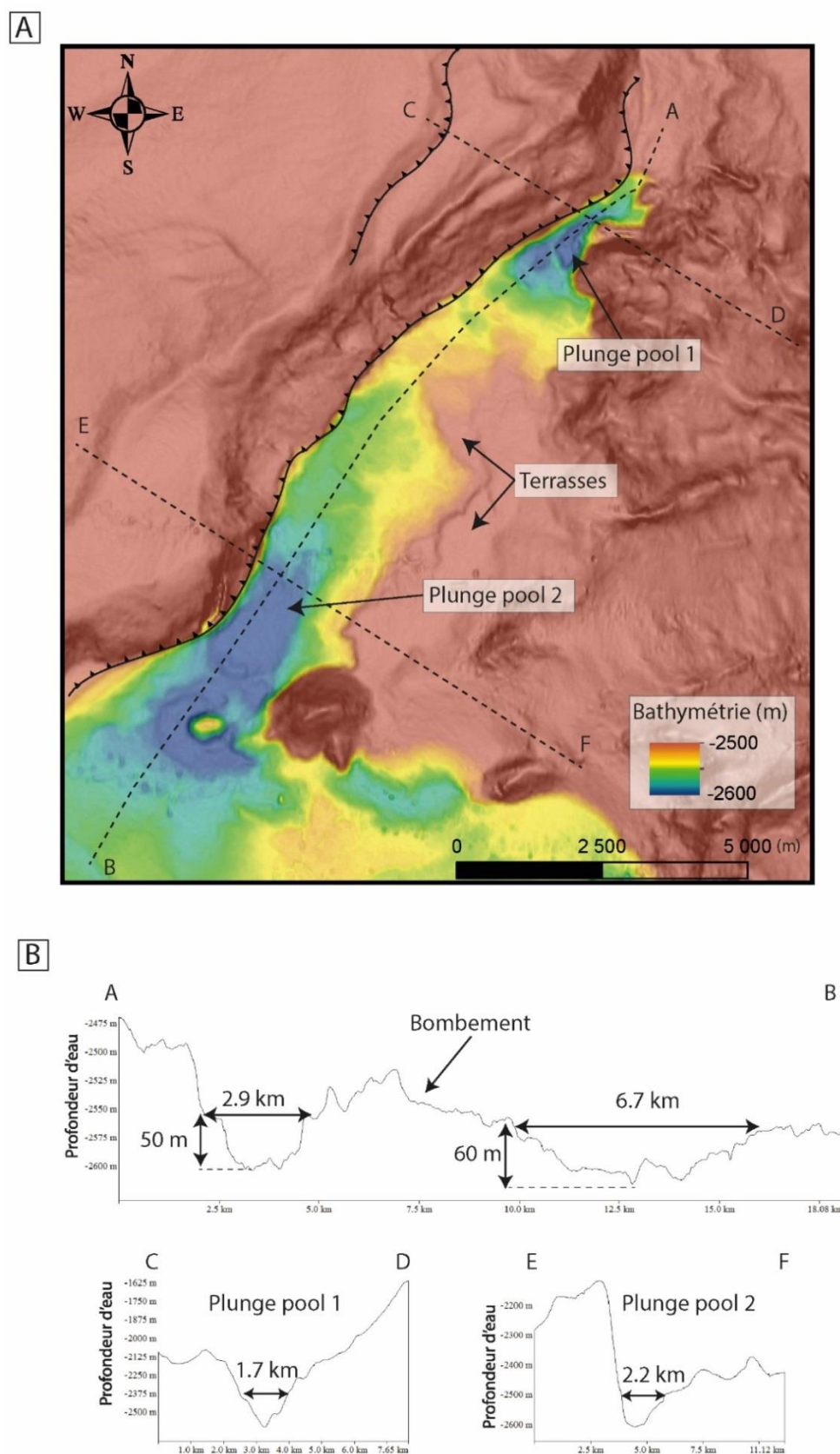
Figure IX-5 : Carte de réflectivité zoomée sur le secteur médian et distal. Les lignes à barbeles rouge définissent les crêtes des escarpements concentriques. La position du zoom est indiquée en Figure IX-4.

a. Segment proximal

Le secteur proximal marque la transition entre la Vallée de Gênes et le bassin ouvert (Figure IX-2). Ce secteur est latéralement contraint à l'ouest par le front de chevauchement et à l'est par le massif volcanique de Monte Doria (Figure IX-2 ; Figure IX-6). Le secteur possède une largeur moyenne de 3,5 km. Celle-ci est réduite à 1,7 km à la transition avec la Vallée de Gênes du fait de la butée du front de chevauchement contre le massif volcanique (Figure IX-6A).

Le secteur est marqué par un fond marin accidenté avec la présence de nombreuses structures de reliefs positifs et négatifs (Figure IX-6). Les deux structures bathymétriques majeures correspondent à des dépressions longitudinales qui se mettent en place 1) au niveau de la rupture de pente de plus de 4° entre la Vallée de Gênes et le segment proximal (Figure IX-3) et 2) à la transition entre le secteur proximal et le secteur médian (Figure IX-6). Du fait

de leur géométrie et de leur position à la transition canyon/bassin, ces structures sont interprétées comme des *plunge pools* (sensu Farre et Ryan 1985 ; Lee et al. 2002 ; Bourget et al. 2011). Les *plunge pools* 1 et 2 sont respectivement longues de 2,9 km et 6,7 km, larges de 1,7 km et 2,2 km et profondes de 50 m et 60 m (Figure IX-6). Ces dimensions sont comparables à celles des *plunge pools* identifiées au pied des marges du Makran (Bourget et al. 2011), du New Jersey et de Californie (Lee et al. 2002). Les deux *plunge pools* sont séparées par un bombement bathymétrique qui atteint 100 m de hauteur par rapport aux fonds des *plunge pools*. Ce bombement présente plusieurs terrasses dont la hauteur décroît vers l'ouest, indiquant des phases d'érosion successives (Figure IX-6). Ce comportement érosif est confirmé par la présence de patchs de très forte réflectivité distribués perpendiculairement au sens des écoulements dans tout le secteur proximal (Figure IX-4).



b. Secteur médian

Le secteur médian s'étend sur une longueur de 15 km et couvre une superficie d'environ 200 km². Il est limité à l'ouest par le front de chevauchement et à l'est par le massif de Monte Doria et la base de la pente continentale du Golfe de Gênes (Figure IX-2).

b.1. Organisation du secteur médian en carte

Le secteur médian est marqué par la présence de nombreuses structures qui s'organisent de façon concentrique depuis la *plunge pool* 2 et se répartissent sur toute la zone (Figure IX-7). Ces structures forment des escarpements d'une hauteur moyenne de 10 m, continues sur 2 à 4 km (Figure IX-7A, C). La base des escarpements est marquée par une dépression topographique de quelques mètres de profondeur et de quelques dizaines à centaines de mètres de large. Ces dépressions apparaissent sur les données de réflectivité par la présence de patchs de forte réflectivité (Figure IX-4). A mesure de l'éloignement de la *plunge pool* 2 en direction du bassin, la distance séparant les escarpements concentriques augmente de 500 m à environ 2 km (Figure IX-7A, C) et la continuité des escarpements tend à diminuer (Figure IX-7A). Sur les images de SAR, les escarpements apparaissent constitués par l'amalgamation de structures érosives présentant une pointe orientée vers l'amont et une partie évasée vers l'aval et interprétées comme des méga *flute casts* (Figure IX-7B). Les dimensions de ces flûtes varient de 5 m à 100 m de large et de 10 m à 200 m de longueur (Figure IX-7B). Des flûtes isolées sont également identifiées entre les escarpements, indiquant que les processus érosifs à l'origine de leur formation sont actifs sur tout le secteur médian et pas uniquement au niveau des escarpements.

Le secteur médian est également caractérisé par une légère dépression qui longe le front de chevauchement. Cette dépression mesure en moyenne 20 m de profondeur et 5 km de large (Figure IX-7C). Elle forme une gouttière caractérisée sur les données de réflectivité par la présence de patchs de moyenne réflectivité allongés dans le sens des écoulements (Figure IX-4).

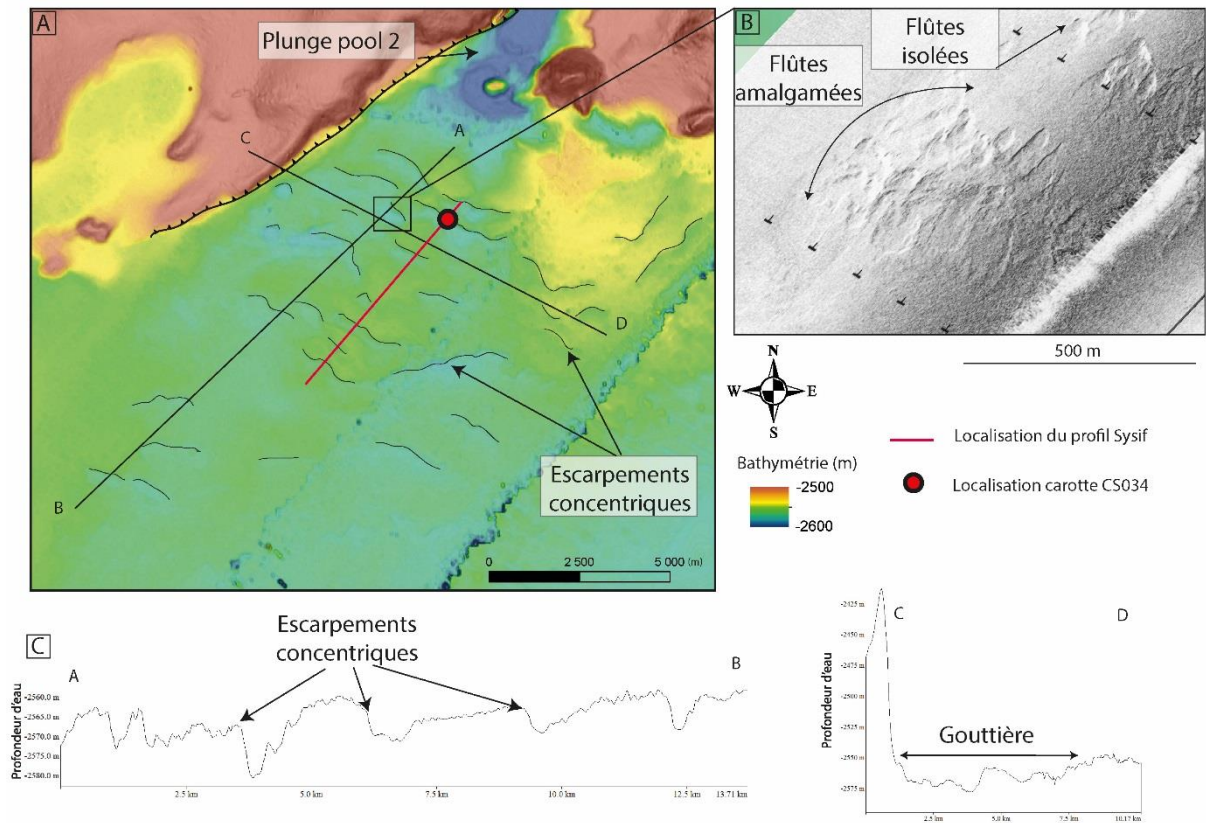


Figure IX-7 A : Carte bathymétrique du secteur médian avec une échelle de couleur mettant en évidence la présence de la *plunge pool 2* et des escarpements radiaux distribués sur tout le secteur. Le point rouge illustre la position de la carotte CS034 (Prisme3). La ligne rouge est l'extrait d'un profil de sismique THR (Sysif). **B :** Extrait de l'imagerie d'un profil SAR mettant en évidence la présence de *flute casts* amalgamés au niveau des escarpements concentriques. **C :** Profils bathymétriques longitudinaux et transversaux illustrant la topographie du secteur médian.

b.2. Architecture des dépôts

L'étude très détaillée de l'organisation interne des dépôts associés aux escarpements observés en fond de mer a été réalisée grâce à un profil THR de sismique tractée près du fond. Une analyse plus large de l'architecture générale de ces dépôts sera présentée ultérieurement. Le secteur des escarpements est caractérisé sur les 50 premiers mètres sous le fond de mer par la transition entre des dépôts affichant un faciès sismique *hummocky* et des dépôts avec un faciès lité continu (Figure IX-8). Les dépôts de faciès *hummocky* présentent une organisation complexe avec de nombreuses surfaces d'érosion séparant des corps lenticulaires se biseautant vers l'aval au toit du faciès lité continu. Ces corps sont limités latéralement par les escarpements concentriques (Figure IX-8). Ils ont une épaisseur moyenne de 10 m pour une

longueur de 500 m à 2 km (Figure IX-8). Cependant, un motif architectural se répète dans l'espace, marqué par la rétrogradation des corps lenticulaires.

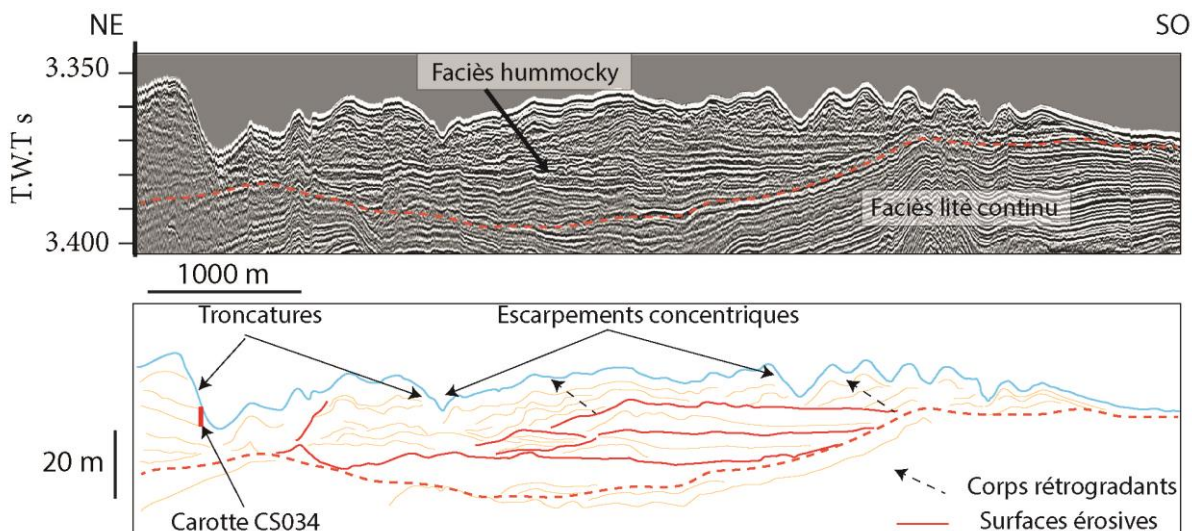


Figure IX-8 : Extrait du profil sysif vierge et interprétation, illustrant l'organisation des dépôts au niveau des escarpements concentriques. La position du profil est illustrée sur la Figure IX-7.

b.3. Caractérisation sédimentologique

Les données sédimentologique du LVG se limitent à une carotte Calypso (CS034) de 4 m prélevée dans le secteur médian (Figure IX-4 ; Figure IX-7 ; Figure IX-9). Si l'absence de plus de carottes sur l'ensemble du LVG empêche de définir avec précision la distribution des sédiments, cette carotte fournit des indices importants sur la nature des écoulements récents ayant transité dans cette zone.

La carotte échantillonne un des corps superficiels identifiés sur le profil Sysif, au niveau d'un des escarpements concentriques (Figure IX-8). La carotte est constituée d'une alternance de niveaux sableux et argileux, avec une proportion sable de plus de 90% (Figure IX-9). Jusqu'à la côte 120 cm, la partie supérieure de la carotte n'a pas pu être utilisée car les sédiments semblent avoir été remaniés par effet de succion (« pistonnage ») lors du carottage.

La carotte se compose de deux types de dépôts sableux :

- 1) Le faciès 1 correspond à des dépôts sableux massifs d'une épaisseur de 50 cm à 70 cm (côte 330-270 cm ; 245-180 cm ; 160-90 cm ; Figure IX-9). Ils présentent des bases érosives et, pour deux d'entre eux, de nombreux galets d'argile,

centimétrique à pluri-centimétrique, à leur base (Figure IX-9B). Les deux dépôts les plus profonds sont constitués de sables fins homogènes bien triés et le dépôt le plus superficiel est constitué de sables grossiers. Les dépôts du faciès 1 ne présentent pas de granoclasement marqué. Par contre, il peut y avoir des reprises granulométriques suggérant l'enregistrement soit de deux écoulements successifs séparés par une période de temps très courte du fait de l'absence d'un niveau hémipélagique intercalé, soit de deux *pulses* successifs constituant le même écoulement gravitaire. Cette absence de granoclasement associée à l'absence d'une matrice argileuse suggère que ces dépôts proviennent du gel en masse d'écoulements concentrés à hyperconcentrés (sensu Mulder et Alexander 2001). La présence de nombreux galets mous concentrés à la base des bancs pourrait suggérer une phase d'érosion du fond marin peu de temps avant la phase de dépôt.

- 2) Le faciès 2 correspond à des dépôts sableux d'épaisseur décimétrique, composés de sable fins. Ces dépôts présentent une organisation plus complexe que ceux du faciès 1. Ils peuvent présenter 1) un granoclasement inverse (Figure IX-9C) associé à la présence de rides aggradantes ou 2) un granoclasement inverse surmonté d'un granoclasement normal et présentant un niveau riche en fragments de bois (Figure IX-9C). La présence de rides aggradantes suggèrent le dépôt rapide des particules à partir d'écoulements de faible concentration (Hofstra et al. 2015). La présence d'un granoclasement inverse puis normal suggère une accélération puis une décélération dans le temps de l'écoulement (*waxing* puis *waning* sensu Kneller et al. 1995). Les écoulements responsables du dépôt des faciès 2 seraient alors des écoulements hyperpycnaux (Mulder and Syvitski, 1995). La présence de nombreux fragments de bois dans ce faciès confirmerait cette interprétation (Migeon et al., 2001 ; Mulder et al., 2002).

Les échantillons prélevés dans les dépôts argileux entre les faciès 1 et 2 se sont révélés azoïques, ne permettant pas d'établir de datation. Cependant, les fragments de bois présents à 165 cm et 215 cm ont été prélevés et sont en cours d'analyse par datation C¹⁴. Ces datations ne donneront pas l'âge exact de mise en place des turbidites mais leur âge maximal, prenant en compte un éventuel stockage des fragments de bois durant leur transport. Ce type de datation a été utilisé par Paull et al. (2014) sur la marge Californienne et Migeon et al. (2016)

sur la marge colombienne et a permis d'établir un modèle d'âge robuste de mise en place des turbidites au cours de l'Holocène.

Figure IX-9 : A : Photographie et log sédimentaire de la carotte CS034. La position de la carotte est indiquée sur les Figure IX-4 ; Figure IX-7 ; Figure IX-8). B, C : zoom des niveaux accompagnées des images rayon X et des analyses granulométriques (D50).

L'organisation spatiale ainsi que la nature et l'architecture des dépôts du secteur médian sont caractéristiques de la zone de transition chenal/lobe. Cette zone ou CTLZ (*Channel To Lobe Transition Zone*) a été décrite dans plusieurs exemples actuels (Wynn et al. 2002 ; Bonnel et al. 2005 ; Macdonald et al. 2011 ; Covaut et al. 2014 ; Paull et al. 2014) ou fossiles (Ito et al. 2008 ; Ito et al. 2014 ; Hofstra et al. 2015). Dans le cas du LVG, la particularité de cette zone est qu'elle se trouve à la transition canyon/lobe. Je discuterais des modalités de formation de ces structures qui composent le secteur médian dans la suite de ce chapitre.

c. Segment distal

Les données de subsurface disponibles pour le secteur distale sont limitées. La cartographie de ce secteur a été réalisée à partir des données de chirp. L'échofaciès prépondérant caractérise la présence de matériaux grossiers (échofaciès IIB, Soulet et al. 2016 ; Figure IX-2B). Pour ce secteur, les données de réflectivité attestent de la présence de patchs de réflectivité moyenne allongés au débouché de la gouttière dans le sens des écoulements et de patchs organisés perpendiculairement aux écoulements, comme les escarpements concentriques du secteur médian (Figure IX-4).

Les données de réflectivité illustrent aussi la présence de corps lobés et de structures ondulées dans la partie sud-ouest du secteur distale (Figure IX-4). Ces structures s'organisent selon un axe nord-ouest/sud-est à partir d'une discontinuité dans les rides salifères et sont interprétés comme des apports turbiditiques latéraux provenant probablement des écoulements circulant dans la Vallée du Var ou provenant d'autres canyons érodant la marge (Figure IX-4).

IX.1. Architecture sismique du LVG

L'analyse de la morphologie de subsurface du LVG a permis d'identifier des secteurs contrastés en termes de structures sédimentaires et d'écho faciès, suggérant des processus de transport/dépôt différents. Dans cette partie, l'ensemble de l'architecture du LVG va être analysé à l'échelle du Plio-Quaternaire afin de proposer un modèle géologique expliquant sa construction spatio-temporelle. Cette étude se base sur l'interprétation des profils sismiques HR issus des campagnes Malisar, Prisme3 et Gelo.

L'analyse des profils sismiques m'a permis de réaliser une cartographie rendant compte d'une segmentation fossile du LVG, similaire à sa segmentation actuelle identifiée sur les données de subsurface. Le LVG apparaît ainsi composé d'une zone proximale de transition et d'une zone distale d'épandage dont l'extension est contrôlée topographiquement (Figure IX-10). Dans une première partie, je présenterai le cadre stratigraphique dans lequel se construit le LVG puis dans une deuxième partie, je décrirai et analyserai l'architecture des dépôts des zones de transition puis d'épandage.

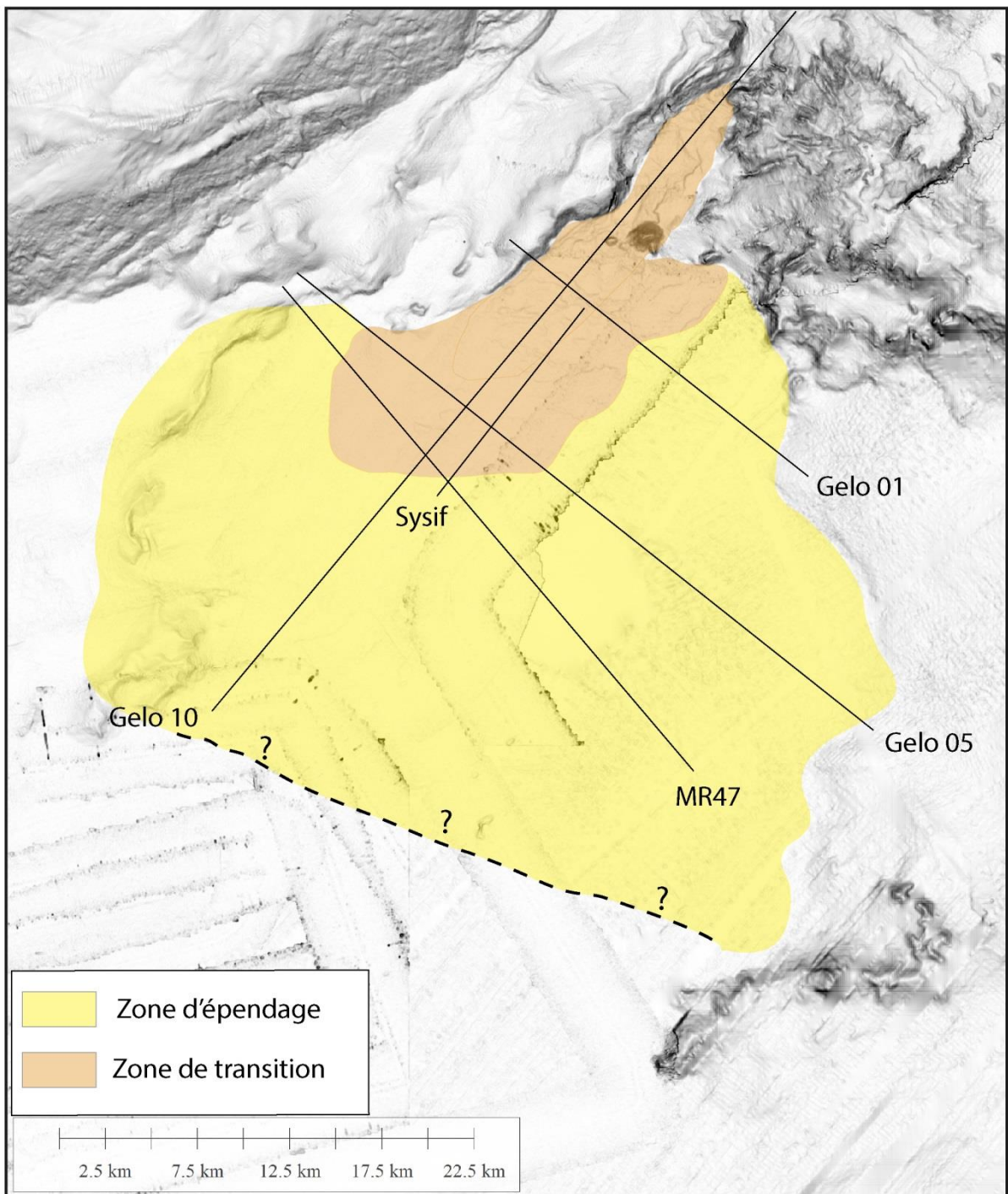


Figure IX-10 : Cartographie de l'architecture fossile du LVG réalisée à partir des données sismiques des campagnes Malisar, Prisme3 et Gelo. La limite sud de LVG reste hypothétique du fait de l'absence de données sismiques.

a. Cadre stratigraphique

La définition précise du cadre stratigraphique dans lequel s'est développé le LVG au cours du temps est rendu difficile par l'absence de carottages longs/forages dans le bassin Ligure qui permettraient des calages précis de réflecteurs. Actuellement, le seul repère sismique connu est celui du toit du Messinien.

Une tentative a été réalisée pour propager jusqu'au bassin Ligure les marqueurs sismiques définis dans le Golfe du Lion (Leroux et al., 2016). Cependant, la qualité et la continuité des données sismiques reliant les deux bassins n'étaient pas suffisantes pour permettre correctement cette propagation.

Dans le bassin Ligure, les échantillonnages réalisés lors de plongées avec le submersible Cyana à l'intérieur du cirque Marcel ont permis de reconnaître et de dater des niveaux d'âge Messinien et Pliocène et de les reporter sur les profils de sismique HR traversant cette structure (Savoye et al., 1992). Sur la base de ce travail, j'ai reporté ces calages stratigraphiques sur les profils sismiques à ma disposition et j'ai propagé ces horizons correspondant à la transition Pliocène inférieur/supérieur et à la base du Quaternaire jusque dans le Golfe de Gênes et le LVG.

Sur la base de cette reconnaissance et propagation des réflecteurs, le faciès sismique lité continu à discontinu de faible amplitude situé au toit de l'unité sismique correspondante à l'unité supérieure du Messinien (syn-crise de salinité, Gorini et al 2015 ; Lofi et al 2011, Figure IX-11) correspond au Zancéen. Ceci est concordant avec l'identification et le recalage stratigraphique de ce même faciès dans d'autres zones du bassin Ligure (Larroque et al., 2011 ; Migeon et al., 2006, 2011 ; Sage et al., 2011) et en Méditerranée occidentale. Ce recalage stratigraphique paraissant robuste, la mise en place du LVG apparaît sur les profils sismiques à la transition entre 1) soit une limite nette entre un faciès lité continu/discontinu de faible amplitude et un faciès plus chaotique de plus forte amplitude dans la partie proximale du LVG, 2) soit une évolution verticale progressive entre un faciès lité discontinu de faible amplitude à un faciès lité continu de faible amplitude puis à un faciès lité continu de plus forte amplitude dans la partie plus distale du LVG. La mise en place du LVG aurait ainsi débuté dans sa partie proximale dès le Quaternaire basal (1.96 Ma ; réflecteur vert ; Figure IX-11) puis se serait progressivement développé vers l'aval rapidement après le début du Quaternaire. Dans sa partie proximale, la transition nette entre les faciès sismiques marquant

le début de la construction du LVG est interprété comme un afflux de particules grossières au sein des canyons et du bassin après une longue période (Pliocène) de calme relatif. Cette augmentation brutale d'un flux sédimentaire, probablement constitué d'écoulements de forte densité, expliquerait aussi le développement des premières surfaces érosives et des corps lenticulaires dans la zone de transition du LVG dès les premières phases de construction (Figure IX-11B).

Figure IX-11 : A : Profil Sismique Gelo 10 recoupant le LVG longitudinalement et illustrant une segmentation du LVG en deux zones. B : Zoom et interprétation de la zone de transition. C : Zoom de la zone d'épandage. La position du profil est indiquée en Figure IX-10.

b. Architecture de la zone de transition

La zone de transition mesure en moyenne 30 km de long et 10 km de large et couvre une superficie d'environ 150 km² (Figure IX-10). Elle est bordée au nord-est par le front de chevauchement conduisant à une déformation et une flexure locale et à la subsidence de la zone de transition sur toute sa longueur (Figure IX-12). La présence d'un éventail sédimentaire entre le toit des évaporites et le fond de mer semble attester du fonctionnement continu des mouvements verticaux au cours du Plio-Quaternaire, l'épaisseur maximale des dépôts atteignant environ 500 m à proximité du front du chevauchement (Figure IX-12).

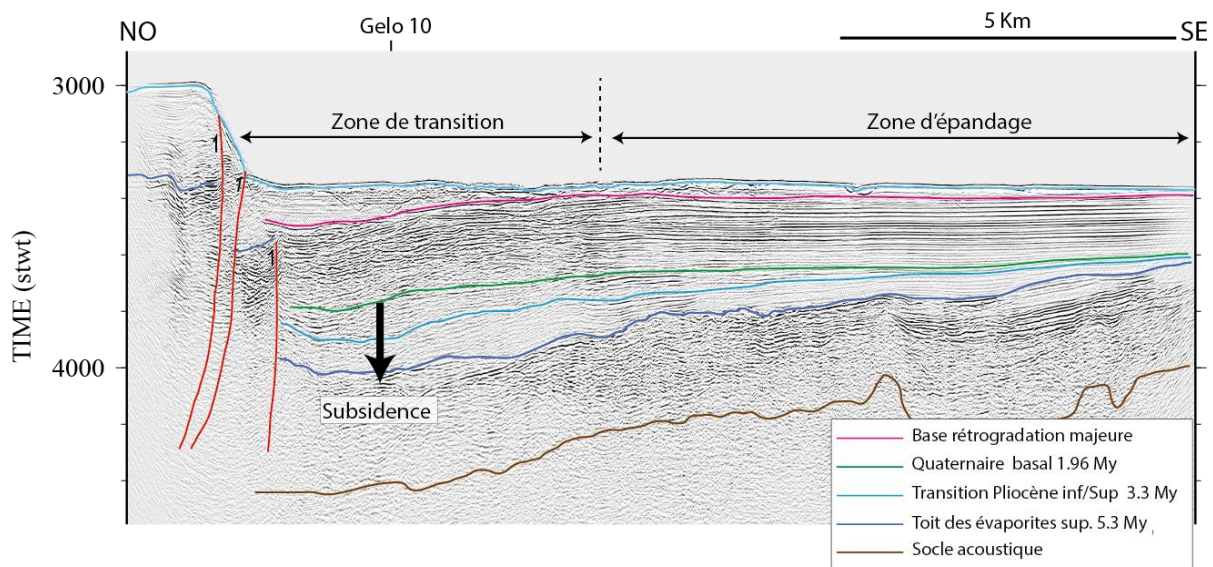


Figure IX-12 : Profil Gelo 01 recoupant le LVG perpendiculairement et illustrant la présence d'une déformation/subsidence de la zone de transition au niveau du front de chevauchement. La localisation du profil est indiquée en Figure IX-10.

b.1. Architecture longitudinale et migration de corps lenticulaires

La zone de transition est constituée de dépôts d'une épaisseur moyenne de 400 ms (~450 m) qui s'amincissent progressivement jusqu'à une épaisseur de 100 ms (~110 m) au niveau du débouché actuel de la Vallée de Gênes marquée par la présence de la *plunge pool* 1 (Figure IX-11). La zone de transition est marquée par la mise en place de corps lenticulaires de longueur variables, de 1 km à 5 km, pour une épaisseur allant de 10 m à 100 m (Figure IX-11). Ces corps sont séparés par de nombreuses surfaces érosives. Sur les profils sismiques

longitudinaux, ces corps apparaissent asymétriques et constitués de réflecteurs inclinés vers le nord-est et se terminant en *downlap* apparents sur une surface basale présentant ou non un caractère érosif. Ce caractère érosif semble plus marqué le long de la terminaison amont de ces structures où les réflecteurs apparaissent également tronqués le long d'une surface sommitale. La superposition de ces corps au cours du temps indique un phénomène de rétrogradation (Figure IX-11). La rétrogradation des corps est marquée jusqu'à la surface de rétrogradation majeure, au-dessus de laquelle le faciès sismique devient plutôt lité continu/discontinu de faible amplitude, marquant probablement un changement majeur dans la sédimentation (Figure IX-11 ; Figure IX-12). Cette transition non érosive drapait les dépôts précédents de faciès sismique de forte amplitude qui formaient alors deux dépressions de dimensions analogues à celles des actuelles *plunge pools*, séparées un relief de 350 m de hauteur formé par l'accumulation des corps rétrogradant (Figure IX-11). Dans ces dépressions, légèrement plus distales que les actuelles *plunge pools*, les dépôts à faciès de faible amplitude se mettent en place en *onlap* apparent sur la surface de rétrogradation majeure (Figure IX-11 ; Figure IX-12). Ce remplissage apparaît de nouveau incisé au niveau des actuelles *plunge pools* 1 et 2 (Figure IX-11).

L'organisation interne longitudinale des corps lenticulaires est illustrée grâce au profil THR (Sysif) (Figure IX-13). Dans le détail, ces corps lenticulaires apparaissent composés par deux faciès distincts : 1) un faciès *hummocky* analogue à celui rencontré dans l'actuelle zone de transition et 2) un faciès lité continu (Figure IX-13). Le faciès *hummocky* correspond à des corps lenticulaires d'une épaisseur moyenne de 20 m pour une longueur moyenne de 2 km qui sont ensuite recouverts par le faciès lité continu (Figure IX-13). Cette alternance entre les deux faciès se répète dans l'espace et dans le temps, en mimant un phénomène de rétrogradation, et avec la mise en place d'une surface d'érosion entre chaque ensemble faciès *hummocky*/faciès lité (Figure IX-13). Cette organisation verticale et longitudinale des faciès sismiques pourrait être comparée à l'organisation identifiée dans les *sediment waves* de la Ride du Var (Migeon et al. 2001) ou celles des *cyclics steps* et antidunes décrites dans des contextes variés (Cartigny et al., 2011). Le motif change à partir de la surface de rétrogradation majeure où l'organisation des dépôts montre des *onlaps* apparents au-dessus de la limite rose et en remplissage des dépressions précédentes (Figure IX-13).

La présence des corps lenticulaires est exclusivement associée à cette zone de transition. Longitudinalement et transversalement, ces corps sont strictement localisés dans la zone

géographique marquée par la déformation/subsidence des dépôts (Figs I-10, I-11). Au-delà, l'organisation interne des dépôts et leur faciès sismique changent de façon brusque pour passer à la zone d'épandage décrite ultérieurement.

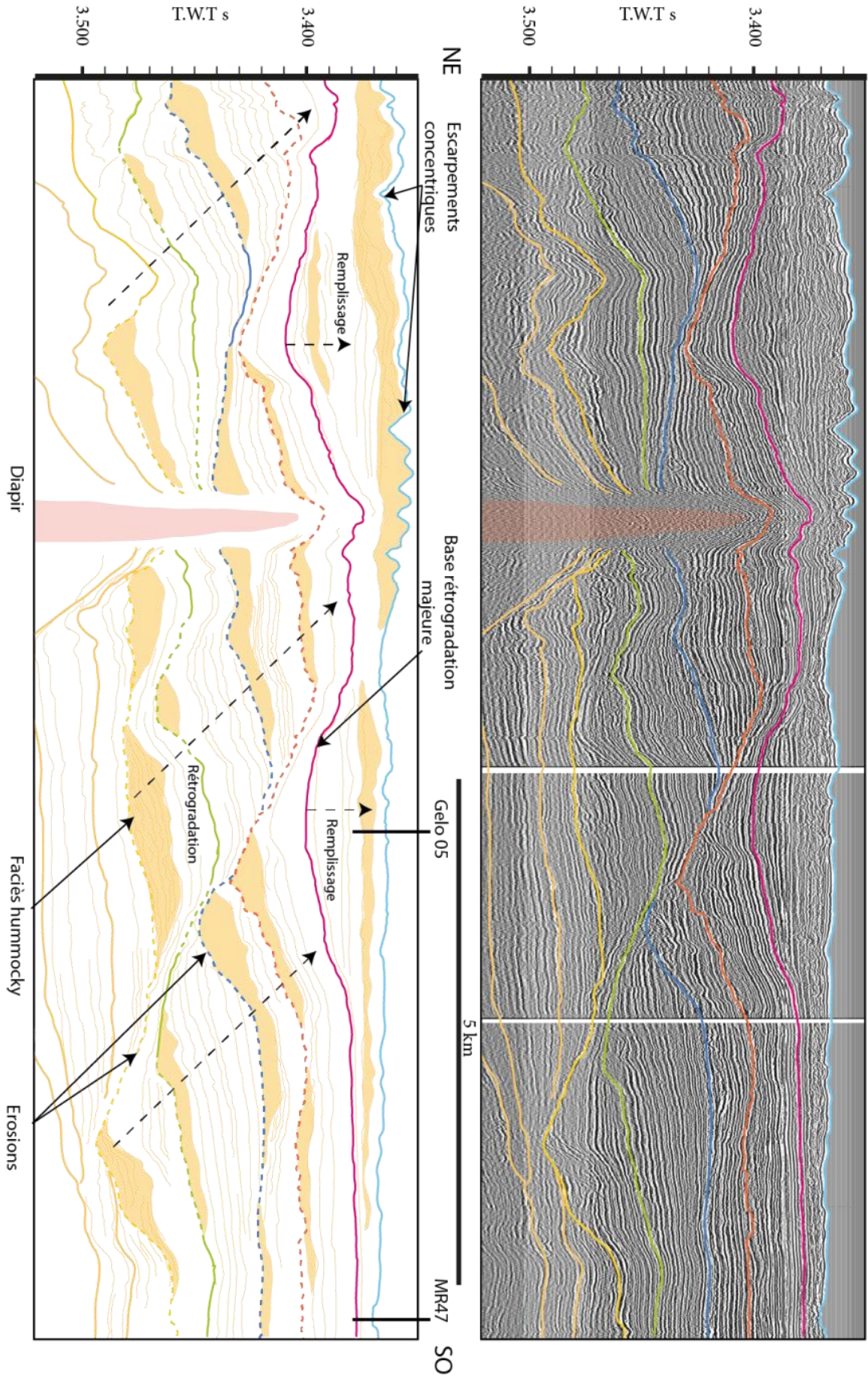


Figure IX-13 : Profil Sysif et interprétation du profil recoupant la zone de transition du LVG longitudinalement. La position du profil est indiquée en Figure IX-10.

Figure IX-14 : A : Profil Sismique Gelo 05 recoupant le LVG perpendiculairement et illustrant une segmentation du LVG en deux zones. B : Zoom et interprétation de la zone de transition. Les chiffres correspondent à la séquence de dépôt des différents corps. C : Zoom et interprétation de la zone d'épandage. La position du profil est indiquée en Figure IX-10

b.2. Architecture latérale et migration des corps lenticulaires

Sur les profils longitudinaux décrits précédemment, les corps lenticulaires présentaient une migration apparente vers le nord, suggérant un phénomène d'aggradation –rétrogradation apparente. Selon des profils sismiques transversaux, ces mêmes corps conservent une architecture lenticulaire mais de plus grande longueur d'onde, atteignant plus de 5 km, pour une épaisseur maximale 100 à 150 m. Transversalement, ces corps restent séparés par des surfaces d'érosion qui sont mieux marquées à leurs extrémités (Figure IX-14 ; Figure IX-15). Au sein des corps, les réflecteurs se terminent en *downlap* sur la surface d'érosion basale sur laquelle ils se développent, indiquant une direction de migration apparente vers le nord-ouest. Au toit des corps, les réflecteurs se terminent latéralement par des troncatures d'érosion contre la surface d'érosion servant de base au développement du corps lenticulaire suivant. Les biseaux latéraux donnant la forme lenticulaire de ces corps sont donc hérités de phénomènes localisés d'érosion plutôt que d'une vraie diminution latérale de la sédimentation. Le pointé de l'empilement successif des corps lenticulaires montre que chaque corps n'est pas strictement superposé au précédent mais que le nouveau corps se met en place dans la dépression laissée latéralement par le précédent, là où les phénomènes locaux d'érosion ont conduit à la formation d'un biseau latéral. La mise en place de ces corps au cours du temps se ferait donc suivant un processus de compensation latérale (sensu Mutti et Sonino 1981 ; Deptuck et al. 2008) (Figure IX-14B).

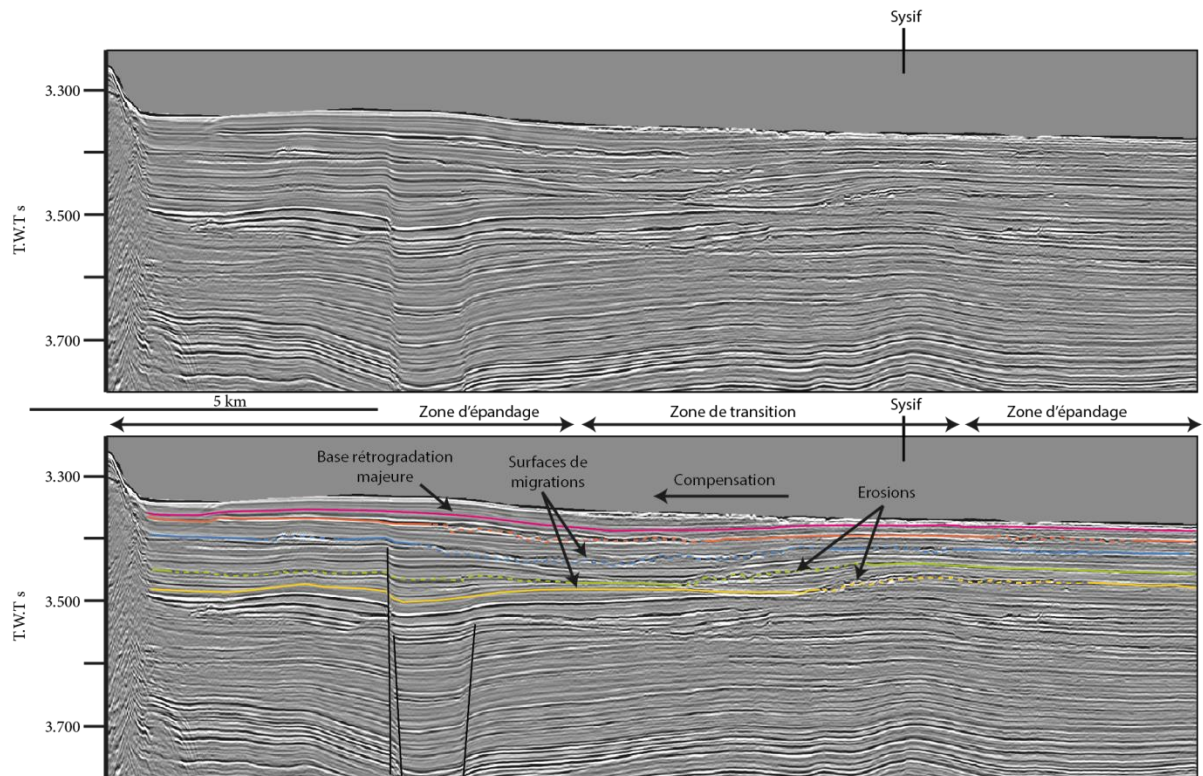


Figure IX-15 : Profil Sismique MR47 recoupant le LVG perpendiculairement à sa direction de développement et illustrant la mise en place par compensation latérale des corps lenticulaires constituant la zone de transition. Chaque mouvement par compensation apparaît séparé par une surface érosive comme observée sur le profil Sysif (Figure IX-13). La position du profil est indiquée sur la Figure IX-10.

c. Architecture de la zone d'épandage

La zone d'épandage est ensuite cartographiée sur l'ensemble du LVG. Elle est caractérisée par un faciès lité continu de faible à moyenne amplitude. Sur l'ensemble de la zone d'épandage, les réflecteurs restent continus et parallèles entre eux et ne se terminent en *onlap* que sur les bordures latérales du LVG (à l'Ouest la ride salifère et à l'Est le pied de la marge corse, Figure IX-14C ; Figure IX-15). L'absence de données dans la partie extrême ouest/sud-ouest du LVG ne permet pas d'identifier la terminaison de la zone d'épandage. Dans celle-ci, les corps lenticulaires et les surfaces d'érosion décrits précédemment ne sont plus visibles mais la continuité longitudinale/latérale entre ces structures et les réflecteurs lités continus témoigne d'une formation contemporaine de la zone de transition et de la zone

d'épandage. Dans cette dernière, la mise en place des dépôts serait donc plutôt contrôlée par un étalement longitudinal/latéral longue distance des écoulements gravitaires, formant ainsi des niveaux sédimentaires continus et d'épaisseur quasi-constante sur l'ensemble de cette zone.

IX.1. Discussion

L'intégration des observations effectuées sur le fond de mer et dans l'organisation interne des dépôts permet maintenant de discuter dans une première partie des modalités de formation du LVG dans l'espace et dans le temps en relation avec la dynamique des écoulements gravitaires. Dans une deuxième partie, je discuterai l'origine et l'impact des facteurs ayant contrôlé le développement du LVG.

a. Processus de formation du LVG

a.1. Fonctionnement actuel

L'analyse des données de subsurface du LVG a permis de mettre en évidence une organisation selon trois secteurs présentant des morphologies et des types de dépôts (échofaciès) différents (Figure IX-2B) : 1) le secteur proximal marqué par la présence de *plunge pools* (Figure IX-6), 2) le secteur médian dominé par la présence d'escarpements continus et concentriques de quelques mètres de haut et de structures érosives (Figure IX-7), et enfin 3) le secteur distal marqué par l'épandage longitudinal/latéral des particules (Figure IX-2).

Les *plunge pools* sont des structures sédimentaires majeures caractérisant le débouché des canyons ou des chenaux turbiditiques où elles forment des grandes dépressions topographiques. De telles structures ont été décrites sur les marges du New Jersey (Lee et al. 2002), de Californie (Lee and Talling 1998), du Canada (Nelson et al. 2009), du Makran

(Bourget et al. 2011). La construction de ces structures est liée dans tous ces exemples à l'existence d'une rupture de pente marquée à la base de la pente continentale entre le canyon et le bassin. Cette rupture de pente est plus ou moins prononcée, de l'ordre de 4° sur les marges de la Californie et du New Jersey (Lee et al. 2002), et de l'ordre de 1° dans le cas du Makran (Bourget et al. 2011). Lee et al. (2002) proposent deux hypothèses pour la formation de ces structures : 1) de part et d'autre d'une rupture de pente, une érosion avec le creusement en amont de la rupture d'une dépression par des écoulements supercritiques puis la formation d'une accumulation sédimentaire en aval de la rupture associé au phénomène de ressaut hydraulique, et 2) le creusement d'une dépression par un écoulement de forte énergie cinétique comme dans le cas des avalanches de neige. L'hypothèse du ressaut hydraulique est la plus communément admise et paraît la plus adaptée pour décrire la formation de ces objets (Bourget et al. 2011). Dans cette hypothèse, Komar (1971) a estimé que des diminutions de l'inclinaison de la pente aussi faibles que $0,05^\circ$ - $1,15^\circ$ pouvaient générer un ressaut hydraulique, rendant ainsi ce phénomène relativement commun aussi bien à la transition canyon/bassin que le long d'un canyon ou d'un chenal turbiditique (Migeon et al., 2012). Dans ces zones de rupture de pente, le ressaut hydraulique conduit à la décélération instantanée des écoulements, leur épaissement par incorporation d'eau ambiante et le dépôt en masse de la charge en particules les plus grossières transportées près du fond par la perte de vitesse et du cisaillement basal (Komar 1973 ; Garcia and Parker 1989 ; Garcia 1993 ; Mulder et Alexander 2001). Ce phénomène a pour conséquence la ségrégation des particules, les plus grossières se déposant directement dans les *plunge pools* et entraînant leur remplissage progressif, les plus fines se déposant en aval. Les dépôts décrits après les *plunge pools* présentent souvent une organisation architecturale qui a été interprétée sur la base de profils sismiques HR comme des *sediment waves* (Nelson et al. 2009 ; Bourget et al. 2011) comparables à celles se développant sur les levées de chenaux (Migeon et al. 2000). Dans le cas du LVG, la présence d'une seconde *plunge pool* puis de nombreuses structures érosives au sein du secteur médian suggèrent que les écoulements conservent une énergie et une charge particulaire suffisante pour continuer à se propager vers le bassin. Le maintien de cette énergie trouve une origine possible dans l'érosion du fond permettant de compenser la perte de particules lors du ressaut hydraulique et permettant aux écoulements d'accélérer malgré la diminution de l'inclinaison de la pente dans le bassin. Ce phénomène a été décrit au sein de la Vallée moyenne du Var (Migeon et al. 2012) où les écoulements regagneraient un équilibre dynamique par l'érosion du fond et la formation de méga flûtes. La présence

d'escarpements de 10-40 m de haut formés par érosion dans la zone des *plunge pools* 1 et 2 confirmerait cette hypothèse. L'érosion du fond peut aussi être renforcée par le fait que le secteur proximal présente un fort confinement latéral, entre les escarpements du front de chevauchement Ligure au nord-ouest et le massif volcanique de Monte Doria au sud-est, limitant ainsi l'étalement latéral et la perte d'énergie des écoulements.

Dans le secteur médian du LVG, les écoulements présenteraient une modification longitudinale et latérale de leur comportement dynamique correspondant à la juxtaposition de deux types d'organisation sur le fond de mer : 1) la présence de structures allongées dans le sens des écoulements au sein d'une gouttière confinée le long de l'escarpement du front de chevauchement, et 2) la présence d'un train de 5-6 escarpements concentriques se développant sur l'ensemble du secteur à l'est de la gouttière. Au sein de la gouttière, les structures allongées apparaissent sous la forme de patches de forte réflectivité qui n'ont pas d'expression morphologique visible sur les données bathymétriques (résolution horizontale de 25 m). Par analogie avec des structures similaires décrites dans la Vallée moyenne du Var (Migeon et al., 2012), elles résulteraient de l'érosion du fond par l'action d'écoulements turbulents de forte énergie. Dans le cas du LVG, le confinement au moins partiel par la gouttière de la partie basale des écoulements permettrait d'expliquer le niveau élevé d'énergie et le transport/dépôt de matériaux potentiellement grossiers, et la formation de ces structures. La disparition progressive vers l'aval de ces structures est concomitante de l'élargissement et de la disparition de la morphologie de la gouttière : ceci entraînerait une perte d'énergie des écoulements qui ne seraient alors plus capables d'éroder le fond de mer mais ne feraient plus que déposer leur charge particulaire. Latéralement, les escarpements concentriques observés peuvent être comparés aux structures sédimentaires décrites dans les zones de transition chenaux/lobes (CTLZ, *Channel To Lobe Transition Zone*) des systèmes turbiditiques actuels (Wynn et al. 2002 ; Bonnel et al. 2005 ; Macdonald et al. 2011 ; Covaut et al. 2014 ; Paull et al. 2014) ou fossiles (Ito et al. 2008 ; Ito et al. 2014 ; Hofstra et al. 2015). Pour expliquer la formation de telles structures, les auteurs évoquent classiquement la perte de confinement des écoulements et/ou une réduction de la pente occasionnant de nouveau le phénomène de ressaut hydraulique (Mutti and Normark, 1987; Normark and Piper, 1991 ; Macdonald et al. 2011 ; Hofstra et al. 2015). Les modélisations analogiques et numériques de ressaut hydraulique ont pu reproduire la formation de ces escarpements (Kostic et Parker, 2006 ; Postma et al., 2009) et même reproduire plusieurs de ces structures dans l'espace de manière cyclique, avec le développement pour chaque structure d'un ressaut hydraulique (Kostic et

Parker, 2006 ; Fildani et al., 2006). Selon cette interprétation, ces escarpements pourraient être associés à des *cyclic steps* de type érosif. Certains auteurs évoquent également une formation possible de ces structures par des augmentations ponctuelles du cisaillement à la base des écoulements liées aux processus de « détachement » et de « rattachement » des écoulements (Allen, 1969, 1984 ; Macdonald et al. 2011). Dans le secteur médian du LVG, l'irrégularité des distances séparant les escarpements pourrait suggérer la seconde hypothèse par opposition avec la régularité spatiale généralement associée à la distribution des *cyclic steps* (Kostic et Parker, 2006 ; Cartigny et al. 2011). Cependant, l'organisation interne des dépôts superficiels en aval des structures concentriques (Figure IX-8) et leur rétrogradation progressive suggère l'action du phénomène de ressaut hydraulique et l'interprétation de ces structures comme des *cyclic steps*. De plus, au sein d'une dépression marquant la base d'un escarpement (Figure IX-5 ; Figure IX-7), les épais niveaux sableux massifs (Faciès 1, carotte CS034, Figure IX-9) sont compatibles avec le gel en masse d'écoulements concentrés à hyperconcentrés. Ce mécanisme paraît compatible avec le phénomène de ressaut hydraulique et le dépôt d'une partie des matériaux transportés par chute du cisaillement basal. Les galets mous présents à la base de ces dépôts témoigneraient du comportement érosif des écoulements concentrés supercritiques pré-ressaut hydraulique. Au contraire, les dépôts plus fins en épaisseur et granularité (Faciès 2, Figure IX-9) seraient liés au transport par des écoulements dilués et turbulents dans un état sub-critique. Dans les megaflutes fossiles, les niveaux fins en épaisseur et granularité sont interprétés comme le remplissage des structures durant des phases de calme (Hofstra et al. 2015). Dans le cas de la carotte CS034, la présence des deux types de Faciès sur seulement 4 m d'épaisseur suggère un fonctionnement en continu de ces structures, avec une succession de phases d'érosion et de remplissage.

La disparition progressive des structures concentriques au profit d'une zone d'épandage homogène et quasi-plane suggère une perte progressive de l'énergie et de la compétence des écoulements par étalement latéral/longitudinal du fait de l'absence de confinement. Toutefois, l'échofaciès caractéristique de la zone distale suggère la mise en place de dépôts superficiels grossiers et continus sur de longues distances.

a.2. Fonctionnement Plio-Quaternaire du LVG

La présence d'une zonation comparable entre l'organisation actuelle de subsurface du LVG et l'organisation déduite de l'architecture et de la distribution des faciès sismiques suggère un fonctionnement comparable au cours du temps. Au cours de toute la période de formation du LVG, la présence de *plunge pools* en position proximale suggère le maintien long terme du phénomène de ressaut hydraulique à la transition canyon/bassin.

La présence de corps en rétrogradation dans la partie proximale d'un lobe sableux est un caractère qui a déjà été observé dans le cas du système turbiditique du Golo (Gervais et al. 2006). La présence de ces corps en rétrogradation est associée à la présence des dépôts précédents formant une barrière contraignant les écoulements à déposer leur charge sédimentaire (Gervais et al. 2006). Comme dans le cas du lobe du système du Golo, les corps lenticulaires sableux du LVG migrent en rétrogradation dans la partie proximale du lobe, ou zone de transition (Figure VIII-10 ; Figure VIII-11). Cependant, à la différence du système du Golo, les écoulements à l'origine de ces corps ne sont pas bloqués par une topographie créée par l'amalgamation spatiale des corps précédemment déposés. En effet, la présence de dépôts continus d'une structure à l'autre (Figure IX-13) atteste au contraire d'un fonctionnement concomitant de ces structures. La géométrie et l'architecture des structures lenticulaires de la zone de transition pourraient avoir plusieurs interprétations : elles pourraient être comparées à des *sediment waves* construites en aval de *plunge pools* (Nelson et al., 2009 ; Bourget et al., 2011) comme expliqué précédemment ou comme des *cyclic steps* érosifs (Kostic et Parker 2006 ; Cartigny et al 2014). La présence de surfaces d'érosion marquées aussi bien sur la zone de biseau amont et aval de ces structures suggère que la morphologie lenticulaire serait plutôt héritée de cette érosion, ce qui n'est pas compatible avec les processus de formation des *sediment waves*, même celles associées à l'activité d'écoulements de forte énergie (Migeon et al., 2001). Ces structures lenticulaires présentant une migration apparente vers le canyon seraient donc plutôt des *cyclic steps* érosifs. Les similitudes dans les architectures et migration apparente de ces deux types de structures au cours du temps peuvent donc induire une interprétation faussée sur des profils sismiques dont la trop basse résolution verticale ne permettrait pas d'identifier les surfaces d'érosion à l'amont et aval de ces structures. Cette interprétation en terme de *cyclic steps* érosifs suggérerait alors le maintien au cours du temps de morphologies suffisamment bien exprimées en fond de mer pour induire des phénomènes de ressaut hydraulique localisés au niveau de chacune de ces structures. Ces structures n'étant

localisées que dans la zone de transition subissant une déformation/subsidence au cours du temps (Figure IX-12 ; Figure IX-14), c'est le confinement partiel des écoulements gravitaires au sein de cette gouttière topographique qui doit leur permettre de conserver un niveau d'énergie suffisamment élevé pour maintenir cette capacité à générer des ressauts hydrauliques répétés et à éroder le fond de mer.

Associé à la rétrogradation apparente, les corps lenticulaires semblent également avoir migré latéralement vers le nord/nord-ouest. Cette migration est interprétée comme résultant du processus de compensation latérale (sensu Mutti et Sonino 1981; Gervais et al. 2004). Dans le cas du système du Golo, le phénomène de compensation intervient longitudinalement et latéralement (Gervais et al. 2006). Dans le cas du LVG, seules les compensations latérales semblent intervenir. La direction de la compensation latérale vers le nord/nord-ouest est ici à relier à la direction de plus grande pente, latéralement, au sein de la gouttière. En effet, cette compensation s'effectue en direction du front de chevauchement Ligure, là où la déformation/subsidence est la plus élevée au cours du temps dans la gouttière (Figure IX-12). La localisation spécifique des *cyclic steps* au sein de la zone de transition au cours du temps et leur migration apparente vers le nord/nord-ouest seraient alors le résultat d'un contrôle tectonique local lié au fonctionnement continu du front de chevauchement Ligure.

Enfin, la zone d'épandage défini à partir des profils sismiques correspond au secteur distal défini à partir des données de subsurface, au moins dans sa partie sud/sud-ouest. Le passage entre ces deux domaines morphologiques/architecturaux du LVG est marqué par la transition entre la formation localisée des *cyclic steps* et la mise en place de dépôts continus et d'épaisseur constante (Figure IX-12 ; Figure IX-14). La continuité des réflecteurs et donc des dépôts associés se fait sur des distances allant jusqu'à 40 km (Figure IX-10). Le faciès lité continu et la continuité longue distance des réflecteurs pourraient suggérer une analogie avec les franges de lobes. Cependant, les franges de lobes ont surtout été décrites dans les systèmes fossiles : elles caractérisent la zone d'*onlap* de corps lobés sur la topographie d'un système confiné et elles n'excèdent pas quelques kilomètres (Amy et al., 2007; Joseph and Lomas, 2004; Sinclair and Tomasso, 2002; Smith and Joseph, 2004; Spsychala et al., 2016). Ici, la continuité des réflecteurs au sein de la zone d'épandage suggère d'avantage des dépôts de type *sheet-like turbidites* (sensu Normark 1993). Cette continuité des dépôts suggère leur mise en place par la circulation, depuis la zone de transition, de la partie supérieure des

écoulements stratifiés tout d'abord confinés et débordant latéralement de la gouttière puis de ces mêmes écoulements s'étalant latéralement au débouché de la gouttière.

La zone d'épandage correspond aussi avec la partie est/sud-est du secteur médian où les escarpements concentriques ont été identifiés et associés à des processus d'érosion. Il s'est donc opéré ici, au cours d'une période de temps récente, une modification du régime moyen des écoulements gravitaires depuis des processus de déstagement contrôlés par l'étalement latéral d'écoulements de faible énergie (zone d'épandage) à des processus d'érosion contrôlés par l'activité d'écoulements de forte énergie (secteur médian). Cette modification pourrait marquer un changement récent dans l'activité des écoulements gravitaires ou bien dans les facteurs contrôlant l'évolution de la dynamique des écoulements (comme les variations de l'inclinaison du fond de mer) dans la partie la plus proximale du LVG.

b. Facteurs de contrôle

Il a déjà été établi que l'architecture et le développement des lobes étaient contrôlés par plusieurs facteurs, incluant le flux sédimentaire, la nature des écoulements gravitaires et le type de particules transportées ainsi que la mobilité du substratum. Dans le cas du LVG, un contrôle tectonique a été identifié au moins localement par l'activité du front de chevauchement Ligure. Dans la suite de ce chapitre, je vais discuter l'impact potentiel de l'activité tectonique du bassin Ligure et des variations climatiques sur la mise en place du LVG.

b.1. Contrôle tectonique

Dans le cas du LVG, la présence d'une zone pérenne de ressaut hydraulique à la transition entre le canyon et la base de la pente continentale apparaît comme un des paramètres majeurs du contrôle de l'architecture du LVG. La présence de cette zone de ressaut et l'expression associée des *plunge pools* sont largement tributaires de la forte rupture de pente entre le canyon et la base de la pente continentale. La présence du front de chevauchement et la subsidence qu'il cause (Figure IX-12) apparaît donc comme le premier

paramètre de contrôle du développement du LVG. En exerçant une subsidence continue et en abaissant le niveau de base, le développement du front de chevauchement empêche l'établissement pérenne d'un profil d'équilibre (sensu Beaubouef & Friedman, 2000 ; Pirmez et al. 2000) : ceci pourrait alors expliquer l'absence de développement d'un système chenalisé au débouché de la Vallée de Gênes, comme cela est normalement observé dans le cas des marges passives fortement sédimentée. L'impact de cette subsidence est toujours observé sur le développement actuel du LVG avec la formation d'une gouttière qui canalise une partie des écoulements le long de l'escarpement associé au front de chevauchement Ligure (Figure IX-4 ; Figure IX-5 ; Figure IX-7).

b.2. Contrôle eustatique

Plus particulièrement dans sa partie proximale, le développement du LVG n'apparaît pas continu et la répétition dans le temps d'un motif sismique constitué d'une alternance entre le faciès *hummocky* de forte amplitude et le faciès lité continu de plus faible amplitude (Figure IX-13) atteste de processus de transport/dépôt par des écoulements de nature différentes et transportant des classes granulométriques différentes. Une telle variation cyclique dans la nature de ces apports pourrait être liée aux variations du niveau marin.

L'actuel développement de corps avec un faciès *hummocky* est associé à la formation des escarpements concentriques du secteur médian (Figure IX-8). Cependant, l'absence de datations précises empêche de déterminer dans quel contexte eustatique se forment ces structures de transition. Les observations réalisées par Paull et al. (2014) dans un système *sand-rich* analogue (Eel fan, Californie) suggèrent la formation de ces structures pendant les périodes de remontée du niveau marin. En effet, des dépôts datés du dernier bas niveau marin (Holocène inférieur) sont incisés par des méga-flutes, suggérant une activité érosive pendant la remontée eustatique Holocène. L'activité des systèmes turbiditiques pendant les phase de remontée du niveau marin et les hauts niveaux est attesté sur la marge Californienne où la moitié des plus grands canyons (Hueneme, Redondo, Newport et La Jolla) restent actifs (Romans et al., 2009). L'alimentation des canyons est alors contrôlée par des cellules de circulation littorale et/ou des déstabilisations conduisant à l'activité vers l'aval d'écoulements embrasés (Fukushima et al., 1985 ; Normark et al., 2009). La construction des lobes le long de

la marge Californienne est en partie contrôlée par l'alternance de phases de chute eustatique avec une alimentation du bassin par des écoulements hyperpycnaux et des périodes de remontée eustatique favorisant l'activité des écoulements embrasés (Piper et Normark, 2001 ; Normark et al., 2009).

L'étude réalisée sur le canyon de Polcevera et la Vallée de Gênes (Chapitre Chapitre : Relations entre la morphologie d'un canyon et le comportement des écoulements gravitaires : l'exemple du canyon de Polcevera VIII.) atteste du passage d'écoulements énergétiques dans le canyon, probablement lié à des courants embrasés. Dès lors, le développement des escarpements concentriques sur le LVG peut être considéré comme lié à ces écoulements, comme pour les bassins Californiens. Je propose donc un fonctionnement du LVG contrôlé en partie par les variations eustatiques : la mise en place des escarpements concentriques et du faciès *hummocky* des *cyclic steps* serait plutôt associée aux phases de remonté du niveau marin, en alternance avec des phases de chutes et un remplissage du bassin par des courants hyperpycnaux. L'identification de 4 à 5 cycles sur le LVG (Figure IX-13 ; Figure IX-15) permet de poser l'hypothèse de l'enregistrement d'une cyclicité à 100,000 ans contrôlée par les cycles de Milankovitch, comme proposé pour la marge Tyrrhénienne (Ridente et al. 2012).

L'influence de ce paramètre apparait compatible avec le contrôle tectonique. En effet, durant les périodes de remonté, le flux sédimentaire est moins fort, la subsidence s'exprime davantage sur le fond marin comme à l'actuelle avec la formation d'une gouttière érosive (Figure IX-4) et des escarpements concentriques par les écoulements embrasés. Puis pendant les phases de chute, les dépôts plus proximaux associés aux *cyclic steps* migreraient par compensation en réponse à un flux sédimentaire plus fort lié à la connexion direct entre les têtes de canyons et l'embouchure des fleuves.

PARTIE III. LE SYSTEME TURBIDITIQUE CRETACE SUPERIEUR DE SAUMON, DE COTE D'IVOIRE

X. Introduction

L'analyse de cette zone d'étude fait suite à l'analyse haute résolution de la marge Ligure. Le choix des séries Crétacé supérieur de la marge Côte d'Ivoire est motivé par la proximité du contexte avec celui de la marge Ligure constituant ainsi un bon analogue. En effet, la comparaison de ces deux marges est jugée pertinente puisqu'il s'agit dans les deux cas de marges considérées comme abruptes et subissant des basculements durant le dépôt de leurs séries turbiditiques respectives. L'objectif est d'étudier l'influence de l'inclinaison de la pente sur le comportement des écoulements turbiditiques et donc sur l'architecture des dépôts, cette influence étant considérée comme majeure par de nombreux auteurs (Kneller, 1995; Richards et al., 1998; Stevenson et al., 2015).

Plus spécifiquement, l'étude de la marge Côte d'Ivoire s'intéresse à plusieurs questions fondamentales :

- Quelle est l'influence du basculement de la marge sur la mise en place des séries turbiditiques au Crétacé Supérieur ?
- Le basculement s'accompagne-t-il de la formation de structures sédimentaires particulières liées à des phénomènes de ressaut hydraulique ?
- Retrouve-t-on une organisation similaire au système Ligure avec la formation d'une zone de *by-pass* dans le canyon ?
- Quels sont les paramètres contrôlant la mise en place d'un piège de type stratigraphique, avec la formation d'un biseau turbiditique amont ?

XI. Cadre Géologique de la marge Ivoirienne

La zone retenue comme l'analogie fossile de la marge Ligure est située sur la marge passive équatoriale ouest-africaine, au large de la Côte d'Ivoire, entre les failles transformantes de Saint Paul et de la Romanche (Figure XI-1). Nous souhaitons comprendre par cette étude les processus de mise en place des premières séries turbiditiques post-rift du Crétacé Supérieur sur une portion de la marge transformante de San Pedro alors soumise à des déformations liées à sa structuration.

L'objectif de ce chapitre est d'intégrer la marge Ivoirienne dans son contexte tectonique et sédimentaire au Crétacé Supérieur. A une autre échelle, j'aborderai tout d'abord le contexte géodynamique lié à l'ouverture de l'océan Atlantique Equatorial. Puis, je présenterai les principales étapes de l'histoire stratigraphique du Bassin Ivoirien, depuis son initiation par *rifting* au Bériasien / Valanginien (145.5 – 140.2 Ma). Enfin, je décrirai les modalités de l'ouverture des marges transformantes et les déformations liées à leur structuration.

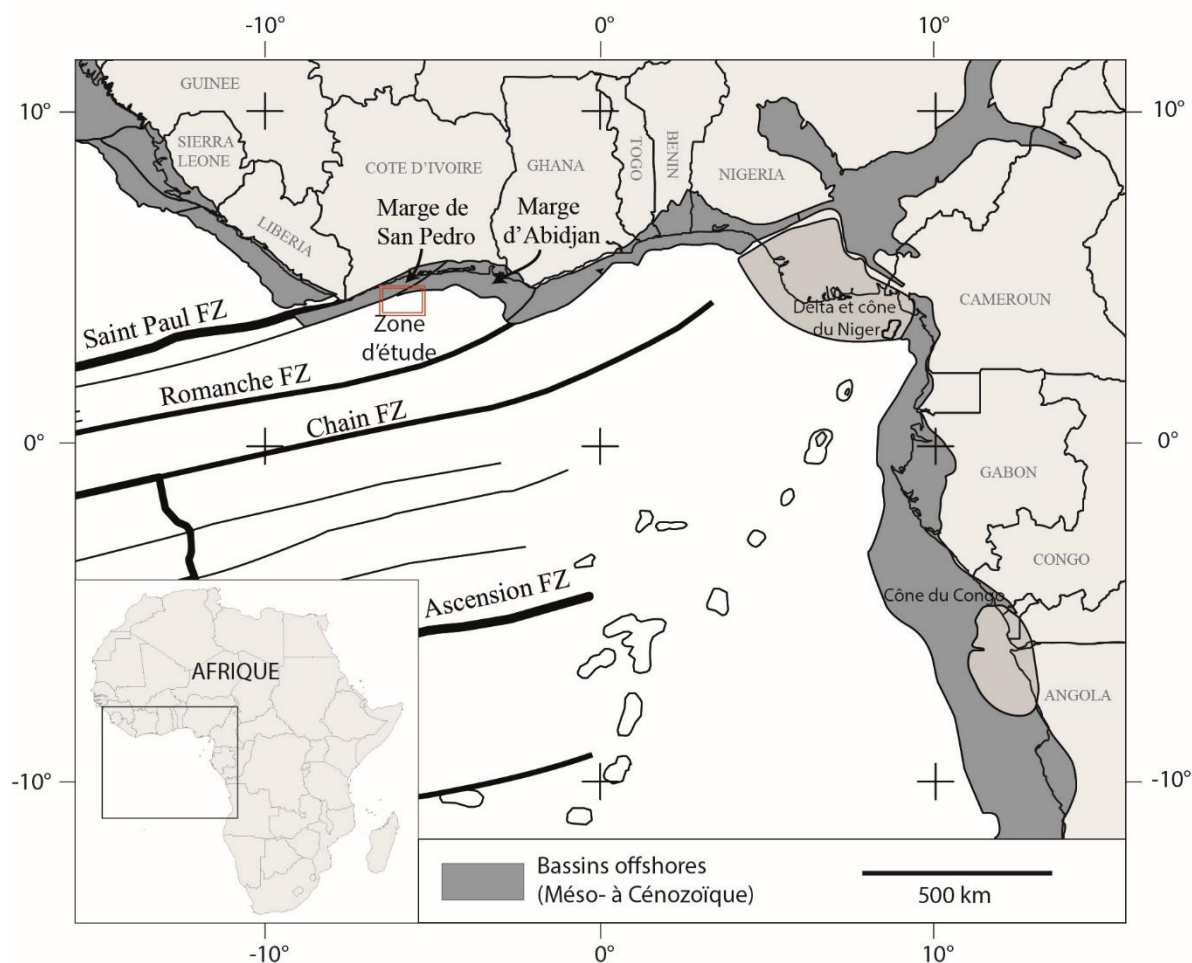


Figure XI-1 : Localisation de la zone d'étude (modifié d'après (Helm, 2009))

XI.1. Evolution géodynamique et sédimentaire de la marge Ivoirienne

L'océan Atlantique peut être séparé en trois segments principaux dont les ouvertures au Mésozoïque sont diachrones (Moulin et al., 2010). Ces segments sont bordés par les marges passives conjuguées américaines et africaines séparées par la dorsale médio-océanique. Du nord au sud s'organisent l'Atlantique Central, l'Atlantique Equatorial et l'Atlantique sud. Ces différents segments sont eux-mêmes découpés par de nombreuses zones de fracture orientées est-ouest qui accommodent la séparation entre les plaques Afrique et Amérique (Moulin et al., 2010).

La marge Ivoirienne appartient à l'Atlantique Equatorial et se divise en deux segments : la marge orientale d'Abidjan et la marge occidentale de San Pedro sur laquelle se

situe la zone d'étude (Figure XI-3). Elle est délimitée par deux zones de fractures de direction ENE-OSO, qui correspondent à des limites de plaques lithosphériques à jeu dextre, parallèle à leur direction de mouvements (Basile et al., 2005). On retrouve 1) au nord, la faille de Saint Paul dans l'alignement la marge transformante passive de San Pedro et 2) au sud, la faille de la Romanche. L'orientation de la marge par rapport aux failles transformantes confère au bassin la géométrie caractéristique d'un bassin en *pull-apart* dont l'évolution géologique débute par une phase de *rifting* associée à l'ouverture du segment Atlantique Equatorial au Crétacé (Mascle et al., 1997).

XI.2. Ouverture de l'Atlantique Equatorial

L'ouverture de l'océan Atlantique débute à la fin du Trias (200 Ma), lors de la dislocation du super continent Pangée, tout comme l'ouverture de l'océan Indien (Moulin et al., 2010). L'Atlantique Nord s'ouvre au Jurassique le long de la chaîne Calédonohercynienne, séparant ainsi les futurs continents Gondwana et Laurentia (Figure XI-2). Puis, à partir du Crétacé inférieur, l'ouverture de l'Atlantique Sud s'initie par propagation du sud vers le nord du *rifting* qui aboutira à la séparation des continents africain et américain (Eagles, 2007; Moulin et al., 2010).

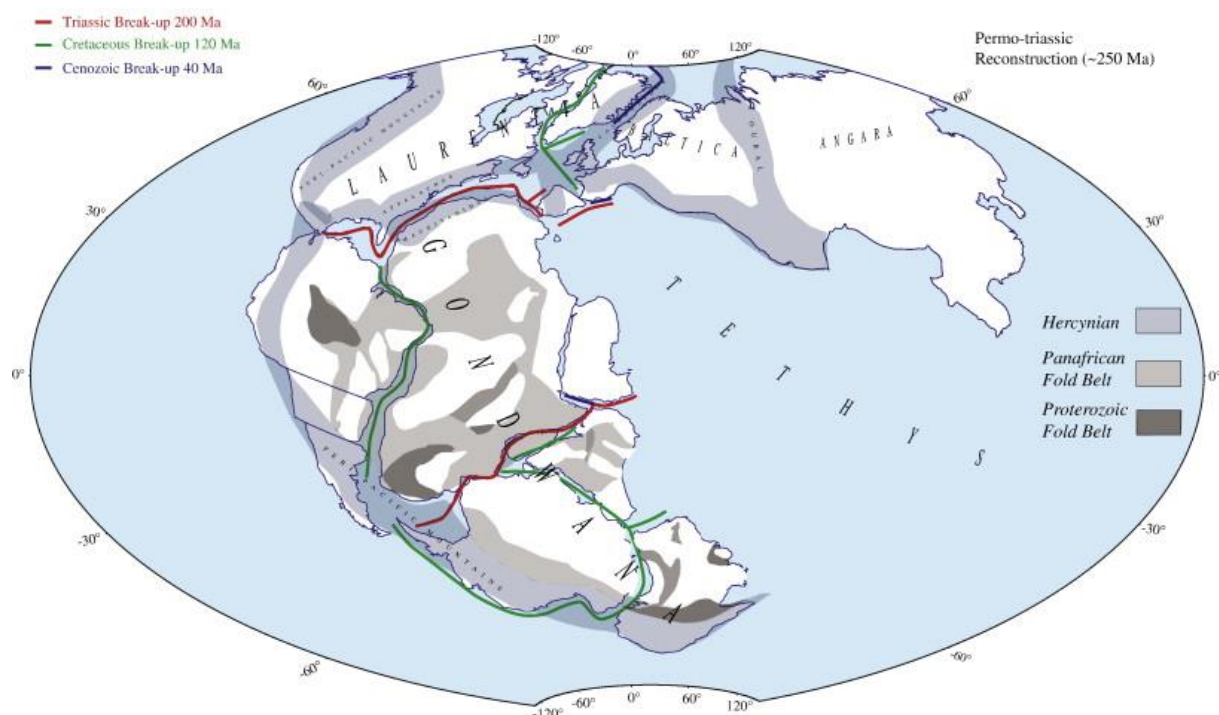


Figure XI-2 : Reconstruction au Permo-Trias (~250Ma) avant la dislocation du super continent Pangée (Olivet et Aslanian, pers. Comm. dans (Moulin et al., 2010))

Le segment Atlantique Equatorial est compris entre les zones de fracture de Saint Paul au nord et de Charcot au sud. Son ouverture se fait sur le domaine de l'orogénèse Brésiliano-Pan-Africaine et sépare ainsi le craton Ouest-Africain du craton Guyanais. Les différents modèles cinématiques établis à partir des anomalies magnétiques, et intégrant les déformations intraplaques, ont permis de reconstruire la paléogéographie au moment du *rifting* (Moulin et al., 2010; Nürnberg and Müller, 1991; Schettino and Scotese, 2005) et d'associer aux bassins africains leurs conjuguées américains (Figure XI-3). Ainsi du sud vers le nord, l'accrétion océanique dans l'Atlantique Equatorial s'opère le long de plusieurs petits segments divergents : Benin – Mundaù, le bassin profond Ivoirien – Barreirinhas et enfin Libéria – Cassiporé ; tandis que d'autres segments assurent le rôle de relais entre les segments divergents : San-Pedro – Parà-Marahao et Ghana - Cearà (Basile et al., 2005). Des corrélations stratigraphiques ont ainsi été établies entre les bassins africains et les bassins américains qui bénéficient d'une documentation académique plus riche. Cette approche permet de contraindre avec plus de précision l'extension stratigraphique des différents épisodes syn-rift et post-rift.

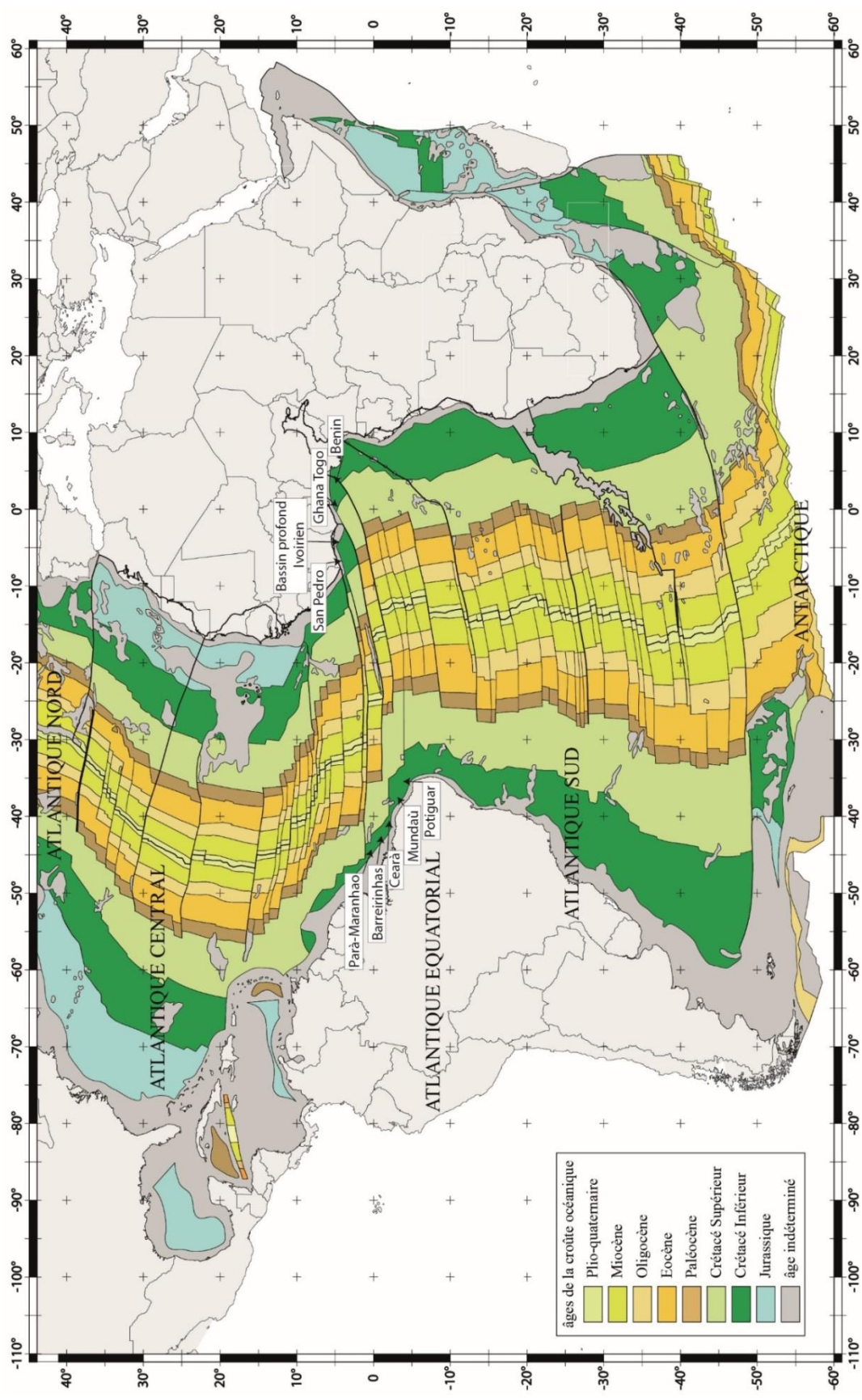


Figure XI-3 Carte des âges de la croûte océanique d'après la carte mondiale de l'UNESCO (2004) et bassins conjugués de l'Atlantique Equatorial

a.1. Stratigraphie de la phase de rifting :

La marge de San-Pedro a pour conjuguée la marge de Pará-Maranhão (Figure XI-3). C'est à partir des corrélations entre les études réalisées sur ces deux marges et dans les bassins voisins que sera décrite l'évolution syn-rift à post-rift de la zone.

Le *rifting* des bassins atlantique équatoriaux s'opère suivant trois épisodes extensifs Mésozoïques (Figure XI-3; Soares Júnior et al., 2008). La première phase de *rifting* est enregistrée à partir du Berriasien (145.5 Ma), à l'ouest dans le graben de Calçoene (Figure XI-4) et à l'est dans les bassins d'Araripe (Baudin and Berthou, 1996) et de Rio do Peixe (Francolin et al., 1994). Lors de la seconde phase de *rifting*, initiée au Vallanginien, le *rift* de l'Atlantique Central se propage vers le Sud dans les bassins de Marajó, Cassiporé et Grajaú tandis que le rift de l'Atlantique Sud atteint le bassin de Potiguar (Coward et al., 1999). Les premiers épisodes extensifs sont enregistrés durant cette phase, à l'Aptien, avec le dépôt de séries continentales dans le bassin de Pará-Maranhão (Soares et al., 2007) ; ces séries peuvent être corrélées avec les séries syn-rift du bassin de San-Pedro (Figure XI-5). Le troisième événement extensif démarre à l'Albien. Il est lié à la progression vers le nord-ouest du système de rift qui élargit le bassin de l'Amazonie et forme les bassins de Potiguar, Ceará, Barreirinhas et de Pará-Maranhão (Soares Júnior et al., 2008). Les bassins sont alors marqués par une tendance fortement subsidente qui se manifeste par la mise en place d'une sédimentation marine durant un épisode de SAG¹ dans le bassin Para-Maranhão/San-Pedro (Soares et al., 2007). A la fin du Crétacé Supérieur, les mouvements extensifs se concentrent dans les bassins de l'Amazonie, Pará-Maranhão et de Barreirinhas et aboutissent à la rupture continentale et à l'ouverture de l'océan Atlantique Equatorial (Soares Júnior et al., 2008).

Le passage de la phase syn-rift à post-rift est classiquement caractérisé par une discordance angulaire séparant les séries syn-rift, affectées par les failles normales listriques liées à l'extension, des séries post-rifts. La fin de l'activité des failles normales syn-rift est liée à l'accrétion océanique qui accommode alors le mouvement de divergence entre les deux plaques. Ainsi, la transition syn-rift/post-rift est généralement datée avec l'âge de la première croûte océanique apparaissant dans le bassin. Le problème est posé pour l'Atlantique équatoriale car l'accrétion océanique débute pendant une phase de calme magnétique

¹ SAG : Bassin intra-cratonique formé par subsidence lié à des processus de *downwelling* asthénosphérique ou d'équilibrage isostatique suivant un épisode de rifting (Middleton, 1989).

(superchron C34). Sa datation précise est ainsi rendu difficile, créant le débat sur le début de l'accrétion océanique dans le segment équatorial. Selon les auteurs (Basile et al., 1998, 1993; Blarez and Mascle, 1988; Mascle et al., 1997), les premiers épisodes d'accrétion interviennent entre l'Aptien Supérieur et l'Albien Supérieur. Certains auteurs datent l'accrétion océanique à l'Aptien Supérieur, âge des premières incursions marines (Mascle et al., 1998) D'autres auteurs prennent comme marqueur la surface érosive dite « Break-up unconformity » liée au soulèvement continental par des mécanismes géodynamiques d'échelle régionale. Cette surface est identifiée dans les séries de l'Aptien supérieur des bassins du Ghana (Basile et al., 1998) et de Ceará (Zalan, 1985) tandis qu'elle est décrite dans les séries de l'Albien Supérieur des bassins de Para-Maranhão (Soares et al. 2007) et au niveau de la marge de San Pedro (données internes). La genèse de cette surface érosive est donc vraisemblablement diachrone et progresse avec l'ouverture de l'océan (Figure XI-6).

Les séries post-rift des bassins conjugués de Pará-Maranhão et de San-Pedro se corrèlent jusqu'au Santonien (Figure XI-5), ce qui implique une relative proximité des bassins à cette époque. Elles sont marquées par trois discordances majeures (Albienne, Cénomaniennne et Santonienne) (Figure XI-5) qui peuvent être attribuées à des évènements géodynamiques majeurs décrits dans la partie suivante. Nous verrons dans le cadre de cette étude l'expression de ces évènements et des potentielles discordances sur la zone investiguée. Les séries Cénozoïques des deux bassins évoluent indépendamment, contrôlées par la subsidence thermique et/ou les déformations régionales, les variations eustatiques du niveau marin et par les bassins versants contrôlant des flux sédimentaires propres à chacune des marges.

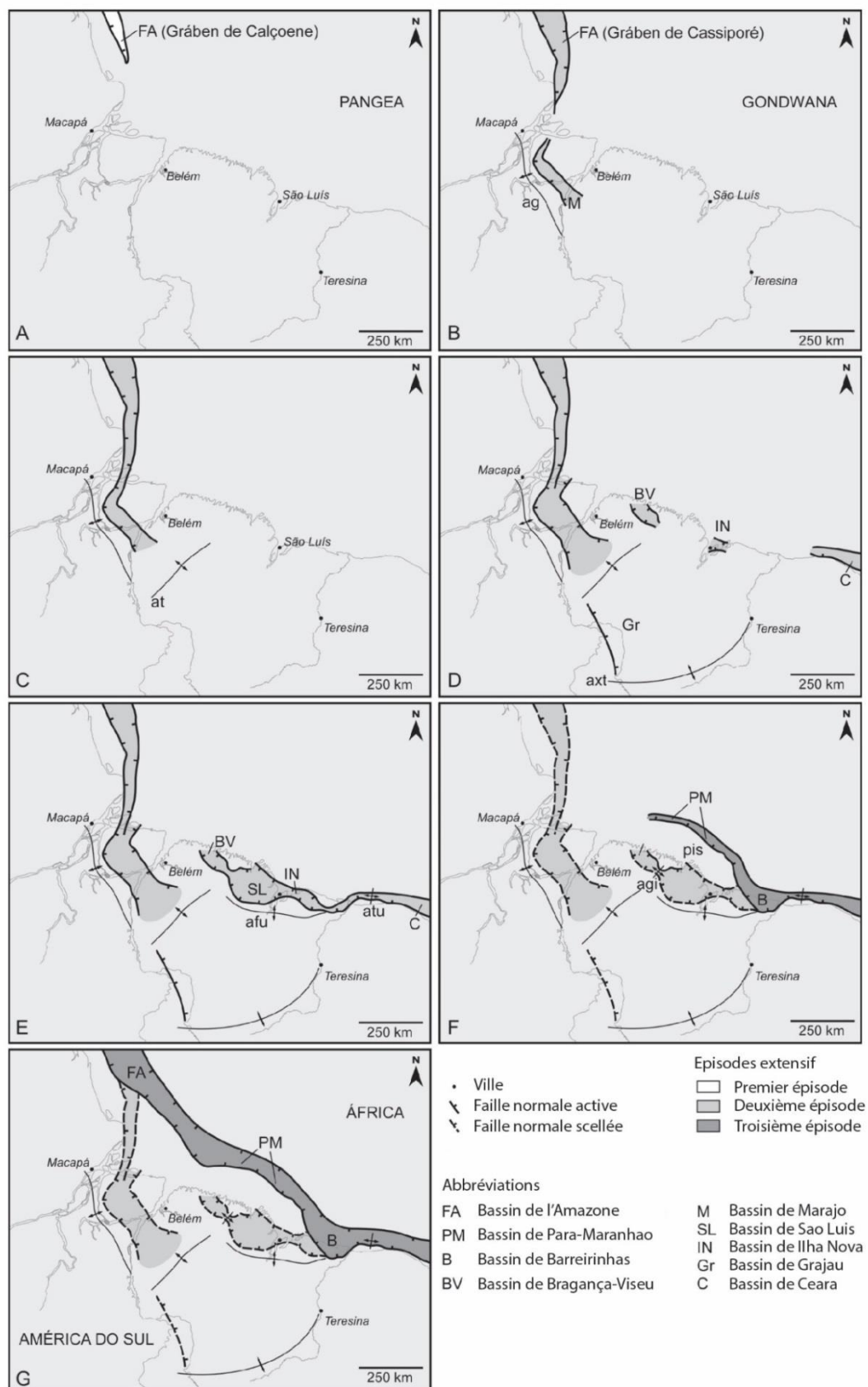


Figure XI-4 : Reconstitution des phases de rift des bassins équatoriaux Atlantique (d'après Soares Júnior et al., 2008). (A)-Première phase de rift (Trias-Jurassique). (B à E) – Deuxième phase de rift (Bériasien-Albien). (F à G) – Troisième phase de rift (Albien).

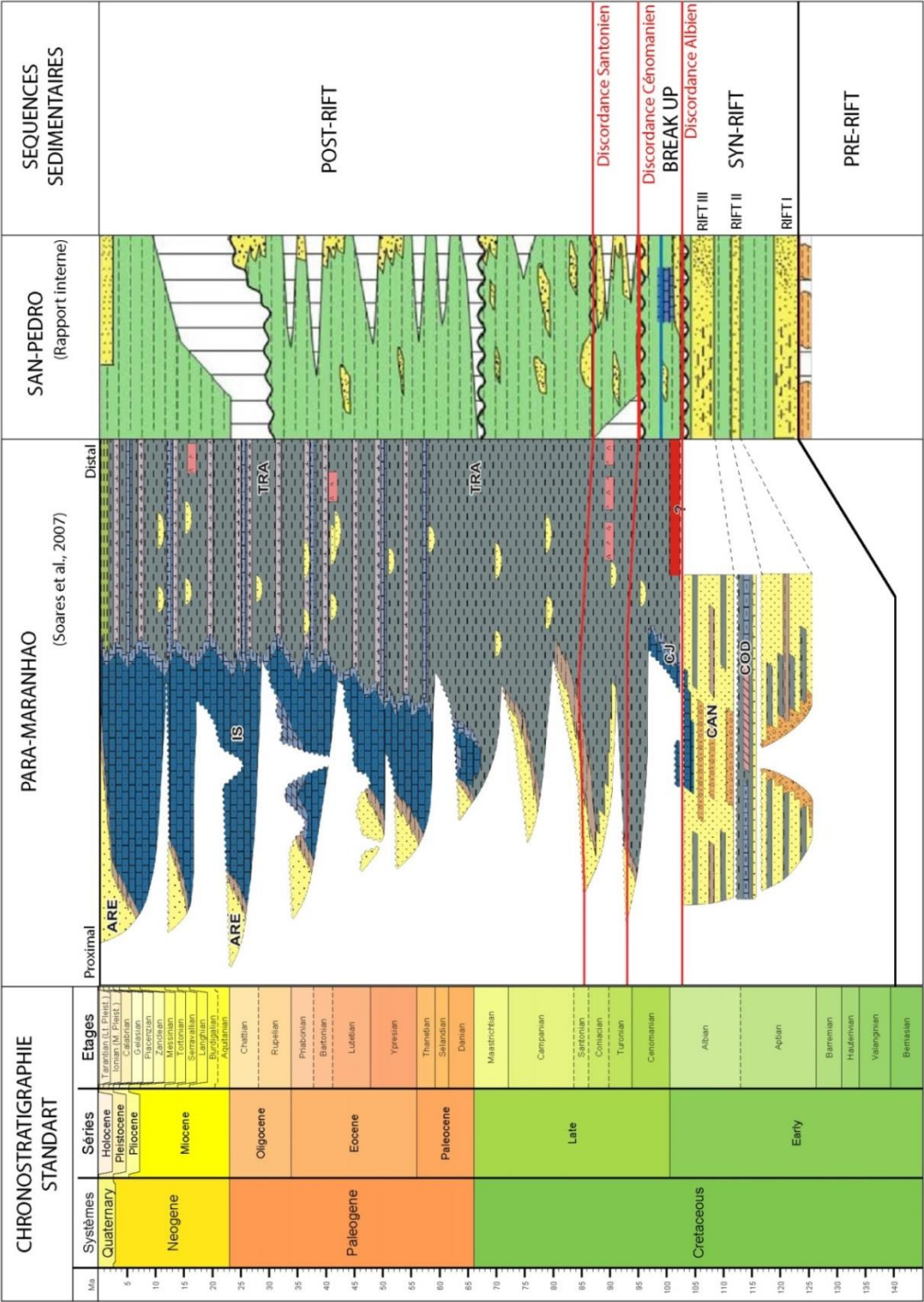


Figure XI-5 : Chartes stratigraphiques et corrélations des marges conjuguées de Para-Maranhao (d'après Soares et al., 2007) et de Côte d'Ivoire Ghana.

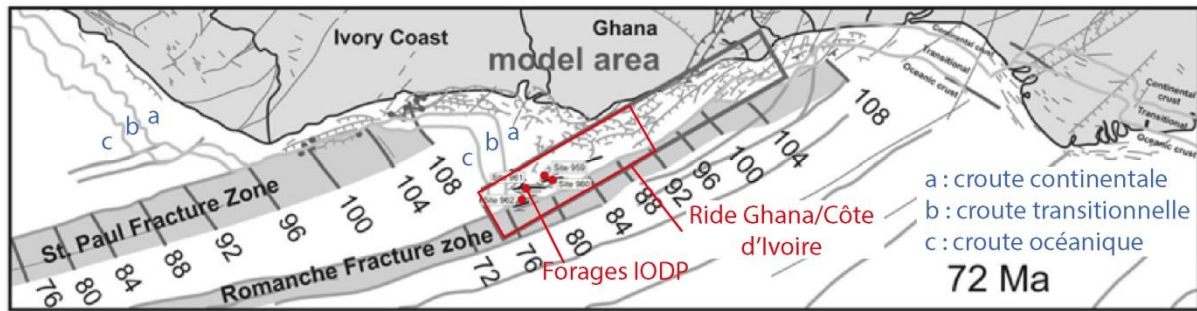


Figure XI-6 Progression de la dorsale depuis la rupture continentale jusqu'à 72 Ma. Les positions proviennent de la carte des âges de croute océanique produites par Müller et al. (1997) (D'après Nemcok et al, 2015)

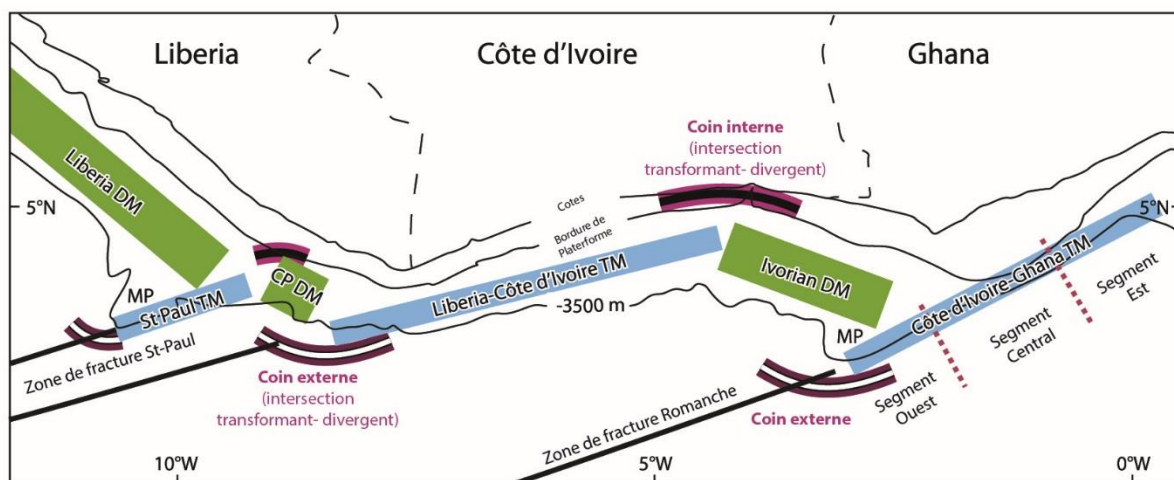


Figure XI-7 : Carte Géodynamique du Nord du Golfe de Guinée. MP : Plateau marginal ; TM : Marge Transformante ; DM : Marge divergente ; CP DM : Marge divergent de Cape Palmas

XI.3. Cinématique d'ouverture : Bassin en pull-apart : et mouvements tectoniques

Au Crétacé inférieur, l'ouverture du segment Atlantique Sud progresse en ciseaux du sud vers le nord et atteint l'Atlantique Equatorial. Cependant, contrairement au segment Sud, le segment Equatorial s'ouvre à travers l'extension synchrone de plusieurs bassins en pull-aparts séparés par les zones de fracture Chain, Romanche et Saint Paul. A mesure de la progression de l'accrétion océanique, ces zones de fractures orientées est-ouest agissent comme des limites de plaques lithosphériques, parallèles à la direction de mouvement, et sont donc considérées comme des failles transformantes. Basile (2015) définis dans le segment

Atlantique Equatorial une alternance entre marges transformantes et marges divergentes dans une configuration en échelons (Figure XI-7). La marge de San-Pedro sur laquelle est située notre zone d'étude se situe sur le segment transformant Libéria-Côte d'Ivoire (Figure XI-1) et évolue selon plusieurs phases géodynamiques spécifiques à ces marges. Afin de décrire les modalités d'ouverture du segment Atlantique Equatorial une comparaison sera établie entre le modèle théorique développé par Mascle et Blarez (1987) et repris par Basile (2015) et la chronologie d'ouverture définie dans la littérature.

a. Ouverture des marges transformantes selon trois phases

Les marges transformantes regroupent les marges continentales qui ont été ou qui sont juxtaposées avec une faille transformante active (Basile, 2015; Mascle and Blarez, 1987). Les auteurs définissent classiquement l'évolution des marges transformantes suivant trois phases caractérisées par la position de la faille transformante et par la nature de la lithosphère située de part et d'autre (Basile, 2015; Darros De Matos, 2000; MacGregor et al., 2003; Mascle and Blarez, 1987) : (1) une phase transformante intracontinentale (syn-rift) ; (2) une phase transformante active ; (3) une phase transformante passive. Les deux premières phases géodynamiques (intracontinentale et active) sont tectoniquement actives et correspondent à une frontière de plaque transformante active. Durant la troisième étape, la marge transformante n'appartient plus qu'à une seule et même plaque.

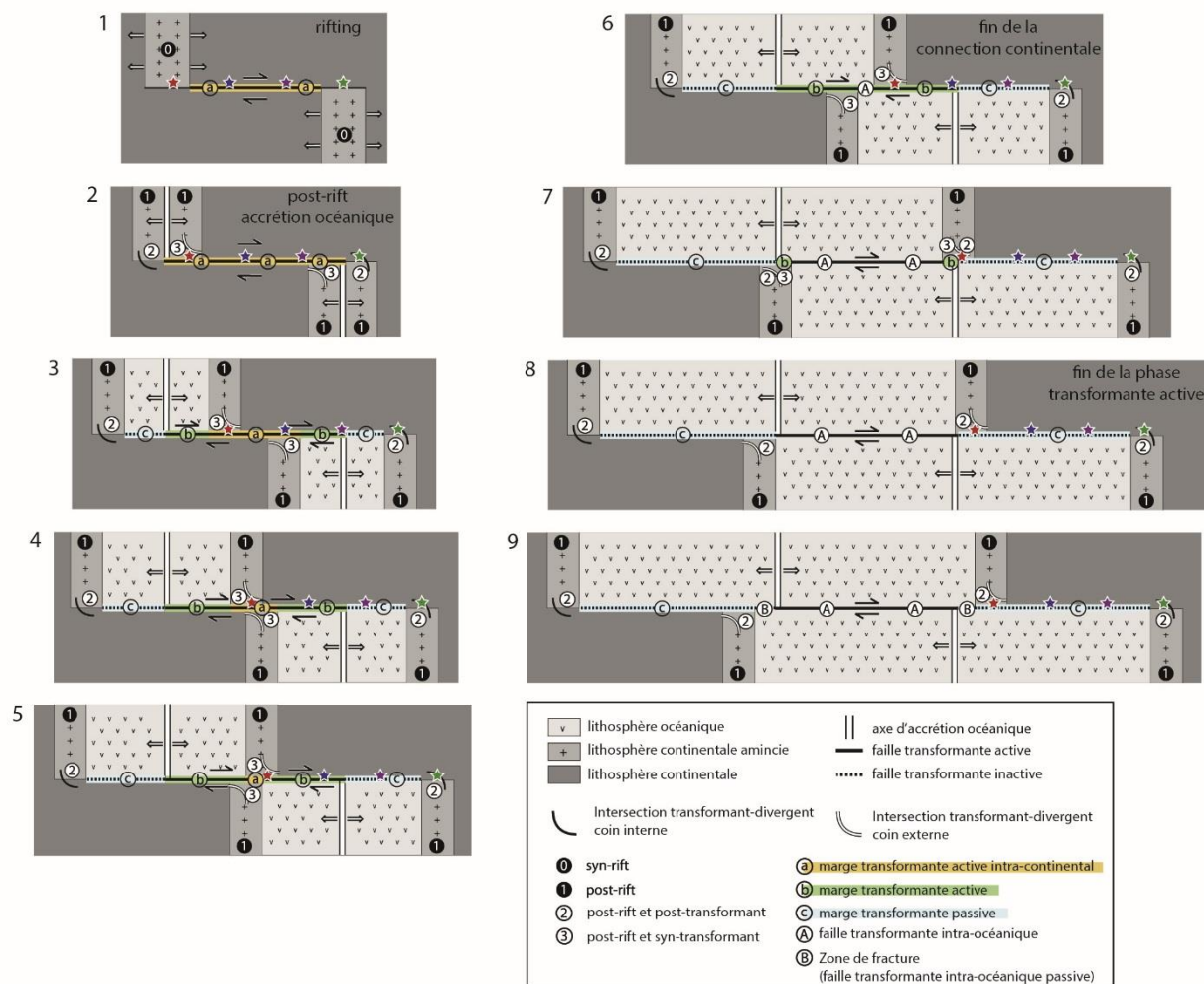


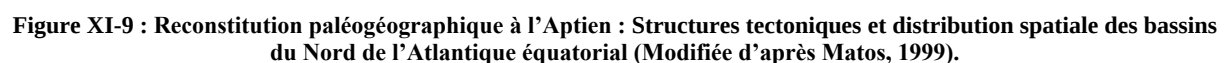
Figure XI-8 : Schémas d'évolution d'un système marge transformante et divergente adjacente (modifié d'après Basile, 2015; Mascle and Blarez, 1987).

b. La phase intracontinentale

b.1. Modèle théorique

La phase transformante intracontinentale est la première phase d'évolution géodynamique des marges transformantes. Comme les phases géodynamiques suivantes, elle est diachrone à l'échelle de la marge. Ainsi, un point spécifique de la future marge transformante (étoile bleue Figure XI-8) connaît dans un premier temps une phase transformante intracontinentale (*rifting*) qui prend fin avec le contact entre croûte continentale et croûte continentale amincie du rift voisin (Figure XI-8) (Basile, 2015). Après que le dernier

Durant cette phase, la faille transformante intracontinentale ne s'étend pas jusqu'aux bordures des rifts qu'elle connecte (Figure XI-8). Elle est caractérisée sur toute sa longueur par un déplacement relatif constant entre deux plaques et se termine de manière abrupte à ses deux extrémités (Wilson, 1965). Sur les bordures des zones de rift, le mouvement relatif décroît d'un côté du rift à l'autre. Cette différence de déplacements relatifs est accommodée par les structures en queue de cheval, typique des bassins en *pull-apart*, qui influence la sédimentation syn-rift. Ces structures sont par ailleurs mises en évidence par Matos (1999) sur la marge de San-Pedro (Figure XI-9).



b.2. Le segment Atlantique Equatorial

La phase transformante intracontinentale est enregistrée dans l'Atlantique Equatorial à partir du Bériasien (cf. Sédimentation syn-rift) et selon les bassins jusqu'à l'Aptien ou l'Albien. L'ouverture se fait jusqu'alors avec un mouvement de séparation des plaques de direction NE-SO. A partir de 110 Ma (Albien moyen), les auteurs décrivent une importante réorganisation de la cinématique des plaques (Klitgord and Schouten, 1986; Nürnberg and Müller, 1991) associée à la rotation horaire de l'Amérique du Sud par rapport à l'Afrique. Cette rotation serait accommodée par des mouvements senestres dans le *Benue Trough* et responsable de fortes contraintes transpressives décrites dans les différents bassins de l'Atlantique Equatorial (Antobreh et al., 2009; Atttoh et al., 2004). Ces déformations sont enregistrées par des plis de grande longueur d'onde et des structures en fleur sur la marge du Ghana (Atttoh et al., 2004), sur la marge de San-Pedro (St John, 2000) et dans le bassin profond Ivoirien (Basile et al., 1993). Elles sont supposées avoir joué un rôle important dans l'édification de la ride Ghana-Côte d'Ivoire (Antobreh et al., 2009; Benkhelil et al., 1998). Le dernier contact entre les croutes continentales ouest Africaine et Brésilienne a eu lieu au Cénomanién (Mascle et al., 1998). Cet événement apparaît sur les données de forage du leg ODP 159 où l'arrêt des déformations décrochantes est identifié à cette période pour la ride Ghana-Côte d'Ivoire (Mascle et al., 1998). Ainsi de l'Albien moyen au Cénomanién, la ride Ghana-Côte d'Ivoire a enregistré une forte déformation transpressive avec le cisaillement de la croute continentale amincie ouest Africaine et de la croute Brésilienne le long des décrochements transformant. Il semblerait que cette déformation, associée à la subsidence rapide de l'Albien (Mascle et al., 1998; Zalan, 1985), aboutisse à la genèse de la discordance régionale Albienne nommé « Break-up unconformity » (Figure XI-5). Chierici (1994) décrit cette surface comme séparant les séries syn-rift, affectées par les failles normales, des séries post-rift. Cependant, la genèse de cette discordance et de la ride Ghana-Côte d'Ivoire reste discutée et les auteurs envisagent également des effets thermiques et/ou flexuraux associés à la phase transformante active (Basile, 2015).

c. La phase active

c.1. Modèle théorique

La phase transformante active est caractérisée par le contact direct d'une lithosphère océanique nouvellement accrétée, donc chaude, avec une lithosphère continentale plus ou moins amincie lors du *rifting* (Figure XI-8 ; 4 à 6 pour l'étoile bleue). Cette phase s'arrête quand l'axe d'accrétion océanique passe le long de la lithosphère océanique de l'autre segment (Figure XI-8), amorçant ainsi la phase transformante passive (Figure XI-8 ; 7 à 9 pour l'étoile bleue). La comparaison de différents points le long d'une marge transformante (Figure XI-8 ; étoiles bleue, jaune, rouge, violette) montre que ces phases ne sont pas synchrones selon la position sur la marge. Par exemple, au niveau de l'étoile violette (Figure XI-8), la marge transformante active cesse son fonctionnement tandis qu'au niveau des étoiles bleu et rouge, les segments présentent toujours une phase transformante intracontinentale (Figure XI-8). Le timing de ces trois phases dépend ainsi de la position le long de la marge transformante : plus proche est le segment actif du coin interne, plus courtes seront les phases transformante intracontinentale et active.

Sur les marges divergentes, la reconnaissance des phases de *rift* et de marge passive se fait grâce à la discordance post-rift, caractérisée par la surface d'érosion affectant les crêtes de blocs basculés en continuité avec la surface de scellement des failles normales (Falvey, 1974). Pour les marges transformantes, la phase transformante active sépare ces deux phases. Ainsi, une nouvelle discordance scellant les failles décrochantes s'ajoute à la première discordance post-rift. Celle-ci est plus jeune et est diachrone à l'échelle de la marge du fait de la migration de la ride d'accrétion.

c.2. La marge Atlantique Equatorial

Les reconstitutions cinématiques dans le Golfe de Guinée (Antobreh et al., 2009) suggèrent que des rides d'accrétion océaniques sont présentes à partir de l'albien inférieur (108 Ma) et qu'elles sont décalées par des failles transformantes NE-SO dans les bassins du Ghana et de Côte d'Ivoire (Figure XI-6). Ces rides marquent la fin de la phase transformante

intracontinentale pour les portions est de ces sous-bassins. Cependant, les portions ouest de ces sous-bassins, ou coin externe (Figure XI-8), sont toujours en phase transformante intracontinentale. Ainsi, l'Ouest de la marge de San-Pedro et de la marge Côte d'Ivoire/Ghana traversent des phases transformantes intracontinentales et actives plus longues (Antobreh et al., 2009). Ce diachronisme des phases transformante intracontinentale (syn-rift) et active pourrait expliquer la différence des âges de transition syn-rift/post-rift existant entre les auteurs (voir : XI.2. a.1. Stratigraphie de la phase de rifting :).

d. La phase Passive

Lorsque l'axe d'accrétion dépasse le segment transformant continental, il y a alors contact de deux lithosphères océaniques et on considère le passage à un stade de marge transformante passive. Cette transition est donc diachrone et rajeunit d'est en ouest en Atlantique Equatorial. La marge Ghana/Côte d'Ivoire est considérée en phase transformante passive au Santonien Supérieur (84 Ma) (Basile et al., 2005). Le Santonien supérieur correspond donc à l'âge du dernier contact entre l'axe d'accrétion océanique et la marge continentale. Le passage au stade de marge transformante passive (5-6 Figure XI-8) Figure XI-8 : Schémas d'évolution d'un système marge transformante et divergente adjacente (modifié d'après Basile, 2015; Mascle and Blarez, 1987).est également marqué par une discordance nommée « Senonian unconformity » dont l'origine n'est pas encore déterminée. Cette discordance est enregistrée dans les bassins de Para-Maranhão et de San-Pedro au Santonien (Figure XI-5). L'évolution de la phase transformante passive est marquée au Cénozoïque par une subsidence thermique classique aux autres types de marges passives (Antobreh et al., 2009).

e. Les mouvements verticaux

Un des aspects caractéristiques des marges transformantes est le développement d'épisodes de forte déformation durant les phases *post-rift*. Les marges transformantes sont généralement marquées par la présence de rides et de plis parallèles aux failles

transformantes. Plusieurs hypothèses sont évoquées pour expliquer leur formation, telles que des épisodes de transpression, de flexure ou d'équilibrage thermique. Ce dernier aspect est classiquement décrit comme la cause principale de l'évolution tectonique des marges transformantes, notamment pendant les phases transformantes actives.

Les marges transformantes de l'Atlantique Equatoriale apparaissent parmi les plus étudiées. Avec le leg ODP 159, les études se sont concentrées autour d'une des structures tectoniques majeures de ces marges transformantes d'Atlantique Equatoriale, la ride Ghana-Côte d'Ivoire (Basile et al., 1998; Blarez and Mascle, 1988; Mascle et al., 1998, 1997; Mascle and Blarez, 1987). Cette ride mesure 25 km de large, 130 km de long et est orientée OSO-ENE dans le prolongement de la zone de fracture Romanche et de la plate-Ghanéenne (Figure XI-6). Cette ride est fortement asymétrique, avec une hauteur par rapport au fond marin de 1300 m au niveau du bassin profond de Côte d'Ivoire et de plus de 4000 m sur son flanc sud (Basile et al., 1993). Plusieurs théories sont évoquées pour expliquer la formation de cette ride et le soulèvement générale des marges transformantes : (1) un soulèvement par déformation intracontinentale ; (2) un soulèvement d'origine thermique ; (3) un soulèvement par flexure. La formation de ces rides s'accompagne du basculement des marges transformantes et conduit à une forte érosion continentale dont les produits d'érosion viennent sceller une nouvelle discordance, nommée discordance post-transformante. Celle-ci, diachrone d'est en ouest (Mascle and Blarez, 1987), est datée du Cénomanién sur les marges de Para-Maranhão et de San-Pedro (Figure XI-5) et se corrèle avec l'âge du passage de l'axe d'accrétion océanique modélisé par Nemčok (2013) (Figure XI-6).

e.1. Soulèvement par déformation intracontinentale

L'épisode de transpression lié aux changements cinématiques en Atlantique Equatorial à l'Aptien moyen est, pour certains auteurs, responsable d'une partie au moins de l'*uplift* des marges et de la ride Ghana-Côte d'Ivoire (Antobreh et al., 2009; Attoh et al., 2004; Benkhelil et al., 1998). Une autre explication liée à la juxtaposition d'un radeau continental non aminci avec une lithosphère continentale riftée est avancée pour expliquer la différence d'altitude de part et d'autre de la faille transformante (Le Pichon and Hayes, 1971). Cependant, selon Basile (2015), ces modèles impliquent une racine crustale qui n'est pas mise en évidence par l'imagerie sismique (Sage et al., 2000).

e.2. Soulèvement d'origine thermique

Le second type de modèle est associé au transfert latéral de chaleur depuis la lithosphère océanique chaude jusqu'à la lithosphère continentale à travers la faille transformante (Masclé and Blarez, 1987). Ce contact créerait un gradient thermique horizontal induisant le réchauffement de la lithosphère continentale. Ce réchauffement réduirait l'épaisseur de la lithosphère continentale et induirait son *uplift* thermique. Le refroidissement subséquent de la lithosphère océanique causerait sa subsidence. En fonction du degré d'amincissement de la lithosphère continentale, l'expression du soulèvement diffère (Basile, 2015) expliquant ainsi l'hétérogénéité du soulèvement le long de la marge. Le soulèvement de la bordure continentale est maximum au moment du passage de l'axe d'accrétion océanique. Le refroidissement de la lithosphère océanique consécutif à ce transfert de chaleur cause sa subsidence thermique et accentue le basculement de la marge.

L'hypothèse du soulèvement d'origine thermique reste cependant limitée car les modèles thermomécaniques sur lesquels elle se base ne prennent pas en compte le refroidissement de la lithosphère océanique subséquent au réchauffement de la lithosphère continentale (Basile, 2015). De plus, ces modèles ne permettent pas d'expliquer la stabilité de ces rides qui restent élevées durant plusieurs dizaines de millions d'années après le passage de l'axe d'accrétion alors que la subsidence thermique aurait dû effacer les effets de l'*uplift* thermique. Enfin, les modélisations de l'*uplift* causé par le transfert thermique ne permettrait pas d'expliquer plus d'une centaine de mètres de soulèvement (Nemčok et al., 2013).

e.3. Soulèvement par flexure

Cette troisième hypothèse est basée sur la réponse flexurale accompagnant la dénudation érosive aux abords de la faille transformante. Le mécanisme déclenchant est la différence de hauteur entre les deux lithosphères séparées par la faille transformante. Cette différence de hauteur induit l'érosion du bord de la lithosphère continentale qui est plus haute, permettant un *uplift* similaire aux épaules de rift (Basile and Allemand, 2002; Bigot-Cormier et al., 2005). La chronologie de l'*uplift* ainsi que l'érosion de la ride marginale supportent

cette hypothèse, même si l'imagerie du Moho ne révèle pas de traces qui auraient été créées par une flexure (Basile, 2015).

XI.4. Les sources d'apport à terre

L'étude des systèmes sédimentaires autour des marges continentales se base de manière croissante sur une approche « source-to-sink » (Somme et al., 2009). Ce type d'étude se concentre sur toutes les zones contribuant à l'érosion, au transport et au dépôt de particules depuis les bassins versants à terre jusqu'aux bassins profonds en mer. Dans cette approche, les systèmes sédimentaires sont décomposés en segments génétiquement liés (Moore, 1969), ce qui implique que toute modification morphologique sur une zone se répercutera sur les segments adjacents. Ainsi, l'analyse de l'évolution des morphologies, dimensions et lithologies des bassins versants à terre est de première importance pour comprendre les processus dynamiques contrôlant la répartition des sédiments dans le bassin profond.

Le réseau de drainage Ivoirien est aujourd'hui constitué de quatre grands bassins (Cavally, Sassandra, Bandama et Comoé ; Figure XI-10) ainsi que d'une dizaine de petits bassins côtiers. Ces bassins versants sont étirés selon une direction Nord-Sud et prennent leur source à une altitude moyenne de 500 m. Notre zone d'étude est située au débouché des bassins actuels de Sassandra et Bandama (Figure XI-10). Ces bassins versants incisent le craton Ouest Africain composé de roches métamorphisées d'âge Protérozoïque à Archéen.

a. Reconstitution des paléo-bassins versants :

Les études réalisées sur le Craton Ouest Africain (Beauvais et al., 2008; Beauvais and Chardon, 2013; Grimaud et al., 2015, 2014; Michel, 1973) ont mis en évidence plusieurs surfaces géomorphologiques majeures à l'échelle de toute l'Afrique de l'ouest. Ces surfaces de type latéritique, distribuées d'amont en aval d'un paléo-fleuve, ont fossilisé les différents épisodes successifs d'incision fluviale (Beauvais and Chardon, 2013). La cartographie des reliques de ces surfaces a permis la reconstitution, par interpolation, de la paléo-topographie au moment de leur formation (Figure XI-11). Beauvais et Chardon (2008) définissent quatre

paléo-surfaces (S1 à S4) dont ils datent les âges d'abandon par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar sur des oxydes de manganèse et de potassium. Les surfaces S2 à S4 étant plus jeune que la période considérée avec les données sismique 3D, elles ne seront pas détaillées ici.

La surface S1 est la plus ancienne des paléo-surfaces identifiées en Afrique de l'Ouest. Chardon et al. (2006) suggère qu'elle s'initie à l'Albien-Cénomanién, durant une période de bauxitisation mondiale (Tardy and Roquin, 1998). Cette surface est abandonnée entre 59 et 45 Ma. La topographie de la surface S1 définit un bombement marginal parallèle à la côte avec une pente forte vers l'océan Atlantique et une pente douce vers l'intérieur du craton (Figure XI-11). La localisation et l'orientation des bourrelets marginaux indiquent que leur formation est liée au développement de la marge passive : ils correspondent vraisemblablement aux épaulements de rift (Summerfield, 1985). D'après ces reconstructions paléo-topographiques et de paléo-réseaux de drainage, il apparaît que les réseaux de drainage Ivoiriens alimentant l'océan Atlantique à l'Albien-Cénomanién étaient deux à trois fois plus courts avec des profils d'équilibre plus escarpés qu'à l'actuel (Figure XI-11). La reconstruction de la paléo-surface S2 et du paléo-réseau de drainage associé met en évidence le recul progressif vers le nord de la limite de partage des eaux entre les bassins versant nord et sud (Figure XI-11) jusqu'à conduire à leur organisation actuelle. Cette évolution est confortée par l'analyse des profils longitudinaux de rivières qui suggère une faible incision fluviale et une relative stabilité du craton au cours du Cénozoïque (Grimaud, 2014).

Les bassins versants ayant alimenté les bassins marins Ivoiriens au Crétacé moyen et supérieur incisent donc un bourrelet marginal lié à la formation de la marge transformante (Chardon et al., 2006; Grimaud, 2014). Les reconstitutions paléogéographiques et les études des surfaces bauxitiques attestent que l'Afrique de l'Ouest est restée dans la zone intertropicale depuis 140 Ma, avec des alternances entre climat humide et climat humide/sec (Beauvais and Chardon, 2013). Ces bassins versants de « montagne » sont plus susceptibles d'être affectés par des crues rendant plus efficaces le transport de matériaux détritiques grossiers jusqu'aux bassins profonds.

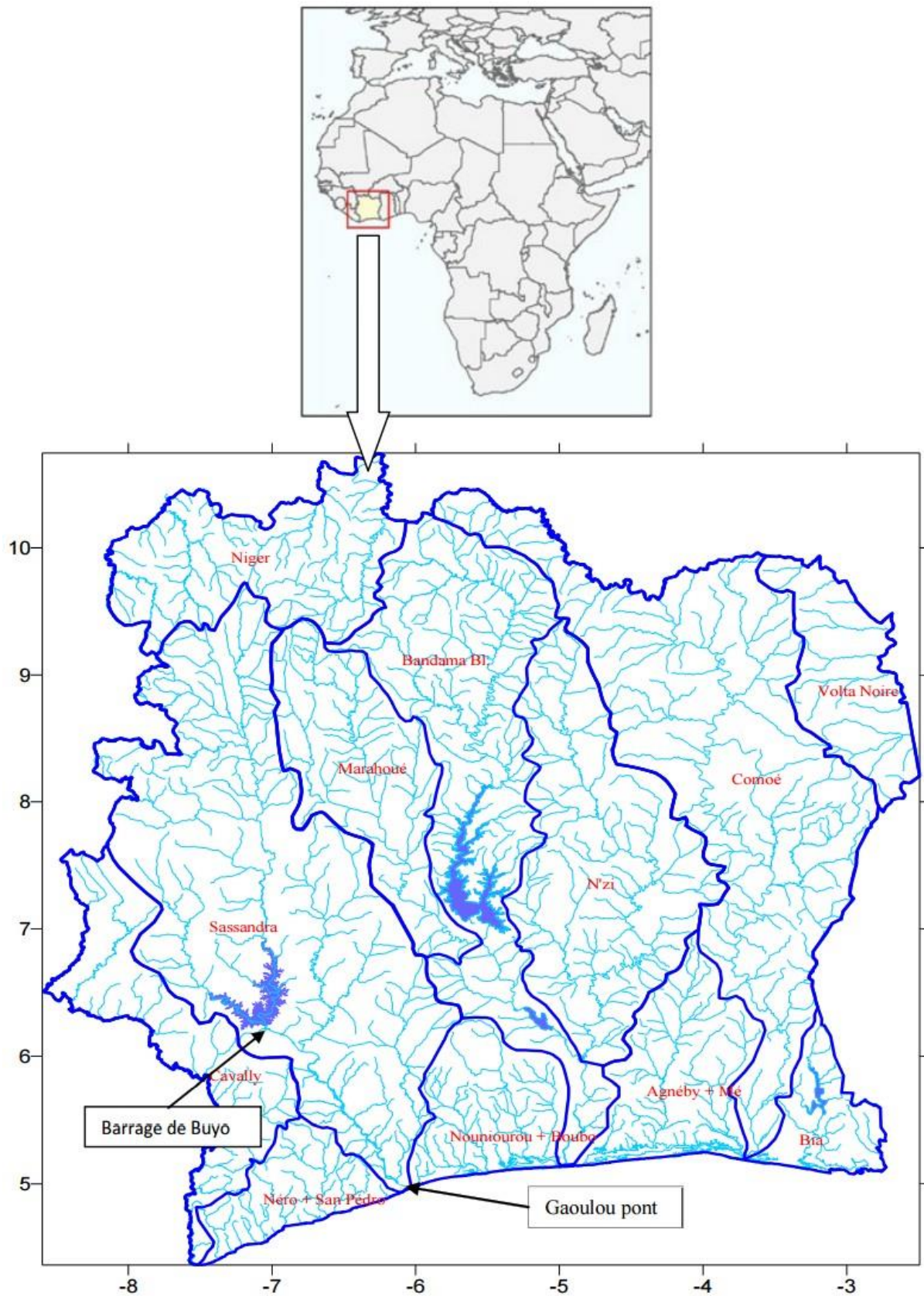


Figure XI-10 : Organisation du réseau hydrographique de la Côte d'Ivoire avec les principaux bassins versants (d'après Agbri et al., 2010).

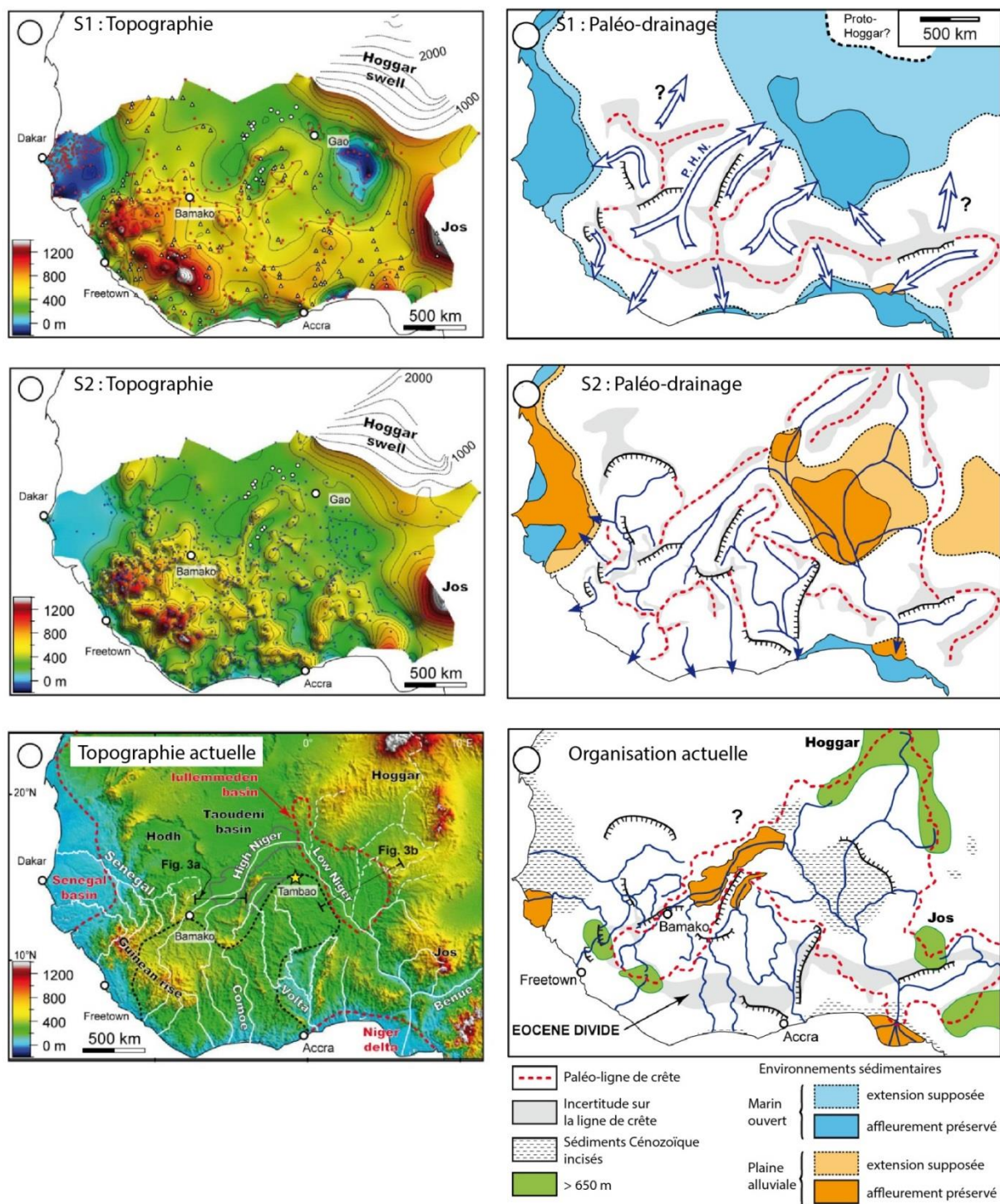


Figure XI-11 : Reconstitutions de la paléo-topographie et des paléo-drainages de l'Afrique de l'Ouest à partir de la cartographie de surfaces latéritiques fossiles ; S1 : formée à l'Albo-Cénomanien et abandonnée à 45 Ma ; S2 : abandonnée à 24 Ma et enfin à l'actuelle (d'après Grimaud, 2014)

XII. Données disponibles et méthodes

L'étude des systèmes turbiditiques Crétacé Supérieur d'une portion de la marge de San-Pedro repose sur l'analyse et l'intégration de données de sismique 3D et de forages mises à disposition par Total et ses partenaires (Anadarko et Petroci).

XII.1. Données utilisées

Les données de sismique 3D utilisées proviennent d'une acquisition réalisée par le groupe CGG sur les blocs de l'offshore Ivoirien CI 514-515-516. Dans le cadre de ce travail, l'autorisation a été donnée par Total et ses partenaires de travailler sur le bloc CI 515 (Figure XII-1).

Le bloc de sismique 3D couvre une superficie totale de 4500 km² et la superficie de la zone d'étude est de 1600 km² avec une profondeur maximale d'investigation de sept secondes temps double. L'acquisition a été réalisée avec une distance inter-traces de 12,5 m, qui a été décimée au chargement à 25 m. La résolution (taille d'un pixel) sur les différentes cartes présentées ci-dessous est donc de 25 m. Le dispositif utilisé pour cette acquisition est appelé « *broad band seismic* » ou sismique à large spectre. Contrairement aux acquisitions classiques, ce système permet l'enregistrement d'une large gamme de fréquences, des basses (0 Hz) aux hautes fréquences (155 Hz). Cette large bande passante apporte une meilleure résolution à de plus grandes profondeurs ainsi qu'une plus grande stabilité durant l'inversion des données sismiques. Ainsi, en prenant une fenêtre sismique allant de 3,5 à 4 secondes temps double et encadrant l'intervalle analysé durant cette étude, le système enregistre un spectre de fréquences multimodales allant de 4 à 30 Hz (Figure XII-2). La nature multimodale de ce spectre est typique de la sismique large bande, et rend la détermination de la résolution verticale approximative, car dépendante du pic de fréquence choisi (Figure XII-2). Cependant, en considérant une vitesse de propagation des ondes de 2500 m.s⁻¹, la résolution verticale maximale est de 17 m avec une limite de détectabilité de 10 m. Le bloc de sismique 3D utilisé pour cette étude a subi différents traitements (GSG Côte d'Ivoire) afin d'améliorer la visualisation en profondeur. La sismique a été sommée avant d'être migrée en profondeur, en

utilisant un algorithme de Kirchhoff. Les amplitudes ont également été égalisées avec un AGC de 500 ms.

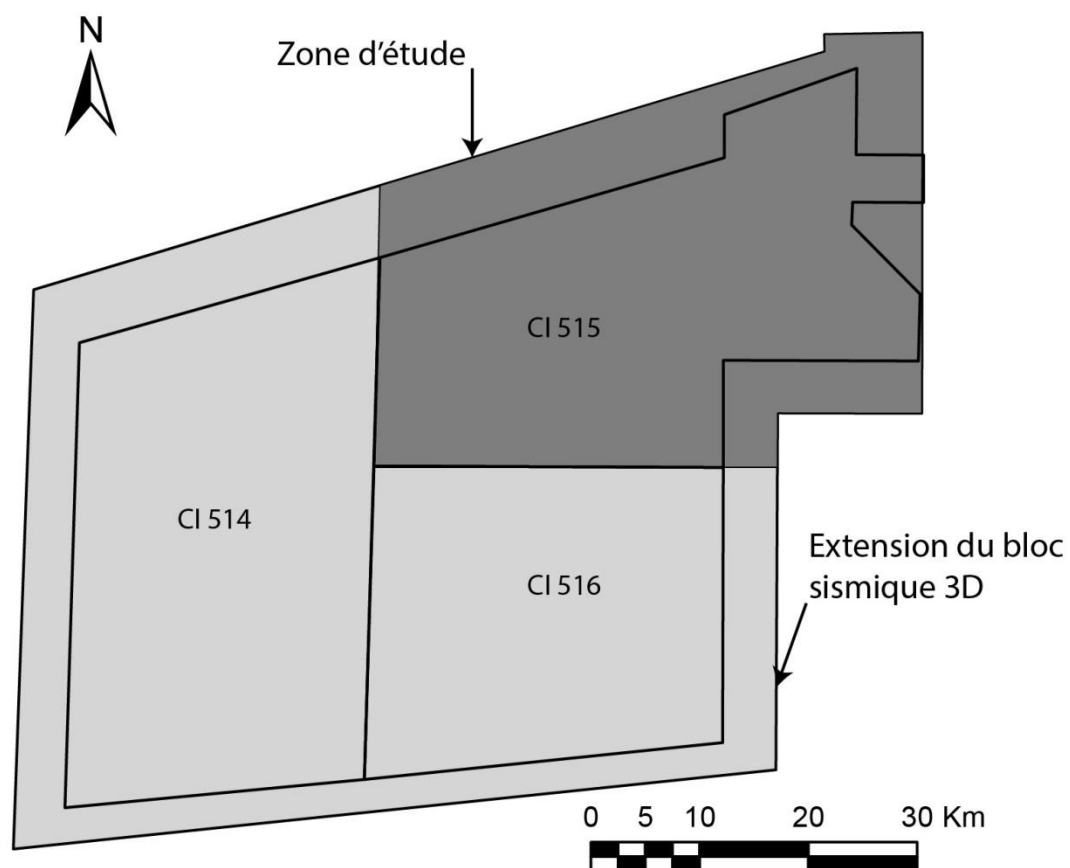


Figure XII-1 : Extension de la zone étudiée par rapport à la couverture sismique 3D.

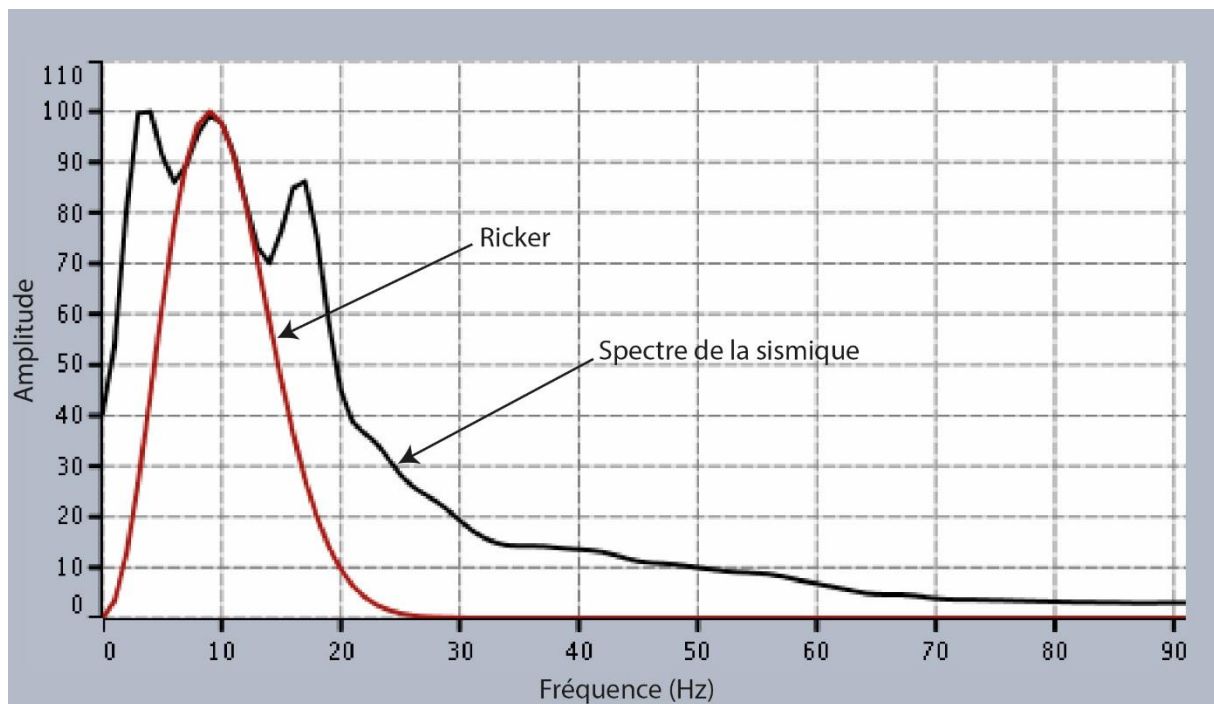


Figure XII-2 : Spectre fréquentielle de la sismique à la profondeur des séries étudiées. La courbe rouge représente le ricker utilisé pour déterminer la résolution verticale de la sismique.

Des données de puit sont venues compléter les données sismiques. Pour des raisons de confidentialité, la localisation de ces puits n'apparaît pas dans ce document. Ces données de puit comprennent des données biostratigraphiques et des données de diagraphies et d'échantillonnages (cuttings et carottes latérales) qui ont permis la calibration de la donnée sismique ainsi que l'identification de marqueurs stratigraphiques.

XII.2. Méthodes

a. Calibration au puit :

La calibration entre les données de puit et les données sismiques est une étape essentielle pour l'interprétation stratigraphique et faciologique de la sismique 3D. Le but premier de la calibration est de convertir en profondeur les données sismiques acquises en temps, et/ou inversement de convertir les données de puit en temps. Une fois la donnée sismique calibrée, la correspondance entre les données de puit et les profils sismiques est établie et permet de proposer des corrélations.

Les données sismiques utilisées pour cette étude ont été calibrées par l'équipe du GSG (Groupe Géoscience Support) Côte d'Ivoire de Total. Cette calibration est présentée sur l'intervalle d'intérêt (Figure XII-3) avec la confrontation entre les logs diagraphiques en profondeur et l'imagerie sismique passant par le puit en temps. Cette calibration a alors permis d'utiliser les données biostratigraphiques issues du puit de prospection. Cependant, ce forage passe par des intervalles clastiques dans lesquels les datations sont imprécises du fait de la nature remaniée des dépôts. Ainsi, les marqueurs stratigraphiques utilisés pour cette étude ont été propagés par l'équipe du GSG Côte d'Ivoire à partir d'autres forages également disponibles sur le bloc de sismique 3D.

La calibration a ensuite permis d'établir une corrélation entre les faciès sismique et les faciès sédimentaires. L'analyse de la colonne lithologique est rendue possible par le log de *gamma ray* et de *sonic*. La courbe de *gamma ray* fournit l'évolution de la radioactivité naturelle de la roche, dépendante de sa teneur en potassium, thorium et uranium préférentiellement présents dans les argiles. Ceci permet de proposer une discrimination sable/argile qui est également confirmée par la courbe de *sonic* donnant la vitesse de propagation des ondes acoustiques dans la roche. J'ai ensuite confronté ces interprétations aux données ponctuelles de cuttings (éléments rocheux récupérés lors du forage) et de carottes latérales prélevées dans l'accumulation turbiditique investiguée (Figure XII-3).

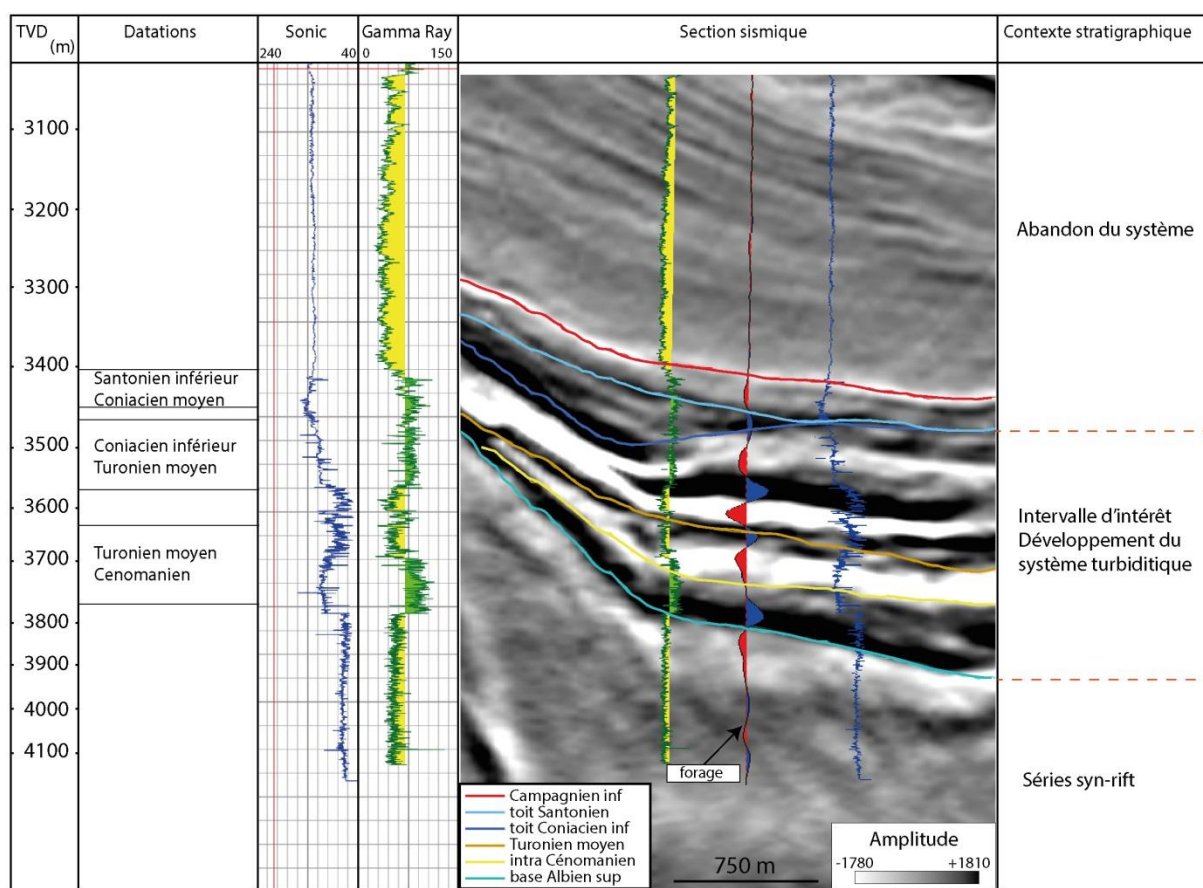


Figure XII-3 : Planche de calibration en profondeur des données sismiques avec les données de puit. Les datations proviennent des données biostratigraphiques provenant du puit tandis que les horizons sismiques datés proviennent d'autres puits du bloc sismique 3D.

b. Pointé sismique

L'interprétation des données sismiques a été réalisée à partir du logiciel Sismage (Total). Le pointé des profils a été effectué sur les données en temps. Les horizons ont ensuite été convertis en profondeur en utilisant la loi de conversion établie au puit. Ceci a permis par la suite de déterminer les épaisseurs des successions turbiditiques.

c. Pointé d'une surface de discordance régionale à la base de l'Albien Supérieur :

Le bloc étudié présente une discordance régionale majeure datée par d'autres puits à la base de l'Albien supérieur. Cette discordance sépare les séries syn rifts, affectées par la tectonique extensive, des séries post rifts. Cette surface sert de base au dépôt des séries turbiditiques post rift sur lesquelles se concentre cette étude. Cette surface est fortement discordante sur le talus et concordante dans le bassin ; elle a été pointée selon différents critères en fonction de sa position et des unités qu'elle met en contact : (1) pointé sur le maximum d'amplitude marquant la discordance angulaire dans les zones d'interfluves de canyon, (2) pointé de la transition de phase dans la partie supérieur des canyons, (3) pointé du minimum d'amplitude dans les zones de superposition sables syn-rift/sables post-rift. Cette surface est localement affectée par un effet de *tuning*² créant des artefacts de réflexion.

La surface a été pointée selon les directions nord-sud et est-ouest correspondant respectivement à la direction des inlines et des crosslines (inline : direction d'acquisition ; crossline : direction perpendiculaire à la direction d'acquisition). Le pointé a été réalisé toutes les 10 lignes, soit tous les 250 m. Une interpolation par *krigeage* a ensuite permis d'obtenir une surface. Enfin cette surface a été migrée en profondeur afin de permettre l'analyse de la morphologie de la pente sur laquelle se mettent en place les dépôts turbiditiques post-rift.

La migration de la surface en profondeur à partir de la surface pointée en temps peut poser des problèmes d'anamorphose. Cependant la lithologie tertiaire apparaît assez homogène limitant d'autant ce problème lors de la migration.

d. Pointé des surfaces stratigraphiques :

J'ai utilisé six surfaces stratigraphiques pointées par les membres du GSG Côte d'Ivoire sur la base des calibrations établies sur les différents puits de la zone (Figure XII-3). Ces interprétations recoupent localement la stratigraphie au niveau des zones d'accumulation

² Tuning : Interférence générée par la formation d'un signal composite à la réception, il se forme lorsque l'épaisseur séparant deux interfaces réfléchives est inférieure à la longueur d'onde du signal enregistré.

turbiditique les plus érosives. Cependant, même si le pointé prête localement à discussion, elles restent suffisamment précises pour établir des cartes d'amplitude servant à l'analyse architecturale des accumulations turbiditiques dans les zones moins érosives.

e. Pointé et cartographie des accumulations turbiditiques :

Les dépôts turbiditiques étudiés sont caractérisés par plusieurs faciès sismiques. L'un des caractères sismiques communs est la présence de réflexions fortement négative marquant les bases des accumulations. Ainsi, afin de cartographier les accumulations avec précision, il a été convenu de pointer les bases d'unités matérialisées par les phases fortement négatives. D'après la calibration au puit, ces bases de dépôts correspondent à l'empilement d'unités sableuses à conglomératiques pluri-métriques.

Le logiciel d'interprétation sismique Sismage dispose de plusieurs outils permettant le pointé d'un horizon, depuis des méthodes de pointé manuel jusqu'aux méthodes de pointé automatique pour lesquels il convient de définir les paramètres de propagation. Afin de pointer les limites de dépôt avec plus d'efficacité, l'outil automatique de propagation 3D a été utilisé. Pour ce faire, il faut tout d'abord positionner un germe sur l'horizon sismique d'intérêt. Il faut ensuite définir l'amplitude de l'horizon, associée à la gamme de variation permise, ainsi que la taille en temps de la fenêtre dans laquelle le propagateur va chercher une correspondance. Pour ce pointé, il a été choisi une faible variation de l'amplitude et une fenêtre large afin que l'outil compare et propage un signal précis. L'avantage de ce choix est la précision du pointé ainsi réalisé puisque la propagation va s'arrêter à chaque modification du signal. Cependant, avec ce choix, la surface propagée est petite et il faut compléter le pointé en implantant de nouveaux germes sur les sections sismiques. Le contrôle des surfaces pointées est réalisé en permanence pendant l'interprétation afin de vérifier que le pointé n'ait pas sauté de phases.

Les horizons sismiques propagés ont ensuite été affichés en carte afin d'en délimiter les contours. Les contours des différentes accumulations turbiditiques ont été regroupés en familles selon leur organisation et positions stratigraphiques et seront présentées ultérieurement.

f. Etablissement de carte d'attributs

L'interprétation sur un volume sismique 3D offre la possibilité de réaliser des calculs d'attributs. Pour cela, il faut fournir au logiciel une surface inférieure et une surface supérieure définissant ainsi un volume sismique. Il peut s'agir de deux surfaces stratigraphiques différentes ou bien de la même surface décalée verticalement d'une valeur choisie. Ces volumes peuvent également être divisés en sous volume selon la volonté de l'utilisateur. Sur la base de ce volume, le logiciel est en mesure de calculer (valeur absolue, multiplication, sommation...) un des paramètres de la trace sismique (fréquence, valeur des amplitudes...) sur une colonne de données sismiques. Le résultat est ensuite visualisé sous forme d'une carte faisant ressortir le paramètre choisi. Pour cette étude, plusieurs types de calculs d'attribut ont été testés et le minimum d'amplitude a été retenu. Cet attribut fait ressortir en carte les minimums d'amplitude négative correspondant sur ce bloc sismique aux bases des dépôts sableux turbiditiques.

XIII. La sédimentation syn-rift

La synthèse des données bibliographiques concernant le cadre géologique de la marge Ivoirienne de San Pedro a permis de mettre en évidence (1) les modalités de l'ouverture de l'Atlantique Equatoriale qui s'opère par l'ouverture de bassins en pull-apart, (2) la chronologie des phases de *rifting*, d'accrétion et de déformation enregistrées à l'échelle régionale. L'objet de cette étude repose sur les conditions d'établissement et sur l'architecture d'une accumulation turbiditique post-rift de la marge de San-Pedro. Dans ce contexte, l'analyse des modalités de *rifting* et des phases de déformation dans la zone étudiée apparaît pertinente pour la compréhension des séries étudiées.

L'objectif de ce chapitre est de reconstituer les différentes phases de *rifting* ainsi que l'évolution structurale de la zone afin d'évaluer le contrôle potentiel de l'héritage morphologique et de la déformation sur la sédimentation gravitaire (Chapitre suivant). Ce travail a nécessité la cartographie des séquences de *rift* ainsi que l'identification des failles et structures tectoniques actives au Crétacé Supérieur. Des schémas structuraux des structures actives au Crétacé Supérieur ont été réalisés à partir des cartes d'amplitude et des observations faites sur le bloc 3D.

XIII.1. Description et cartographie des unités syn-rift

Les premiers dépôts syn-rift dans les bassins des futures marges de San-Pedro et Para-Maranhão sont datés de l'Aptien. Il a été précisé précédemment (voir Stratigraphie de la phase de *rifting* : XI.2. a.1.) que la sédimentation syn-rift en Atlantique Equatorial est enregistrée par trois épisodes de *rifting* correspondant à la progression des grabens depuis l'Atlantique Sud et Central vers le segment Equatorial. Le bassin de Para-Maranhão, conjugué de celui de San-Pedro, enregistre les deux dernières phases de rift Aptienne et Albienne. Cette sédimentation syn-rift s'opère dans des bassins en *pull-apart* en régime transtensif dont l'évolution est contrôlée par des failles décrochantes d'échelle plurikilométrique (Figure XIII-1). Les bassins se forment à la faveur de la connexion de ces grands accidents par des failles normales qui se courbent au niveau des terminaisons des accidents. Les marges transformantes bordant ces bassins (Figure XI-7) sont par la suite basculées à travers

différents mécanismes (voir Les mouvements verticaux XI.3. e. Ces phases de basculement sont connues pour la ride Ghanéenne (Bigot-Cormier et al., 2005) mais peu de travaux ont été publiés sur la déformation de la marge de San-Pedro (de Caprona, 1992; MacGregor et al., 2003). Toutefois, une phase de déformation intracontinentale est enregistrée dans tout l'Atlantique Equatoriale et serait associée à un changement cinématique (Klitgord and Schouten, 1986). Cette déformation intracontinentale est enregistrée entre l'Albien et le Cénomanién (Antobreh et al., 2009).

La zone géographique sur laquelle se concentre cette étude (bloc 3D étudié) est située sur une croute continentale amincie affectée par les failles de socle contemporaines de l'ouverture de l'ouverture du bassin (Figure XIII-1 ; Figure XIII-2). Les données de sismique 3D couvrent essentiellement la pente continentale du Crétacé supérieure (Figure XIII-2). Ses failles actives pendant le *rifting* le reste pendant une partie de l'évolution post-rift rendant la zone particulièrement intéressante pour l'étude des interactions déformation/sédimentation.

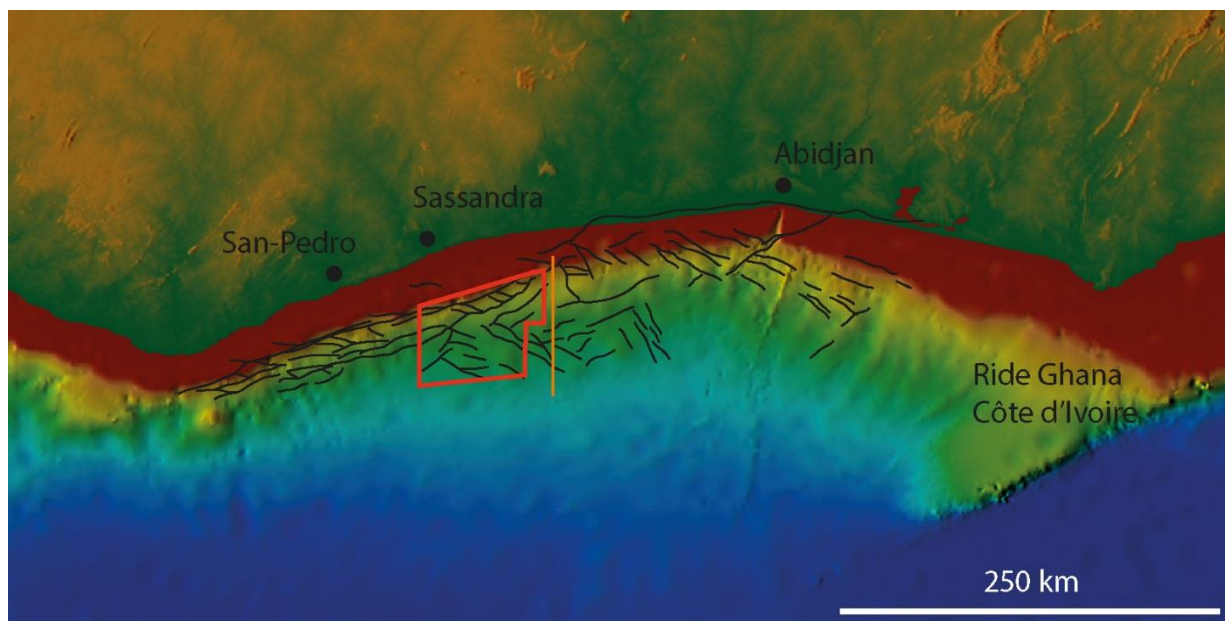


Figure XIII-1 : Localisation du bloc de sismique 3D (cadre rouge) et du profil régional (orange) sur la marge de San-Pedro. Le réseau de failles de socle actives au Crétacé Supérieur est présenté par les traits en noir (d'après Matos, 1999).

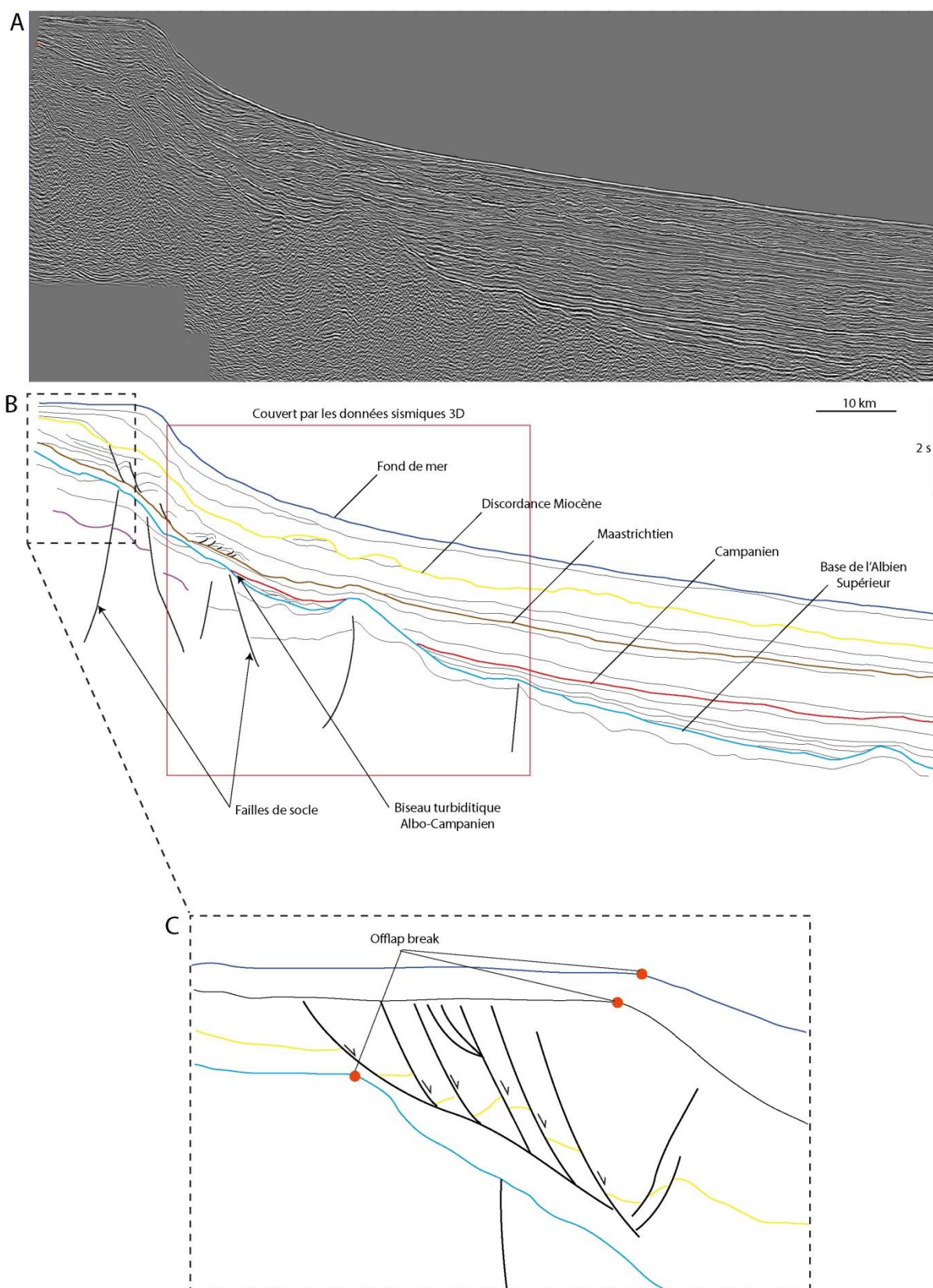


Figure XIII-2 : Profil sismique 2D régionale vierge (A) et *line drawing* (B) illustrant la position des données sismiques 3D par rapport à la marge. La localisation du profil est illustrée en (Figure XIII-1). C : Line drawing d'un profil sismique 2D situé à proximité et permettant d'imagé la bordure de plate-forme.

a. Description et cartographie des phases de rift

L'analyse du bloc 3D a permis d'identifier au moins deux épisodes pendant la phase d'extension dont l'expression sismique, l'extension et leurs relations avec les structures tectoniques seront détaillées dans cette partie.

La position des profils sismiques est présentée (Figure XIII-3) en carte sur la surface de la base de l'Albien supérieur qui correspond à la surface de scellement des séquences de rift. Cette surface, dont le pointé est précisé dans le chapitre XII.2. c. , servira de base à la présentation en carte des résultats de cette étude. Cette surface a également servi à créer les cartes d'amplitudes présentées dans la suite de cette étude.

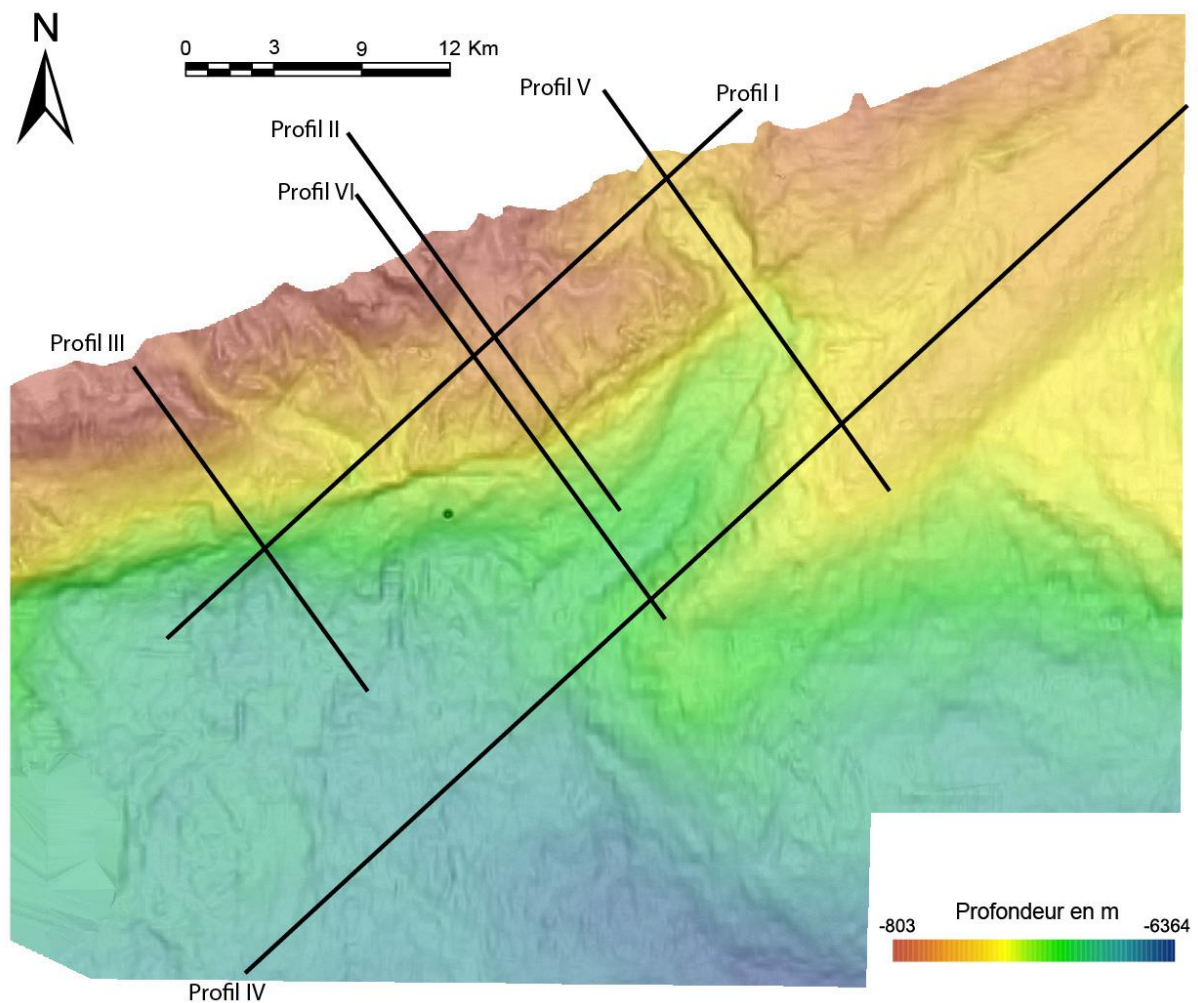


Figure XIII-3 : Carte de la base de l'Albien supérieure illustrant la localisation des profils décrits dans le texte.

a.1. Unité sismique 1

La première unité sismique identifiée, sous la surface d'érosion de la base de l'Albien Supérieur, est caractérisée par un faciès lité continu avec des réflexions de haute fréquence et basse amplitude (Figure XIII-4 ; Figure XIII-5 ; Figure XIII-6). La géométrie des réflecteurs montre un faciès divergeant avec des éventails sédimentaires d'une épaisseur allant jusqu'à 2 std (secondes temps doubles) soit environ 3,2 km (Figure XIII-4). Ces éventails se forment par le dépôt des sédiments pendant le basculement de blocs le long de failles normales listriques orientées N130° (Figure XIII-9). Ces blocs basculés, d'une longueur de 15 km, sont également découpés par une série de failles décrochantes dextres orientées N45° espacées de 10 km en moyenne (Figure XIII-5 ; Figure XIII-6 ; Figure XIII-7 ; Figure XIII-9). Les blocs sont décalés verticalement (en marche d'escalier) entre les failles décrochantes avec un approfondissement du toit du substratum vers le sud (Figure XIII-5 ; Figure XIII-6). On note, dans la position actuelle, un décalage vertical cumulé de 3 s TWT de la base de l'unité 1 pour la première marche et de 1.7 s TWT pour la deuxième marche (Figure 0.18).

L'unité sismique 1 a été identifiée sur toute l'étendue de la zone et son organisation est interprétée comme traduisant un premier épisode extensif. Les dépôts de cette unité reposent localement sur des réflecteurs de forte amplitude parallèles à la stratification. Ces réflexions en base d'une unité riftée sont ici interprétées comme des sills volcaniques intrudés durant l'extension (Figuré violet : Figure XIII-3 ; Figure XIII-4 ; Figure XIII-5)(Magee et al., 2014). En effet, l'initiation d'un rift est classiquement marquée par des coulées basaltiques intraplaques et de larges provinces volcaniques mises en places sous l'influence des remontées asthénosphériques associées à la fragmentation continentale (Courtillet et al., 1999 ; Storey, 1995).

Le décalage vertical des blocs conduit à la formation d'une pente ou paléo-marge, dont la construction est donc contemporaine de la première phase extensive (rift 1). Cette configuration est typique des bassins en *pull-apart* formés le long de grands décrochements comme la mer de Marmara (Armijo et al., 2002), ou la mer Morte (ten Brink and Ben-Avraham, 1989).

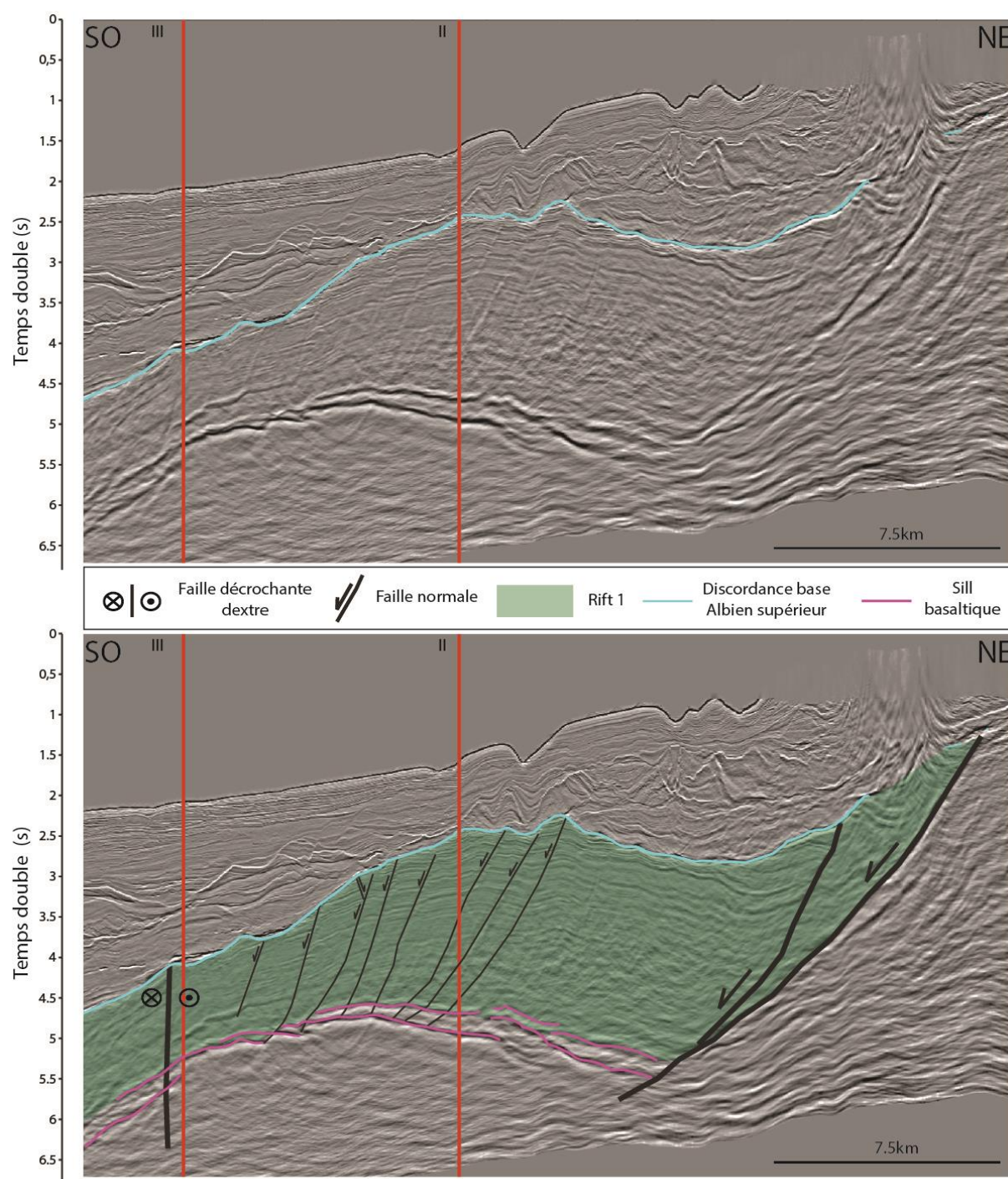


Figure XIII-4 : Profil sismique I : Profil vierge (partie supérieure) et profil interprété (partie inférieure) illustrant la déformation interne de l'unité sismique avec les failles normales du premier épisode extensif (trait gras) et du deuxième épisode (traits fins). La localisation du profil est illustrée sur la Figure XIII-3.

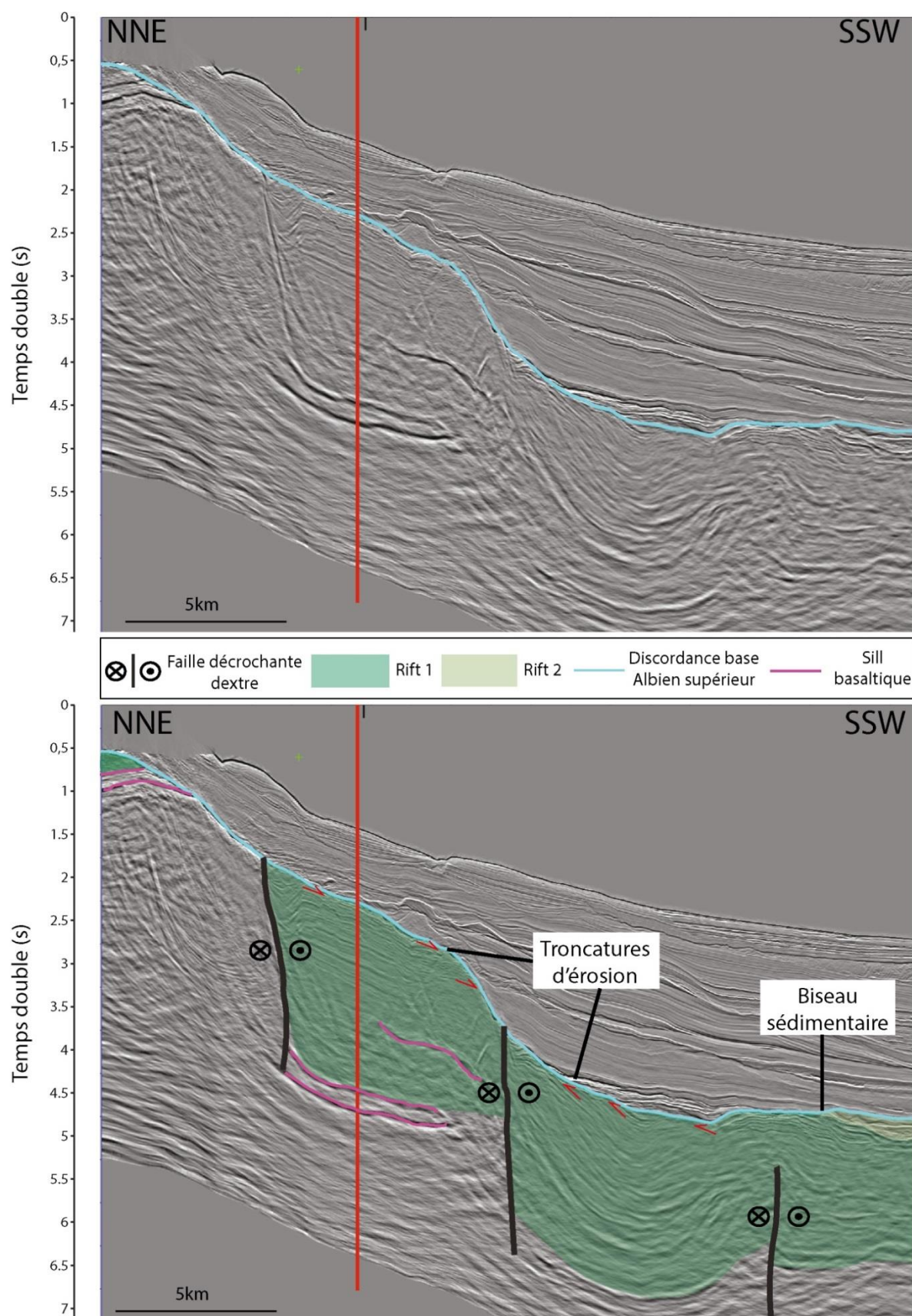
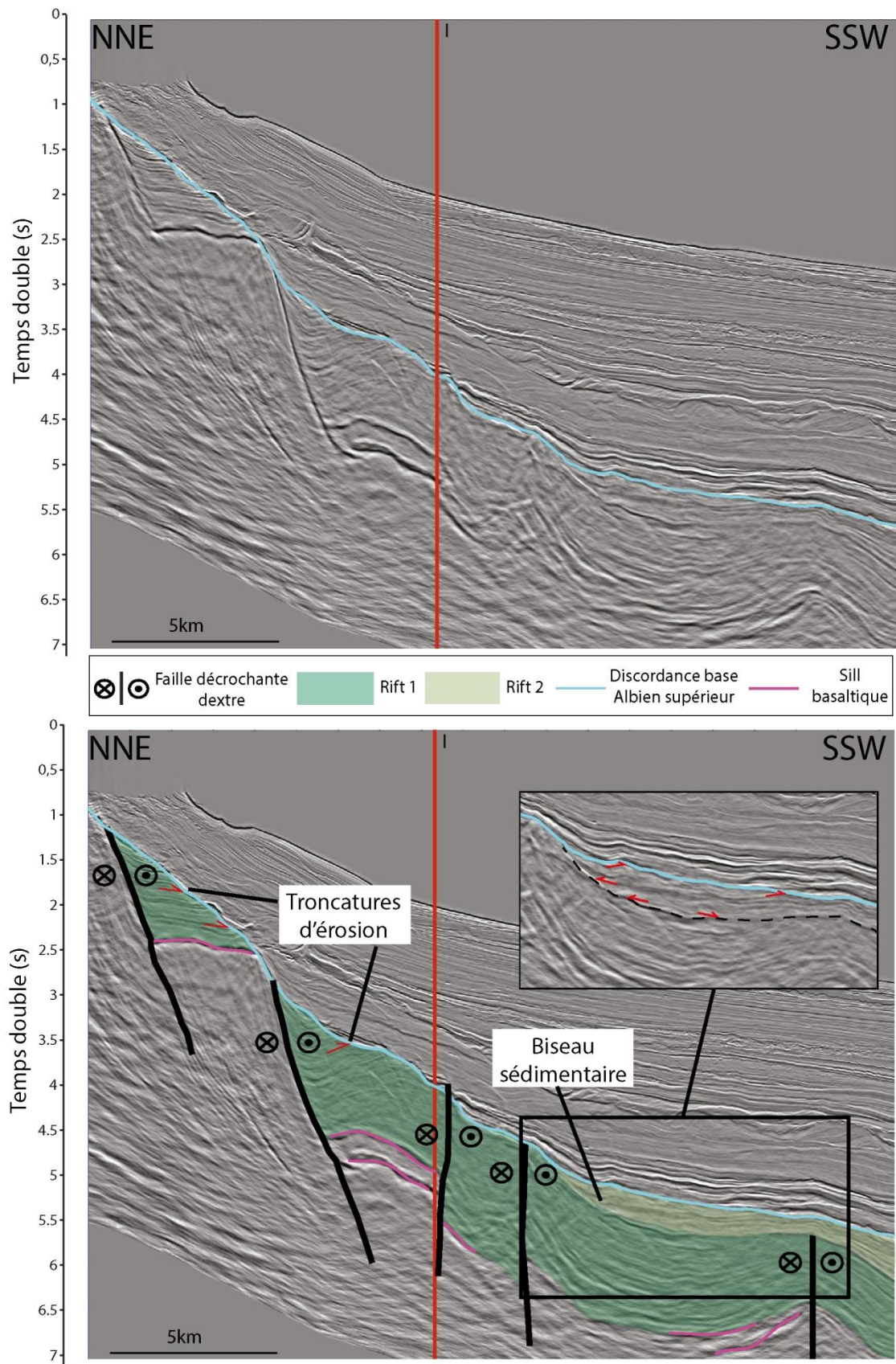


Figure XIII-5 : Profil sismique II : Profil vierge (partie supérieure) et profil interprété (partie inférieure) illustrant la segmentation du bassin par les failles décrochantes dextres. La localisation du profil est illustrée sur la Figure XIII-3.



a.2. Unité sismique 2

L'unité sismique 2 est également située sous la discordance de l'Albien Supérieur. Elle est caractérisée par un faciès sismique plus basse fréquence et plus forte amplitude que celui de l'unité 1. Au pied de la pente continentale, la base de cette unité sédimentaire est en onlap sur l'unité inférieure (Figure XIII-6). Cette unité atteint localement 500 ms soit environ 800 m (Figure XIII-8). Le dépôt de cette unité est associé à la formation de failles normales de plus petites échelles que celles formées durant le premier épisode extensif (Figure XIII-8). Ces failles qui décalent l'unité sont de même direction que celles du premier épisode extensif. Elles se distribuent sur l'ensemble de la zone d'étude (Figure XIII-9). Les épaisseurs maximales de dépôts se concentrent dans le bassin, au pied d'une des failles décrochantes limitant la pente continentale héritée du premier épisode extensif (Figure XIII-7). L'absence de dépôts sur la pente continentale, à cette époque, coïncide avec la nature érosive de la surface post-rift (Base de l'Albien Supérieur) marquée par de nombreuses troncatures d'érosions (Figure XIII-5 ; Figure XIII-6).

Une carte en amplitude RMS a été générée à partir d'une tranche de 100 ms sous la discordance post-rift (Base de l'Albien Supérieur) (Figure XIII-7). Cette carte met en évidence les structures sédimentaires et tectoniques actives au moment de la mise en place de l'unité supérieur de la série syn-rift (unité 2). Cette deuxième unité sismique est interprétée comme associée à la fin de l'épisode de rifting. Ces séries sédimentaires sont associées au fonctionnement d'un réseau de tributaires (A dans Figure XIII-7) situés sur la pente continentale en train de s'éroder. Ces tributaires s'organisent en de nombreux *gullies* coalesçant à mi pente. Cette configuration est similaire à celle rencontrée sur la pente continentale du bassin en *pull apart* de Marmara (Figure XIII-7).

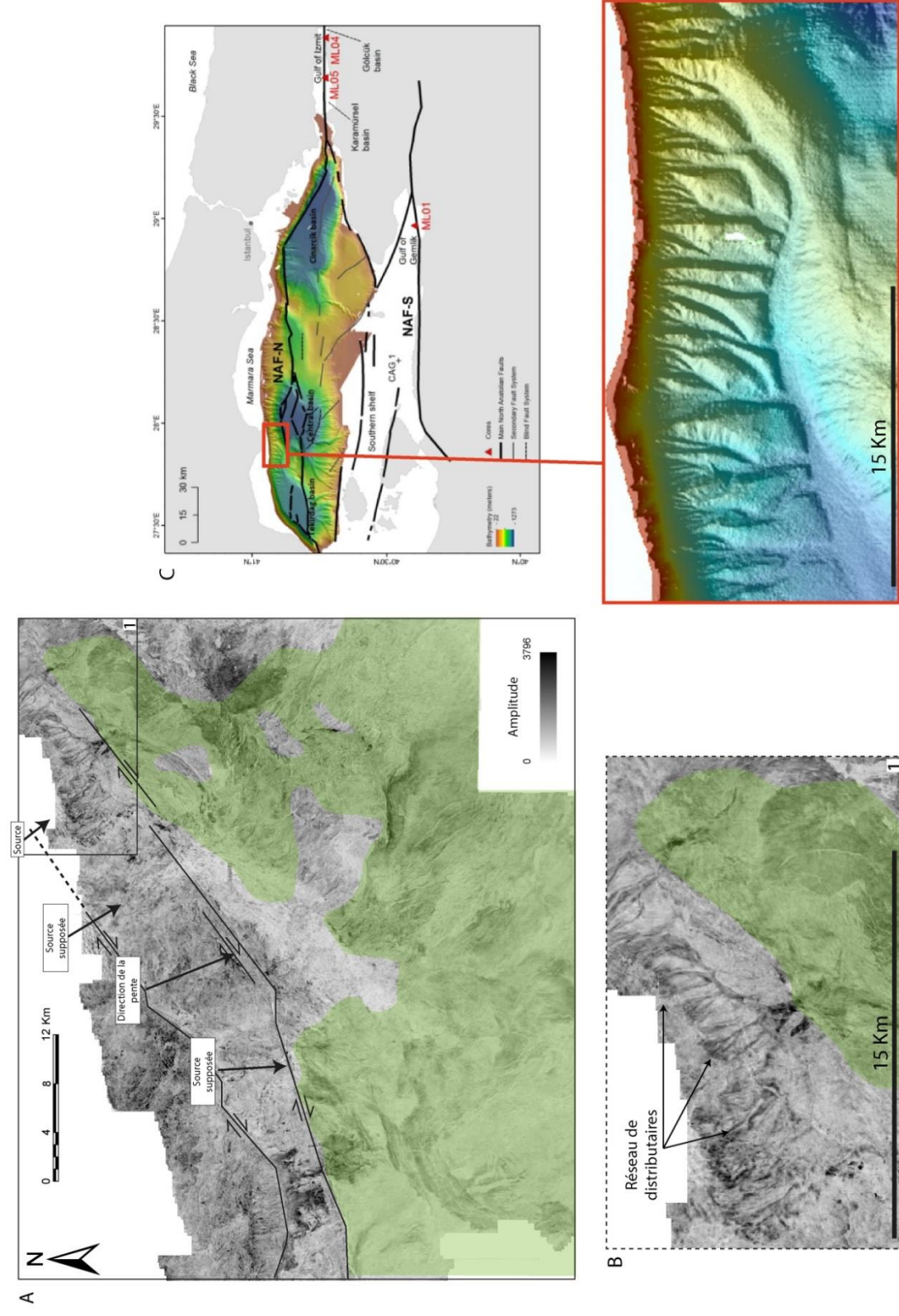


Figure XIII-7 : A : Carte en amplitude RMS générée à partir d'une tranche de 100 ms sous la discordance de la Base de l'Albien Supérieur. La zone verte correspond à la zone où l'unité sismique 2 a été préservée. Les zones non colorées correspondent aux zones où la surface érosive post-rift se superpose à l'unité sismique 1 ; B : Zoom du réseau de tributaires. C : Bathymétrie de la mer de Marmara illustrant la présence d'un réseau de tributaires analogues à ceux alimentant l'unité sismique 2...

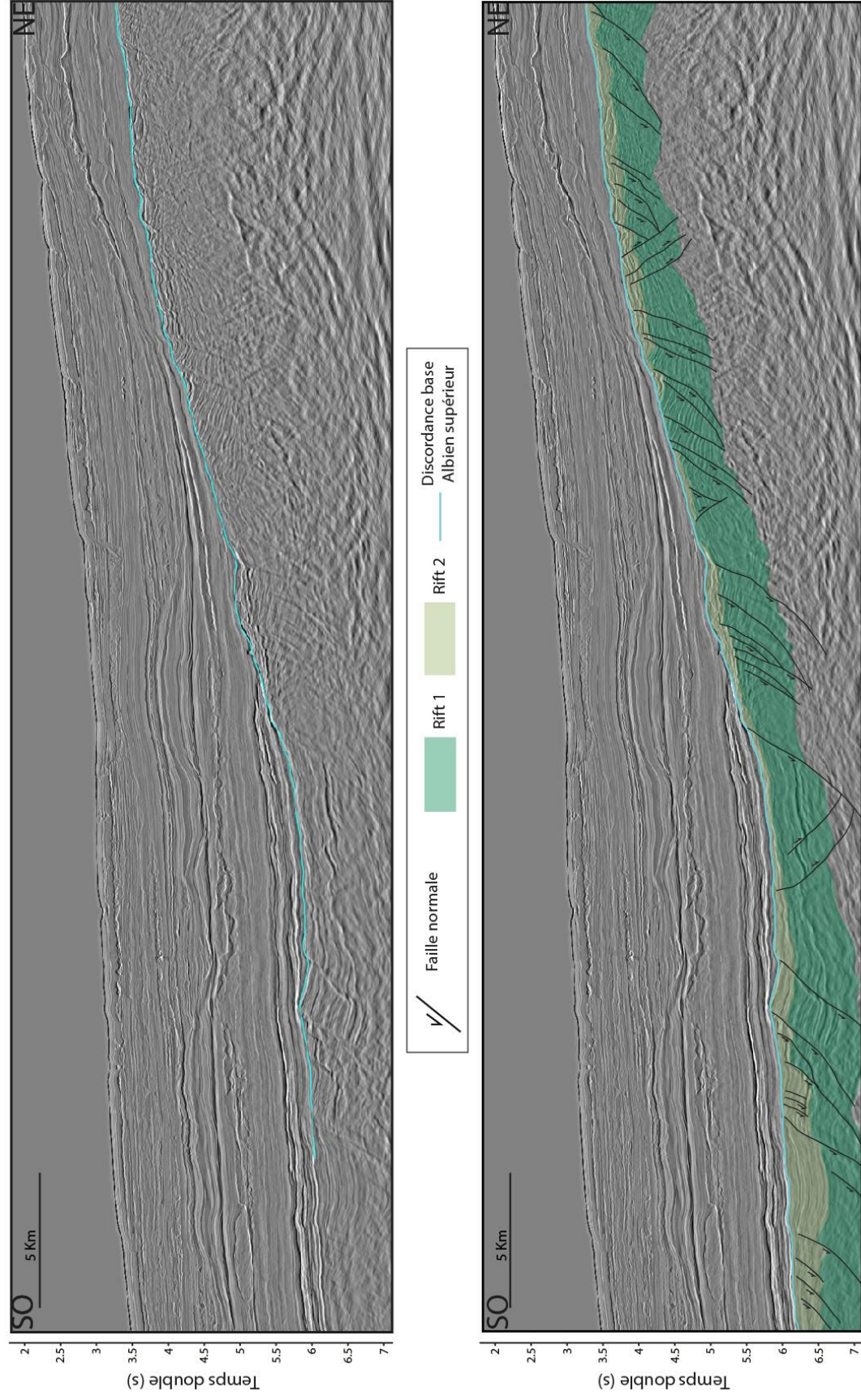


Figure XIII-8 : Profil sismique IV : Profil vierge (partie supérieure) et profil interprété (partie inférieure) illustrant la distribution des dépôts syn-rifts. La localisation du profil est illustrée sur la Figure XIII-3.

XIII.2. Evolution structurale syn-rift et post-rift

L'analyse des unités syn-rifts a permis d'identifier plusieurs phases de déformation dont les modalités de mise en place seront détaillées dans cette partie. La sédimentation syn-rift est ainsi marquée par deux épisodes. Ces deux épisodes sont suivis par une phase compressive attestée par la formation d'anticlinaux et synclinaux dans l'axe des accidents précédemment décrochant. Les séries sédimentaires post-rift sont affectées par la réactivation en jeu vertical des accidents précédemment décrochant situés en base de pente.

a. Tectonique syn-rift, ouverture du bassin en pull-apart

La première phase extensive est marquée par la formation de failles décrochantes dextres d'échelle crustale orientées ESE/ONO (Figure XIII-9) qui se forme en échelons, durant la séparation entre l'Afrique et l'Amérique du Sud (Figure XI-3). (Matos, 1999). Ces failles délimitent dans la zone d'étude des blocs d'environ 10 km de largeur (Figure XIII-5 ; Figure XIII-6 ; Figure XIII-9). La connexion entre les segments décrochants est assurée par la formation de failles syn-sédimentaires d'échelles kilométriques qui accommodent l'extension (Figure XIII-4 ; Figure XIII-9). Le début de l'extension semble affecté par un épisode volcanique. Les failles à composantes décrochantes passent latéralement à des systèmes de failles normales orientées OSO-ENE à NO-SE (Figure XIII-10). Alors que l'extension progresse, un bassin en pull-apart se forme par le décalage latéral et vertical des blocs le long des failles à composante décrochantes et des failles normales associées. L'expression de la pente de ce bassin est fortement contrôlée par l'activité des failles notamment à sa transition avec le bassin (Figure XIII-5 ; Figure XIII-6 ; Figure XIII-9). Cette situation est très similaire à ce qui est observé dans la mer Marmara (Figure XIII-7)

A la fin de la période de *rifting*, la séquence 2 montre que la sédimentation se concentre au pied d'un talus contrôlé par failles. Durant cette période on observe sur les profils NE-SO l'activité de nombreuses failles normales orientées NO-SE (Figure XIII-4 ; Failles secondaire : Figure XIII-9)

Figure XIII-9 : Cartographie des structures tectoniques actives durant la mise en place des séries de rift et durant la reprise en transpression du segment, après la réorganisation cinématique enregistrée à l'Albien moyen (Klitgorg and Schouten,

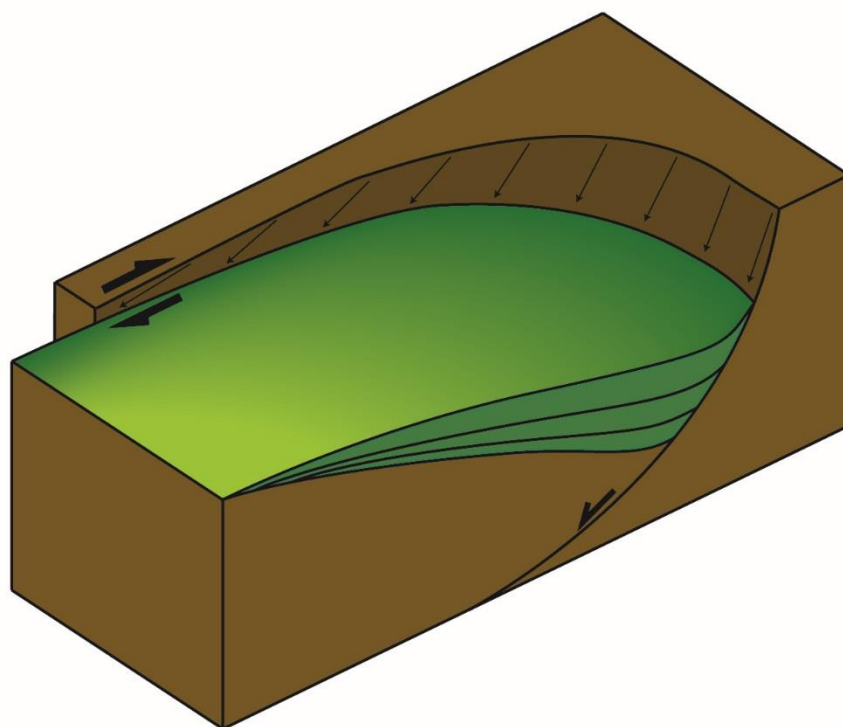


Figure XIII-10 : Bloc diagramme 3D des modalités de dépôt des séries du rift I. Les failles à composante décrochantes se connectent en relais par des failles normales qui créent l'espace disponible rempli par les dépôts de la phase de rift I.

b. Tectonique compressive

La zone d'étude est marquée par la présence de structures plissées orientées N50°, qui déforment la série syn-rift sur la pente continentale et dans le bassin (Figure XIII-9 ; Figure XIII-11 ; Figure XIII-12). La structure la plus remarquable est un anticlinal formant un relief de 35 km de longueur, et de 800 m au-dessus du fond de mer (Figure XIII-9 ; Figure XIII-11 ; Figure XIII-12). L'anticlinal est située dans le bassin, parallèle à la base de la pente continentale (Figure XIII-9). L'axe de l'anticlinale est localisé sur une faille héritée de l'ouverture du bassin en *pull-apart* laissant supposée une déformation transpressive (Figure XIII-11 ; Figure XIII-12). La partie supérieure de l'anticlinal est érodée par la surface érosive post-rift (Base de l'Albien supérieur) (Figure XIII-11) ce qui indique que sa formation est antérieure à l'Albien supérieur. Un épisode compressif régional est décrit sur les marges de la Côte d'Ivoire et du Ghana (Antobreh et al., 2009; Attoh et al., 2004; Basile et al., 1993). Cet épisode est attribué à une réorganisation de la cinématique des plaques à l'Albien moyen

(Klitgord and Schouten, 1986; Zalan, 1985). La déformation compressive observée dans la zone d'étude pourrait avoir les mêmes origines.

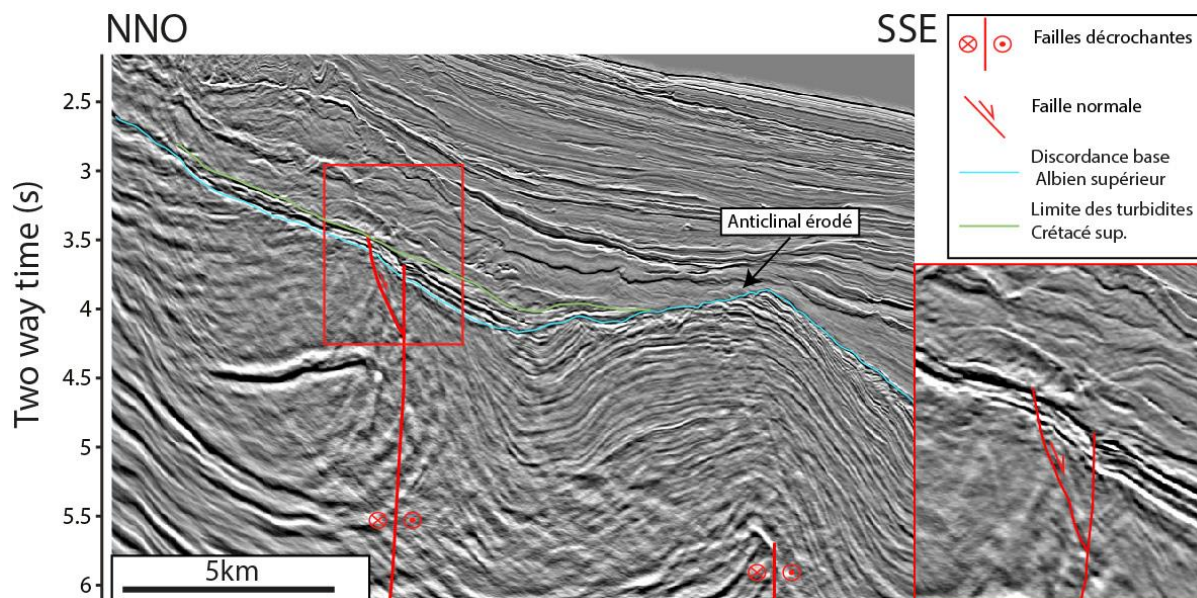


Figure XIII-11 : Profil V illustrant l'impact de la reprise en compression à la transition pente/bassin. Cette transition est entretenue durant une partie du dépôt des séries turbiditiques post-rift (voir texte).

On observe sur la carte de la discordance post rift des marches linéaires situées à la base de pente continentale à l'aplomb des anciennes failles orientées N50°-N70° (Figure XIII-3 Figure XIII-9). Les profils V et VI illustrent que ces failles de base de pente affectent la discordance post rift (Base de l'Albien Supérieure) et une partie des turbidites post-rift avec un rejet vertical pluri-décamétriques (Figure XIII-11; Figure XIII-12). Cette déformation, contribuant au basculement de la pente, intervient donc postérieurement à la surface post-rift et est active durant le dépôt d'une partie des turbidites post-rift. Ce jeu vertical trouve probablement son origine dans un épisode de subsidence thermique lié à l'accrétion océanique et au passage de la ride, estimé entre 108 Ma et 96 Ma (Figure XI-6). Cette subsidence différentielle affecte préférentiellement le bassin avec une croûte d'avantage amincit.

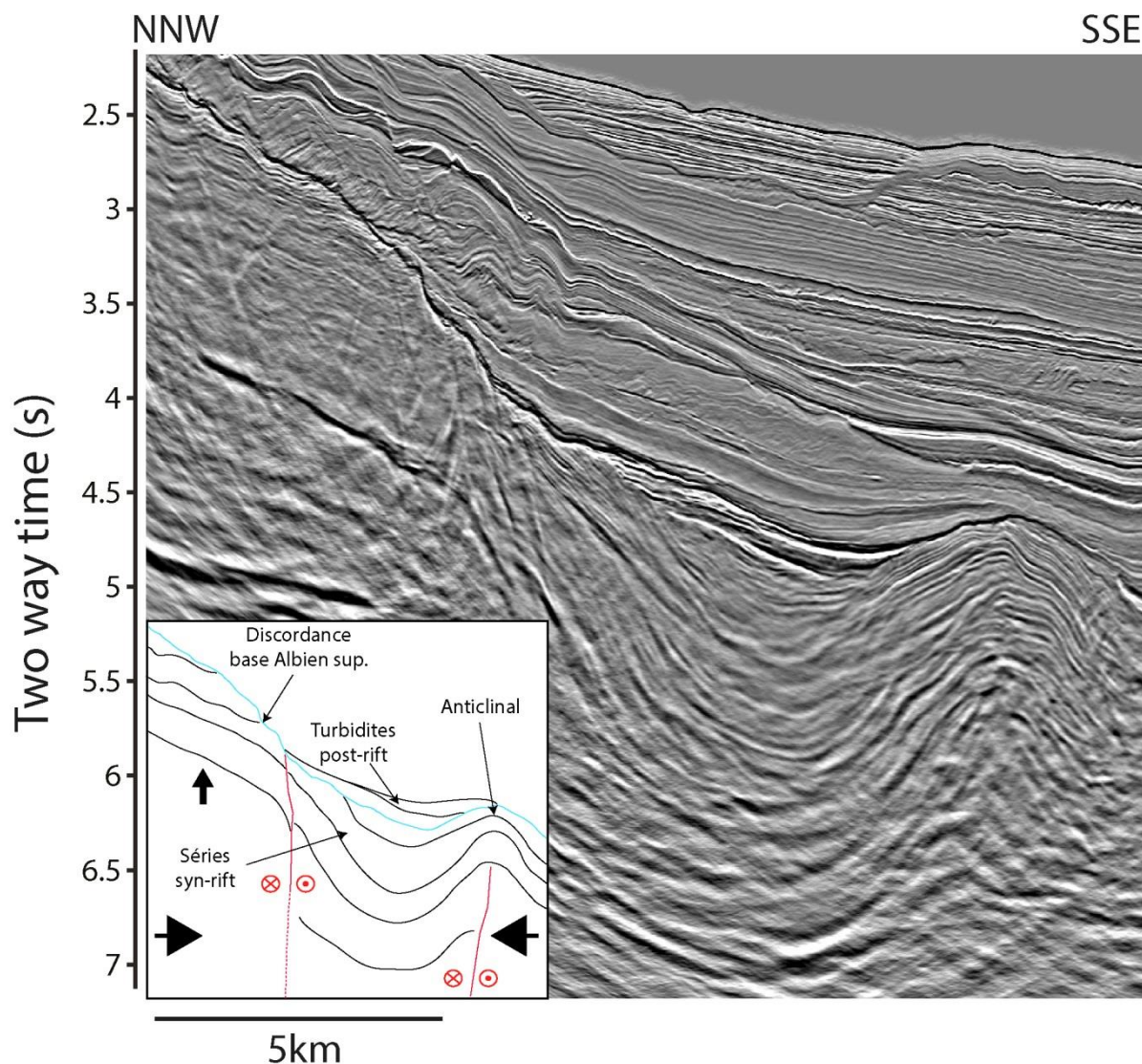


Figure XIII-12 : Profil VI illustrant les modalités de reprise en compression du segment de marge étudié. La localisation du profil est illustrée sur la Figure XIII-3.

XIII.3. Synthèse

L'analyse des profils sismiques a permis d'identifier plusieurs épisodes pendant le développement de la série syn-rift au sein de la zone d'étude : une phase précoce avec probablement des intrusions basaltiques ; suivi de la formation de bassin *pull-apart* liée au fonctionnement de segments décrochants dextres organisés en échelons (Figure XIII-9 ; Figure XIII-13). Le deuxième épisode se met en place dans la partie profonde du bassin, associé à plusieurs réseaux de tributaires analogues aux systèmes actuels de Marmara (Figure XIII-7; Figure XIII-13). En l'absence de datations précises, une corrélation est envisagée avec

les deux épisodes de rift identifiés dans le bassin conjugué de Para-Maranhão, à l'Aptien et à l'Albien (Figure XI-5).

Durant le *rifting*, le bassin subit un épisode compressif. Cet épisode est marquée par des plis localisés sur d'anciens décrochements orientés N50°. Cette reprise en compression intervient avant la formation de la discordance post-rift (Base de l'Albien Supérieur) et participe vraisemblablement à augmenter le caractère érosif de cette discordance sur la pente continentale. La zone est ensuite affectée par un rejet vertical des failles de base de pente à la faveur d'une subsidence différentielle du bassin. Cet épisode influe sur la morphologie du fond de mer et influence la mise en place des séries turbiditiques Crétacé Supérieur et, comme nous le verrons par la suite, il exerce un contrôle sur la modalité de dépôt. Ces deux phases s'intègrent dans la phase transformante active et dans un épisode transpressif enregistré sur les marges Côte d'Ivoire/Ghana de l'Albien Moyen jusqu'à la base du Campanien (Antobreh et al., 2009; Attoh et al., 2004; Klitgord and Schouten, 1986).

Les premières séries post-rifts sont affectées par la réactivation en jeu verticale des failles à composante décrochante héritées (Figure XIII-11). Cette réactivation forme une marche linéaire à la base de la pente continentale (Figure XIII-3).

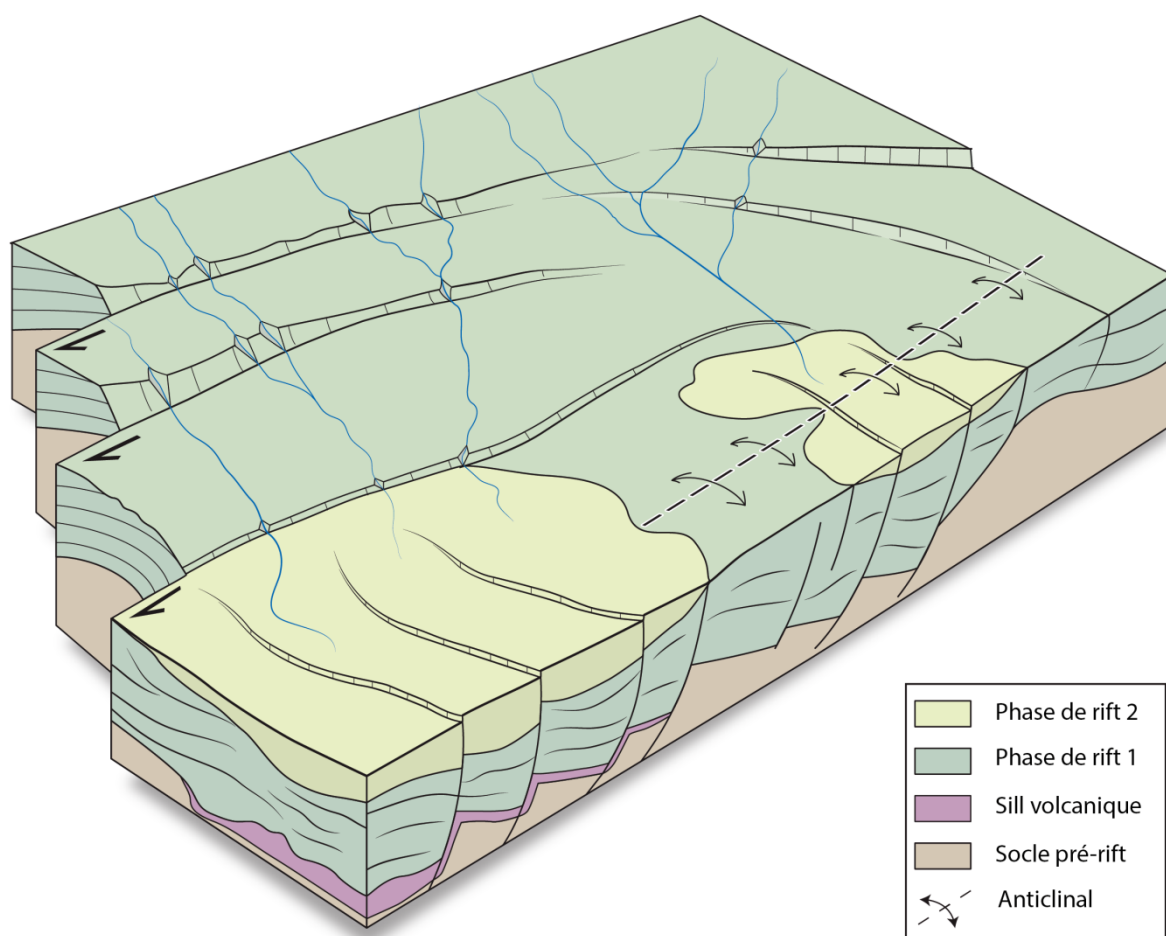


Figure XIII-13 : Bloc diagramme représentant la géométrie de la marge et l'extension des séquences de rift à l'Albien Moyen.

XIV. Description de la géométrie et de l'architecture des appareils turbiditiques d'un système de la marge de San Pedro au Crétacé supérieur

Cette partie est consacrée à l'analyse sismique de l'organisation et de l'architecture des séries turbiditiques Crétacé Supérieur du système Saumon. Dans une première partie, je décrirai la surface post-rift (Base de l'Albien supérieur) qui constitue la surface paléobathymétrique sur laquelle se mettent en place les premiers dépôts. Dans une deuxième partie, je décrirai l'organisation architecturale des quatre appareils turbiditiques qui constituent le système Saumon au Crétacé supérieur.

XIV.1. Surface de la base de l'Albien supérieur

La surface qui scelle des dépôts syn-rifts a été datée à la base de l'Albien supérieur à partir des données de puit (voir : XII.2. c.). Cette surface est érosive sur la pente continentale (Figure XIII-5 ; Figure XIII-6) et elle devient concordante dans le bassin. Elle peut être interprétée comme l'*Albian unconformity* ou *break-up unconformity* qui scelle les dépôts syn-rift (Chierici, 1994; Elvsborg and Dalode, 1985). Cette surface correspond à la surface de base du dépôt des turbidites Crétacé Supérieur auxquelles s'intéresse cette étude.

Le rôle de la topographie sur le comportement des écoulements gravitaires est un paramètre de contrôle de premier ordre sur l'architecture des dépôts turbiditiques (e.g. Bourget et al., 2011; Cartigny et al., 2014; Kneller and Buckee, 2000; Kneller, 1995; Komar, 1971). L'analyse morphologique de la surface de base (Base de l'Albien Supérieur) apparaît donc pertinente pour la compréhension des modalités de dépôt des appareils turbiditiques.

a. Justification de la représentativité de la surface de base :

La surface de la base de l'Albien Supérieur pointée sur les données sismique 3D rend compte de la géométrie actuelle de cette surface (Figure XIV-1). Elle intègre les déformations que la marge a pu subir depuis la fin du Crétacé. Son analyse morphologique pose le

problème de sa représentativité par rapport à la paléo surface de base contemporaine du dépôt des séries turbiditiques auxquelles s'intéresse cette étude.

L'interprétation des données sismiques suggère que la déformation de la marge est contemporaine du dépôt des séquences turbiditiques (voir : XIII.2. b.). Cependant, à l'Albien Supérieur, la marge apparaît déjà bien structurée et les déformations observées affectent principalement le bassin et la transition pente continentale/bassin (Figure XIII-11 ; Figure XIII-12). L'évolution géométrique de la marge au Crétacé Supérieur et au Tertiaire apparaît contrôlée par une subsidence thermique typique des marges passives (Antobreh et al., 2009; Attoh et al., 2004). Nous posons donc l'hypothèse d'un basculement négligeable de la marge depuis l'Albien supérieur. Cette hypothèse semble cohérente au vue du basculement de la plate-forme de l'Albien supérieur qui n'excède pas 2° (voir Figure XIII-2 c).

Ainsi, les informations issues de l'analyse morphologique de cette surface semblent représentatives de la morphologie de la marge existant au moment du dépôt des turbidites. Une correction de -2° correspondant au basculement de la plate-forme de l'Albien Supérieur est appliquée lors de l'analyse de la morphologie de la marge. Les valeurs d'inclinaison de pente données dans la suite du document sont donc corrigées.

b. Description générale de la géométrie de la surface :

L'extension des données sismiques permet d'observer la pente continentale et le bassin, et plus rarement la bordure de plate-forme (Figure XIV-1). La position de la paléo-bordure de plate-forme Albienne a été replacée sur la base d'un rapport confidentiel (Elf Aquitaine Production, 1997). La profondeur actuelle sous le fond de mer de la paléo-bordure de plate-forme est d'environ 800 m. La pente continentale est escarpée, avec une inclinaison moyenne corrigée de 7° allant jusqu'à 25°. Elle connecte la paléo plate-forme au bassin situé à une profondeur actuelle de 4000 m sous le fond de mer (Figure XIV-1). Le bassin s'approfondit vers le sud-est jusqu'à des valeurs de 6500 m sous le fond de mer. D'après la terminologie de Total, la pente continentale est incisée par 1) le système Sardine composé de trois canyons de 2 km de large et 10 km de long chacun et se rejoignant à la base de la pente continentale (à l'ouest), et 2) le canyon Saumon d'une largeur moyenne de 10 km pour 15 km de long (à l'est). C'est sur ce dernier système que j'ai réalisé une analyse de détail. La pente

continentale séparant les deux systèmes est affectée par de nombreuses cicatrices d'arrachements (Figure XIV-1). Elles s'alignent selon l'inclinaison de la pente continentale pour former des conduits érosifs qui progressent vers la plate-forme, suggérant ainsi une évolution par érosion régressive (Figure XIV-1) comme cela a pu être décrit sur la marge du New Jersey (Pratson et al., 1994; Pratson and Coakley, 1996) ou sur la marge nord est Australienne (Puga-Bernabéu et al., 2011).

La transition entre la pente continentale et le bassin est marquée par un escarpement dû à l'activité du système de failles décrochantes décrit précédemment (voir : XIII.2.). Une ride compressive s'étend parallèlement à la base de pente continentale. Elle forme un relief qui s'étend sur 30 km avec une hauteur qui décroît vers le SO de 1000 m à moins de 50 m (Figure XIV-1). Une vallée sous-marine de direction NE-SW s'est développée au débouché du canyon Saumon, bloquée latéralement entre la base de la pente continentale au NO et le flanc nord de la ride compressive au SE (Figure XIV-1).

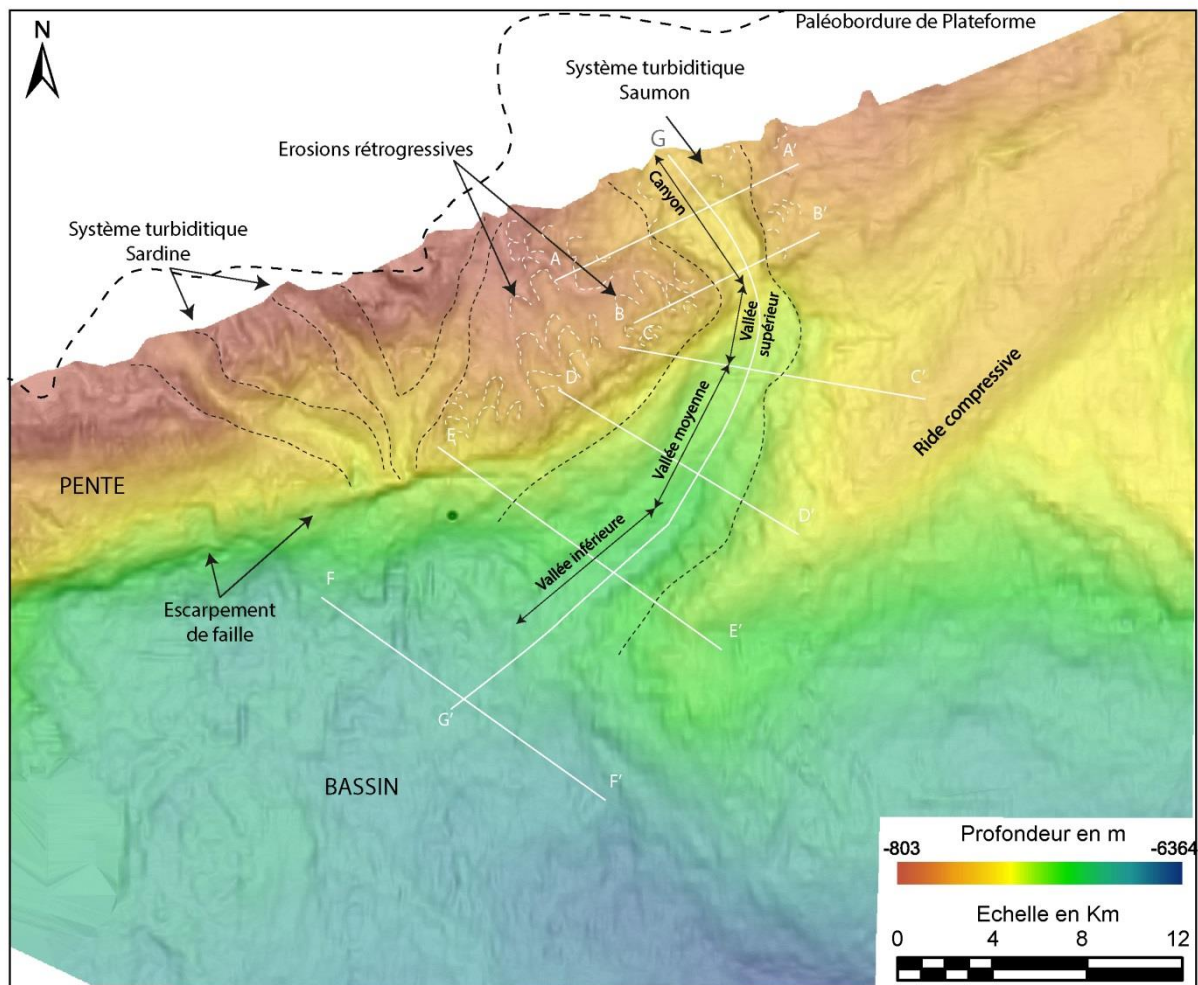


Figure XIV-1 : Carte morphologique illustrant la physiographie de la marge au moment du dépôt des séries turbiditiques du Crétacé Supérieur. Les lignes blanches en pointillés indiquent les principales loupes d'arrachements. Les fines lignes noires en pointillé indique la base des canyons.

c. Organisation du système Saumon:

Le système Saumon a été divisé en deux segments de morphologies différentes : 1) le canyon et 2) la vallée. Sur la base de son architecture interne, cette dernière a elle-même été subdivisée en trois parties.

Le canyon s'étend sur une longueur de 15 km, avec une inclinaison moyenne de 9.8° dans le thalweg (Figure XIV-1 ; Figure XIV-3). La largeur du canyon, mesurée entre les interfluves, décroît vers l'aval de 10 km à 5 km avant sa transition avec la vallée supérieure (profil AA' et BB' Figure XIV-2). Le canyon présente une forme en U avec des flancs escarpés de 20° en

moyenne (profil AA' et BB' Figure XIV-2). Il est aussi caractérisé par le développement d'un thalweg central sur-incisé de 2 km de large et 100 m de profondeur.

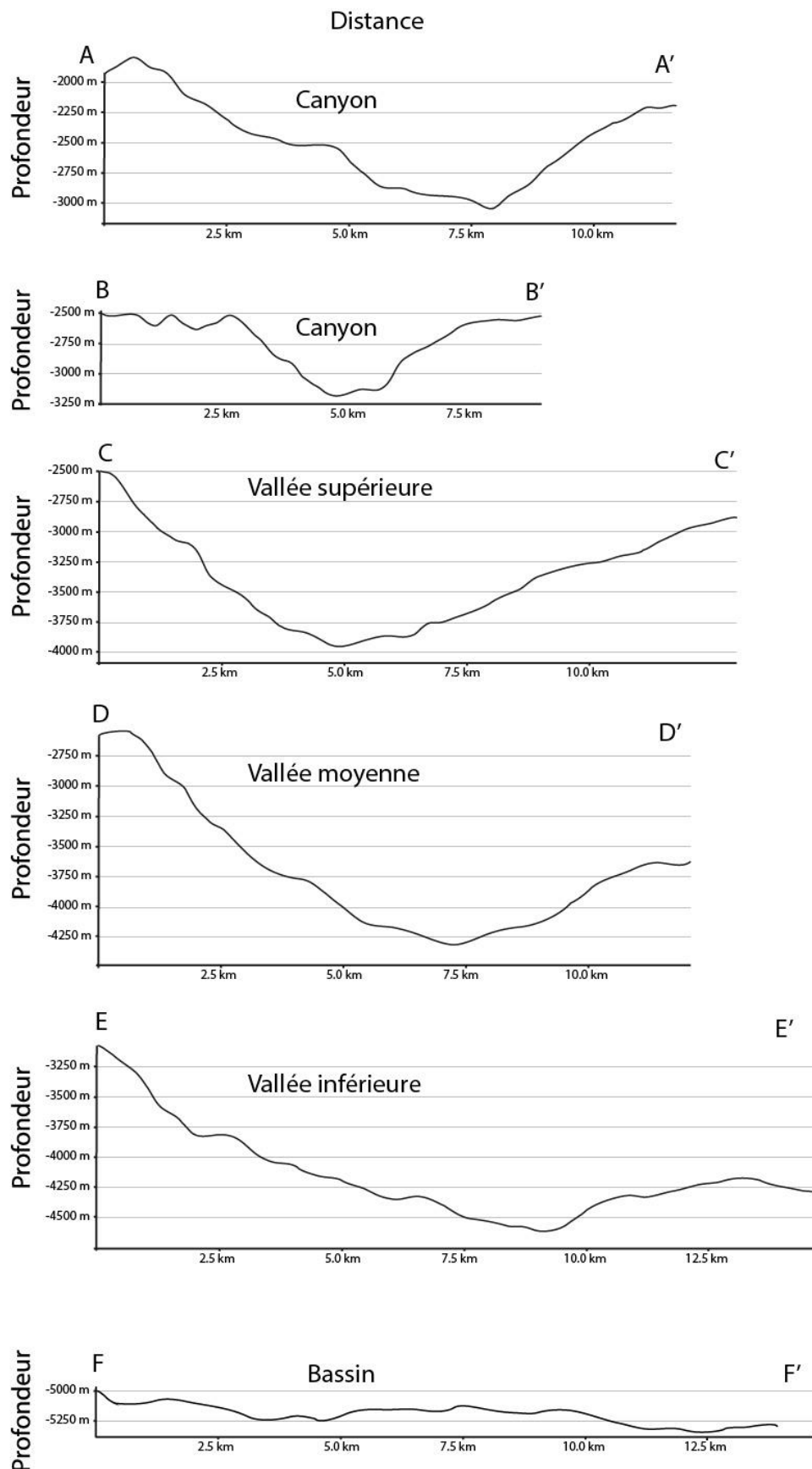


Figure XIV-2 : Les profils AA', BB', CC', DD', EE', FF' sont des profils topographiques collectés sur la surface post-rift (Base de l'Albien Supérieure). Les positions des profils sont indiquées en (Figure XIV-1)

La transition entre l'embouchure du canyon et la vallée supérieure est marquée par un élargissement de 5 km à 10 km du conduit (profil CC' Figure XIV-2) et son changement de direction du SSE vers le SO (Figure XIV-1). Elle est aussi caractérisée par une forte diminution de l'inclinaison de 5.6° dans le corps du canyon à 2.8° sur toute la longueur de la vallée. Cette transition coïncide avec l'emplacement de la faille décrochante de base de pente (Figure XIV-1 ; Figure XIV-3).

La vallée supérieure, d'une longueur de 4 km, est bordée sur son flanc NO par la pente continentale et sur son flanc SE par la ride compressive d'une hauteur de 1000 m (Figure XIV-1 ; Figure XIV-2). La vallée moyenne et la vallée inférieure font chacune 8 km de long (Figure XIV-3). La largeur de l'ensemble de la vallée augmente progressivement de 5 km dans sa partie médiane à 7,5 km dans sa partie inférieure. Cet élargissement est associé à la réduction de la hauteur de la ride compressive de 500 m à 250 m (profils DD' et EE' Figure XIV-2).

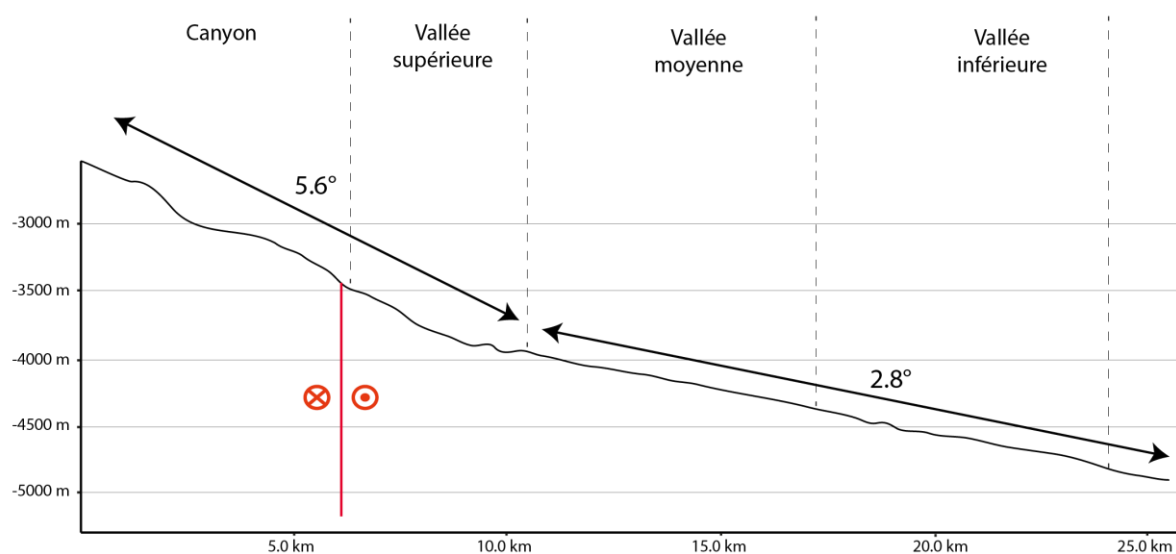


Figure XIV-3 : Profil topographique longitudinal du paléo-fond marin au moment du dépôt des appareils turbiditiques post-rift (Position du profil en Figure XIV-1)

XIV.2. Séries turbiditiques Crétacé Supérieur du système Saumon

Cette analyse concerne les séries turbiditiques mises en place au Crétacé Supérieur (Figure XIV-1).

a. Isopaque des séries turbiditiques Crétacé Supérieur

Dans le système Saumon, les séries turbiditiques étudiées se mettent en place entre l'horizon de la Base de l'Albien Supérieur et le Campanien Inférieur qui marque l'abandon du système. Une carte isopaque réalisée entre ces deux horizons permet de visualiser la répartition et les épaisseurs de ces séries sur la zone d'étude (Figure XIV-4).

Les dépôts les plus épais se répartissent dans le bassin au-delà de la limite aval de la ride et s'amincissent vers le nord, où ils s'arrêtent de façon nette contre la base de la pente continentale et le plan de la faille décrochante. Sur la pente continentale, des dépôts subsistent dans l'axe des deux systèmes de canyon Sardine et Saumon (Figure XIV-4) mais avec des épaisseurs 1,5 à 2 fois plus faibles. La partie amont du système Saumon présente ce qui apparaît comme la terminaison du système, ou biseau turbiditique terminal (Figure XIV-4). Cependant, du fait de la proximité de cet objet avec les artefacts sismiques présents le long de la bordure de la zone couverte par le bloc 3D, il est possible que les dépôts soient continus jusque sur la plate-forme, ce qui soulèverait alors des questions d'un point de vue « réservoir » sur la continuité des séries turbiditiques comme cela sera discuté ultérieurement.

Le long du système Saumon, les dépôts se concentrent en aval de la transition pente/bassin, au sein de la vallée où ils atteignent une épaisseur de 400 m à 500 m. Ils s'amincissent rapidement en direction de la pente continentale et de la ride compressive (Figure XIV-4). Dans le bassin, les dépôts-centres se répartissent selon « une ceinture » entourant la partie S-SW de la zone d'étude où les séries atteignent une épaisseur maximale de 1000 m (Figure XIV-4).

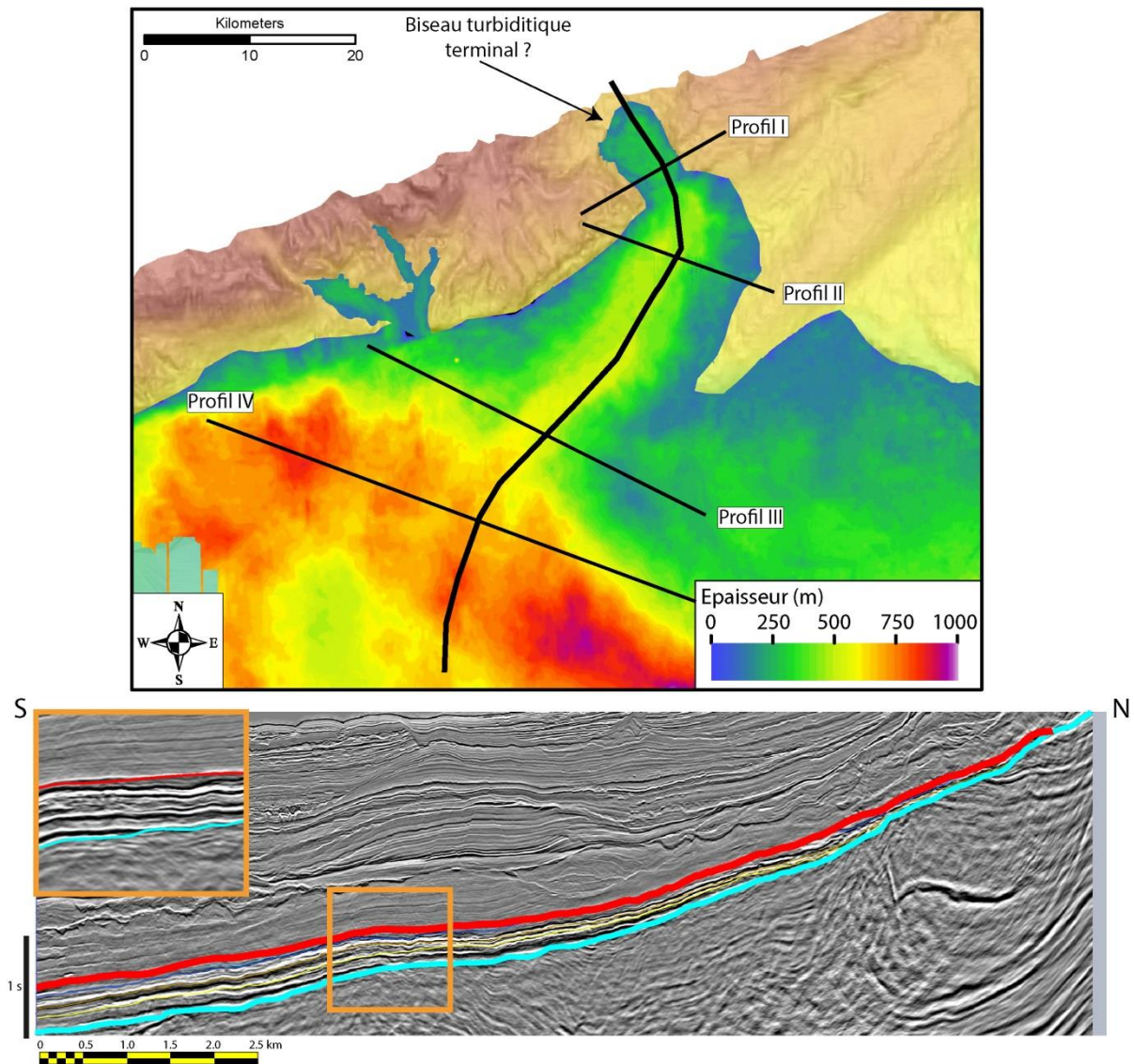


Figure XIV-4 : Carte isopaque, réalisée entre la base de l'Albien Supérieur et le toit du Coniacien inférieur, illustrant la répartition et l'épaisseur des séries turbiditiques étudiées.

b. Lithologie des séries étudiées et corrélation avec les faciès sismiques.

Le forage auquel j'ai eu accès traverse les séries turbiditiques au niveau de la vallée supérieure du système Saumon. Pour des raisons de confidentialité, sa position exacte ne peut pas être indiquée. Sur la base des rapports internes de l'analyse des *cuttings*, des carottes latérales et des diagraphies, j'ai proposé une interprétation litho-stratigraphique dans l'intervalle d'intérêt (Figure XIV-5). La calibration de la sismique au puit (voir XII.2. a.) a ensuite permis d'établir une corrélation entre les données sismique et les lithologies observées au puit. Cette corrélation s'appuie également sur l'analyse de la sismique en AVO (Amplitude

Versus Offset) qui permet d'évaluer les paramètres physiques (e.g. propriétés élastiques, présence d'hydrocarbures) des sédiments. Quatre faciès ont ainsi été discriminés :

- Faciès 1 : au puit, ce faciès correspond à une unité argileuse de 60 m d'épaisseur avec plusieurs niveaux de sable fin à grossier d'épaisseur métrique (Figure XIV-5). Cette unité repose en discordance sur les séries syn-rift sableuses. Sur les profils sismiques passant par le puit, la base de cette unité est marquée par un réflecteur d'amplitude fortement positive et son sommet par une réflexion négative.
- Faciès 2 : au puit, ce faciès est caractérisé par un intervalle de 20 à 30 m d'épaisseur constitué par l'alternance de niveaux métriques silteux et sableux. Sur les profils sismiques, le faciès 2 est marqué par l'alternance haute fréquence de réflecteurs d'amplitude moyenne et d'une continuité latérale hectométrique.
- Faciès 3 : au puit, ce faciès est caractérisé par un intervalle de 40 à 50 m d'épaisseur constitué de niveaux pluri-métriques de conglomérats à matrice sableuse (sable fin et gravier) alternant avec des niveaux décimétriques à métriques de sable et silt. Sur les profils sismiques, la base des intervalles est marquée par un réflecteur d'amplitude fortement négative et leur toit par un réflecteur positif.
- Faciès 4 : au puit, ce faciès correspond à un intervalle de 120 m d'épaisseur constitué de niveaux argilo-silteux d'épaisseur pluri-métrique avec des intercalations de niveaux sableux puis silteux décimétriques à pluri-métriques. Sur les profils sismiques, il est associé à un faciès sismique de haute fréquence et faible amplitude, avec des réflecteurs d'extension plurikilométrique.

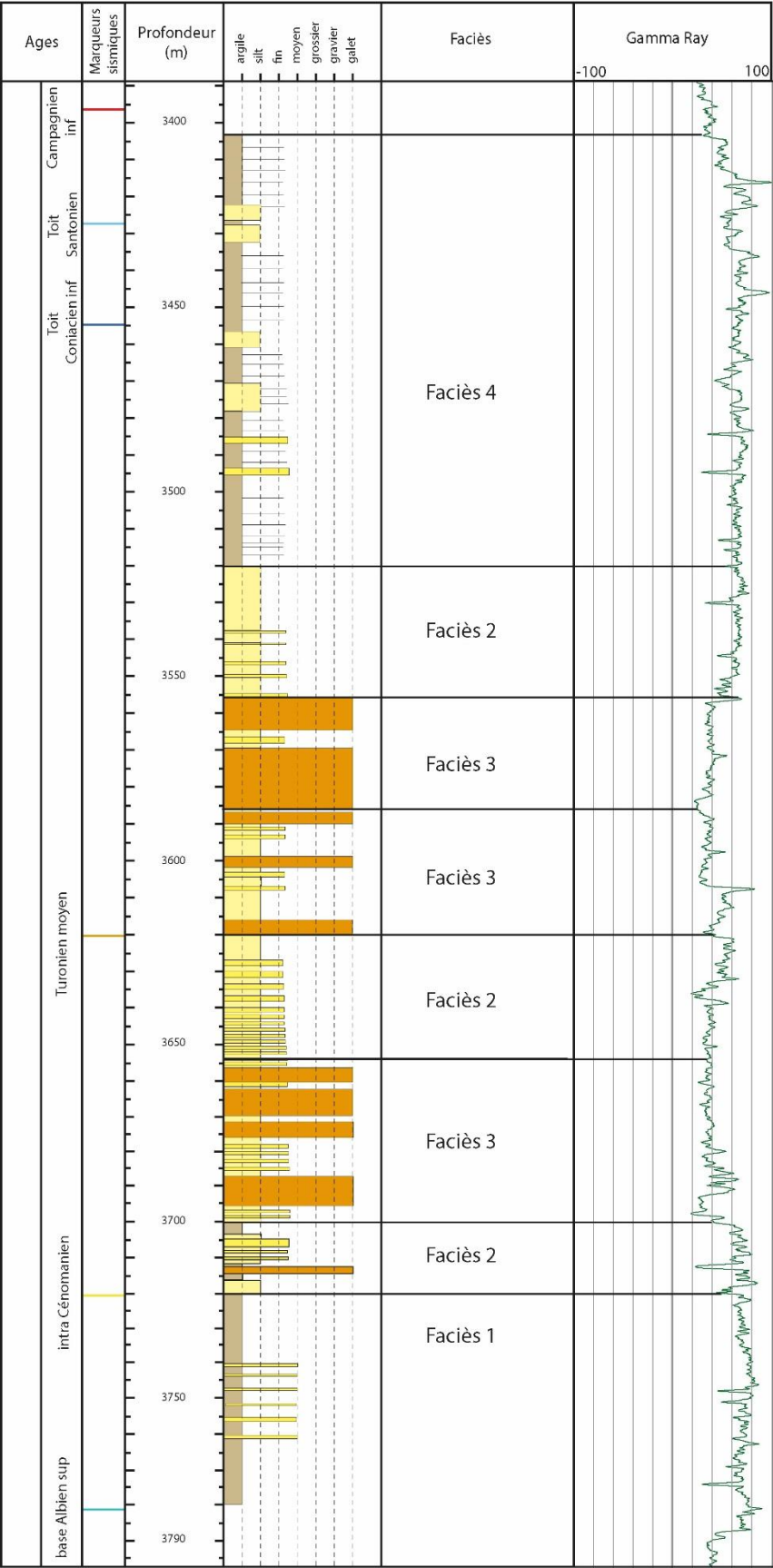


Figure XIV-5 : Log stratigraphique des séries turbidites Crétacé Supérieur forés. Les lithologies ont été définies sur la base des cuttings, des carottes latérales et des logs diagraphiques.

c. Architecture sédimentaire des appareils turbiditiques du système Saumon.

Au sein des séries turbiditiques Crétacé Supérieur du système Saumon, sur la base de l'amplitude, de la géométrie et de la continuité des réflecteurs, des corps sédimentaires appelés ci-dessous « appareils turbiditiques » ont été identifiés. L'organisation spatiale et temporelle des corps sédimentaires permet de diviser le système Saumon en 4 appareils turbiditiques distincts. L'architecture sédimentaire de chacun des appareils sera décrite dans cette partie à partir de différentes informations incluant :

- des cartes d'amplitudes,
- la cartographie réalisée à partir de la propagation des phases fortement négatives (chapitre XII.2. e.) correspondant à la base du faciès 3,
- de quatre coupes sismiques représentatives 1) du canyon, 2) de la vallée supérieure, 3) de la vallée inférieure et 4) du bassin. Les coupes sont présentées en temps et accompagnées d'une interprétation lithologique. Les dimensions des objets sismiques décrits sont calculées à partir des données migrées en profondeur.

Les cartes d'amplitudes présentées pour les appareils 1, 2 et 3 ont été réalisées entre les horizons sismiques de la base de l'Albien Supérieur et du Turonien Moyen. Ce volume sismique a été divisé en 10 couches de même épaisseur afin de visualiser les variations de l'amplitude le plus finement possible. Les couches sont numérotés de 1 à 10, la couche 10 étant la plus ancienne. Cependant, du fait de l'organisation spatio-temporelle des appareils turbiditiques, les cartes recoupent parfois une partie de l'appareil turbiditique supérieur et inférieur. La carte d'amplitude réalisée entre les horizons sismiques du Turonien Moyen et du Campanien illustre l'appareil 4.

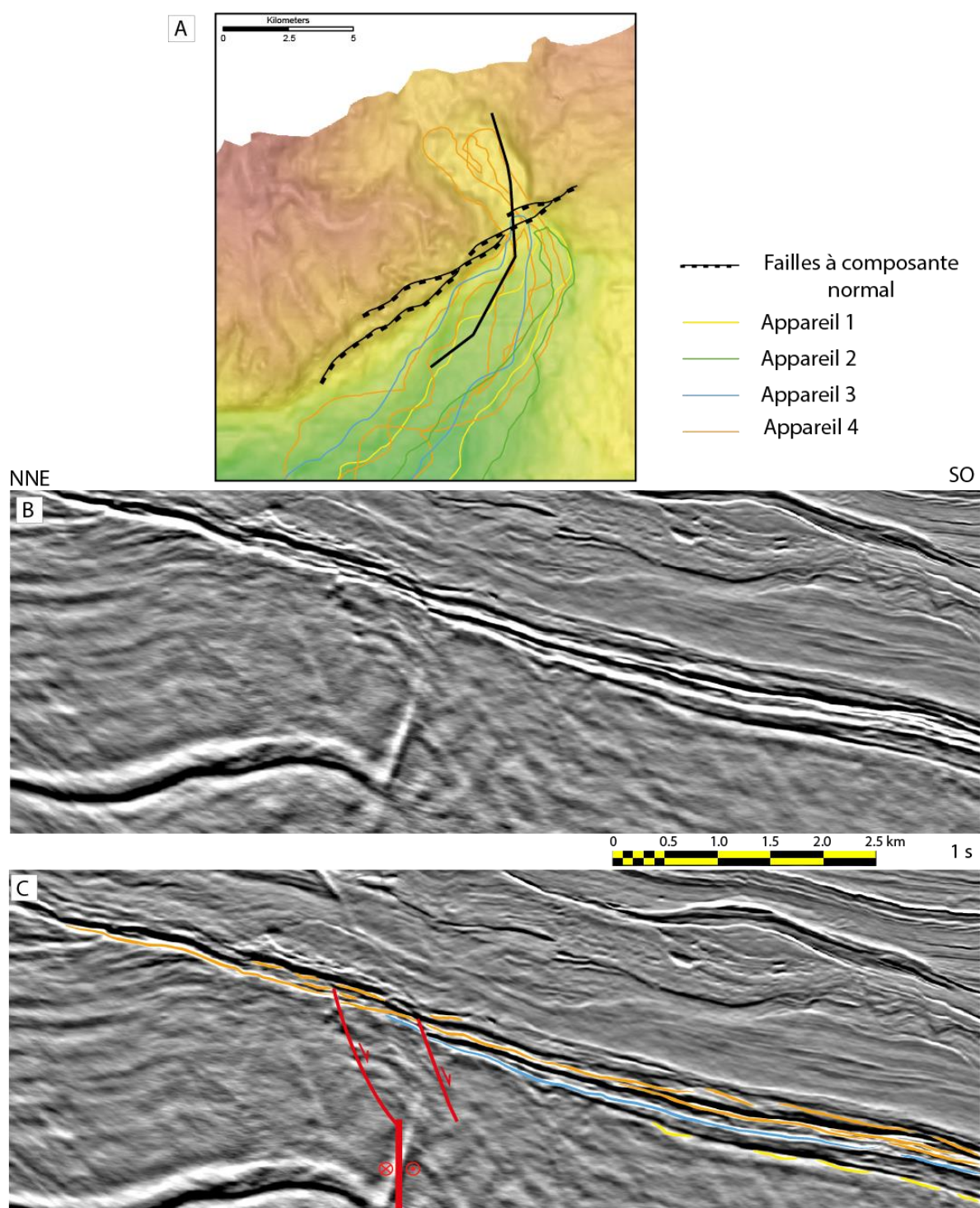


Figure XIV-6 : A : Cartographie des 4 appareils turbiditiques Crétacé supérieur identifiés. B,C : Profil sismique vierge et interprété illustrant la distribution des appareils turbiditiques en relation avec les failles à la transition entre le canyon et la vallée du système Saumon.

c.1. Appareil turbiditique 1

L'appareil turbiditique 1 est le premier identifié au-dessus de la discordance post-rift (Base de l'Albien supérieur). L'absence de continuité longitudinale des réflecteurs au sein du canyon y suggère une absence de dépôts (Figure XIV-6). Les dépôts de l'appareil 1 situés le plus en amont sont identifiés à la transition entre le canyon et la vallée supérieure (Figure XIV-6 et Figure XIV-7). Sur la base des variations spatiale d'amplitude et d'architectures, l'appareil 1 apparaît comme constitué de la juxtaposition longitudinale de deux zones définies comme sa partie amont et sa partie aval.

La partie amont correspond à une zone de plus faible amplitude (-5000/-3000 sur la Figure XIV-7 A et en gris clair sur la Figure XIV-7 B). Elle s'étend sur une longueur de 10 km depuis la transition entre le canyon et la vallée supérieure et présente une largeur moyenne de 2,5 km. Elle peut être subdivisée en 1) une zone de très faible amplitude (teinte blanche sur la Figure XIV-7 A1 et C1), localisée directement au débouché du canyon, et présentant des patchs de plus forte amplitude de forme subcirculaire dispersés sur une distance 2 km, puis 2) une zone de plus forte amplitude (teinte gris clair sur la Figure XIV-7 A1 et C1) présentant des patchs de très faible amplitude, de forme allongée dans la direction supposée des transports particuliers, et dispersés sur une distance de 8 km (Figure XIV-7 A). Sur les profils sismiques, toute cette zone amont apparaît sous la forme d'un corps lenticulaire de 2 km de large pour 40-50 m d'épaisseur (Figure XIV-8). Le corps repose directement sur la discordance de la base de l'Albien Supérieur. La corrélation avec le puit illustre que ce corps est caractérisé par le faciès 3 (Figure XIV-5). Au-dessus, on observe localement un corps lenticulaire de 500 m pour une épaisseur de 40 m constitué du faciès 1. Le reste de la zone amont de l'appareil 1 est constitué par le faciès 2 homogène.

La partie aval présente des amplitudes globalement supérieures à celles la partie amont (-4000/-1000 sur la Figure XIV-7 A et en gris foncé sur la Figure XIV-7 B). Leur transition est marquée par une limite nette d'amplitude. La partie aval peut aussi être divisée en deux zones présentant des morphologies et architectures différentes. La zone directement juxtaposée dans la continuité de la partie amont présente des amplitudes homogènes et une géométrie rectiligne de 2-3 km de long (Figure XIV-7 A et B). Elle passe graduellement à la zone plus distale caractérisée par des amplitudes plus faibles, mais présentant une hétérogénéité spatiale. Ces variations spatiales d'amplitude miment la présence de

morphologies sinueuses d'orientation NE-SO à E-O (Figure XIV-7 A2 et C2). Des zooms, accompagnés d'une interprétation, de ces morphologies sinueuses sont proposés pour les couches d'amplitude 8, 7 et 6 et attestent de la conservation du caractère sinueux et de la migration des corps au cours du temps (Figure XIV-7 C2). Sur les profils sismiques, la partie distale de l'appareil 1 est constituée de la juxtaposition et superposition de plusieurs corps lenticulaires de 20-30 m d'épaisseur et de 500 m à 1 km de large (Figure XIV-9) qui ont été cartographiés (en gris foncé sur la Figure XIV-7 B). Ils sont interprétés comme constitués par les faciès 2 et 3. Du fait de leur morphologie et architecture, ces corps sont interprétés comme le remplissage axial de chenaux, rectilignes à sinueux de l'amont vers l'aval. Sur les profils sismiques, l'apparition du caractère sinueux dans le bassin est associée à la mise en place de corps situés de part et d'autre de la zone de remplissage de chenaux (Figure XIV-10). Ces corps sont d'une épaisseur de 50 à 100 m à proximité des chenaux et s'amincissent progressivement à distance des chenaux (Figure XIV-10). Ces corps sont constitués du faciès 4 et sont interprétés comme les levées des chenaux cartographiés (Figure XIV-7 B).

Les chenaux identifiés dans la partie aval de l'appareil 1 apparaissent en connexion avec le corps lenticulaire composé du faciès 3 identifié dans la partie amont de l'appareil 1 (Figure XIV-7). Cette configuration géométrique particulière conduit à définir le corps lenticulaire comme une zone d'ancrage des chenaux, dont le fonctionnement sera discuté par la suite.

Figure XIV-7 : Carte de l'appareil 1 Carte Amplitude (couche 8) Cartographie des dépôts turbiditiques de l'appareil 1. A. Carte d'amplitude calculée sur la couche 8 (sur les 10 couches calculées entre la base de l'Albien Supérieur et le Turonien moyen). Les lignes rouges correspondent aux contours de l'appareil 1. B. Cartographie réalisée à partir de la propagation des phases fortement négatives (Chapitre XII.2. e.) correspondant à la base du faciès 3 ; la partie gris claire représente la zone d'ancrage matérialisée par un seul corps lenticulaire sur lequel se connectent les chenaux unitaires représentés en gris foncé. C : zoom des couches d'amplitudes 8, 7 et 6 sur la zone d'ancrage de l'appareil 1

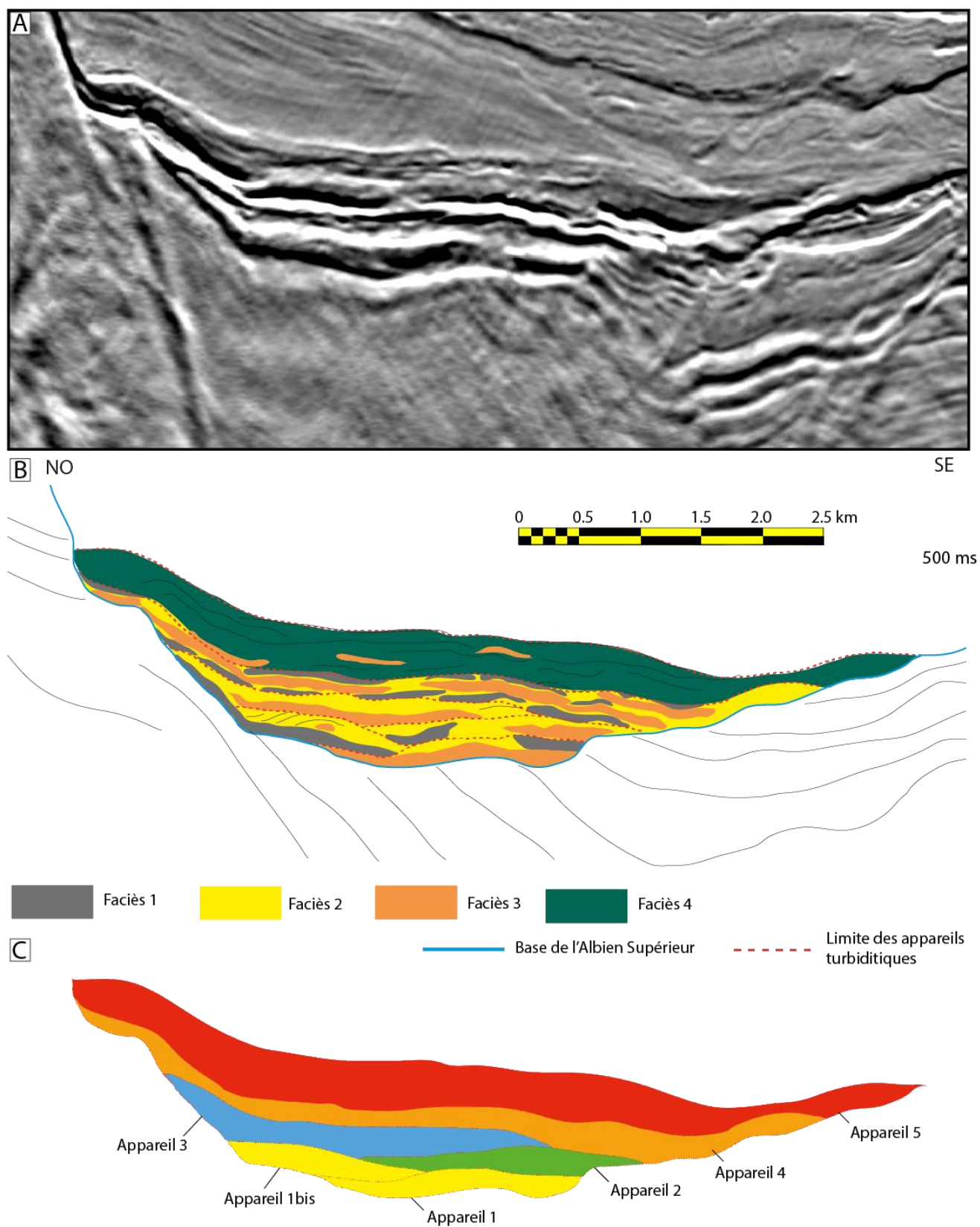


Figure XIV-8 : Profil sismique II perpendiculaire à la vallée supérieure du système Saumon (Position du profil en Figure XIV-7 B) A : Profil vierge ; B : Profil interprété en faciès sur la base des corrélations avec les données de puit ; C : Identification des différents appareils.

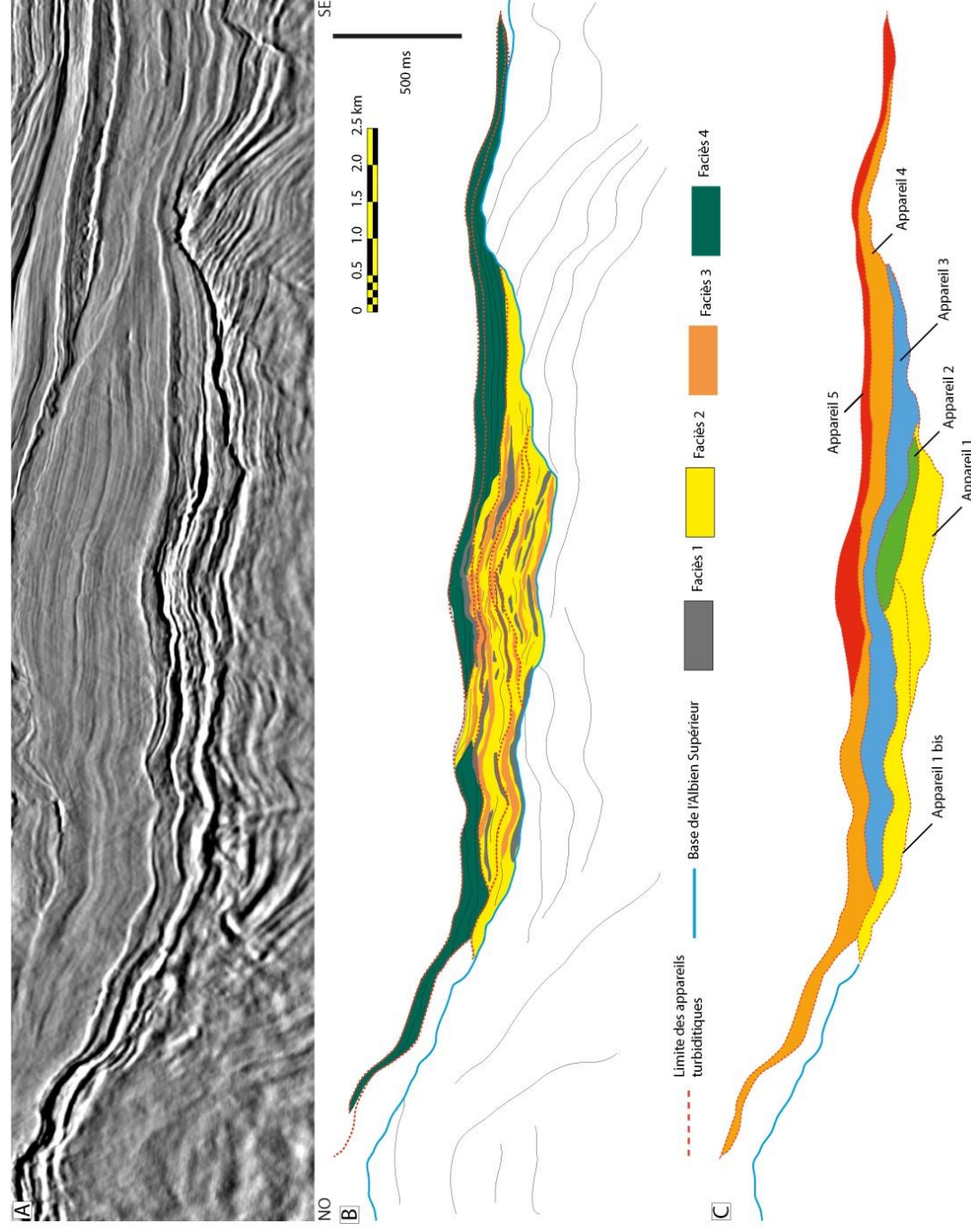


Figure XIV-9 : Profil sismique III perpendiculaire à la vallée inférieure du système Saumon (Position du profil en Figure XIV-7 B) A : Profil vierge ; B : Profil interprété en facès sur la base des corrélations avec les données de puit ; C : Identification des différents appareils.

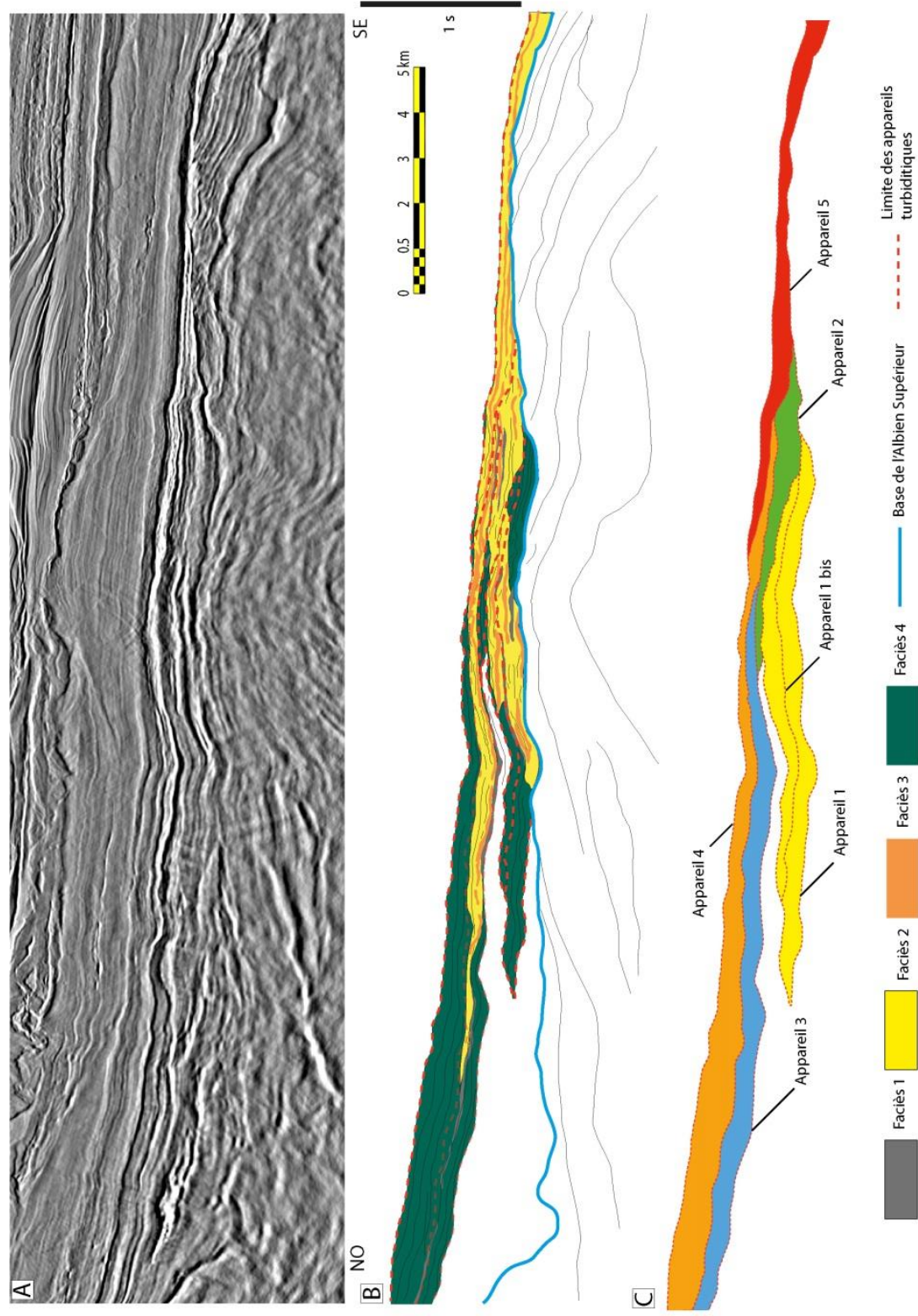


Figure XIV-10 : Profil sismique IV situé dans le bassin au débouché de la vallée du système Saumon (Position du profil en Figure XIV-7 B) A : Profil vierge ; B : Profil interprété en faciès sur la base des corrélations avec les données de puit ; C : Identification des différents appareils.

c.2. Appareil turbiditique 1 bis

L'appareil 1 a été dissocié en deux appareils du fait d'un fort changement de direction des corps chenalisés au débouché de la vallée du système Saumon. Les chenaux de l'appareil 1 bis se superposent aux chenaux de l'appareil 1 orientés NE-SO (en gris foncé sur la Figure XIV-11) puis ils s'individualisent et prennent une direction N-S au débouché de la vallée inférieure du système Saumon. Les chenaux de l'appareil 1 bis se connectent dans la vallée supérieure au même corps lenticulaire que les chenaux de l'appareil 1, matérialisant leur zone d'ancrage (Figure XIV-8 ; Figure XIV-11). Le fait que les chenaux de l'appareil 1 et 1 bis partagent la même zone d'ancrage est la raison pour laquelle ils sont regroupés au sein du même appareil. Les chenaux de l'appareil 1 bis conservent une organisation spatiale similaire à ceux de l'appareil 1. Les chenaux sont rectilignes et érosifs jusqu'au débouché de la vallée inférieure (Figure XIV-9 ; Figure XIV-11). Dans plusieurs cas, les chenaux plus récents réempruntent l'axe d'un chenal antérieur, attestant de leur caractère érosif (Figure XIV-11). Dans la vallée du système Saumon, le dépôt-centre des chenaux de l'appareil 1 bis est décalé latéralement par rapport à celui des chenaux de l'appareil 1 (Figure XIV-9). Ce décalage semble causé par une topographie sédimentaire liée au dépôt des chenaux de l'appareil 1, illustrant ainsi le phénomène de compensation latérale observé dans le système turbiditique de l'Amazonie (Jegou et al., 2008). En coupe, l'appareil 1 bis conserve les mêmes caractéristiques de taille et d'organisation que les chenaux de l'appareil 1, avec également l'apparition de levées au débouché de la vallée inférieure (Figure XIV-10). L'expression de ces levées coïncide avec l'acquisition par les chenaux d'un caractère sinueux exprimé sur la carte d'amplitude (A1 bis sur la Figure XIV-12 A).

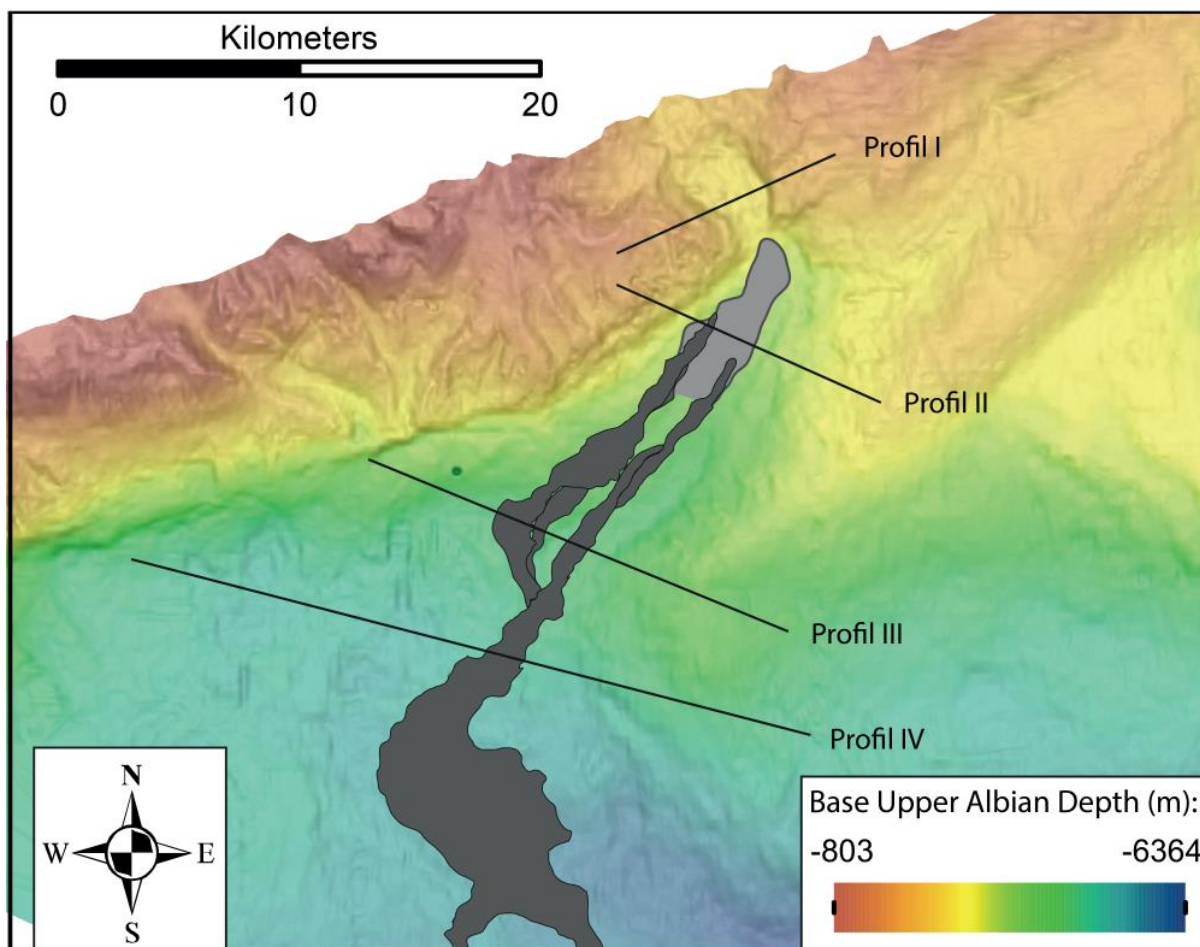


Figure XIV-11 : Cartographie de l'appareil 1 bis réalisée à partir de la propagation des phases fortement négatives (Chapitre XII.2. e.) correspondant à la base du faciès 3 ; la partie gris claire représente la zone d'ancrage matérialisée par un seul corps lenticulaire sur lequel se connectent les chenaux unitaires représentés en gris foncé

c.3. Appareils turbiditiques 2 et 3

Les appareils 2 et 3 partagent une organisation spatiale et architecturale similaire à l'appareil 1 et leur description est donc regroupée. Comme pour l'appareil 1, les appareils 2 et 3 sont marqués par :

- l'absence de dépôts dans le corps du canyon (Figure XIV-6 ; Figure XIV-12 ; Figure XIV-13).
- Une organisation en deux parties avec 1) une partie amont située dans la vallée supérieure et intermédiaire du système Saumon (en gris clair sur les Figure XIV-12 B ; Figure XIV-13 B) et 2) une partie distale qui débute dans la vallée

inférieure (en gris foncé sur les Figure XIV-12 B ; Figure XIV-13 B). Les parties amont des appareils 2 et 3 s'étendent respectivement sur 3 km de large et 12 km de long et sur 4 km de large et 10 km de long (Figure XIV-12 B; Figure XIV-13 B). La zone amont de l'appareil 3 est traversée par le forage, permettant la calibration des corps sédimentaires. Sur les profils sismiques, ces zones amont se composent :

- d'un corps lenticulaire de 40-50 m d'épaisseur, continu sur toute la partie amont et constitué du faciès 3 (Figure XIV-8; zones gris clair Figure XIV-12 et Figure XIV-13),
- de corps lenticulaires d'une épaisseur de 40 m, et de 500 m à 2 km de large, constitués du faciès 1,
- le reste de la partie amont est constitué du faciès 2 en remplissage homogène.

En carte, les parties amont des deux appareils font 800 m de large à la transition entre le canyon et la vallée supérieure puis elles s'élargissent rapidement (Figure XIV-12 ; Figure XIV-13 B). Comme pour l'appareil 1, les parties amont des appareils 2 et 3 affichent des amplitudes fortement négatives comprises en -7000 et -3000 pour l'appareil 2 et -5000 -3000 pour l'appareil 3 (Figure XIV-12)

. Dans la partie amont de l'appareil 2, les zooms effectuées sur les couches 3, 4 et 5 permettent de visualiser des patchs de plus forte amplitude, subcirculaires à allongés dans la direction supposée des écoulements (Figure XIV-12 C). Les amplitudes de l'appareil 3 sont inférieures à celles l'appareil 2, et davantage comparables à celles de la zone amont de l'appareil 1. Comme pour les zones amonts des appareils 1 et 2, la zone amont de l'appareil 3 présente des patchs subcirculaires à allongés d'échelle hectométrique et d'amplitude négative qui tendent à disparaître de la couche inférieure vers la couche supérieure (Figure XIV-13C). Entre leur partie amont et leur partie distale, l'appareil 2 présente un fort contraste d'amplitude (

Figure XIV-12) alors que cette transition est moins marquée dans l'appareil 3 (Figure XIV-13A).

Les parties aval des appareils 2 et 3 sont similaires à la partie aval de l'appareil 1. Elles s'organisent en une série de chenaux en connexion avec le corps lenticulaire constituant la partie amont du système (en gris foncé sur les Figure XIV-12 B et Figure XIV-13B). Comme pour l'appareil 1, le remplissage des chenaux des appareils 2 et 3 est constitué de corps lenticulaires, d'échelle kilométrique et d'environ 50 m d'épaisseur associés au faciès 3, qui se mettent en place dans un remplissage homogène constitué du faciès 2 (Figure XIV-9 ; Figure XIV-10). Les corps constitués du faciès 3 correspondent sur les cartes aux amplitudes les plus négatives formant le cœur des chenaux (Figure XIV-12 A et Figure XIV-13A). Le caractère sinueux des chenaux apparaît dans le bassin (Figure XIV-12 A et Figure XIV-13A) au débouché de la vallée inférieure du système Saumon ; il est associé, comme pour l'appareil 1, à la mise en place de levées d'échelles plurikilométrique constituées du faciès 4 (Figure XIV-10).

Figure XIV-12 : Cartographie des dépôts turbiditiques de l'appareil 2. A. Carte d'amplitude calculée sur la couche 5 (sur les 10 couches calculées entre la base de l'Albien Supérieur et le Turonien moyen). Les lignes rouges correspondent aux contours de l'appareil 2 et les lignes oranges pointillées aux appareils 1 (A1) et 1bis (A1bis). B. Cartographie réalisée à partir de la propagation des phases fortement négatives (Chapitre XII.2. e.) correspondant à la base du faciès 3 ; la partie gris claire représente la zone d'ancrage matérialisée par un seul corps lenticulaire sur lequel se connectent les chenaux unitaires représentés en gris foncé. C : zoom des couches d'amplitudes 5, 4 et 3 sur la zone d'ancrage de l'appareil 2.

Figure XIV-13 : Cartographie des dépôts turbiditiques de l'appareil 3. A. Carte d'amplitude calculée sur la couche 1 (sur les 10 couches calculées entre la base de l'Albien Supérieur et le Turonien moyen). Les lignes rouges correspondent aux contours de l'appareil 3 visibles sur la carte d'amplitude tandis que les lignes rouges pointillés correspondent aux limites visibles sur la couche 2. B. Cartographie réalisée à partir de la propagation des phases fortement négatives (Chapitre XII.2. e.) correspondant à la base du faciès 3 ; la partie gris claire représente la zone d'ancrage matérialisée par un seul corps lenticulaire sur lequel se connectent les chenaux unitaires représentés en gris foncé. C : zoom des couches d'amplitudes 3, 2 et 1 sur la zone d'ancrage de l'appareil 3

c.4. Appareil 4

Contrairement aux appareils 1, 2 et 3, l'appareil 4 présente une continuité de ses dépôts jusque dans le canyon, ce qui témoigne d'une rétrogradation du système qui sera discuté par la suite (Figure XIV-14 et Figure XIV-15). L'organisation longitudinale de l'appareil 4 n'est plus bipartite comme pour celle des appareils 1, 2 et 3. L'appareil 4 s'organise en une série de conduits qui se mettent en place depuis l'intérieur du canyon du système Saumon.

Dans le canyon du système Saumon, la partie inférieure de l'appareil 4 s'organise en corps lenticulaires de 500 m de large pour 30 m d'épaisseur interprétés comme du faciès 3 (Figure XIV-15). Ces corps se mettent en place dans un remplissage homogène interprété comme du faciès 2 (Figure XIV-15). L'organisation de ces corps change dans la partie supérieure de l'appareil passant à une série de corps obliques migrant vers l'Est du canyon (Figure XIV-15). Des structures similaires en terme de dimensions et morphologies sont observées dans des canyons sous-marins et sont interprétées comme des barres d'accrétion latérales liées à la migration de thalwegs sinueux (Antobreh and Krastel, 2006; Janocko et al., 2013; Lastras et al., 2009; Macauley and Hubbard, 2013). Les remplissages de thalweg sont localement séparés par des corps lenticulaires de 50 m d'épaisseur et 1 km de large, constitués du faciès 1 (Figure XIV-15). La partie Est du canyon est caractérisée par un corps de 250 m d'épaisseur et 1 km de large, constitué par un faciès sismique semi-transparent et chaotique que nous interprétons comme des déstabilisations de bordure de canyon (Figure XIV-15). Le biseau terminal de l'appareil 4 est représenté dans la partie supérieur du canyon (Figure XIV-14) mais, comme expliqué précédemment, du fait des artefacts de bordure de bloc sismique, il est possible que les appareils soient continus jusqu'à la plate-forme. Cette dernière information est importante pour le scellement du réservoir constitué par les remplissages de faciès 3 et sera discutée dans la partie XV.3.

A partir de la transition entre le canyon et la vallée du système Saumon, l'amplitude de l'appareil 4 diminue de 1000/-1000 dans sa partie amont à -1000/-5000 dans sa partie aval (Figure XIV-14A) L'architecture change à partir de cette transition : 1) les corps lenticulaires interprétés comme du faciès 3 ont des dimensions plus grandes que dans le canyon avec une largeur de 1,5 km et une épaisseur de 50 m ; 2) plusieurs chenaux se divisent à partir d'un point d'avulsion situé à la transition canyon/vallée et 3) des corps plurikilométriques

s'amincissant à mesure de l'éloignement du remplissage axiale des chenaux et interprétés en faciès 4 se mettent en place à partir de la vallée moyenne (Figure XIV-9). L'architecture de l'appareil 4 évolue au cours de son développement avec l'apparition de levées dans la vallée supérieure du système Saumon.

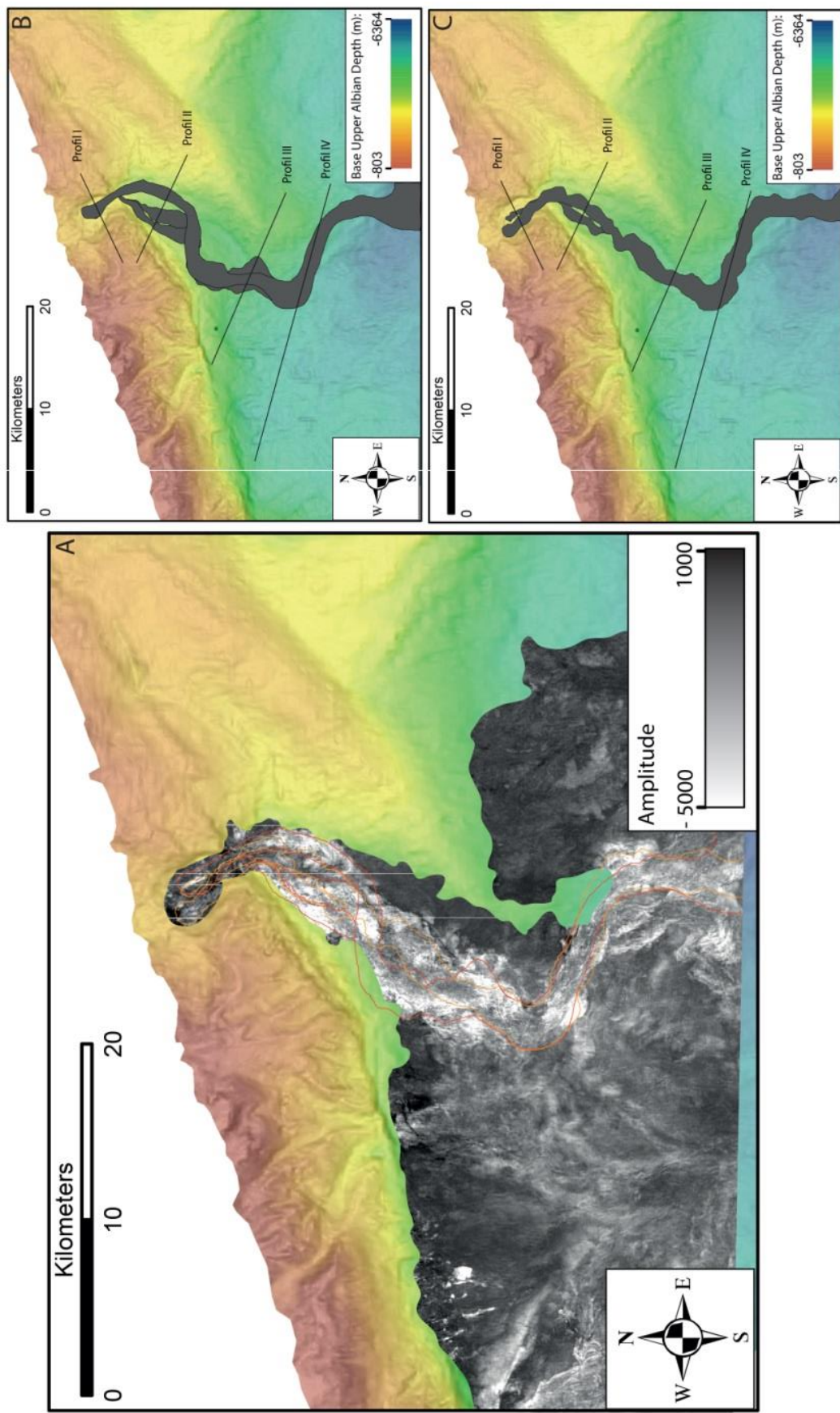


Figure XIV-14 : Cartographie des dépôts de l'appareil 4. A : Carte d'amplitude calculée sur une couche entre les horizons Turonien Moyen et Campagnien. Les lignes rouge correspondent à la partie inférieure de l'appareil 4 ; et les lignes en orange à la partie supérieure de l'appareil 4. B et C : Cartographie réalisée à partir de la propagation des phases fortement négatives (Chapitre XII.2. e.) pour la partie inférieure et supérieure de l'appareil 4.

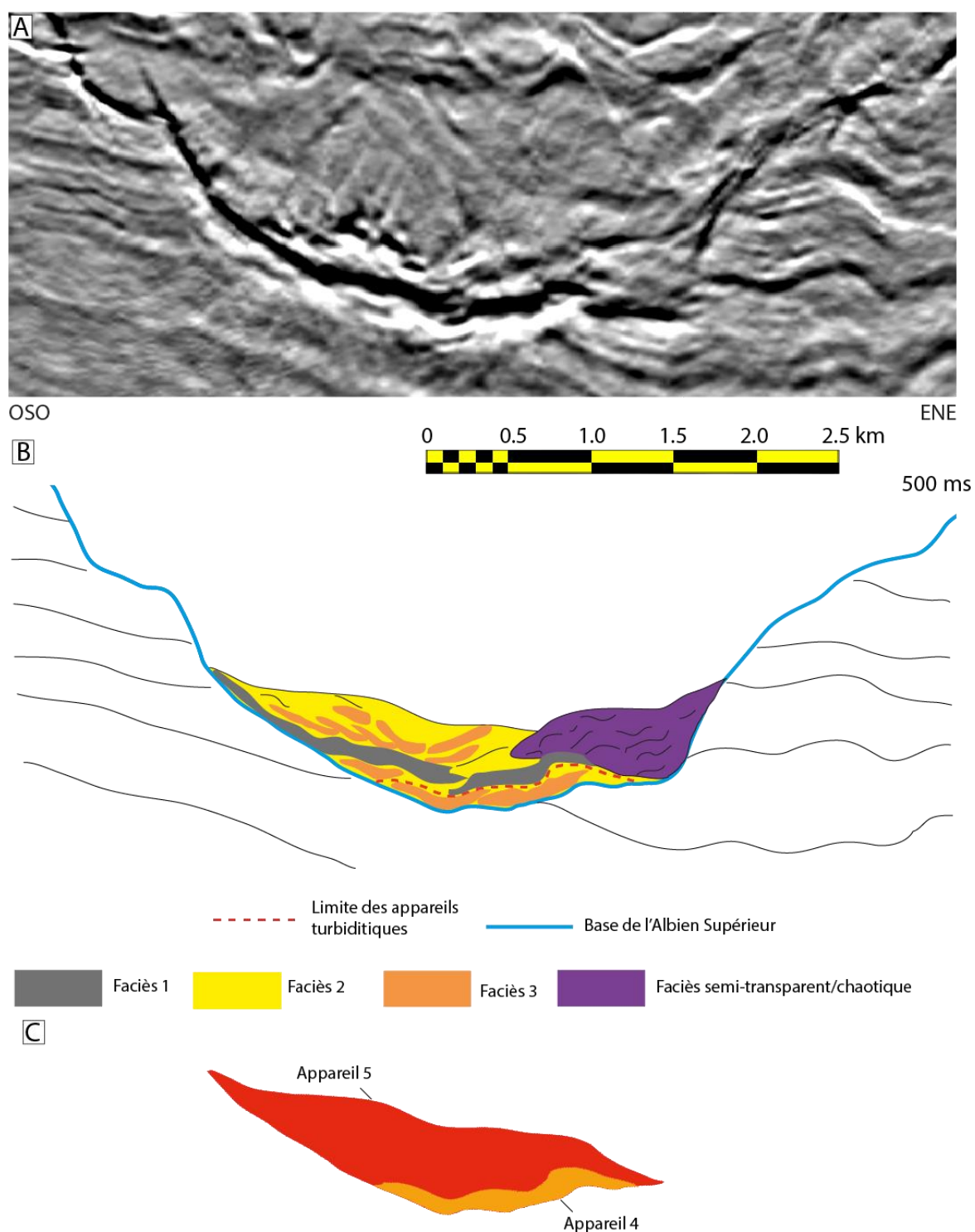


Figure XIV-15 : Profil sismique I situé dans le canyon du système Saumon (Position du profil en Figure XIV-7 B) A : Profil vierge ; B : Profil interprété en faciès sur la base des corrélations avec les données de puit ; C : Identification des différents appareils.

XV. Discussion Côte d'Ivoire

XV.1. Caractérisation des processus de transport-dépôt des appareils du système Saumon.

L'objectif de cette partie est de discuter 1) la nature des corps sédimentaires identifiés dans le système Saumon, 2) les processus contrôlant leur dépôt et leur répartition spatiale et 3) de les comparer à des exemples de la littérature. Pour cette discussion, je m'intéresserai tout d'abord aux appareils 1 à 3 qui présentent des similitudes dans leurs architectures, puis à l'appareil 4.

a. Les appareils 1, 2 et 3.

La cartographie et l'analyse de l'architecture des appareils turbiditiques m'a permis de mettre en évidence une construction commune pour les appareils 1 à 3. Ces appareils se mettent en place entre les surfaces stratigraphiques attribuées à la Base de l'Albien Supérieur et au Turonien Moyen (Chapitre XII.2. d. . Ces appareils ont en commun : 1) l'absence de dépôts dans le canyon du système Saumon 2) une construction en deux parties avec un corps lenticulaire ou « zone d'ancrage » d'où débudent et se développent plusieurs chenaux.

a.1. Canyon du système Saumon

L'absence de dépôts associés aux appareils 1, 2 et 3 dans le corps du système Saumon peut être interprétée comme un phénomène de non dépôt ou comme une érosion contemporaine de la mise en place de l'appareil 4. Cependant, l'appareil 4 est marqué dans le canyon par la mise en place de corps sédimentaires en connexion avec le remplissage de la vallée du système Saumon (Figure XIV-14), suggérant que le canyon était alors dominé par des processus de dépôt. L'absence de remplissage dans le canyon pendant la mise en place des appareils 1,2 et 3 est donc interprétée comme plutôt associé à un phénomène de non dépôt (*by-pass*).

Cette absence de dépôts dans le canyon conduit donc à poser l'hypothèse du *by-pass* des écoulements gravitaires. L'inclinaison de la pente suivie par les écoulements et la granularité des particules sont parmi les principaux paramètres impliqués dans le *by-pass* (Stevenson et al., 2015 et références incluses). L'hypothèse du *by-pass* est renforcée ici par l'analyse des inclinaisons qui donne une pente moyenne de $5,6^\circ$ dans le canyon Saumon (Figure XIV-3), valeur largement supérieure à celles des pentes des systèmes Californiens Hueneme ou Monterey ($1,7^\circ$ et $2,9^\circ$) dans lesquels le phénomène de *by-pass* est attesté (Paull et al., 2011; Xu et al., 2008).

a.2. La zone d'ancrage et les chenaux érosifs

Les trois premiers appareils turbiditiques ont en commun la mise en place d'un corps lenticulaire de 10 km de long et 3 km de large en moyenne à la transition entre le canyon et la vallée supérieure du système Saumon (Figure XIV-7 ; Figure XIV-12 ; Figure XIV-13). Pour chaque appareil, ce corps est en connexion avec tous les chenaux constituant l'appareil et constitue leur zone d'initiation et d'ancrage. Ces corps se mettent en place à la base du talus, au niveau de la forte rupture de pente entre le canyon ($5,6^\circ$) et la vallée ($2,8^\circ$) du système Saumon (Figure XIV-3). Cette transition s'accompagne d'un élargissement du conduit de 1,2 km à 3,5 km (Figure XIV-2).

L'hypothèse proposée pour expliquer la mise en place de ces corps serait un phénomène de ressaut hydraulique affectant les écoulements gravitaires au niveau de la rupture de pente entre le canyon et la vallée du système Saumon. Le ressaut hydraulique est caractérisé par la décélération de l'écoulement et l'incorporation rapide d'eau ambiante (Ravenne and Beghin, 1983) causant une baisse de sa compétence et de la friction basale entraînant un dépôt « en-masse » (Garcia, 1994). Plusieurs types de dépôts liés au ressaut hydraulique ont été étudiés (Cartigny et al., 2014; Garcia, 1994; Migeon et al., 2012; Mulder and Alexander, 2001) et notamment les « slope break deposits » identifiés dans le système du Var par Mulder et Alexander (2001) : ce seraient des analogues aux dépôts de la zone d'ancrage du système Saumon. Les systèmes turbiditiques du Var et Saumon partagent une organisation sédimentaire similaire avec : 1) la transition entre un canyon en *by-pass* et des dépôts de base de pente connectés à un système chenalisé et 2) des dépôts de base de pente

contraint latéralement par le talus et par une ride d'origine sédimentaire (Var) ou par un pli d'origine compressive (Figure XIV-1).

Les *slope break deposits* du système du Var présentent des composantes attestant de processus d'érosion/dépôt. La surélévation de 15 m du fond marin après la rupture de pente atteste de la perte de compétence des écoulements et d'un dépôt « en masse » post ressaut hydraulique (Migeon et al., 2012). Ces dépôts s'accompagnent de structures érosives de 1 à 2 km de large, perpendiculaires au sens de l'écoulement se distribuant dans la zone de *slope break deposits* sur 15-20 km dans la vallée moyenne du Var (Migeon et al., 2012). Ces structures sont interprétées par une augmentation ponctuelle de la force de cisaillement à la base de l'écoulement, potentiellement liée au phénomène de *burst and sweep* (Hiscott, 1994) et/ou à des instabilités de type *Kelvin-Helmoltz* dans la partie supérieure de l'écoulement (Cartigny et al., 2013; Migeon et al., 2012).

Les patchs d'amplitudes identifiés sur les zones d'ancrage des appareils 1, 2 et 3 (Figure XIV-7 ; Figure XIV-12 B) sont du même ordre de taille que les structures érosives du Var et attesteraient de la présence d'hétérogénéités qui seraient associées aux mêmes processus d'érosion/dépôt. A partir du forage traversant l'appareil 3, le faciès sédimentaire des zones d'ancrage se compose de niveaux pluri-métriques de conglomérats à matrice sableuse (sable fin et gravier) alternant avec des niveaux décimétriques à métriques de sable et silt (Faciès 3 ; Figure XIV-5), ce qui pourrait effectivement être attendu dans une zone de délestage en masse associée à un ressaut hydraulique. Cependant, l'analyse des *cuttings* et des données diagraphiques ne permet pas d'établir avec précision les relations de concordances/discordances entre les différents niveaux. En effet les niveaux observés peuvent être amalgamés avec des contacts érosifs ou au contraire appartenir à une séquence de dépôt unique associés à des écoulements non-uniformes développant des phases de *waxing* et *waning* (Kneller, 1995). Ainsi plusieurs hypothèses sont envisageables ; 1) les niveaux grossiers et fins appartiennent à une même séquence de dépôt impliquant des écoulements stratifiés fortement concentrés au moins à leur base, développant des tapis de traction et conduisant à des érosions locales et au dépôt de niveaux avec de forts contrastes granulométriques (Hiscott, 1994; Sohn, 1997; Vrolijk and Southard, 1998), ou 2) les niveaux grossiers et fins sont liés à des écoulements différents. En l'état, la question ne peut être résolue. Cependant, la position particulière de ces dépôts à dominante très grossiers au niveau d'une rupture topographique très marquée ainsi que la présence de structures érosives (

Figure XIV-12) conduisent à privilégier la première hypothèse. Les écoulements impliqués dans la formation de la zone d'ancrage sont liés à des écoulements concentrés/hyperconcentrés déséquilibrés par le ressaut hydraulique, causant des érosions locales et la mise en place de dépôts sédimentaires complexes (Cartigny et al., 2013; Migeon et al., 2012; Stevenson et al., 2014).

Les chenaux connectés à la zone d'ancrage attestent d'un comportement érosif jusqu'au débouché de la vallée. Ce comportement érosif des chenaux est attesté pour l'appareil 1 par la capacité des chenaux à migrer brutalement depuis leur zone d'ancrage et à creuser un nouveau talweg en l'absence de levées développées (Figure XV-1). Les écoulements conservent donc un caractère érosif le long du système et ce jusqu'à la transition avec le chenal sinueux identifié au débouché de la vallée (Figure XV-1). Ces chenaux se développent au sein et le long de la vallée moyenne et inférieure du système, sur une pente de $2,8^\circ$. Les écoulements sont donc contraints latéralement et se déplacent sur une forte pente, ces deux caractéristiques leur permettant de maintenir une ré-accélération et d'éroder le fond après leur déstabilisation lors du ressaut hydraulique, comme le long de la Vallée moyenne du Var (Migeon et al., 2012).

A)

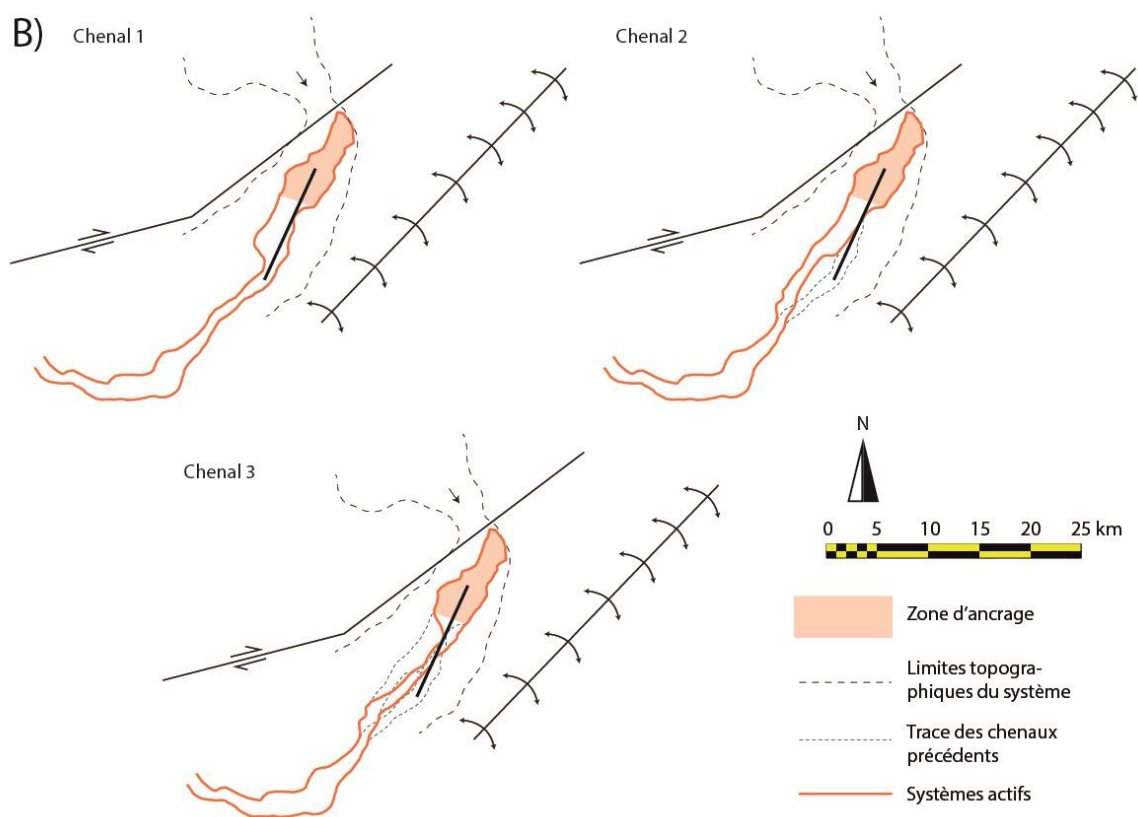
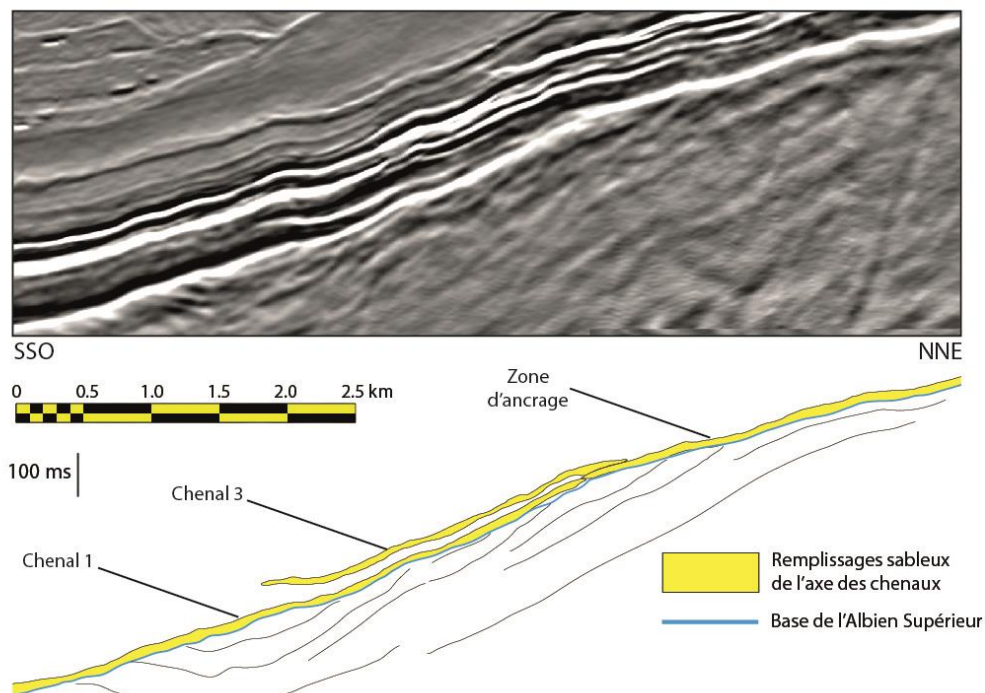


Figure XV-1 : Evolue spatial et temporelle des chenaux connectés à la zone d'ancrage A) Profil sismique vierge et profil sismique interprété. B) Vue en carte des systèmes chenalisés à partir d'une zone d'ancrage appareil 1

a.3. Les chenaux constructifs

Dans le bassin, les appareils 1, 2 et 3 sont caractérisés par des chenaux sinueux (Figure XIV-7 ; Figure XIV-12 ; Figure XIV-13). L'acquisition du caractère sinueux est conjointe de l'apparition de corps qui longent l'axe des chenaux et s'amincissent en s'en éloignant (Figure XIV-10). Ces corps sont interprétés comme les levées des chenaux. Plusieurs modèles décrivent la croissance des levées le long d'un chenal (Piper et Normark, 1983 ; Hay, 1987 ; Straub et al., 2011 ; Hansen et al., 2015).

Le remplissage axial des chenaux est constitué par les faciès 2 et 3 (Figure XIV-10). Les cartes d'amplitudes générées pour l'appareil 1 illustrent le caractère sinueux et la migration latérale des chenaux au cours du temps (C Figure XIV-7). Le caractère sinueux des chenaux est interprété comme la migration latérale du thalweg du chenal avec la construction de levées internes constituées du faciès 2 (Figure XIV-10), comme illustré par les travaux d'Hansen (2015).

La présence des levées le long de ces chenaux atteste d'un nouvel équilibre hydrodynamique des écoulements atteignant le bassin. En effet, la construction des levées suppose un écoulement stratifié débordant de l'axe du chenal (Hiscott et al. 1997) et permettant la ségrégation des particules entre l'axe du chenal plus sableux (faciès 2 et 3) et les levées plus argileuses (faciès 4). Cette évolution des écoulements vers un équilibre hydrodynamique peut être liée à leur chenalisation qui leur a permis de devenir mieux organisés et stratifiés à mesure qu'ils évoluent vers le bassin, avec les particules plus grossières concentrées dans leur partie inférieure et en plus faible concentration dans la partie supérieure de l'écoulement (Migeon et al. 2006 ; Peakall et al. 2000 ; Posamentier et Walker 2006). Les débordements de la partie supérieure de l'écoulement peuvent être liés le long des chenaux à différents processus en fonction de la hauteur et de la morphologie des chenaux : 1) *flow stripping* (Piper and Normark, 1983) qui décrit les débordements ponctuels forcés d'une forte épaisseur d'un écoulement à l'intérieur d'un changement de direction du chenal, ou 2) *flow spilling* qui décrit un débordement longue distance de la partie supérieure de l'écoulement le long de l'axe du chenal.

a.4. Synthèse du comportement des écoulements pour les appareils 1, 2 et 3

D'après l'analyse sismique des dépôts des appareils 1, 2 et 3 ainsi que l'analyse de la paléo-bathymétrie, je propose ici une reconstruction des écoulements gravitaires sur le système Saumon pendant le dépôt de ces appareils.

L'absence de dépôts dans le canyon, et donc le *by-pass* des écoulements, suggère le passage d'écoulements énergétique dans un état supercritique (Figure XV-2) (Stevenson et al. 2015 ; Pantin et Franklin 2009 ; Postma et al 2009). La granularité des sédiments forés dans la vallée supérieure du système Saumon (faciès 3 ; Figure XIV-5) implique des écoulements concentrés à hyper-concentrés (Mulder et Alexander 2001 ; Cartigny et al., 2013; Sohn, 1997; Sumner et al., 2008). A la transition entre le canyon et la vallée supérieure, les écoulements sont soumis au phénomène de ressaut hydraulique conduisant à la formation de dépôt de délestage (*slope break deposits*) formant la zone d'ancrage des chenaux (Figure XV-2). La formation de chenaux érosifs au débouché de cette zone d'ancrage semble indiquer une ré-accélération des écoulements suite au ressaut hydraulique avec l'incorporation de particules à la base et l'évolution progressive des écoulements vers un nouvel équilibre hydrodynamique (Migeon et al. 2012). L'évolution des écoulements se poursuit le long de la vallée du système Saumon, jusqu'au bassin où les écoulements atteignent un nouvel d'équilibre avec une stratification permettant le dépôt latéral de particules fines sur les levées et ainsi la ségrégation des particules entre les chenaux et les levées (Figure XV-2).

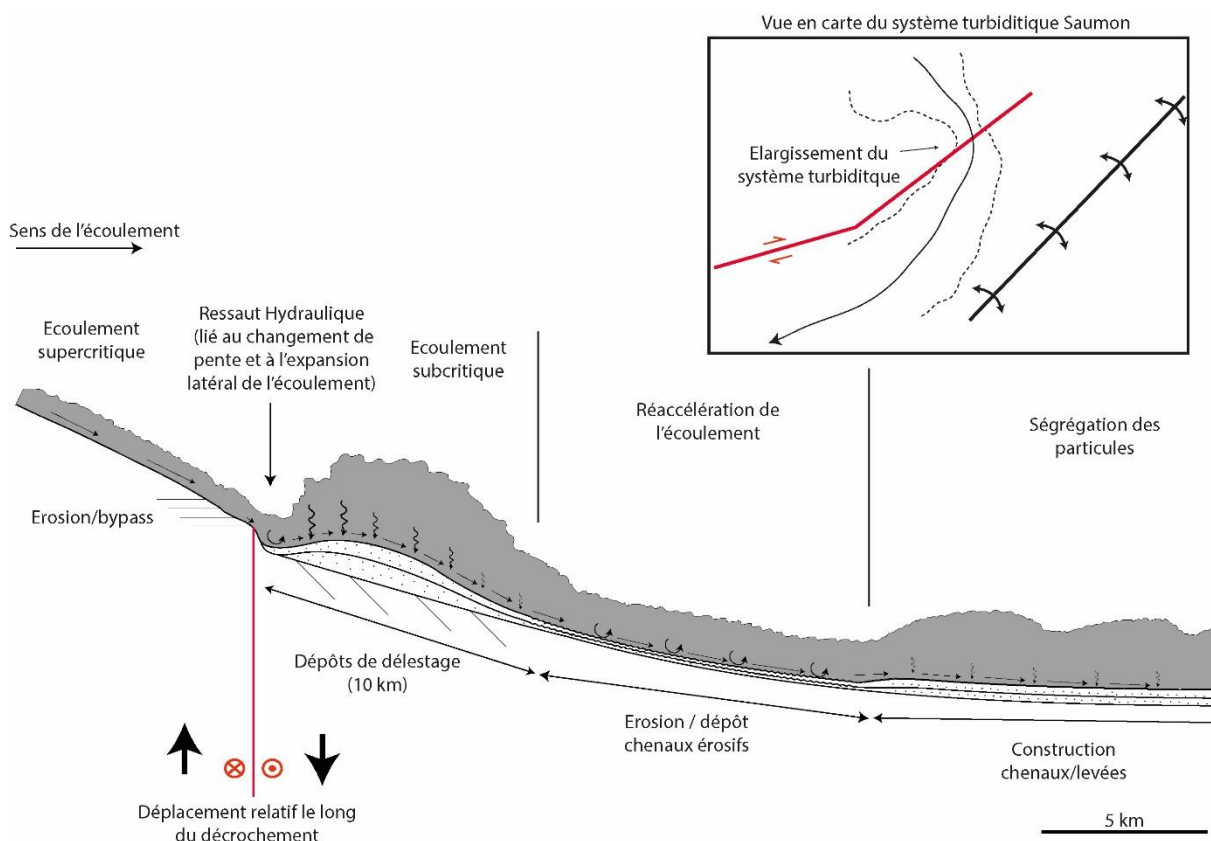


Figure XV-2 : Proposition de reconstitution de l'évolution longitudinale des écoulements à l'origine du dépôt des appareils 1,2 et 3.

b. L'appareil 4

L'appareil 4 se met en place entre les surfaces stratigraphiques attribuées au Turonien moyen et au Campanien inférieur (Chapitre XII.2. d. . A la différence des trois appareils précédents, l'appareil 4 est marqué par l'absence des dépôts de délestage à la transition canyon/vallée et par la mise de chenaux en continuité entre le canyon et le bassin (Figure XIV-14). L'hypothèse privilégiée pour expliquer l'absence de dépôts de délestage est la disparition de la zone de ressaut hydraulique (Figure XV-3). Cette disparition peut s'expliquer par le nivellement de la marche topographique à la transition canyon/vallée liée à l'arrêt de l'activité de la faille qui n'affecte que partiellement l'appareil 4 (Figure XIV-6). Ceci permet alors la mise en place de dépôts avec un comportement rétrogradant au sein du canyon et la formation d'un onlap amont terminal.

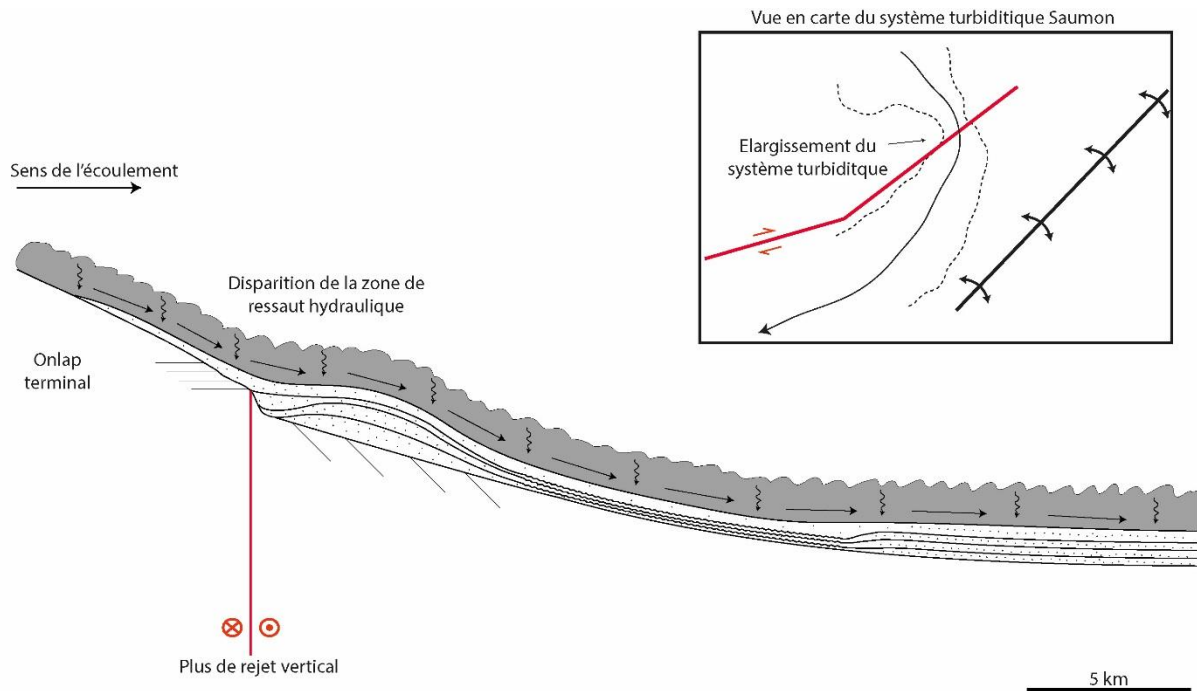


Figure XV-3 : Proposition de reconstitution de l'évolution longitudinale des écoulements à l'origine du dépôt de l'appareil 4.

XV.2. Facteurs de contrôle de la migration spatiale et de l'évolution architecturale des appareils du système Saumon

Depuis la base de l'Albien Supérieur jusqu'au Campanien inférieur, les appareils turbiditiques du système Saumon enregistrent des migrations spatiales et une évolution drastique de leur architecture entre les appareils 1, 2, 3 et l'appareil 4.

Le comportement des systèmes turbiditiques peut être analysé en utilisant le concept de profil d'équilibre. Ce concept est développé à partir des observations faites en domaine fluviatile et appliqué aux systèmes turbiditiques, il prévoit une évolution vers un profil bathymétrique d'équilibre sur lequel les écoulements transitent avec un minimum d'aggradation ou de dégradation (érosion) (Beaubouef & Friedman, 2000 ; Pirmez et al. 2000). Cette évolution est contrôlée par la capacité des écoulements gravitaires à déposer et à éroder pour faire évoluer le profil vers une forme exponentielle typique des marges passives, comme dans le cas de l'Amazonie (Pirmez & Flood, 1995). Le profil bathymétrique d'un système turbiditique peut ainsi varier selon plusieurs paramètres qui peuvent ou non perturber

son évolution vers un profil d'équilibre. Par analogie aux systèmes fluviaux, les modifications du niveau de base liés à la déformation d'origine tectonique (considéré comme le point de transition entre les écoulements confinés et non confinés ; Kneller, 2003) conduisent à une modification du profil bathymétrique qui va de nouveau tendre vers un équilibre à travers des processus d'érosion ou de dépôt par les écoulements. Cependant, la modification du profil bathymétrique ne sera effective que si la déformation excède les flux sédimentaires. La forme du profil bathymétrique et l'architecture sédimentaire sont également dépendants des propriétés des écoulements telles que leur densité, leur épaisseur et la granularité des particules transportées. Par exemple, une baisse de la densité ou de l'épaisseur des écoulements, ou encore une augmentation de la granularité des particules aura tendance à rendre plus raide le profil d'équilibre (Kneller 2003). Ces paramètres sont eux-même dépendant de l'origine des écoulements (i.e. déstabilisations, cascading, courants hyperpycnaux...), ainsi que des variations de la nature et du flux sédimentaire alimentant la marge (i.e. eustatisme, évolution des bassins versants, climat...).

L'objectif de cette partie est donc de discuter des facteurs intervenant dans la modification du profil bathymétrique associé à la migration spatio-temporelle et à l'évolution architecturale des appareils du système Saumon.

a. Migration spatiale des appareils du système Saumon

La cartographie des appareils turbiditiques du système Saumon a permis de mettre en évidence des migrations spatiales entre les différents appareils. La Figure XV-4 illustre la migration vers le sud-est de la zone d'ancrage entre l'appareil 1 et l'appareil 2. Les similarités dans les morphologies et architectures des appareils 1 et 2 suggèrent des processus dynamiques similaires avec une même nature d'écoulements soumis au processus de ressaut hydraulique, conduisant à la mise en place des dépôts de délestage (Figure XV-2).

La migration entre les différents appareils peut s'expliquer par un phénomène analogue à celui de la compensation observé pour les lobes turbiditiques définis par Mutti et Sonino (1981). Les dépôts migrent en fonction de l'espace disponible, conditionné par les dépôts précédents dans le cas de la compensation. Dans le cas présent, les dépôts de délestage

de l'appareil 2 semblent en effet se mettre en place dans une dépression topographique entre les dépôts de l'appareil 1 et la ride compressive (Figure XV-4).

L'initiation de cette migration trouve son origine dans une modification de la topographie locale. S'il apparaît clair que le facteur auto-cyclique, avec les dépôts précédents, joue un rôle important, il ne suffit pas à expliquer la migration brutale de l'appareil. En effet, si seuls les dépôts précédents influençaient la mise en place des nouveaux dépôts, on observerait une migration continue. La modification de la topographie locale trouve son origine avec l'activité de la faille contrôlant l'expression de la marche topographique en base de pente (Figure XIV-6). La migration entre les appareils peut donc trouver son origine dans 1) une période de fort flux sédimentaire après une phase de quiescence (si l'on considère une activité continue de la faille) ou 2) une activité brutale de la faille.

La première hypothèse suggère des variations du flux sédimentaire qui pourraient être liées à l'eustatisme ou au climat. Le nombre de cycle eustatique de 3^{ème} ordre est de loin supérieur au nombre d'appareils sur la période de temps considérée (Figure XV-5). Les variations eustatiques sont connues pour exercer un fort contrôle sur le flux sédimentaire pour les systèmes turbiditiques des marges passives. Cependant, dans le cas présent, la marge est jeune et en contexte transformant. Par analogie avec la mer de Marmara (en contexte similaire), la marge dispose d'une plate-forme étroite limitant d'autant l'impact des variations eustatiques sur la connexion/déconnexion des têtes de canyon à l'embouchure des fleuves et donc sur le flux sédimentaire. De l'Albien au Cénomanién, la Côte d'Ivoire est dominée par un climat chaud et largement influencé par la mousson (Barron and Washington, 1985 ; Pearson et al., 2001). Or dans des zones climatiques où les bassins versants continentaux sont sous l'influence de la mousson, l'évolution des systèmes turbiditiques est plutôt contrôlée par les variations du flux provenant des processus d'érosion/transport dans les réseaux fluviaux que par l'eustatisme, comme cela est le cas dans le système turbiditique du Nil où le contrôle climatique prend le pas sur le contrôle eustatique (Ducassou et al., 2009). Compte tenu du contexte climatique, le flux peut être considéré comme constant entre l'Albien et le Cénomanién. L'hypothèse de l'activité brutale de la faille de base de pente comme responsable de la migration des appareils est donc privilégiée.

La transition entre l'appareil 1 et l'appareil 1 bis est également marquée par une forte migration des systèmes chenaux-levées vers le sud. Cette migration est contemporaine du passage de la ride d'accrétion océanique au niveau de la zone d'étude (Figure XI-6). La

proximité avec la ride d'accrétion est la cause probable d'une création d'espace disponible au cours d'une période de subsidence d'origine thermique. Le passage de la ride d'accrétion marquerait ainsi le pic de subsidence et l'évolution vers une marge passive classique.

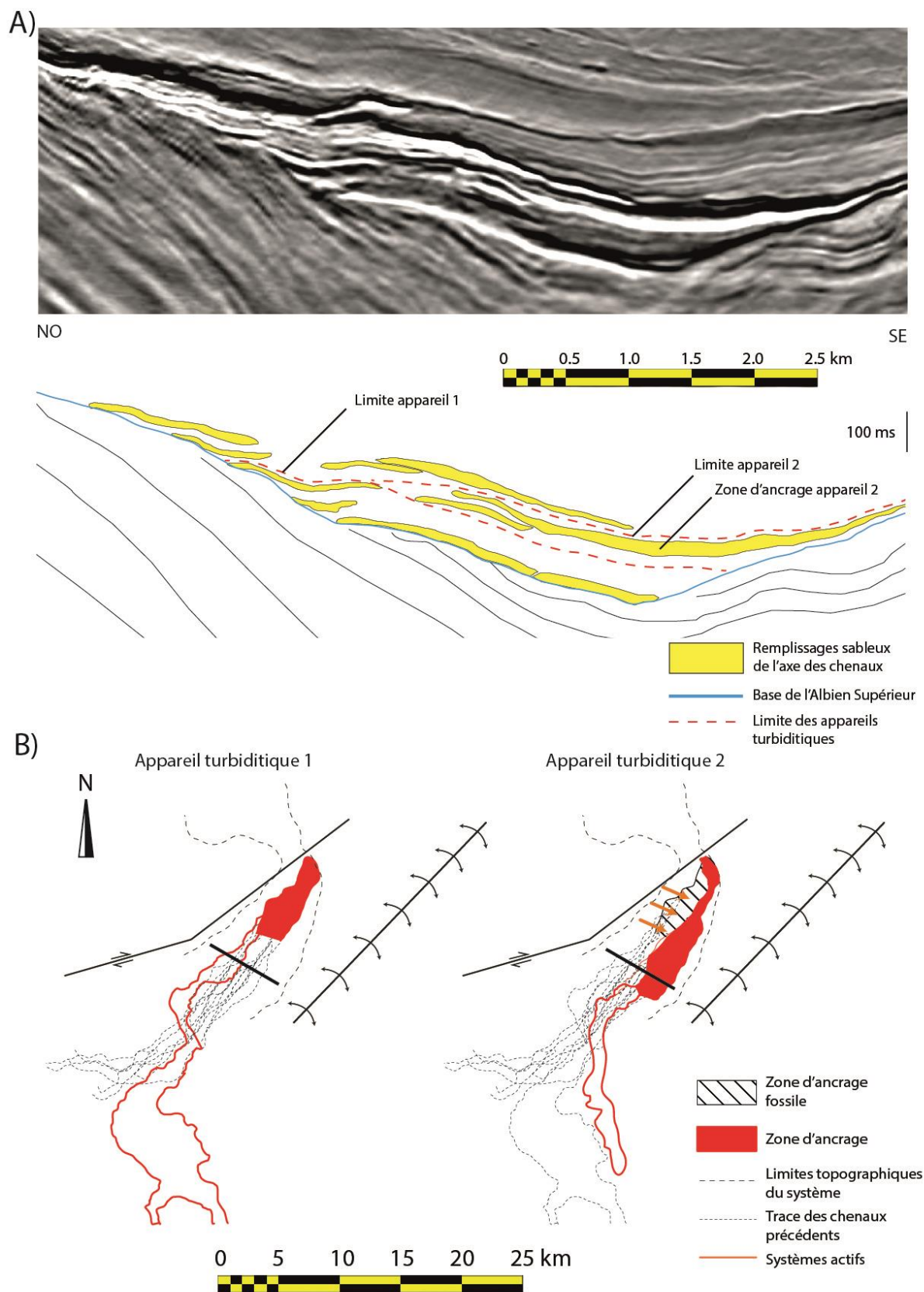


Figure XV-4 : Migration de la zone d'ancrage entre les appareils turbiditiques 1 et 2. A) Profil vierge et interprété de la position des remplissages sableux constituant les chenaux et les zones d'ancrage des appareils. B) Représentation cartographique de la migration des zones d'ancrage.

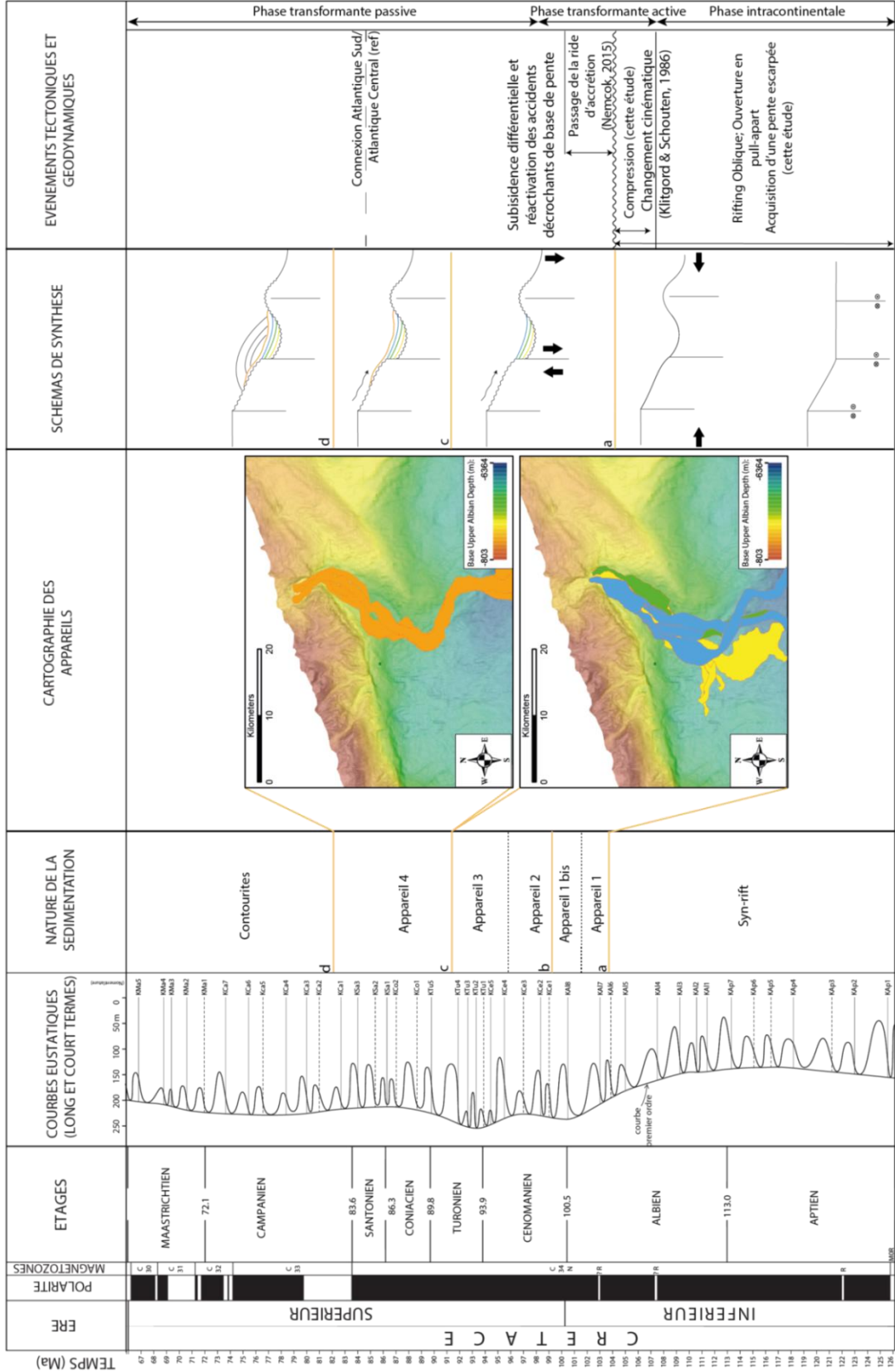


Figure.XV-5 : Charte synthèse de l'évolution des appareils turbiditiques du système Saumon associé aux variations eustatiques (Haq et al. 2010) et à l'évolution tectonique et géodynamique sur la zone d'étude.

b. Evolution architecturale du système

Le système Saumon est marqué par une modification importante de son architecture sédimentaire entre l'appareil 3 et l'appareil 4. La disparition de l'organisation avec une zone d'ancrage de chenaux est associée à la mise en place de chenaux continus à l'intérieur même du canyon, marquant la rétrogradation du système.

La disparition des zones d'ancrages semble s'expliquer par l'arrêt progressif de l'activité de la faille de base de pente. En effet, la faille apparaît n'affecter que partiellement les séries de l'appareil 4 (Figure XIV-6). Le scellement de la faille favorise le lissage de la marche topographique par dépôt progressif, annulant ainsi le phénomène de ressaut hydraulique. L'arrêt de l'activité tectonique sur le système Saumon s'inscrit dans une diminution globale de la subsidence avec l'éloignement de la ride d'accrétion océanique (Figure XI-6). Ce dernier point associé à l'augmentation du flux sédimentaire accompagnant un changement climatique au Coniacien (Hofmann et al., 2003) sont les deux paramètres permettant d'expliquer la rétrogradation du système. A ce moment, le niveau de base n'évoluant plus et les apports sédimentaires augmentant, le profil bathymétrique peut retrouver un profil d'équilibre avec l'onlap progressif des chenaux sur la pente.

XV.3. Intérêts réservoirs du système turbiditique

La découverte du champ pétrolier de Jubilee en 2007 en contexte de piège stratigraphique dans les séries Crétacé supérieur du large du Ghana a relancé l'intérêt pour l'étude de ce type de piège (Dailly et al., 2013). Si le forage traversant les séries Crétacée supérieure du système Saumon n'a pas identifié de réservoirs d'hydrocarbures, plusieurs éléments étaient réunis pour identifier un piège stratigraphique.

La mise en place des appareils turbiditiques 1, 2 et 3 de l'Albien supérieur au Turonien s'est accompagnée du *by-pass* des écoulements sur la pente continentale (Figure XV-2). Ce comportement des écoulements est permis par la faille de base de pente qui abaisse le niveau de base et conduit au rééquilibrage du profil bathymétrique par érosion comme illustré par Gamberi et Marani (2007) dans le bassin de Gioia. Les dépôts sableux qui se mettent en place au pied de la faille sont ainsi déconnectés des dépôts de pente ou de plate-forme, créant ainsi

l'onlap terminal nécessaire à la mise en place d'un piège stratigraphique. De plus, l'intérêt est renforcé par la mise en place de ses séries réservoirs dans le même temps que celle des roches mères turonienne connues mondialement pour produire des hydrocarbures. Enfin les séries turbiditiques apparaissent recouvertes par une épaisse série sédimentaire d'argile silteuse (Figure XIV-5). Ces séries sont en onlap sur la pente continentale et comportent des motifs de migration permettant de les interpréter comme des séries contouritiques (Figure XV-6). La mise en place de ces séries est probablement contemporaine de l'ouverture des seuils entraînant une pleine connexion entre l'Atlantique Sud et l'Atlantique Central.

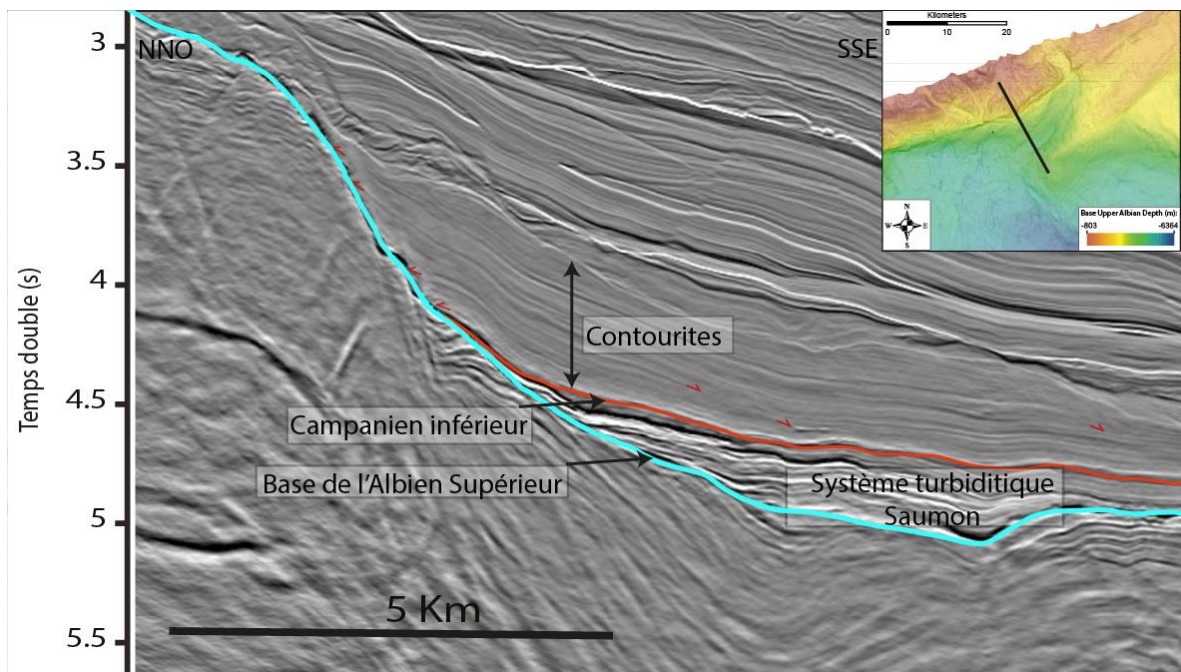


Figure XV-6 : Profil interprété perpendiculaire à la vallée inférieure du système Saumon et illustrant la présence de séries contouritiques coiffant les séries turbiditiques Crétacé Supérieur du système Saumon.

Cependant, l'arrêt de l'activité de la faille au cours de la mise en place de l'appareil 4 conduit à la rétrogradation du système avec l'onlap des chenaux dans le corps du canyon et potentiellement jusqu'à la plate-forme (présence d'artefacts en bordure de zone d'acquisition voir partie XIV.2. a.). Le caractère érosif des chenaux de l'appareil 4 conduit à envisager une connexion des réservoirs jusqu'à la plate-forme, ce qui pourrait provoquer une fuite

potentielle du réservoir. Ce même problème de fuites peut également être envisagé du fait de la connexion avec les dépôts syn-rifts sableux.

XVI. Conclusions sur la zone Côte d'Ivoire

L'analyse sismique des séries Crétacé Supérieur du système Saumon (Côte d'Ivoire) a permis de mettre en évidence les interactions entre la déformation de la marge et la mise en place des séries turbiditiques. Quatre appareils turbiditiques distincts ont été identifiés entre la surface post-rift (Base de l'Albien supérieur) et le Campanien inférieur. Les trois premiers appareils partagent la même organisation architecturale (Figure.XVI-1). Ces appareils sont caractérisés par l'absence de dépôts dans l'axe du canyon et par la mise en place de zones d'ancrage composées de dépôts de délestage. Pour chacun de ces appareils une série de chenaux, érosifs à constructifs vers l'aval, se connecte à la zone d'ancrage. Ces zones, analogue aux *slope break deposits* du système du Var (Mulder et Alexander 2001), sont dominées par des processus de dépôt/érosion liés au ressaut hydraulique affectant les écoulements à la transition canyon/vallée supérieure. Le ressaut hydraulique est associé à la marche topographique située entre le canyon et la vallée supérieure, celle-ci étant entretenue par l'activité verticale d'une faille hérité des épisodes syn-rifts. Cette organisation architecturale particulière illustre l'impact de la déformation sur les écoulements sédimentaires gravitaires et sur la construction d'une accumulation turbiditique.

Le dernier appareil cartographié se développe du Turonien au Campagnien durant l'arrêt de la déformation et l'augmentation du flux sédimentaire. Le changement des conditions de dépôt influence l'organisation architecturale de l'appareil en inhibant la formation d'une zone d'ancrage et causant la rétrogradation progressive du système.

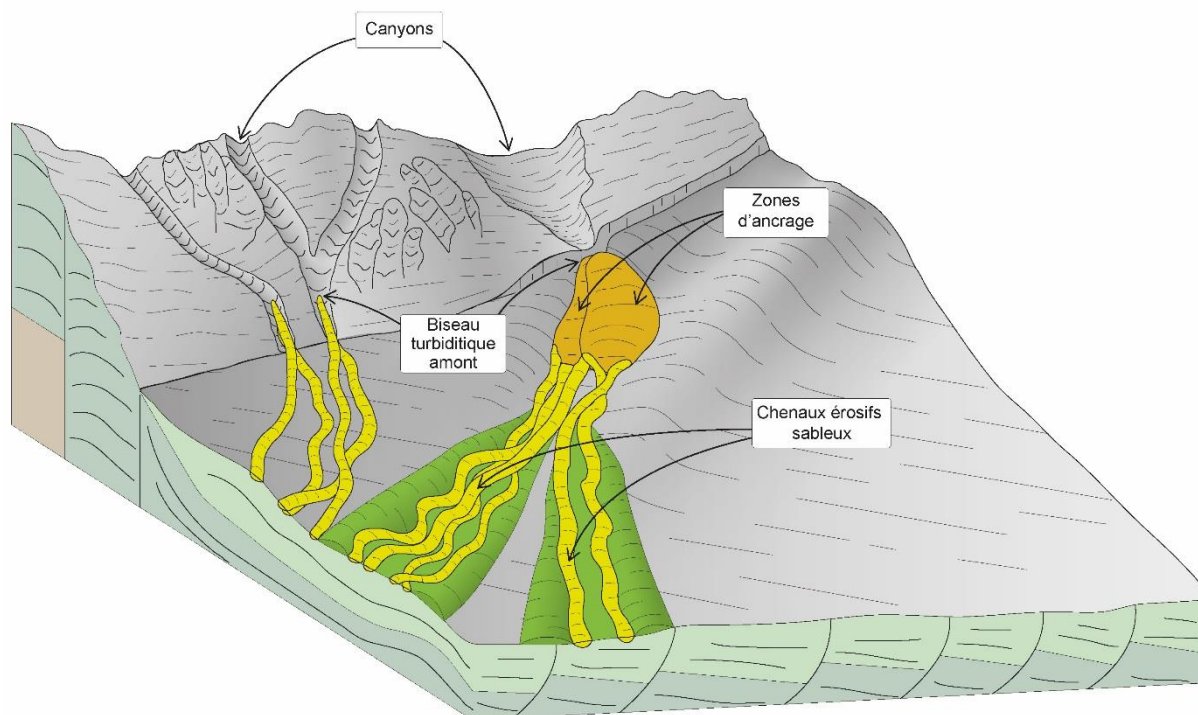


Figure.XVI-1 : Bloc diagramme synthèse de l'architecture des appareils turbiditiques 1,2 et 3 se développant sur le système Saumon entre l'Albien et le Turonien.

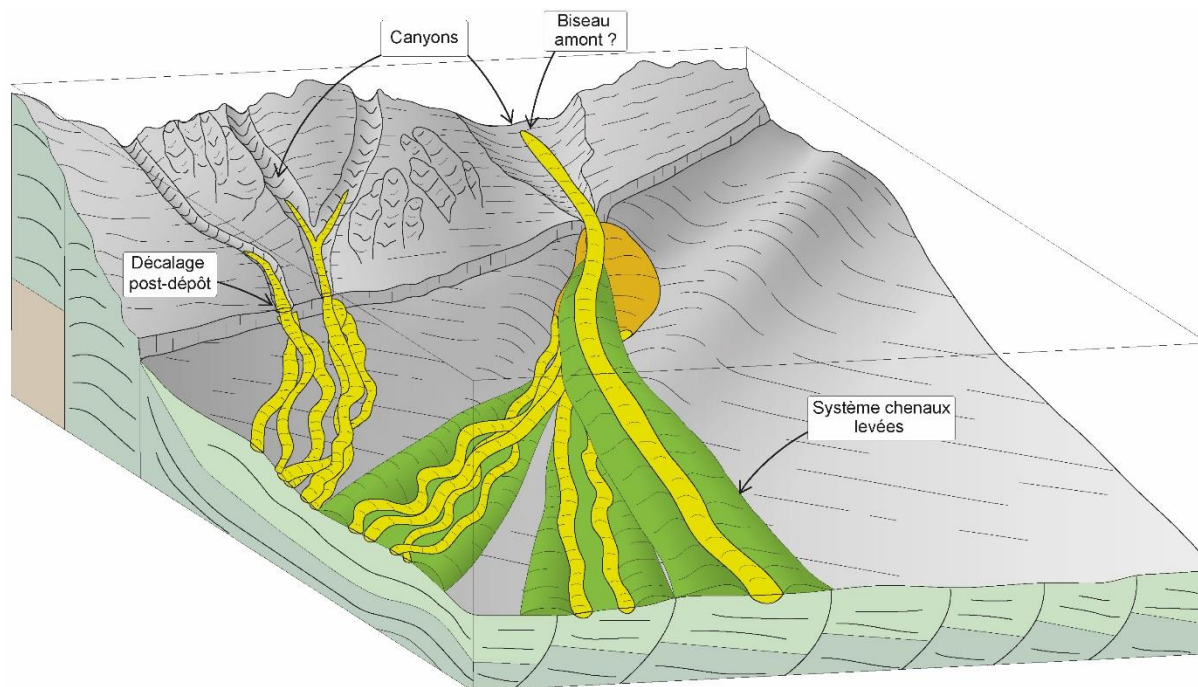


Figure.XVI-2 : Bloc diagramme synthèse de l'architecture de l'appareil 4 se développant du Turonien au Campagnien.

PARTIE IV. DISCUSSION GENERALE

L'objectif de cette partie est de confronter et intégrer les résultats obtenus pendant ce travail sur la marge du Golfe de Gênes et la marge Ivoirienne. L'analyse de ces deux marges a permis de rendre compte de l'influence de différents facteurs tels que la physiographie de la marge (caractère abrupt), entretenue par la tectonique, sur l'organisation architecturale au sein d'un système turbiditique, notamment à la transition entre la pente continentale et le bassin. Sur la marge du Golfe de Gênes, l'analyse des données haute résolution a permis de définir finement l'organisation architecturale et lithologique de plusieurs éléments architecturaux (Chapitre VII. , VIII. et IX.), les processus sédimentaires à l'œuvre et leur évolution au cours du Plio-Quaternaire. Sur la marge de la Côte d'Ivoire, l'étude des données de sismique 3D couplées à un forage a permis une étude architecturale de moins haute résolution mais comprenant toute la période de développement du système.

Sur les deux zones d'étude, la présence de canyons contrôlés par des processus de *by-pass* pose la question des conditions nécessaires à leur établissement. Le potentiel de déconnexion des dépôts de bassin et ceux de canyons par une telle zone revêt un intérêt primordial dans la formation d'un piège pétrolier de type stratigraphique. La première partie de cette discussion se concentre donc sur les conditions nécessaires à l'établissement d'une zone de *by-pass* sur la pente continentale. Dans une deuxième partie, j'aborderai le modèle architecturale des dépôts associés au phénomène de ressaut hydraulique de pied de pente sur les deux systèmes et les apports de l'étude du LVG sur l'exemple fossile moins haute résolution comme la vallée du système Saumon.

XVII. Processus et facteurs de contrôle du *by-pass* des écoulements sur la pente continentale

Nous avons vu précédemment que la marge du Golfe de Gênes était soumise à une reprise en compression à la faveur d'une tectonique de socle depuis au moins le début du Pliocène (Larroque et al. 2009). Cette déformation affecte la structure de la marge avec la formation de plusieurs fronts compressifs parallèles qui induisent le développement des rides et le Promontoire d'Imperia (Soulet et al. 2016). Comme nous l'avons vu, cette structuration apparaît également contrôler l'architecture sédimentaire des canyons depuis le Pliocène avec la mise en place de deux types principaux de canyons :

- 1) les canyons ouest, déconnectés du bassin profond par le promontoire d'Imperia formant un bassin perché, se construisent par aggradation avec la formation d'épaisses levées argileuses et l'aggradation de dépôts grossiers fossilisant les paléo-thalwegs.
- 2) les canyons est, connectés directement au bassin profond subsidant, sont caractérisés par l'aggradation d'épaisses levées argileuses et l'absence de dépôts fossilisant les paléo-thalwegs, attestant du *by-pass* des écoulements durant le Plio-Quaternaire.

L'analyse des différents facteurs de contrôle a montré que l'activité tectonique et son impact sur le profil d'équilibre des canyons était le facteur de premier ordre contrôlant leur architecture. De plus, l'étude haute résolution du canyon de Polcevera (Chapitre VIII.) a mis en évidence la corrélation entre les variations de l'inclinaison de la pente et la répartition des structures sédimentaires et échofaciès. Cette étude a permis d'illustrer la présence d'un *by-pass* complet des écoulements dans la Vallée de Gênes, associée à une augmentation de l'inclinaison de la pente jusqu'à des valeurs de 4-5°. Le développement du *by-pass* sur cette zone apparaît également lié à la présence de *knickpoints* d'origine tectonique exerçant un contrôle à travers le phénomène de ressaut hydraulique sur le passage d'écoulements turbiditiques supposés embrasés.

Sur la marge Ivoirienne, il est apparu que le canyon Saumon fonctionnait principalement en *by-pass* durant la construction des trois premiers appareils turbiditiques (Chapitre XIV.). La formation d'une zone de *by-pass* dans le canyon apparaît également tributaire des conditions tectoniques dans la mesure où la zone de *by-pass* disparaît au profit d'une rétrogradation du système à partir de l'appareil 4 quand la faille cesse de fonctionner.

Si les processus de *by-pass* des écoulements gravitaires semblent ainsi contrôlés par l'impact de la déformation de la marge sur son profil d'équilibre, les conditions hydrodynamiques nécessaires au *by-pass* des écoulements restent en suspens. L'objectif ici est donc de tenter de déterminer les conditions d'inclinaison de pente et la nature des écoulements nécessaires à l'établissement du *by-pass*. Le développement de zones de *by-pass* implique à la fois la déconnexion des dépôts de canyon et de bassin, nécessaire à la formation d'un piège de type stratigraphique, et atteste également du passage des fractions les plus grossières qui alimentent les dépôts de bassin, modifiant donc la qualité des réservoirs

potentiels. L'établissement de critères nécessaires au *by-pass* des écoulements est donc un élément important et constitue un outil prédictif à l'étude des systèmes pétroliers.

XVII.1. Définition du *by-pass* :

Selon les auteurs, la notion de *by-pass* peut faire appel à différents processus sédimentaires. Pour certains, le *by-pass* concerne le transit de la majorité des matériaux transportés par un écoulement au-dessus d'un point donné (Stevenson et al. 2015). La notion de faciès de *by-pass* définit ainsi une très large gamme d'environnement de dépôts et de faciès sédimentaires, depuis les dépôts grossiers amalgamés présents dans les chenaux ou les thalwegs, comme ceux des canyons ouest du Golfe de Gênes (Soulet et al. 2016), jusqu'au faciès F6 de Mutti (1992) attestant du phénomène de ressaut hydraulique à la base de la pente continentale. Pour d'autres auteurs, le *by-pass* définit le transit complet des matériaux transportés par les écoulements au-dessus d'un point donné (Mitchell 2006). Le *by-pass* est alors souvent associé à une discordance et au comportement érosif des écoulements. Afin de clarifier l'usage du terme de *by-pass*, Stevenson et al. (2015) proposent la définition de trois types d'écoulements : 1) les « écoulements de *by-pass* » (*bypassing flows*) qui définissent le transit complet de matériaux par un écoulement au-dessus d'un point ; 2) les « écoulements de *by-pass* partiel » (*partially bypassing flows*) qui définissent le transit de la majorité des matériaux par un écoulement au-dessus d'un point ; et 3) les « écoulements en dépôt » (*depositional flows*) définis par la présence d'une accumulation épaisse et représentant le dépôt de la majorité des matériaux transportés par un écoulement au-dessus d'un point.

Nous considérons donc ici les écoulements en *by-pass* capables de créer des surfaces d'érosion/non dépôt observées dans les canyons est du Golfe de Gênes et le long du canyon Saumon au cours du développement des trois premiers appareils.

XVII.2. Conditions de formation d'une zone de *by-pass* :

a. Embrasement des écoulements

Différentes études ont tenté d'établir un lien entre les processus sédimentaires et les faciès de *by-pass* à partir de modélisations théoriques, numériques ou encore analogiques (Leeder et al. 2005 ; Pantin et Franklin 2009 ; Cantero et al. 2014 ; Cartigny et al. 2013 ; Stevenson et al. 2015). Parmi tous les modèles développés, celui des écoulements embrasés ou en « auto-suspension » (Pantin 1979 ; 1991 ; Fukushima et al. 1985 ; Fildani et al. 2006 ; Pantin et Franklin 2009) apparaît le plus robuste. Ce modèle décrit les écoulements turbiditiques particulièrement énergétiques dont le contenu particulaire et la turbulence leur permettent de se maintenir indéfiniment tant que les paramètres qui les contrôlent restent les mêmes.

L'auto-suspension ou embrasement d'un écoulement est possible quand celui-ci atteint son « point d'embrasement », représentant le point à partir duquel les écoulements sont capables d'accélérer en même temps qu'ils subissent une augmentation de leur turbulence et leur charge en matériaux par érosion du fond de mer (Pantin et Franklin 2009 ; 2011). Le phénomène d'embrasement est contrôlé par l'inclinaison de la pente, la vitesse, l'épaisseur et le contenu particulaire d'un écoulement (Pantin et Franklin 2009 ; 2011). Ce phénomène trouve donc ces limites quand : 1) l'inclinaison de la pente décroît suffisamment pour réduire l'énergie de l'écoulement ; 2) l'écoulement traverse une zone résistante à l'érosion ; ou 3) l'écoulement perd son équilibre (Emms, 1999). Lorsqu'il atteint l'état d'embrasement, l'écoulement devient supercritique (Pantin et Franklin 2009). Il est alors capable d'éroder le fond de mer comme cela a été démontré expérimentalement (Pantin et Franklin 2011) et analytiquement sur des canyons de Nouvelle-Zélande (Pantin et Franklin 2009). L'embrasement est permis sur l'exemple de Nouvelle-Zélande pour des pentes inférieures 1° (Pantin et Franklin 2009).

L'inclinaison des pentes des marges du Golfe de Gênes et du système Saumon, largement supérieures à celle de l'exemple de Nouvelle-Zélande, est donc compatible avec le processus d'embrasement des écoulements. De plus, le phénomène d'embrasement est décrit pour des déstabilisations sédimentaires s'effectuant en tête de canyon (Fukushima et al, 1985 ; Pantin et Franklin 2009). Dans ce sens, la présence de nombreuses cicatrices d'arrachement

dans les têtes des canyons est Ligure et sur le canyon Saumon pourrait attester de l'occurrence de ce phénomène.

b. Les Knickpoints

Nous avons vu précédemment que la déformation de la marge et la modification du profil d'équilibre, notamment à travers la subsidence du niveau de base, conduisaient à la formation d'une zone de *by-pass* au sein des canyons. Ces déformations tectoniques ont pour conséquence une augmentation locale de l'inclinaison de la pente, comme pour la Vallée de Gênes, ainsi que l'expression de structures d'érosion semi-circulaires marquant les *knickpoints*. L'inclinaison de la pente apparaît comme l'un des paramètres de premier ordre du *by-pass* des écoulements. Les conditions du *by-pass* sont atteintes dans la Vallée de Gênes pour des pentes de 4 à 5° et dans le canyon Saumon pour des pentes de 5 à 6°. Cependant, la présence de *knickpoints* apparaît également comme un des paramètres importants de la réponse du système à un changement de son état d'équilibre (Mitchell et al., 2006). Les *knickpoints* se forment au niveau des zones de changement de lithologie et ou de rupture de pente liés à l'activité d'une faille (Mitchell et al. 2006). L'observation par Mitchell (2006) de *knickpoints*, dans une zone de lithologie homogène, situés en amont de structures faillées suggère la rétrogradation des *knickpoints*. Ce caractère rétrogradant est également observé pour les *knickpoints* interprétés comme des *cyclic steps* érosifs par Fildani et al (2006) dans le canyon de Monterey. Ces *cyclic steps* érosifs constituent dans ce cas la première étape de formation d'un canyon (Fildani et al. 2006). Les structures érosives subcirculaires identifiées dans le canyon de Polcevera et la vallée de Gênes sont analogues aux *cyclic steps* du canyon de Monterey. Leur présence en amont de zones érosives ou en *by-pass* complet suggère leur capacité à modifier le comportement hydrodynamique des écoulements à travers le phénomène de ressaut hydraulique et à créer du *by-pass*. Ces structures apparaissent donc contribuer au rééquilibrage du profil de pente induit par la reprise en compression de la marge Nord Ligure. Aussi, la rétrogradation du système Saumon après l'arrêt de l'activité de la faille de base de pente pourrait être liée à la disparition de la zone de *by-pass* associée à la disparition du *knickpoint* de base jusque-là entretenue par l'activité de la faille.

Il apparaît donc qu'une inclinaison importante de la pente (de 4° à 6° dans ce cas) et la formation de *knickpoints/cyclic steps* sont des conditions nécessaires au développement des zones de *by-pass*.

XVIII. Processus sédimentaires et facteurs de contrôle de l'architecture des dépôts de pied de pente :

L'analyse du LVG a permis d'identifier une segmentation morpho-architecturale pérenne au cours du Plio-Quaternaire. Le lobe actuel est contraint en trois secteurs distribués le long d'un profil proximal-distal. Le secteur proximal est marqué par la présence de deux dépressions, respectivement longues de 2,9 km et 6,7 km, larges de 1,7 km et 2,2 km et profondes de 50 m et 60 m. Ces dépressions ont été interprétées comme des *plunge pools* dont la formation serait contrôlée par le phénomène de ressaut hydraulique lié à la rupture de pente de 4° à la transition entre la Vallée de Gênes et le bassin. Au débouché du secteur proximal, suite à la perte d'équilibre hydrodynamique liée au ressaut hydraulique, les écoulements subissent une phase d'accélération et d'érosion du fond de mer pour recouvrer un équilibre et un contraste de densité ; ils conservent alors l'énergie suffisante pour former des escarpements concentriques souvent identifiés dans les zones de transition chenal/lobe ou, dans le cas présent, canyon/lobe. La même organisation est identifiée depuis l'initiation du LVG avec la mise en place de *plunge pools* au débouché de la Vallée de Gênes, suivis de l'expression de *cyclics steps* érosifs dont la mise en place est contrôlée par le phénomène de ressaut hydraulique associé à la rupture de pente et la perte de confinement des écoulements.

Dans le système turbiditique Saumon qui se développe au Crétacé Supérieur sur la marge Ivoirienne, l'analyse effectuée à partir de la sismique 3D a aussi permis de mettre en évidence l'impact du ressaut hydraulique sur la mise en place des dépôts de pied de pente. En effet, durant le dépôt des trois premiers appareils turbiditiques identifiés, la présence d'une marche topographique pérenne (origine tectonique) à la transition canyon/bassin a influencé l'architecture des dépôts avec, pour chacun des trois premiers appareils, le développement d'une zone de dépôt en masse, appelée « zone d'ancrage », associée au phénomène de ressaut hydraulique. C'est à partir de cette zone d'ancrage que débute vers l'aval la construction d'une série de chenaux érosifs.

Dans les deux exemples analysés, l'impact du ressaut hydraulique associé à la rupture de pente apparaît donc contrôler l'architecture du système turbiditique au débouché du canyon. L'organisation et les dimensions des objets sédimentaires se formant en aval du ressaut hydraulique apparaissent fortement similaires (Figure XVIII-1). Dans le cas du secteur proximal du LVG, les structures de *plunge pools* présentent des dimensions de 10 km et 15 km de longueur pour une largeur de 2,5 à 3,5 km. Dans le cas des appareils 1 à 3 du système Saumon, la moins bonne résolution des données sismiques sur les zones d'ancrage ne permet pas de visualiser la présence de *plunge-pools*. Cependant, par comparaison avec le LVG, la dimension et la répartition des patchs d'amplitude présents sur les cartes de cohérence suggèrent leur présence. De plus, les figures sédimentaires identifiées sur les données de réflectivité (LVG) et sur les cartes d'amplitudes (système Saumon) apparaissent perpendiculaires à obliques à la direction des écoulements, attestant de phénomènes d'érosion que l'on pourrait associer à la reconcentration des écoulements en aval de la zone du ressaut hydraulique, comme démontré dans le système du Var (Migeon et al., 2012). Dans la continuité de ces deux architectures qui seraient similaires entre le LVG et la partie plus distale du système Saumon, la différence majeure vient de la mise en place de dépôts tabulaires (*sheet-like*) pour le LVG et du développement de chenaux érosifs pour le système Saumon.

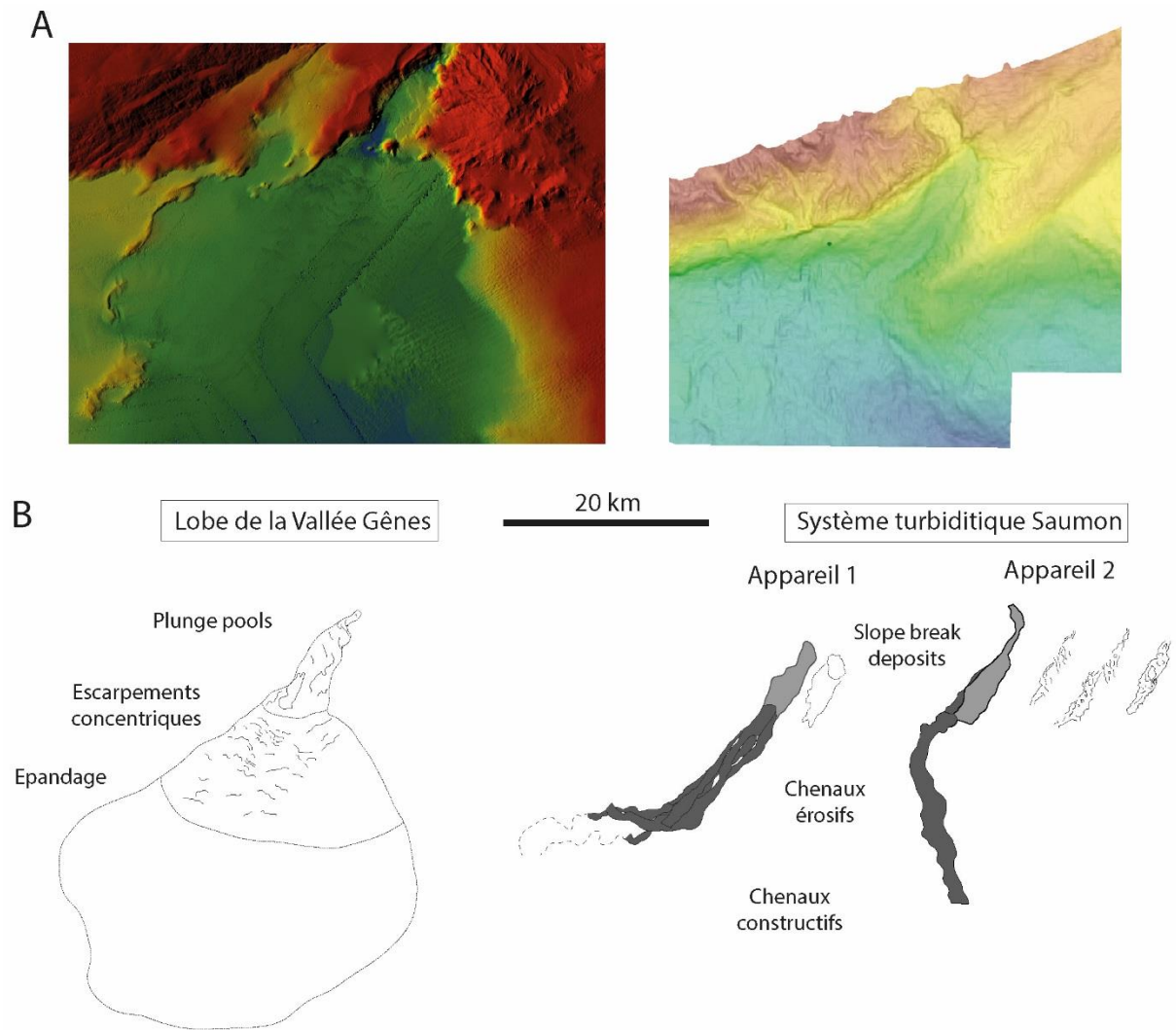


Figure XVIII-1 : Cartographie des systèmes systèmes turbiditiques du LVG et de Saumon. A : cartes bathymétriques. B : interprétations des structures sur la subsurface pour le LVG et cartographies des corps et détails basé sur les cartes d'amplitudes pour les appareils 1 et 2 de Saumon.

XVIII.1. Facteurs de contrôle du développement d'une chenalisation dans le bassin

Comme nous venons de le voir, l'architecture sédimentaire du secteur proximal du LVG et des zones d'ancrage des appareils 1 à 3 du système turbiditique Saumon est contrôlée par le ressaut hydraulique induit par le déformation de la marge. Cependant, l'architecture générale de ces zones diffère avec en aval de la zone du ressaut hydraulique 1) la mise en place de *cyclic steps* puis de dépôts tabulaires dans le cas du LVG et 2), le développement d'une chenalisation dans le cas du système turbiditique Saumon.

Plusieurs paramètres pourraient être à l'origine de cette différence d'architecture :

- 1) la pente. Dans le cas du LVG, le bassin présente une contre pente de $0,1^\circ$ tandis que dans le cas système Saumon la pente reste inclinée de $2,8^\circ$ vers l'aval. Pour le système Saumon, cette pente encore forte pourrait favoriser et accentuer après le ressaut hydraulique la ré-accélération des écoulements qui seraient alors capables d'éroder et de former une chenalisation. Dans le cas du LVG, même si les écoulements semblent pouvoir accélérer ponctuellement dans le secteur médian, la faible pente régionale associée à la contre pente locale cause leur décélération générale et la perte progressive de leur densité par dépôt de leur charge particulaire.
- 2) le confinement relatif des écoulements. Dans le cas du LVG, les écoulements sortant du secteur proximal puis médian arrivent dans une large zone non confinée leur permettant un étalement complet et la formation des structures de transition canyon/lobe. Dans le cas du système Saumon, le confinement partiel imposé par la gouttière (500 m à 4 km de large) existant entre la ride compressive et la base de la pente continentale empêche l'étalement latéral et la perte d'énergie des écoulements qui peuvent alors éroder le fond de mer et permettre le développement d'un chenal. Une situation similaire semble aussi se produire dans le cas de système du Var qui est l'un des seuls exemples au sein du bassin Ligure à avoir pu développer une chenalisation pérenne au cours du temps (Chapitre IV.). Dans le cas du système du Var, l'étalement latéral des écoulements est empêché par la Ride du Var qui permet le confinement nécessaire des écoulements après le ressaut hydraulique pour ré accélérer et former ou au moins entretenir une chenalisation. Ainsi les variations de la pente, au même titre que les variations du confinement, apparaissent des facteurs de contrôle expliquant la présence ou l'absence d'une chenalisation ou d'une zone d'épandage distale au débouché d'un canyon sur une marge escarpée.

XVIII.2. Modèle réservoir d'une zone d'épandage distale en contexte de marge escarpée et connexion/déconnexion d'avec les dépôts de canyon

Dans la construction du LVG telle que décrit précédemment à l'échelle du Plio-Quaternaire, les structures de type *cyclic steps* érosifs joueraient donc un rôle important sur la concentration en dépôts grossiers et leur architecture interne au sein de la zone proximale.

Leur présence traduirait la possibilité pour les écoulements gravitaires de subir un phénomène de ressaut hydraulique. Ceci aurait alors pour conséquence le délestage rapide des particules grossières transportées par ces écoulements. L'accumulation s'effectue alors sous la forme de *cyclic steps* qui vont concentrer ces particules dans une zone géographiquement localisée, d'une cinquantaine de km² et une centaine de mètres d'épaisseur. Du fait du dépôt en masse des particules les plus grossières, la porosité des accumulations devraient être plutôt élevée et les surfaces d'érosion séparant les différentes générations de *cyclic steps* pourraient assurer une bonne interconnexion des corps sableux dans le cas d'un réservoir potentiel. Le ressaut hydraulique et la formation de *cyclic steps* en position proximale ont un impact direct sur l'évolution de la dynamique de transport/dépôt à l'échelle du lobe avec des écoulements qui vont chercher à retrouver un équilibre dynamique par réincorporation de particules. Ceci se traduit par des écoulements qui regagnent un contraste de densité suffisamment élevé pour continuer d'assurer le transport de particules sableuses vers l'aval et permettre leur étalement longitudinal et latéral sur plusieurs dizaines de km, sans changement marqué de l'épaisseur des dépôts.

A un instant T dans l'activité d'un système, l'exemple de la Vallée de Gênes illustre que la déconnexion des dépôts du canyon avec les dépôts du lobe est rendue possible par la présence d'une zone de *by-pass* et la formation des *plunge pools*. Comme dans le cas des appareils 1, 2 et 3 du système Saumon, cette déconnexion est liée alors à l'existence d'un fort contraste de pente entretenue par l'activité tectonique à la transition canyon/bassin, ce qui favorise le phénomène de ressaut hydraulique dans une zone ponctuelle, pérenne au cours du temps, du système. A un instant T+1, lorsque ce contraste de pente disparaît comme dans l'exemple du système Saumon car les processus d'érosion/dépôt ont pris le pas sur l'activité de la faille de base de pente et que la marche topographique est lissée, les écoulements ne sont plus affectés par le ressaut hydraulique et une rétrogradation des dépôts-centres s'amorce alors à l'intérieur du canyon. Ceci conduit à passer d'une déconnexion à une connexion entre les dépôts du canyon et ceux du lobe.

CONCLUSION GENERALE

L'objectif de ce travail était de caractériser les architectures sédimentaires des marges dites « abrupte » ou « escarpée », et particulièrement à la transition pente continentale/bassin. Ainsi ce travail se concentre sur l'explication des processus de construction et d'évolution des architectures au cours du temps en relation avec la dynamique d'érosion/transport/dépôt des écoulements gravitaires. En effet, l'activité sédimentaire et l'architecture des systèmes de marges abruptes apparaissent différentes de celles des marges passives fortement sédimentées mais restent encore peu étudiées. On peut retrouver des exemples de ces systèmes sur des marges affectées par des déformations tectoniques, tels que les systèmes actuels de la marge Californienne (Normark et al., 2009), de la marge du Makran (Bourget et al., 2011) ou encore le système fossile des grès d'Annot (Joseph and Lomas, 2004). Ceci pose le problème des facteurs externes contrôlant leur mise en place et leur évolution. Ce type d'accumulation est aussi le plus souvent associé à la mise en place de corps sableux épais et peu étendus qui pourraient constituer de bons réservoirs potentiels en fonction de l'existence d'une couverture et de la connexion/déconnexion de ces corps d'avec ceux constituant les remplissages de canyons. La découverte de champs pétroliers dans des réservoirs turbiditiques en contextes de piège stratigraphique comme le champ de Jubile (Dailly et al., 2013) pose des questions sur les modalités de formation de ce type de piège. Il apparaît que ces systèmes se forment dans des contextes tectoniquement actifs permettant une déconnexion des dépôts de bassin et de plate-forme par l'intermédiaire de la formation d'une zone de *by-pass* sédimentaire sur la pente continentale et la formation d'un biseau turbiditique amont.

Pour répondre à cette problématique, deux zones d'étude ont été choisies en fonction du caractère abrupt de leur pente continentale et de leur contexte tectonique qui a entretenu ce caractère au cours du temps. Il s'agit du bassin Ligure (Méditerranée occidentale) et de son fonctionnement au cours du Plio-Quaternaire et de la marge de San Pedro (Côte d'Ivoire) et de son fonctionnement au cours du Crétacé Supérieur. L'analyse générale des données de bathymétrie et de réflectivité au sein du bassin Ligure a révélé que la sédimentation profonde est dominée par un ensemble d'accumulations turbiditiques non chenalisées se développant directement au débouché des canyons (Figure IV-1). La plus grande de ces accumulations, le système de dépôt distal de la Vallée de Gênes, a été choisie pour ce travail. L'ouverture de l'Atlantique Equatorial au Crétacé a conduit à la formation de bassins en *pull-apart* bordés par des marges en contexte transformant. Ces marges sont connues pour être abruptes et subir des mouvements d'*uplift* forts (Antobreh et al., 2009; Mascle et al., 1997). Pour cette raison,

nous avons choisi d'étudier le système turbiditique appelé « Saumon » sur la marge Ivoirienne de San-Pedro au Crétacé Supérieur.

Le choix de ces deux zones d'étude a également permis de répondre à la problématique via l'intégration d'échelles spatio-temporelles et de données de résolution différentes : les processus actuels ou récents et les morphologies/architectures en fond de mer analysés via des données HR et THR de subsurface dans le cas du bassin Ligure et l'évolution plus long terme des architectures via des données de sismique 3D pour la marge de San Pedro.

Ce travail de thèse avait donc pour but de répondre à une problématique académique et industrielle, 1) sur le fonctionnement sédimentaire des marges sédimentaires « abruptes » à travers l'organisation architecturale des systèmes turbiditiques et l'analyse de l'évolution des écoulements gravitaires conduisant à formation des corps, et 2) sur la formation des pièges stratigraphiques complexes associés. Au cours de ce travail, j'ai donc été guidé dans ma démarche par les questions suivantes :

- Quelles sont les relations morphologiques/architecturales à la transition canyon/lobe ?
Quel est le contrôle exercé par le phénomène de ressaut hydraulique ?
- Quels sont les facteurs contrôlant l'absence de systèmes chenaux-levées et la formation de zones d'épandage distales directement au débouché des canyons sous-marins ?
- Quelles sont les conditions de la formation d'une zone de *by-pass* sur la pente continentale ?
- Comment évoluent l'architecture des systèmes turbiditiques en fonction de l'évolution du contrôle tectonique sur l'augmentation ou le maintien d'une forte pente ?
- Comment des pièges stratigraphiques peuvent ils se former dans ces conditions ?

Le lobe de la Vallée de Gênes (LVG) se met en place dès le début du Quaternaire au débouché de la Vallée de Gênes. Son étude très haute résolution a été abordée dans ce travail par une approche de subsurface (bathymétrie, réflectivité, sonar latéral SAR, profils Chirp) et par une approche architecturale (sismique HR, sismique près du fond Sysif). Ces deux approches ont permis de mettre en évidence une organisation pérenne du lobe depuis son initiation, composée par : 1) un secteur proximal et médian assimilés à une zone de transition sur les profils sismiques et 2) un secteur distal ou zone d'épandage. La zone de transition est constituée de la succession de *plunge pools* et *cyclic steps* observées pour la première fois

dans un lobe turbiditique. Ces objets se forment suite au phénomène de ressaut hydraulique subit par les écoulements lors de leur perte de confinement et de la réduction rapide de l'inclinaison de la pente. Dans le cas du lobe de Gênes, la forte rupture de pente ($4,9^\circ$) au débouché de la vallée de Gênes est contrôlée par l'activité du front de chevauchement Ligure ; celle-ci conduit à une subsidence locale et la formation d'une gouttière topographique entretenant la rupture de pente et l'expression de ces objets. De plus, la perte de confinement des écoulements au débouché du secteur proximale permet également la formation de plusieurs ressauts hydrauliques associés chacun à des *cyclic steps*. Cette déformation a ainsi pour conséquence d'induire une ségrégation des particules, avec le piégeage des particules les plus grossières dans les structures en *plunge pools* et *cyclic steps* et le dépôt des particules plus fines en épandage sur le reste du LVG. L'étude fine des corps liés au ressaut hydraulique apporte ici un éclairage inédit sur la continuité des corps sableux à la transition canyon/lobe et ainsi permet de proposer un nouveau scénario de modèle réservoir.

L'architecture du système turbiditique Saumon a été étudiée au cours de son évolution au Crétacé Supérieur. Ce système se met en place à partir de l'Albien Supérieur dans un bassin en *pull-apart* ; il présente une marge abrupte dont la transition avec le bassin est contrôlée tectoniquement par l'activité d'une faille décrochante. Celle-ci conduit à l'expression d'une marche topographique et d'une forte rupture de pente ($2,8^\circ$) contrôlant l'architecture des trois premiers appareils turbiditiques identifiés. Ces appareils sont marqués par la mise en place de dépôts de délestage liés au phénomène de ressaut hydraulique et ils constituent une « zone d'ancrage » sur laquelle se connectent les chenaux plus distaux. L'étude de ces zones d'ancrage a permis d'établir une analogie avec les *slope break deposits* identifiés dans le système du Var, avec une zone marquée par des processus d'érosion/dépôt contrôlant les qualités réservoirs des corps.

L'analyse de ces deux zones d'études a ainsi permis de mettre en évidence l'impact direct de l'activité tectonique sur l'architecture des accumulations turbiditiques par la mise en place et le maintien d'une zone de rupture de pente où le phénomène de ressaut hydraulique peut perdurer au cours du temps.

La comparaison du LVG et des appareils 1, 2 et 3 du système Saumon a mis en évidence une différence architecturale majeure après la zone de ressaut hydraulique avec 1) la présence de chenaux dans le cas du système Saumon ou 2) la présence d'une vaste zone d'épandage dans le cas du LVG. Si la présence d'une forte rupture de pente apparaît

nécessaire pour provoquer une déstabilisation hydrodynamique des écoulements et conduire à des accumulations non chenalisées comme pour la majorité des systèmes turbiditiques du bassin Ligure, cette condition ne semble pas suffisante. Les analogies architecturales des dépôts de pied de pente du système turbiditique Saumon et de celui du Var suggèrent aussi l'influence d'un confinement topographique des écoulements sur la mise en place d'une chenalisation post-ressaut hydraulique. Ce confinement qui induit dans le cas du Var par la Ride sédimentaire et dans le cas du système Saumon par une ride compressive permet aux écoulements de limiter leur perte d'énergie, de conserver leur charge sédimentaire et leur contraste de densité, et de retrouver un état d'équilibre nécessaire à la formation de chenaux.

L'étude du développement au Plio-Quaternaire des canyons du Golfe de Gênes a permis de mettre en évidence deux architectures distinctes contrôlées une nouvelle fois par la reprise en compression de la marge. Les canyons du segment ouest de la marge sont dominés par un comportement aggradant avec la formation d'épaisses « levées » argileuses et l'aggradation de matériaux grossiers fossilisant des paléo-thalwegs (Soulet et al. 2016). Cette architecture se distingue de celle des canyons du segment est qui sont marqués par la formation analogue d'épaisses levées argileuses mais aussi par l'absence d'aggradation dans leur thalweg (Soulet et al. 2016). Pour les canyons ouest, cette différence d'architecture est interprétée comme le résultat de la déformation de la marge et la création d'un bassin intra-pente qui modifie localement leur profil d'équilibre et permet l'aggradation de dépôts de leurs thalwegs. Au contraire, les canyons est restent en connexion directe avec le bassin profond subsidant, favorisant l'augmentation de l'inclinaison du fond des canyons et le *by-pass* des écoulements (Soulet et al. 2016). Ce comportement des écoulements est par ailleurs confirmé par l'étude haute résolution des données de subsurface qui confirme le *by-pass* complet des écoulements au moins le long de la Vallée de Gênes. L'occurrence de cette zone de *by-pass* permet alors la déconnexion des dépôts du LVG avec les dépôts de canyon et constitue ainsi un stade essentiel dans la formation d'un piège de type stratigraphique (Chapitre VIII.3. c.).

L'étude du système Saumon a permis de mettre en évidence la formation d'une zone de *by-pass* dans le canyon, associée au fonctionnement de la faille de base de pente et à l'activité des appareils 1, 2 et 3. Comme pour les canyons est du Golfe de Gênes, la formation de cette zone de *by-pass* semble liée à l'évolution du profil d'équilibre du canyon par des processus d'érosion pendant l'activité tectonique.

Nous avons ainsi pu mettre en évidence dans les deux cas la formation d'une zone de *by-pass* liée à l'évolution du profil d'équilibre. Les processus sédimentaire à l'œuvre ne sont pour l'heure pas identifiés mais il apparaît que le transit d'écoulements turbulents « embrasés » (*ignitive flows*) et la formation de *cyclic steps* érosifs pouvant migrer vers l'amont du canyon constitue une hypothèse intéressante. Il est difficile d'estimer une inclinaison de pente à partir de laquelle le *by-pass* se mettrait en place car le développement de ce type de zone dépend de nombreux autres facteurs (épaisseur, vitesse des écoulements, nature des matériaux dans le canyon et des matériaux transportés, largeur du canyon). Cependant, les valeurs de l'inclinaison de la Vallée de Gênes (4-5°) et du canyon Saumon (5,6°) sont largement supérieures à celles des canyons en *by-pass* des systèmes Californiens Hueneme ou Monterey (1,7° et 2,9°) (Paull et al., 2011 ; Xu et al., 2008). Ces valeurs d'inclinaison pourraient ainsi constituer une valeur seuil à partir de laquelle le *by-pass* se mettrait en place quel que soit les types d'écoulements.

L'étude du système turbiditique Saumon a permis d'analyser l'évolution complète de son architecture depuis son initiation jusqu'à son abandon. Nous avons vu que le contrôle de l'architecture du système par le phénomène de ressaut hydraulique n'est présent que durant l'activité de la faille de base de pente jusqu'au Turonien. Aussi, le développement de l'architecture de l'appareil 4 n'étant plus contrôlé tectoniquement, le système a rétrogradé progressivement sur la pente continentale. Ceci marque l'influence de la tectonique sur le maintien d'une zone de *by-pass* et son caractère essentiel à la conservation d'une organisation de piège stratigraphique. L'extension temporelle de l'activité tectonique revêt ainsi un caractère primordial et ce aussi dans l'étude de la formation de pièges stratigraphiques.

XVIII.3. Perspectives

L'étude des systèmes turbiditiques du Golfe de Gênes et du système Saumon a permis d'identifier des architectures sédimentaires encore peu connues ou étudiées. Aussi cette analyse donne l'organisation, la géométrie et les dimensions de corps associés au phénomène

de ressaut hydraulique à une échelle jusqu'ici inédite. Pour améliorer la compréhension de ces objets, plusieurs approches pourraient maintenant être envisagées.

Que ce soit pour le LVG ou le système Saumon, le manque de carottes/forages permettant d'obtenir des informations sur la nature des dépôts et le type d'écoulements gravitaires à leur origine a été un frein pour approfondir certaines observations et hypothèses. L'acquisition de carottes longues de type Calypso sur un profil proximal/distal le long du LVG permettrait ainsi d'apporter de nouvelles contraintes sur : 1) le/les faciès sédimentaires des objets ; 2) la nature des écoulements gravitaires ; 3) les processus de transport/dépôt ; 4) les facteurs de contrôle (modèle stratigraphique robuste).

La modélisation numérique des écoulements gravitaires dans le Golfe de Gênes permettrait de mieux contraindre les processus d'érosion/transport/dépôt décrits le long des canyons, les paramètres dynamiques des écoulements (vitesse, épaisseur, concentration, régime) nécessaire à la construction des *plunge pools* et *cyclic steps* et leurs évolutions spatiales contrôlées par le profil topographique de la transition Vallée de Gênes/LVG et du LVG. Une telle modélisation serait envisageable de par la présence d'un set de données robustes constitué d'une bathymétrie haute résolution associée à d'autres données de subsurface fournissant des contraintes sur l'évolution du comportement des écoulements. Ce type de modélisation existe (Kostic, 2011 ; Kostic et Parker, 2006, 2007) et a été testé avec succès dans le système de Monterey (Fildani et al., 2006).

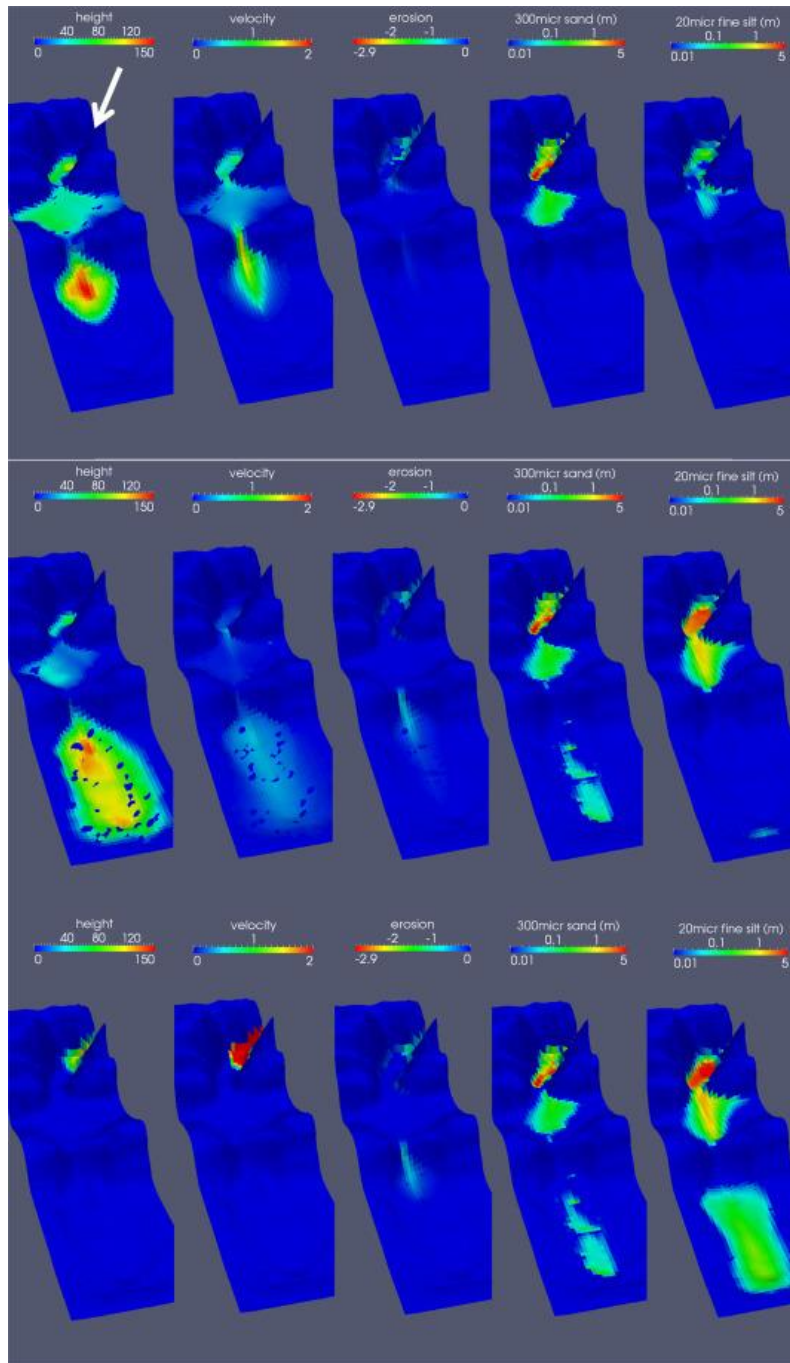


Figure 2 : Résultats de simulations sur le marge du Makran montrant (de gauche à droite) : l'épaisseur des écoulements, l'érosion du substratum, épaisseur des dépôts. Différents stades sont indiqués avec pour les deux premières lignes l'évolution d'un premier écoulement et pour la dernière ligne l'arrivée d'un nouvel écoulement (Teles et al., 2016).

Maintenant que les architectures des corps associés à la transition canyon/lobe et au ressaut hydraulique ont été décrites à une échelle sismique, l'architecture plus détaillée et les types et organisations verticales/longitudinales des faciès lithologiques associés pourraient être abordés via l'analyse d'analogues fossiles. Ce type d'approche complémentaire de l'étude

de systèmes actuels fournira de nouvelles contraintes sur le développement des corps associés au phénomène de ressaut hydraulique.

BIBLIOGRAPHIE

- Abrahams, A.D., 1984. Channel Networks: A Geomorphological Perspective. *Water Resour. Res.* 20, 161–188. doi:10.1029/WR020i002p00161
- Adams, E.W., Schlager, W., 2000. Basic Types of Submarine Slope Curvature. *J. Sediment. Res.* 70, 814–828. doi:10.1306/2DC4093A-0E47-11D7-8643000102C1865D
- Agbri, L., Bamba, S., Doumouya, I., Savane, I., 2010. Bilan des flux de matières particulaires et dissoutes du Sassandra à Gaoulou pont (Côte d’Ivoire). *Sci. Nat.* 7.
- Allen, J.R.L., 1984. Development in sedimentology 30: Sedimentary structures their character and physical basis.
- Amblas, D., Gerber, T.P., Mol, B.D., Urgeles, R., Garcia-Castellanos, D., Canals, M., Pratson, L.F., Robb, N., Canning, J., 2012. Survival of a submarine canyon during long-term outbuilding of a continental margin. *Geology* G33178.1. doi:10.1130/G33178.1
- Amy, L.A., Kneller, B.C., McCaffrey, W.D., 2007. Facies architecture of the Grès de Peïra Cava, SE France: landward stacking patterns in ponded turbiditic basins. *J. Geol. Soc. Lond.* 164, 143–162.
- Anderson, K.S., Graham, S.A., Hubbard, S.M., 2006. Facies, Architecture, and Origin of a Reservoir-Scale Sand-Rich Succession Within Submarine Canyon Fill: Insights from Wagon Caves Rock (Paleocene), Santa Lucia Range, California, U.S.A. *J. Sediment. Res.* 76, 819–838. doi:10.2110/jsr.2006.066
- Antobreh, A.A., Faleide, J.I., Tsikalas, F., Planke, S., 2009. Rift–shear architecture and tectonic development of the Ghana margin deduced from multichannel seismic reflection and potential field data. *Mar. Pet. Geol.* 26, 345–368. doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.04.005
- Attoh, K., Brown, L., Guo, J., Heanlein, J., 2004. Seismic stratigraphic record of transpression and uplift on the Romanche transform margin, offshore Ghana. *Tectonophysics* 378, 1–16. doi:10.1016/j.tecto.2003.09.026
- Baas, J.H., Van Kesteren, W., Postma, G., 2004. Deposits of depletive high-density turbidity currents: a flume analogue of bed geometry, structure and texture. *Sedimentology* 51, 1053–1088. doi:10.1111/j.1365-3091.2004.00660.x
- Babonneau, N., Cattaneo, A., Savoye, B., Barjavel, G., Déverchère, J., Yelles, K., 2012. The Kramis deep-sea fan off Western Algeria: role of sediment waves in turbiditic levee growth, in: *Application of the Principles of Seismic Geomorphology to Continental-Slope and Base-of-Slope Systems: Case Studies from Seafloor and Near-Seafloor Analogues*. SEPM Special Publication, pp. 293–308.
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Mar. Pet. Geol.* 19, 445–467. doi:10.1016/S0264-8172(02)00009-0
- Bagnold, R.A., 1962. Auto-suspension of transported sediment; turbidity currents, in: *Society, P. of the R. (Ed.)*, . London, pp. 315–319.
- Barron, E.J., Washington, W.M., 1985. Warm Cretaceous climates: High atmospheric CO₂ as a plausible mechanism. *Carbon Cycle Atmospheric CO₂ Nat. Var. Archean Present* 546–553.
- Basile, C., 2015. Transform continental margins — part 1: Concepts and models. *Tectonophysics*. doi:10.1016/j.tecto.2015.08.034
- Basile, C., Allemand, P., 2002. Erosion and flexural uplift along transform faults. *Geophys. J. Int.* 151, 646–653. doi:10.1046/j.1365-246X.2002.01805.x
- Basile, C., Mascle, J., Benkhelil, J., Bouillin, J.-P., 1998. Geodynamic evolution of the Cote d’Ivoire-Ghana transform margin; an overview of Leg 159 results. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results* 159, 101–110.
- Basile, C., Mascle, J., Guiraud, R., 2005. Phanerozoic geological evolution of the Equatorial Atlantic domain. *J. Afr. Earth Sci., Phanerozoic Evolution of Africa* 43, 275–282. doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.011
- Basile, C., Mascle, J., Popoff, M., Bouillin, J.P., Mascle, G., 1993. The Ivory Coast-Ghana transform margin: A marginal ridge structure deduced from seismic data. *Tectonophysics* 222, 1–19. doi:10.1016/0040-1951(93)90186-N
- Baudin, F., Berthou, P., 1996. Environnements de dépôt de la matière organique des sédiments aptiens-albiens du bassin d’Araripe (NE du Brésil) (French). *Depositional Environ. Org. Matter Aptian-Albian Sediments Araripe Basin NE Braz.* Engl. 20, 213–227.

- Baztan, J., Berné, S., Olivet, J.-L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J.-P., Canals, M., 2005. Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). *Mar. Pet. Geol.* 22, 805–826.
- Beaubouef, R.T., Friedmann, S.J., 2000. High resolution seismic/sequence stratigraphic framework for the evolution of Pleistocene intra slope basins, western Gulf of Mexico: depositional models and reservoir analogs, in: *Deep-Water Reservoirs of the World: Gulf Coast Section SEPM 20th Annual Research Conference*. SEPM, pp. 40–60.
- Beauvais, A., Chardon, D., 2013. Modes, tempo, and spatial variability of Cenozoic cratonic denudation: The West African example. *Geochem. Geophys. Geosystems* 14, 1590–1608. doi:10.1002/ggge.20093
- Beauvais, A., Ruffet, G., Hénocque, O., Colin, F., 2008. Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis: The ³⁹Ar-⁴⁰Ar dating of supergene K-Mn oxides. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 113, F04007. doi:10.1029/2008JF000996
- Benkhelil, J., Mascle, J., Guiraud, M., 1998. Sedimentary and structural characteristics of the Cretaceous along the Cote d'Ivoire-Ghana transform margin and in the Benue trough: A comparison, in: *PROCEEDINGS-OCEAN DRILLING PROGRAM SCIENTIFIC RESULTS. NATIONAL SCIENCE FOUNDATION*, pp. 93–100.
- Bhattacharya, J.P., MacEachern, J.A., 2009. Hyperpycnal Rivers and Prodeltaic Shelves in the Cretaceous Seaway of North America. *J. Sediment. Res.* 79, 184–209. doi:10.2110/jsr.2009.026
- Bigot-Cormier, F., Basile, C., Poupeau, G., Bouillin, J.-P., Labrin, E., 2005. Denudation of the Côte d'Ivoire-Ghana transform continental margin from apatite fission tracks. *Terra Nova* 17, 189–195. doi:10.1111/j.1365-3121.2005.00605.x
- Bigot-Cormier, F., Sage, F., Sosson, M., Déverchère, J., Ferrandini, M., Guennoc, P., Popoff, M., Stéphan, J.-F., 2004. Déformations pliocènes de la marge nord-Ligure (France): les conséquences d'un chevauchement crustal sud-alpin. *Bull. Société Géologique Fr.* 175, 197–211.
- Blarez, E., Mascle, J., 1988. Shallow structures and evolution of the Ivory Coast and Ghana transform margin. *Mar. Pet. Geol.* 5, 54–64. doi:10.1016/0264-8172(88)90039-6
- Bonnell, C., Dennielou, B., Droz, L., Mulder, T., Berné, S., 2005. Architecture and depositional pattern of the Rhône Neofan and recent gravity activity in the Gulf of Lions (western Mediterranean). *Mar. Pet. Geol.* 22, 827–843. doi:10.1016/j.marpetgeo.2005.03.003
- Bouma, A.H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam.
- Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimmermann, N., Mouchot, N., Garlan, T., Schneider, J.-L., Lanfumey, V., Lallemand, S., 2011. Turbidite system architecture and sedimentary processes along topographically complex slopes: the Makran convergent margin. *Sedimentology* 58, 376–406. doi:10.1111/j.1365-3091.2010.01168.x
- Bryant, W., Bean, D., Dellapenna, T., Dunlap, W., 2000. Massive bed-forms, mega-furrows, on the continental rise at the base of the Sigsbee Escarpment, northwest Gulf of Mexico.
- Carobene, L., Firpo, M., 2002. Forme terrazzate relitte di genesi marina lungo la costa ligure tra Genova e Savona (Liguria Occidentale). *Il Quat.* 15, 53–68.
- Carrapa, B., Wijbrans, J., Bertotti, G., 2003. Episodic exhumation in the Western Alps. *Geol. Boulder* 31, 601–604. doi:10.1130/0091-7613(2003)031<0601:EEITWA>2.0.CO;2
- Cartigny, M.J., Eggenhuisen, J.T., Hansen, E.W., Postma, G., 2013. Concentration-dependent flow stratification in experimental high-density turbidity currents and their relevance to turbidite facies models. *J. Sediment. Res.* 83, 1046–1064.
- Cartigny, M.J.B., Postma, G., Van Den Berg, J.H., Mastbergen, D.R., 2011. A comparative study of sediment waves and cyclic steps based on geometries, internal structures and numerical modeling. *Mar. Geol.* 280, 40–56.
- Cartigny, M.J.B., Ventra, D., Postma, G., Den Berg, J.H., 2014. Morphodynamics and sedimentary structures of bedforms under supercritical-flow conditions: New insights from flume experiments. *Sedimentology* 61, 712–748. doi:10.1111/sed.12076

- Chardon, D., Chevillotte, V., Beauvais, A., Grandin, G., Boulangé, B., 2006. Planation, bauxites and epeirogeny: One or two paleosurfaces on the West African margin? *Geomorphology* 82, 273–282. doi:10.1016/j.geomorph.2006.05.008
- Chaumillon, E., Deverchère, J., Rehault, J.-P., Gueguen, E., 1994. Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligure (Méditerranée Occidentale). *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes* 319, 675–682.
- Chierici, M.A., 1994. Stratigraphy, palaeoenvironments and geological evolution of the Ivory Coast-Ghana Basin (English), in: *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, Mém. Presented at the Bulletin des Centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine. Mémoire, Elf Aquitaine, Pau*, pp. 293–303.
- Clauzon, G., 1990. Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques, in: *Paléobiologie continentale. Presented at the Evolution climatique dans le domaine méditerranéen au Néogène. Interim colloquium, Faculté des sciences, Laboratoire de paléobotanique*, pp. 125–155.
- Clauzon, G., 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhone Valley. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj. 13, Part 2*, 1251–1256.
- Clauzon, G., Rubino, J.L., 1992. Les Gilbert deltas pliocènes du Golfe du Lion et de Ligurie: des constructions sédimentaires originales consécutives à la crise de salinité messinienne. *Livret Guide Excursion ASF* 127p.
- Clauzon, G., Rubino, J.L., Suc, J.P., Zhang, Z., 1996. Les rias pliocènes du Var et de Ligurie: comblement sédimentaire et évolution géodynamique. *Livret Guide-Excursion Commune Groupe Fr. Etude Néogène Groupe Fr. Géomorphologie*.
- Clauzon, G., Suc, J.-P., Couto, D.D., Jouannic, G., Melinte-Dobrinescu, M.C., Jolivet, L., Quillévéré, F., Lebreton, N., Mocochain, L., Popescu, S.-M., Martinell, J., Doménech, R., Rubino, J.-L., Gumiaux, C., Warny, S., Bellas, S.M., Gorini, C., Bache, F., Rabineau, M., Estrada, F., 2015. Research paper: New insights on the Sorbas Basin (SE Spain): The onshore reference of the Messinian Salinity Crisis. *Mar. Pet. Geol.* 66, 71–100. doi:10.1016/j.marpetgeo.2015.02.016
- Corradi, N., Cuppari, A., Fanucci, F., Morelli, D., 2001. Gravitational instability of sedimentary masses on the Ligurian Sea margins. *GeoActa* 1, 37–44.
- Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponnier, P., Besse, J., 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup. *Earth Planet. Sci. Lett.* 166, 177–195.
- Covault, J.A., Fildani, A., Romans, B.W., McHargue, T., 2011. The natural range of submarine canyon-and-channel longitudinal profiles. *Geosphere* 7, 313–332. doi:10.1130/GES00610.1
- Covault, J.A., Kostic, S., Paull, C.K., Ryan, H.F., Fildani, A., 2014. Submarine channel initiation, filling and maintenance from sea-floor geomorphology and morphodynamic modelling of cyclic steps. *Sedimentology* 61, 1031–1054.
- Coward, M.P., Purdy, E.G., Ries, A.C., Smith, D.G., 1999. The distribution of petroleum reserves in basins of the South Atlantic margins. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 153, 101–131.
- Cremer, M., 1985. La levée nord de l'éventail subaquatique profond du Cap-Ferret : rôle du modelé du fond et de l'accélération complémentaire de Coriolis sur la répartition des dépôts de débordements turbiditiques. *Bull. Société Géologique Fr.* 8, 49–57.
- Dailly, P., Henderson, T., Hudgens, E., Kanschä, K., Lowry, P., 2013. Exploration for Cretaceous stratigraphic traps in the Gulf of Guinea, West Africa and the discovery of the Jubilee Field: a play opening discovery in the Tano Basin, Offshore Ghana. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 369, 235–248. doi:10.1144/SP369.12
- Damuth, J.E., 1980. Quaternary Sedimentation Processes in the South China Basin as Revealed by Echo-Character Mapping and Piston-Core Studies, in: Hayes, D.E. (Ed.), *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands*. American Geophysical Union, pp. 105–125.
- Dan, G., Sultan, N., Savoye, B., 2007. The 1979 Nice harbour catastrophe revisited: Trigger mechanism inferred from geotechnical measurements and numerical modelling. *Mar. Geol.* 245, 40–64.

- Darros De Matos, R.M., 2000. Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic, in: Mohriak, W., Taiwani, M. (Eds.), *Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, pp. 331–354.
- De Caprona, G., 1992. The continental margin of western Côte d'Ivoire: Structural framework inherited from intra-continental shearing. UNIVERSITY OF GOTHENBURG.
- Deptuck, M.E., Piper, D.J.W., Savoye, B., Gervais, A., 2008. Dimensions and architecture of late Pleistocene submarine lobes off the northern margin of East Corsica. *Sedimentology* 55, 869–898. doi:10.1111/j.1365-3091.2007.00926.x
- Driussi, O., Maillard, A., Ochoa, D., Lofi, J., Chanier, F., Gaullier, V., Briais, A., Sage, F., Sierro, F., Garcia, M., 2015. Messinian Salinity Crisis deposits widespread over the Balearic Promontory: Insights from new high-resolution seismic data. *Mar. Pet. Geol., The Messinian events and hydrocarbon exploration in the Mediterranean* 66, Part 1, 41–54. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.09.008
- Ducassou, E., Migeon, S., Mulder, T., Capotondi, L., Bernasconi, S., Murat, A., Mascle, J., 2009. Evolution of the Nile Deep-Sea Turbidite System during Late Quaternary: influence of climate change on fan sedimentation. *Sedimentology* 56, 2061–2090. doi:10.1111/j.1365-3091.2009.01070.x
- Eagles, G., 2007. New angles on South Atlantic opening. *Geophys. J. Int.* 168, 353–361. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03206.x
- Elvsborg, A., Dalode, J., 1985. Benin hydrocarbon potential looks promising. *Oil Gas J.* 83, 126–131.
- Falvey, D.A., 1974. The development of continental margins in plate tectonic theory. *APEA J* 14, 95–106.
- Farre, J.A., Ryan, W.B., 1985. 3-D view of erosional scars on US mid-Atlantic continental margin. *AAPG Bull.* 69, 923–932.
- Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., Imbert, P., Viana, A., 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Mar. Geol.* 162, 1–38.
- Federici, P.R., Pappalardo, M., 2006. Evidence of marine isotope stage 5.5 highstand in Liguria (Italy) and its tectonic significance. *Quat. Int.* 145–146, 68–77. doi:10.1016/j.quaint.2005.07.003
- Ferraris, F., Firpo, M., Pazzaglia, F.J., 2012. DEM analyses and morphotectonic interpretation; the Plio-Quaternary evolution of the eastern Ligurian Alps, Italy. *Geomorphology* 149–150, 27–40. doi:10.1016/j.geomorph.2012.01.009
- Fierro, G., Corradi, N., Fanucci, F., Ferrari, M., Firpo, M., Ivaldi, R., Piccazzo, M., Balduzzi, I., 2010. La géologie sous-marine de la mer Ligure: une synthèse. *Bull. Société Géographique Liège* 54, 31–40.
- Fildani, A., Hubbard, S.M., Covault, J.A., Maier, K.L., Romans, B.W., Traer, M., Rowland, J.C., 2013. Erosion at inception of deep-sea channels. *Mar. Pet. Geol., Special Issue: Internal architecture, bedforms and geometry of turbidite channels* 41, 48–61. doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.03.006
- Fildani, A., Normark, W.R., Kostic, S., Parker, G., 2006. Channel formation by flow stripping: large-scale scour features along the Monterey East Channel and their relation to sediment waves. *Sedimentology* 53, 1265–1287.
- Flood, R.D., 1983. Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 630–639. doi:10.1130/0016-7606(1983)94<630:COFA>2.0.CO;2
- Flood, R.D., Manley, P.L., Kowsmann, R.O., Appi, C.J., Pirmez, C., 1991. Seismic facies and late Quaternary growth of Amazon submarine fan *Frontiers in sedimentary geology*. Springer-Verlag : New York, NY, United States, United States, pp. 415–433.
- Foeken, J.P.T., Dunai, T.J., Bertotti, G., Andriessen, P. a. M., 2003. Late Miocene to present exhumation in the Ligurian Alps (Southwest Alps) with evidence for accelerated denudation during the Messinian salinity crisis. *Geol. Boulder* 31, 797–800. doi:10.1130/G19572.1
- Francolin, J.B.L., Cobbold, P.R., Szatmari, P., 1994. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe Basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. *J. Struct. Geol.* 16, 647–661.
- Fukushima, Y., Parker, G., Pantin, H.M., 1985. Prediction of ignitive turbidity currents in Scripps submarine canyon. *Mar. Geol.* 67, 55–81.

- Gailler, A., Klingelhoefer, F., Olivet, J.-L., Aslanian, D., 2009. Crustal structure of a young margin pair: New results across the Liguro-Provençal Basin from wide-angle seismic tomography. *Earth Planet. Sci. Lett.* 286, 333–345. doi:10.1016/j.epsl.2009.07.001
- Gamberi, F., Marani, M., 2007. Downstream evolution of the Stromboli slope valley (southeastern Tyrrhenian Sea). *Mar. Geol.* 243, 180–199. doi:10.1016/j.margeo.2007.05.006
- Garcia, M., 1993. Hydraulic Jumps in Sediment-Driven Bottom Currents. *J. Hydraul. Eng.* 119, 1094–1117. doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(1993)119:10(1094)
- Garcia, M., Parker, G., 1989. Experiments on Hydraulic Jumps in Turbidity Currents Near a Canyon-Fan Transition. *Science* 245, 393–396. doi:10.1126/science.245.4916.393
- Garcia, M.H., 1994. Depositional turbidity currents laden with poorly sorted sediment. *J. Hydraul. Eng.* 120, 1240–1263.
- Garcia-Castellanos, D., Estrada, F., Jiménez-Munt, I., Gorini, C., Fernández, M., Vergés, J., De Vicente, R., 2009. Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. *Nature* 462, 778–781. doi:10.1038/nature08555
- Gaudin, M., Berné, S., Jouanneau, J.-M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., Cirac, P., Rabineau, M., Imbert, P., 2006. Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea). *Mar. Geol.* 234, 111–128.
- Gaullier, V., Bellaiche, G., 1998. Near-Bottom Sedimentation Processes Revealed by Echo-Character Mapping Studies, Northwestern Mediterranean Basin. *AAPG Bull.* 82, 1140–1155.
- Gee, M.J.R., Masson, D.G., Watts, A.B., 2001. Passage of debris flows and turbidity currents through a topographic constriction: seafloor erosion and deflection of flow pathways. *Sedimentology* 48, 1389–1409.
- Geletti, R., Zgur, F., Del Ben, A., Buriola, F., Fais, S., Fedi, M., Forte, E., Mocnik, A., Paoletti, V., Pipan, M., Ramella, R., Romeo, R., Romi, A., 2014. The Messinian Salinity Crisis: New seismic evidence in the West-Sardinian Margin and Eastern Sardo-Provençal basin (West Mediterranean Sea). *Mar. Geol.* 351, 76–90. doi:10.1016/j.margeo.2014.03.019
- Genesseeux, M., Mauffret, A., Pautot, G., 1980. Les glissements sous-marins de la pente continentale niçoise et la rupture de câbles en mer Ligure (Méditerranée occidentale). *Comptes Rendus Académie Sci. Paris* 290, 959–962.
- Gervais, A., Mulder, T., Savoye, B., Gonthier, E., 2006. Sediment distribution and evolution of sedimentary processes in a small sandy turbidite system (Golo system, Mediterranean Sea): implication for various geometries based on core framework. *Geo-Mar. Lett.* 26, 373–395.
- Goff, J.A., 2001. Quantitative classification of canyon systems on continental slopes and a possible relationship to slope curvature. *Geophys. Res. Lett.* 28, 4359–4362.
- Gong Chenglin, Wang Yingmin, Zhu Weilin, Li, W., Xu Qiang, 2013. Upper Miocene to Quaternary unidirectionally migrating deep-water channels in the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea. *AAPG Bull.* 97, 285–308. doi:10.1306/07121211159
- Gordon, C.M., Witting, J., 1977. Turbulent structure in a benthic boundary layer. *Elsevier Oceanogr. Ser.* 19, 59–81.
- Gorini, C., Montadert, L., Rabineau, M., 2015. New imaging of the salinity crisis: Dual Messinian lowstand megasequences recorded in the deep basin of both the eastern and western Mediterranean. *Mar. Pet. Geol., The Messinian events and hydrocarbon exploration in the Mediterranean* 66, Part 1, 278–294. doi:10.1016/j.marpetgeo.2015.01.009
- Gray, T.E., Alexander, J., Leeder, M.R., 2005. Quantifying velocity and turbulence structure in depositing sustained turbidity currents across breaks in slope. *Sedimentology* 52, 467–488.
- Green, A.N., Uken, R., 2008. Submarine landsliding and canyon evolution on the northern KwaZulu-Natal continental shelf, South Africa, SW Indian Ocean. *Mar. Geol.* 254, 152–170.
- Grimaud, J.-L., Chardon, D., Beauvais, A., 2014. Very long-term incision dynamics of big rivers. *Earth Planet. Sci. Lett.* 405, 74–84. doi:10.1016/j.epsl.2014.08.021
- Grimaud, J.-L., Chardon, D., Metelka, V., Beauvais, A., Bamba, O., 2015. Neogene cratonic erosion fluxes and landform evolution processes from regional regolith mapping (Burkina Faso, West Africa). *Geomorphology* 241, 315–330. doi:10.1016/j.geomorph.2015.04.006
- Haq, B.U., 2014. Cretaceous eustasy revisited. *Glob. Planet. Change* 113, 44–58.

- Hay, A.E., 1987. Turbidity currents and submarine channel formation in Rupert Inlet, British Columbia: 2. The roles of continuous and surge-type flow. *J. Geophys. Res. Oceans* 92, 2883–2900.
- Hiscott, R.N., Hall, F.R., Pirmez, C., 1997. Turbidity-current overspill from the Amazon Channel: texture of the silt/sand load, paleoflow from anisotropy of magnetic susceptibility and implications for flow processes, in: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. pp. 53–78.
- Hofmann, P., Wagner, T., Beckmann, B., 2003. Millennial- to centennial-scale record of African climate variability and organic carbon accumulation in the Coniacian–Santonian eastern tropical Atlantic (Ocean Drilling Program Site 959, off Ivory Coast and Ghana). *Geology* 31, 135–138. doi:10.1130/0091-7613(2003)031<0135:MTCSRO>2.0.CO;2
- Hofstra, M., Hodgson, D.M., Peakall, J., Flint, S.S., 2015. Giant scour-fills in ancient channel-lobe transition zones: Formative processes and depositional architecture. *Sediment. Geol.* 329, 98–114. doi:10.1016/j.sedgeo.2015.09.004
- Houthuys, R., 2011. A sedimentary model of the Brussels Sands, Eocene, Belgium. *Geol. Belg.* 14, 55–74.
- Hsu, K.J., 1959. Flute-and groove-casts in the Prealpine Flysch, Switzerland. *Am. J. Sci.* 257, 529–536.
- Hughes Clarke, J.E., Shor, A.N., Piper, D.J.W., Mayer, L.A., 1990. Large-scale current-induced erosion and deposition in the path of the 1929 Grand Banks turbidity current. *Sedimentology* 37, 613–629.
- Ito, M., 2008. Downfan Transformation from Turbidity Currents to Debris Flows at a Channel-to-Lobe Transitional Zone: The Lower Pleistocene Otadai Formation, Boso Peninsula, Japan. *J. Sediment. Res.* 78, 668–682.
- Ito, M., Ishikawa, K., Nishida, N., 2014. Distinctive erosional and depositional structures formed at a canyon mouth: A lower Pleistocene deep-water succession in the Kazusa forearc basin on the Boso Peninsula, Japan. *Sedimentology* 61, 2042–2062.
- Janocko, M., Nemec, W., Henriksen, S., Warchol, M., 2013. The diversity of deep-water sinuous channel belts and slope valley-fill complexes. *Mar. Pet. Geol., Special Issue: Internal architecture, bedforms and geometry of turbidite channels* 41, 7–34. doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.06.012
- Jegou, I., Savoye, B., Pirmez, C., Droz, L., 2008. Channel-mouth lobe complex of the recent Amazon Fan: The missing piece. *Mar. Geol.* 252, 62–77. doi:10.1016/j.margeo.2008.03.004
- Jobe, Z.R., Lowe, D.R., Uchytel, S.J., 2011. Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea. *Mar. Pet. Geol.* 28, 843–860.
- Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics* 19, 1095–1106.
- Joseph, P., Lomas, S.A., 2004. Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d’Annot and related systems: an introduction, in: Joseph, P., Lomas, S.A. (Eds.), *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d’Annot and Related Systems*. Geological Society, London, pp. 1–17.
- Kelner, M., Migeon, S., Tric, E., Couboulex, F., Dano, A., Lebourg, T., Taboada, A., 2016. Frequency and triggering of small-scale submarine landslides on decadal timescales: Analysis of 4D bathymetric data from the continental slope offshore Nice (France). *Mar. Geol.* 379, 281–297. doi:10.1016/j.margeo.2016.06.009
- Klitgord, K.D., Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the central Atlantic. *Geol. N. Am.* 1000, 351–378.
- Kneller, B., Buckee, C., 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology* 47, 62–94. doi:10.1046/j.1365-3091.2000.047s1062.x
- Kneller, B.C., 2003. The influence of flow parameters on turbidite slope channel architecture. *Mar. Pet. Geol.* 20, 901–910.
- Kneller, B.C., 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction, in: Hartley, A.J., Prosser, D.J. (Eds.),

- Characterization of Deep Marine Clastic Systems. Geological Society Special Publication, pp. 31–49.
- Komar, P.D., 1973. Continuity of Turbidity Current Flow and Systematic Variations in Deep-Sea Channel Morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 3329–3338.
- Komar, P.D., 1971. Hydraulic Jumps in Turbidity Currents. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82, 1477–1488.
- Kostic, S., 2011. Modeling of submarine cyclic steps: Controls on their formation, migration, and architecture. *Geosphere* 7, 294–304.
- Kostic, S., Parker, G., 2006. The response of turbidity currents to a canyon–fan transition: internal hydraulic jumps and depositional signatures. *J. Hydraul. Res.* 44, 631–653.
- Kostic, S., Parker, G., Marr, J.G., 2002. Role of turbidity currents in setting the foreset slope of clinoforms prograding into standing fresh water. *J. Sediment. Res.* 72, 353–362.
- Kuenen, P.H., Migliorini, C.I., 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol.* 91–127.
- Lamb, M.A., Anderson, K.S., Graham, S.A., 2003. Stratigraphic architecture of a sand-rich, deep-sea depositional system: The Stevens Sandstone, San Joaquin basin, California. Pacific Section, American Association of Petroleum Geologists Publication MP-47.
- Larroque, C., Delouis, B., Godel, B., Nocquet, J.-M., 2009. Active deformation at the southwestern Alps - Ligurian basin junction (France-Italy boundary): Evidence for recent change from compression to extension in the Argentera massif. *Tectonophysics* 467, 1–4. doi:10.1016/j.tecto.2008.12.013
- Larroque, C., Mercier de Lepinay, B., Migeon, S., 2011. Morphotectonic and faults-earthquakes relationships along the northern Ligurian margin (Western Mediterranean) based on high-resolution multibeam bathymetry and multichannel seismic-reflection profiles. *Mar. Geophys. Res.* doi:10.1007/s11001-010-9108-7
- Lastras, G., Arzola, R.G., Masson, D.G., Wynn, R.B., Huvenne, V.A.I., Hühnerbach, V., Canals, M., 2009. Geomorphology and sedimentary features in the Central Portuguese submarine canyons, Western Iberian margin. *Geomorphology* 103, 310–329. doi:10.1016/j.geomorph.2008.06.013
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Amblas, D., Ivanov, M.K., Droz, L., Dennielou, B., Fabrès, J., Schoonmeester, T., Akhmetshanov, A., Orange, D.L., Garcia-Garcia, A., 2007. A walk down the Cap de Creus canyon, Northwestern Mediterranean Sea: Recent processes inferred from morphology and sediment bedforms. *Mar. Geol.* 246, 176–192.
- Le Pichon, X., Hayes, D.E., 1971. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the South Atlantic. *J. Geophys. Res.* 76, 6283–6293. doi:10.1029/JB076i026p06283
- Lee, H.J., Syvitski, J.P.M., Parker, G., Orange, D.L., Locat, J., Hutton, E.W.H., Imran, J., 2002. Distinguishing sediment waves from slope failure deposits: field examples, including the “Humboldt slide”, and modelling results. *Mar. Geol.* 192, 79–104.
- Lee, Y.-D.E., George, R.A.T., 2004. High-resolution geological AUV survey results across a portion of the eastern Sigsbee Escarpment. *AAPG Bull.* 88, 747–764.
- Leroux, E., Rabineau, M., Aslanian, D., Gorini, C., Molliex, S., Bache, F., Robin, C., Droz, L., Moulin, M., Poort, J., 2016. High-resolution evolution of terrigenous sediment yields in the Provence Basin during the last 6 Ma: relation with climate and tectonics. *Basin Res.*
- Lofi, J., Deverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Guennoc, P., Loncke, L., Maillard, A., Sage, F., Thinon, I., Benkhelil, J., Berne, S., Bertoni, C., Camera, L., Cartwright, J.A., Capron, A., Corneé, J.J., Duemmong, S., Huebscher, C., Lericolais, G., Le Roy, P., Leroy, S., Mascle, J., Mauffret, A., Mercier de Lepinay, B., Obone-Zue-Obame, E.M., Rehault, J.P., Savoye, B., Sellier, N., Tahchi, E., von Gronefeld, G., Yelles, A.K., 2011. Seismic atlas of the “Messinian Salinity Crisis” markers in the Mediterranean and Black Seas. *Memoires Soc. Geol. Fr. Nouv. Ser.* 179.
- Loget, N., van den Driessche, J., 2006. On the origin of the Strait of Gibraltar. *Sediment. Geol.* 188–189, 341–356. doi:10.1016/j.sedgeo.2006.03.012
- Lorenz, C., 1984. Evolution stratigraphique et structurale des Alpes Ligures depuis l’Eocene supérieur. *Stratigr. Struct. Evol. Ligurian Alps Up. Eocene* 28, 211–228.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sediment. Petrol.* 52, 279–297.
- Macauley, R.V., Hubbard, S.M., 2013. Slope channel sedimentary processes and stratigraphic stacking, Cretaceous Tres Pasos Formation slope system, Chilean Patagonia. *Mar. Pet. Geol.*

- Special Issue: Internal architecture, bedforms and geometry of turbidite channels 41, 146–162. doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.02.004
- MacGregor, D.S., Robinson, J., Spear, G., 2003. Play fairways of the Gulf of Guinea transform margin. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 207, 131–150. doi:10.1144/GSL.SP.2003.207.7
- Magee, C., Jackson, C. a.-L., Schofield, N., 2014. Diachronous sub-volcanic intrusion along deep-water margins: insights from the Irish Rockall Basin. *Basin Res.* 26, 85–105. doi:10.1111/bre.12044
- Marr, J.G., Harff, P.A., Shanmugam, G., Parker, G., 2001. Experiments on subaqueous sandy gravity flows: the role of clay and water content in flow dynamics and depositional structures. *Geol. Soc. Am. Bull.* 113, 1377–1386.
- Masclé, J., Blarez, E., 1987. Evidence for transform margin evolution from the Ivory Coast–Ghana continental margin. *Nature* 326, 378–381. doi:10.1038/326378a0
- Masclé, J., Lohmann, G.P., Moullade, M. (Eds.), 1998. Proceedings of the Ocean Drilling Program, 159 Scientific Results. Ocean Drilling Program.
- Masclé, J., Lohmann, P., Clift, P., Party, O. 159 S., 1997. Development of a passive transform margin: Côte d’Ivoire–Ghana transform margin – ODP Leg 159 preliminary results. *Geo-Mar. Lett.* 17, 4–11. doi:10.1007/PL00007205
- Masson, D.G., Canals, M., Alonso, B., Urgeles, R., Huhnerbach, V., 1998. The Canary Debris Flow: source area morphology and failure mechanisms. *Sedimentology* 45, 411–432.
- Mastbergen, D.R., Van Den Berg, J.H., 2003. Breaching in fine sands and the generation of sustained turbidity currents in submarine canyons. *Sedimentology* 50, 625–637.
- Matos, R.M.D. de, 1999. From Oblique Rifting To A Transform Margin: The Opening Of The Equatorial Atlantic. Presented at the 6th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.
- Mauffret, A., Maillard, A., Pascal, G., Torne, M., Buhl, P., Pinet, B., 1992. Long-listening multichannel seismic profiles in the Valencia Trough (Valsis 2) and the Gulf of Lions (ECORS); a comparison. *Tectonophysics* 203, 285–304.
- Michel, P., 1973. Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. *Etude géomorphologique. Rev. Géographie Alp.* 61, 315–316.
- Middleton, G.V., Hampton, M.A., 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition, in: Middleton, G.V., Bouma, A.H. (Eds.), *Turbidites and Deep-Water Sedimentation*. Pacific Section SEPM, Los Angeles, pp. 1–38.
- Middleton, M.F., 1989. A model for the formation of intracratonic sag basins. *Geophys. J. Int.* 99, 665–676. doi:10.1111/j.1365-246X.1989.tb02049.x
- Migeon, S., Cattaneo, A., Hassoun, V., Dano, A., Ruellan, E., 2012. Failure processes and gravity-flow transformation revealed by high-resolution AUV swath bathymetry on the Nice continental slope (Ligurian Sea), in: Yamada, Y., Kawamura, K., Ikehara, K., Ogawa, Y., Urgeles, R., Mosher, D.C., Chaytor, J.D., Strasser, M. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Springer, pp. 451–461.
- Migeon, S., Cattaneo, A., Hassoun, V., Larroque, C., Corradi, N., Fanucci, F., Dano, A., Mercier de Lepinay, B., Sage, F., Gorini, C., 2011. Morphology, distribution and origin of recent submarine landslides of the Ligurian Margin (North-western Mediterranean): some insights into geohazard assessment. *Mar. Geophys. Res.* 32, 225–243.
- Migeon, S., Mulder, T., Savoye, B., Sage, F., 2006. The Var turbidite system (Ligurian Sea, northwestern Mediterranean); morphology, sediment supply, construction of turbidite levee and sediment waves; implications for hydrocarbon reservoirs. *Geo-Mar. Lett.* 26, 361–371. doi:10.1007/s00367-006-0047-x
- Migeon, S., Savoye, B., Faugères, J.-C., 2000. Quaternary development of migrating sediment waves in the Var deep-sea fan: distribution, growth pattern, and implication for levee evolution. *Sediment. Geol.* 133, 265–293.
- Millot, C., Taupier-Letage, I., 2005. Circulation in the Mediterranean Sea, in: Saliot, A. (Ed.), *The Mediterranean Sea, Handbook of Environmental Chemistry*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 29–66.
- Mitchell, N.C., 2006. Morphologies of knickpoints in submarine canyons. *Geol. Soc. Am. Bull.* 118, 589–605.

- Mohrig, D., Elverhoi, A., Parker, G., 1999. Experiments on the relative mobility of muddy subaqueous and subaerial debris flows, and their capacity to remobilize antecedent deposits. *Mar. Geol.* 154, 117–129.
- Mohrig, D., Smith, J.D., 1996. Predicting the migration rates of subaqueous dunes. *Water Resour. Res.* 32, 3207–3217.
- Moore, G.T., 1969. Interaction of rivers and oceans--Pleistocene petroleum potential. *AAPG Bull.* 53, 2421–2430.
- Mouchot, N., Loncke, L., Mahieux, G., Bourget, J., Lallemand, S., Ellouz-Zimmermann, N., Leturmy, P., 2010. Recent sedimentary processes along the Makran trench (Makran active margin, off Pakistan). *Mar. Geol.* 271, 17–31. doi:10.1016/j.margeo.2010.01.006
- Moulin, M., Aslanian, D., Unternehr, P., 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Sci. Rev.* 98, 1–37. doi:10.1016/j.earscirev.2009.08.001
- Mountjoy, J.J., Barnes, P.M., Pettinga, J.R., 2009. Morphostructure and evolution of submarine canyons across an active margin: Cook Strait sector of the Hikurangi Margin, New Zealand. *Mar. Geol.* 260, 45–68.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. Abrupt change in slope causes variation in the deposit thickness of concentrated particle-driven density currents. *Mar. Geol.* 175, 221–235. doi:10.1016/S0025-3227(01)00114-1
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., Faugères, J.-C., 2001. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Mar. Lett.* 21, 86–93.
- Mulder, T., Savoye, B., Piper, D.J.W., Syvitski, J.P.M., 1998. The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record, in: Stocker, M.S., Evans, D., Cramp, A. (Eds.), *Geological Processes on Continental Margins: Sedimentation, Mass-Wasting and Stability*. Geological Society Special Publication, London, pp. 146–166.
- Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J.P.M., 1997. Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact). *Sedimentology* 44, 305–326.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *J. Geol.* 103, 285–299.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.-C., Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Mar. Pet. Geol.* 20, 861–882.
- Mulder, T., Zaragosi, S., Garlan, T., Mavel, J., Cremer, M., Sottolichio, A., Sénéchal, N., Schimdt, S., 2012. Present deep-submarine canyons activity in the Bay of Biscay (NE Atlantic). *Mar. Geol.* 295–298, 113–127.
- Mulder, T., Zaragosi, S., Jouanneau, J.-M., Bellaiche, G., Guérinaud, S., Querneau, J., 2009. Deposit related to the failure of the Malpasset Dam in 1959. An analogue for hyperpycnal deposits from jökulhlaups. *Mar. Geol.* 260, 81–89.
- Müller, R.D., Roest, W.R., Royer, J.-Y., Gahagan, L.M., Sclater, J.G., 1997. Digital isochrons of the world's ocean floor. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 102, 3211–3214.
- Mutti, E., 1992. Turbidite sandstones. Agip, Istituto di geologia, Università di Parma.
- Mutti, E., Normark, W.R., 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts, in: *Marine Clastic Sedimentology*. Springer, pp. 1–38.
- Mutti, E., Sonnino, M., 1981. Compensation cycles: a diagnostic feature of turbidite sandstone lobes, in: *Int. Ass. Sed. 2nd European Meeting, Bologna, Abstracts*. pp. 120–123.
- Nakajima, T., 2006. Hyperpycnites deposited 700 km away from river mouths in the central Japan Sea. *J. Sediment. Res.* 76, 60–73.
- Nelson, C.H., Escutia, C., Goldfinger, C., Karabanov, E., Gutierrez-Pastor, J., De Batist, M., 2009. External controls on modern clastic turbidite systems: three case studies. *Extern. Controls Deep-Water Depositional Syst. SEPM Spec. Publ.* 92, 57–76.
- Nemčok, M., Henk, A., Allen, R., Sikora, P.J., Stuart, C., 2013. Continental break-up along strike-slip fault zones; observations from the Equatorial Atlantic. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 369, 537–556. doi:10.1144/SP369.8

- Nemčok, M., Henk, A., Molčan, M., 2015. The role of pre-break-up heat flow on the thermal history of a transform margin. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 431, SP431. 4.
- Normark, W.R., Carlson, P.R., 2003. Giant submarine canyons: Is size any clue to their importance in the rock record?, in: Chan, M.A., Archer, A.W. (Eds.), *Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time*. Geological Society of America Special Paper, pp. 1–15.
- Normark, W.R., Piper, D.J.W., 1991. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. *SEPM Spec. Publ.* 46, 207–229.
- Normark, W.R., Piper, D.J.W., Stow, D.A.V., 1983. Quaternary development of channels, levees, and lobes on middle Laurentian Fan. *AAPG Bull.* 67, 1400–1409.
- Normark, W.R., Posamentier, H., Mutti, E., 1993. Turbidite systems: state of the art and future directions. *Rev. Geophys.* 32, 91–116.
- Nürnberg, D., Müller, R.D., 1991. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. *Tectonophysics* 191, 27–53. doi:10.1016/0040-1951(91)90231-G
- Palermo, D., Galbiati, M., Mezzapesa, D., Marchesini, M., Maioli, F., Fionnesu, F., 2015. Sequence Stratigraphy, Sedimentology and Reservoir Modelling of the Coral Reservoir, Offshore Northern Mozambique. Presented at the Offshore Mediterranean Conference and Exhibition.
- Pantin, H.M., 2001. Experimental Evidence for Autosuspension, in: McCaffrey, W., Kneller, B., Peakall, J. (Eds.), *Particulate Gravity Currents*. Blackwell Publishing Ltd., pp. 189–205.
- Pantin, H.M., Franklin, M.C., 2011. Improved experimental evidence for autosuspension. *Sediment. Geol.* 237, 46–54.
- Pantin, H.M., Franklin, M.C., 2009. Predicting autosuspension in steady turbidity flow: ignition points and their relation to Richardson Numbers. *J. Sediment. Res.* 79, 862–871.
- Parker, G., 1982. Conditions for the ignition of catastrophically erosive turbidity currents. *Mar. Geol.* 46, 307–327. doi:10.1016/0025-3227(82)90086-X
- Parker, G., 1979. Hydraulic geometry of active gravel rivers. *J. Hydraul. Div.* 105, 1185–1201.
- Parker, G., Fukushima, Y., Pantin, H.M., 1986. Self-accelerating turbidity currents. *J. Fluid Mech.* 171, 145–181.
- Pascal, G.P., Mauffret, A., Patriat, P., 1993. The ocean-continent boundary in the Gulf of Lion from analysis of expanding spread profiles and gravity modelling. *Geophys. J. Int.* 113, 701–726.
- Paull, C.K., Caress, D.W., Lundsten, E., Gwiazda, R., Anderson, K., McGann, M., Conrad, J., Edwards, B., Sumner, E.J., 2013. Anatomy of the La Jolla submarine canyon system; offshore Southern California. *Mar. Geol.* 335, 16–34. doi:10.1016/j.margeo.2012.10.003
- Paull, C.K., Caress, D.W., Ussler, W., Lundsten, E., Meiner-Johnson, M., 2011. High-resolution bathymetry of the axial channels within Monterey and Soquel submarine canyons, offshore central California. *Geosphere* 7, 1077–1101.
- Paull, C.K., McGann, M., Sumner, E.J., Barnes, P.M., Lundsten, E.M., Anderson, K., Gwiazda, R., Edwards, B., Caress, D.W., 2014. Sub-decadal turbidite frequency during the early Holocene: Eel Fan, offshore northern California. *Geology* 42, 855–858.
- Peakall, J., McCaffrey, B., Kneller, B., 2000. A process model for the evolution, morphology, and architecture of sinuous submarine channels. *J. Sediment. Res.* 70, 434–448.
- Petit, C., Migeon, S., Coste, M., 2015. Numerical models of continental and submarine erosion; application to the northern Ligurian margin (southern Alps, France/Italy). *Earth Surf. Process. Landf.* 40, 681–695. doi:10.1002/esp.3685
- Piper, D.J.W., Cochonat, P., Morrison, M.L., 1999. The sequence of events around the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake: initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar. *Sedimentology* 46, 79–97.
- Piper, D.J.W., Normark, W.R., 1983. Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland. *Sedimentology* 30, 681–694.
- Piper, D.J.W., Savoye, B., 1993. Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean Sea. *Sedimentology* 40, 557–582.
- Pirmez, C., Beaubouef, R.T., Friedmann, S.J., Mohrig, D.C., 2000. Equilibrium profile and baselevel in submarine channels: examples from Late Pleistocene systems and implications for the architecture of deepwater reservoirs, in: *Global Deep-Water Reservoirs: Gulf Coast Section SEPM Foundation 20th Annual Bob F. Perkins Research Conference*. SEPM, pp. 782–805.

- Pirmez, C., Flood, R.D., 1995. Morphology and structure of Amazon Channel, in: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*. pp. 23–45.
- Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Normand, A., Dinu, C., Le Drezen, E., 2004. The Danube submarine canyon (Black Sea): morphology and sedimentary processes. *Mar. Geol.* 206, 249–265.
- Posamentier, H.W., Kolla, V., 2003. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *J. Sediment. Res.* 73, 367–388.
- Postma, G., Cartigny, M., Kleverlaan, K., 2009. Structureless, coarse-tail graded Bouma Ta formed by internal hydraulic jump of the turbidity current? *Sediment. Geol.* 219, 1–6.
- Pratson, L.F., Coakley, B.J., 1996. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *GSA Bull.* 108, 225–234.
- Pratson, L.F., Laine, E.P., 1989. The relative importance of gravity-induced versus current-controlled sedimentation during the Quaternary along the Mideast U.S. outer continental margin revealed by 3.5 kHz echo character. *Mar. Geol.* 89, 87–126. doi:10.1016/0025-3227(89)90029-7
- Pratson, L.F., Ryan, W.B.F., Mountain, G.S., Twichell, D.C., 1994. Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 395–412.
- Puga-Bernabéu, Á., Webster, J.M., Beaman, R.J., Guilbaud, V., 2011. Morphology and controls on the evolution of a mixed carbonate-siliciclastic submarine canyon system, Great Barrier Reef margin, north-eastern Australia. *Mar. Geol.* 289, 100–116. doi:10.1016/j.margeo.2011.09.013
- Ratzov, G., Sosson, M., Collot, J.-Y., Migeon, S., 2012. Late Quaternary geomorphologic evolution of submarine canyons as a marker of active deformation on convergent margins; the example of the south Colombian margin. *Mar. Geol.* 315–318, 77–97. doi:10.1016/j.margeo.2012.05.005
- Ravenne, C., Beghin, P., 1983. Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins . . . *Oil Gas Sci. Technol.* 38, 279–297. doi:10.2516/ogst:1983017
- Recq, M., Bellaiche, G., Rehault, J.P., 1979. Interpretation de quelques profils de sismique refraction en mer Ligure. *Mar. Geol.* 32, 39–52.
- Réhault, J.-P., 1981. Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin Ligure (Méditerranée occidentale). France.
- Réhault, J.-P., Boillot, G., Mauffret, A., 1984. The western Mediterranean basin geological evolution. *Mar. Geol.* 55, 447–477.
- Richards, M., Bowman, M., Reading, H., 1998. Submarine-fan systems i: characterization and stratigraphic prediction. *Mar. Pet. Geol.* 15, 689–717. doi:10.1016/S0264-8172(98)00036-1
- Sage, F., Basile, C., Mascle, J., Pontoise, B., Whitmarsh, R.B., 2000. Crustal structure of the continent-ocean transition off the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin: implications for thermal exchanges across the palaeotransform boundary. *Geophys. J. Int.* 143, 662–678. doi:10.1046/j.1365-246X.2000.00276.x
- Sage, F., Beslier, M.-O., Thinon, I., Larroque, C., Dessa, J.-X., Migeon, S., Angelier, J., Guennoc, P., Schreiber, D., Michaud, F., Stephan, J.-F., Sonnette, L., 2011. Structure and evolution of a passive margin in a compressive environment: Example of the south-western Alps-Ligurian basin junction during the Cenozoic. *Mar. Pet. Geol.* 28, 1263–1282.
- Samalens, K., Cattaneo, A., Migeon, S., 2016. Mass transport deposits as witness of Holocene seismic activity on the Ligurian margin, Western Mediterranean (ASTARTE project). Presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 13839.
- Savoye, B. [b1] (analytic), Piper, D.J.W. (analytic), Droz, L. [b2] (analytic), 1993. Plio-pleistocene evolution of the Var deep-sea fan off the French Riviera (English). *Mar Pet Geol* 10, 550–571.
- Savoye, B., Piper, D.J.W., 1991. The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. *Mar. Geol.* 97, 279–304.
- Savoye, B., Piper, D.J.W., Droz, L., 1992. Plio-Pleistocene evolution of the Var deep-sea fan off the French Riviera. *Mar. Pet. Geol.* 10, 550–571.
- Schettino, A., Scotese, C.R., 2005. Apparent polar wander paths for the major continents (200 Ma to the present day): a palaeomagnetic reference frame for global plate tectonic reconstructions. *Geophys. J. Int.* 163, 727–759. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02638.x

- Schumm, S.A., 1977. The fluvial system 4, 97.
- Shepard, F.P., 1981. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. AAPG Bull. 1062–1077.
- Sinclair, H.D., Tomasso, M., 2002. Depositional evolution of confined turbidite basins. J. Sediment. Res. 72, 451–456.
- Smith, R., Joseph, P., 2004. Onlap stratal architectures in the Gres d'Annot: Geometric models and controlling factors. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 221, 389–399.
- Soares, E.F., Zalan, P.V., Picanco de Figueiredo, J. de J., Trosdorf, I., Junior, 2007. Bacia do Para-Maranhao. Para-Maranhao Basin 15, 321–329.
- Soares Júnior, A.V., Costa, J.B.S., Hasui, Y., 2008. EVOLUÇÃO DA MARGEM ATLÂNTICA EQUATORIAL DO BRASIL: TRÊS FASES DISTENSIVAS. Geociências São Paulo 27, 427–437.
- Sohn, Y.K., 1997. On traction-carpet sedimentation. J. Sediment. Res. 67, 502–509.
- Somme, T.O., Helland-Hansen, W., Martinsen, O.J., Thurmond, J.B., 2009. Relationships between morphological and sedimentological parameters in source-to-sink systems; a basis for predicting semi-quantitative characteristics in subsurface systems. Basin Res. 21, 361–387. doi:10.1111/j.1365-2117.2009.00397.x
- Soulet, Q., Migeon, S., Gorini, C., Rubino, J.L., Raison, F., Bourges, P., 2016. Erosional versus aggradational canyons along a tectonically-active margin: The northeastern Ligurian margin (western Mediterranean Sea). Mar. Geol. 382, 17–36.
- Spychala, Y.T., Hodgson, D. m., Stevenson, C. j., Flint, S. s., 2016. Aggradational lobe fringes: The influence of subtle intrabasinal seabed topography on sediment gravity flow processes and lobe stacking patterns. Sedimentology n/a-n/a. doi:10.1111/sed.12315
- St John, B., 2000. The role of transform faulting in the formation of hydrocarbon traps in the Gulf of Guinea, West Africa. Presented at the Offshore West Africa. Offshore West Africa. Fourth Annual Conference, Pennwell Publishing, Tulsa, Oklahoma., Abidjan.
- Stevenson, C.J., Jackson, C.A.-L., Hodgson, D.M., Hubbard, S.M., Eggenhuisen, J.T., 2015. Deep-Water Sediment Bypass. J. Sediment. Res. 85, 1058–1081. doi:10.2110/jsr.2015.63
- Stevenson, C.J., Talling, P.J., Masson, D.G., Sumner, E.J., Frenz, M., Wynn, R.B., 2014. The spatial and temporal distribution of grain-size breaks in turbidites. Sedimentology 61, 1120–1156.
- Storey, B.C., 1995. The role of mantle plumes in continental breakup; case histories from Gondwanaland. Nat. Lond. 377, 301–308.
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Howe, J.A., Pudsey, C.J., Viana, A.R., 2002. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. Geol. Soc. Lond. Mem. 22, 7–20. doi:10.1144/GSL.MEM.2002.022.01.02
- Straub, K.M., Mohrig, D., 2009. Constructional canyons built by sheet-like turbidity currents; observations from offshore Brunei Darussalam. J. Sediment. Res. 79, 24–39. doi:10.2110/jsr.2009.006
- Straub, K.M., Mohrig, D., Buttles, J., McElroy, B., Pirmez, C., 2011. Quantifying the influence of channel sinuosity on the depositional mechanics of channelized turbidity currents: A laboratory study. Mar. Pet. Geol. 28, 744–760.
- Sultan, N., Gaudin, M., Berne, S., Canals, M., Urgeles, R., Lafuerza, S., 2007. Analysis of slope failures in submarine canyon heads: An example from the Gulf of Lions. J. Geophys. Res. 112.
- Summerfield, M.A., 1985. Tectonic background to long-term landform development in tropical Africa. George Allen & Unwin : London, United Kingdom, United Kingdom, pp. 281–294.
- Sumner, E.J., Amy, L.A., Talling, P.J., 2008. Deposit Structure and Processes of Sand Deposition from Decelerating Sediment Suspensions. J. Sediment. Res. 78, 529–547. doi:10.2110/jsr.2008.062
- Tardy, Y., Roquin, C., 1998. Derive des continents paleoclimats et altérations tropicales. éd. BRGM.
- ten Brink, U.S., Ben-Avraham, Z., 1989. The anatomy of a pull-apart basin: Seismic reflection observations of the Dead Sea Basin. Tectonics 8, 333–350. doi:10.1029/TC008i002p00333
- Trincardi, F., Foglini, F., Verdicchio, G., Asioli, A., Correggiari, A., Minisini, D., Piva, A., Remia, A., Ridente, D., M., T., 2007. The impact of cascading currents on the Bari Canyon System, SW-Adriatic Margin (Central Mediterranean). Mar. Geol. 246, 208–230.

- Tubau, X., Lastras, G., Canals, M., Micallef, A., Amblas, D., 2013. Significance of the fine drainage pattern for submarine canyon evolution: The Foix Canyon System, Northwestern Mediterranean Sea (English). *Geomorphol. Amst* 184, 20–37.
- Twichell, D.C., Roberts, D.G., 1982. Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Cantons. *Geology* 10, 408–412.
- Van Den Berg, J.H., Van Gelder, A., Mastbergen, D.R., 2002. The importance of breaching as a mechanism of subaqueous slope failure in fine sand. *Sedimentology* 49, 81–95.
- Vanossi, M., Boni, A., Galbiati, B., Cortesogno, L., 1984. Geologia delle Alpi Liguri. fascicolo introduttivo : dati e problemi fondamentali della geologia delle alpi liguri in : convegno della societa geologica italiana, pavia-genova, 11-16 juin 1984, PAVIA, SOCIETA GEOLOGICA ITALIANA, 1984. ed.
- Viana, A.R., 2001. Seismic expression of shallow- to deep-water contourites along the south-eastern Brazilian margin. *Mar. Geophys. Res.* 22, 509–521.
- Vrolijk, P.J., Southard, J.B., 1998. Experiments on rapid deposition of sand from high-velocity flows. *Geosci. Can.* 24, 45–54.
- Webb, G.W., 1981. Stevens and earlier Miocene turbidite sandstones, southern San Joaquin valley, California. *AAPG Bull.* 65, 438–465.
- Wilson, J.T., 1965. A New Class of Faults and their Bearing on Continental Drift. *Nature* 207, 343–347. doi:10.1038/207343a0
- Wynn, R.B., Talling, P.J., Masson, D.G., Le Bas, T.P., Cronin, B.T., Stevenson, C.J., 2012. The influence of subtle gradient changes on deep-water gravity flows: a case study from the Moroccan Turbidite System, in: *Application of the Principles of Seismic Geomorphology to Continental-Slope and Base-of-Slope Systems: Case Studies from Seafloor and near-Seafloor Analogues*. SEPM Special Publication, pp. 371–383.
- Wynn, R.B., Weaver, P.P.E., Masson, D.G., Stow, D.A.V., 2002. Turbidite depositional architecture across three interconnected deep-water basins on the north-west African margin. *Sedimentology* 49, 669–695.
- Xu, J.P., Wong, F.L., Kvitek, R., Smith, D.P., Paull, C.K., 2008. Sandwave migration in Monterey submarine canyon, Central California. *Mar. Geol.* 248, 193–212.
- Zalan, P.V., 1985. The Piaui Basin: Rifting and Wrenching in an Equatorial Atlantic Transform Basin.
- Zaragosi, S., Le Suave, R., Bourillet, J.-F., Auffret, G.A., Faugères, J.-C., Garlan, T., 2001. The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay), a multiple source, ramp model. *Geo-Mar. Lett.* 20, 219–232.
- Zhu, M., Graham, S., Pang Xiong, McHargue, T., 2010. Characteristics of migrating submarine canyons from the middle Miocene to present; implications for paleoceanographic circulation, northern South China Sea. *Mar. Pet. Geol.* 27, 307–319. doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.05.005

