

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

المدرسة الوطنية العليا لعلوم البحر و تهيئة الساحل

Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral



THESE DE DOCTORAT D-98

SPECIALITE : SCIENCE DE LA MER

Evolution Géomorphologique de la marge continentale Ouest Algérienne
(Oran-Ténès)

Préparé par :

Mr FERNANE Lounes

Soutenu le 22 /09/2022 devant la commission de jury :

Mme BACHARI Fouzia	Professeur (ENSSMAL)	Présidente
Mr BELKESSA Rabah	Professeur (ENSSMAL)	Promoteur
Mr MEZOUAR Khoudir	Professeur (ENSSMAL)	Examineur
Mr ATROUNE Farid	Professeur (USTHB)	Examineur
Mr FOUJIL BOURAS Ali-Eddine	Professeur (USTHB)	Examineur
Mr HELLEL Mustapha	Professeur (USTHB)	Examineur

Promotion : 2016

Remerciement

Je remercie dieu, le tout puissant, pour m'avoir mis sur le chemin du savoir, de m'avoir donné la santé, la patience et le courage et surtout la volonté pour mener à terme cette thèse.

J'exprime ma profonde gratitude à mon directeur de thèse, le feu professeur MATOUGUI Rachid (Rabi yerahmou) à qui j'adresse des remerciements particuliers les plus sincères, pour l'intérêt incessant qu'il a porté au suivi de ce travail, et pour l'empressement qu'il a manifesté à le voir aboutir, en dépit de son état de santé, et malgré toutes ses occupations. Je le remercie aussi pour avoir été exigeant, tout en m'accordant une grande autonomie. Puisse-t-il trouver en ces mots la marque de mon profond respect. Reposez-vous en paix.

J'adresse mes remerciements les plus sincères au professeur BELKESSA Rabah, pour m'avoir guidé, pour sa patience et sa disponibilité dans la réalisation de ce travail, je le remercie pour les conseils et les encouragements qu'il m'a prodigué et surtout de m'avoir bénéficié de son savoir et de son expérience professionnelle.

Mes plus vifs remerciements s'adressent à madame la présidente BACHARI Fouzia Professeur à l'ENSSMAL, qui me fait l'honneur de présider le jury et pour sa disponibilité et ses conseils.

Je remercie également le professeur MEZOUAR Khoudir (ENSSMAL) qui s'est donné de la peine à évaluer ce travail malgré ces charges administratives.

Mes remerciements s'adressent aussi au professeur ATROUNE Farid (USTHB) pour avoir accepté d'examiner ce manuscrit.

Egalement, je tiens à remercier le professeur FOUJIL BOURAS Ali-Eddine (USTHB) pour le temps passé à examiner ce travail.

Je remercie aussi le professeur HELLEL Mustapha (USTHB) de faire partie de mon jury de thèse, c'est à travers son encadrement durant mon PFE que j'ai découvert le domaine de la géologie et géotechnique littorale et m'a fait prendre ce chemin de recherche.

Comment oublier de remercier ma famille, particulièrement mon épouse, le pilier sur qui je me suis toujours appuyé, je la remercie pour son soutien inconditionnel mais surtout pour sa qualité humaine exceptionnelle, qu'elle trouve dans ces lignes le témoignage de ma respectueuse reconnaissance.

Je tiens à exprimer ma gratitude à toutes les personnes qui m'ont aidé de près ou de loin dans la réalisation de mon travail.

Mes enseignants qui m'ont initié à l'aménagement du littoral, les vivants tous comme ceux qui nous ont quitté, une pensée profonde aux feu Larid Mohamed et Sefiane Omar. J'en profite pour remercier tous mes collègues qui m'ont soutenu et aidé lors de cette thèse, merci à tous.

Résumé :

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

Située au sud de la Méditerranée occidentale, la marge Algérienne est une marge passive cénozoïque formée en position de bassin arrière-arc de la subduction de l'océan Téthysien sous la plaque africaine au cours du Miocène. Actuellement réactivée en compression, elle est l'une des zones les plus actives sur le plan sismique en Méditerranée occidentale, ayant connu plusieurs séismes modérés à forts dans la zone côtière au cours du siècle dernier. La morphologie du talus continental est abrupte et dominée par la présence de nombreux canyons de taille variable. Par conséquent, le profil longitudinal du canyon reflète l'interaction entre la déformation tectonique et l'évolution du canyon.

L'objectif principal de ce travail de thèse est de faire une analyse morphométrique des canyons sous-marins de la marge ouest algérienne, de discerner leur origine possible ainsi que discuter leur évolution, en utilisant des données bathymétriques à haute résolution acquises lors de la campagne MARADJA 1 en 2003.

L'analyse morphométrique montre que là où le plateau continental est étroit, voire inexistant, les canyons sont très incisés, dendritiques et ramifiés, très développés, et apparemment très actifs, dont l'origine peut être associée à l'activité tectonique plio-quadernaire et entretenue par les systèmes de drainage subaériens. Ces canyons sont très probablement entretenus par des flux gravitaires pendant la transgression marine, et présentent des profils longitudinaux concaves suggérant un stade mature de leur évolution. Dans les zones où le plateau continental est large, les canyons sont confinés à la pente continentale et sont déconnectés d'un système fluvial subaérien. Ils sont moins incisés, moins ramifiés et peu développés.

L'origine des canyons confinés à la pente est plutôt contrôlée par l'érosion régressive. Ces canyons ont des profils longitudinaux convexes, suggérant un stade juvénile de leur évolution.

En conclusion, on constate que les canyons de la marge occidentale algérienne présentent des changements dans leur configuration géométrique, d'Est en Ouest et du haut vers le bas du talus continental, ce qui lui confère un contraste morphologique. Différents paramètres agissent probablement simultanément dans le temps et l'espace pour contrôler la localisation des canyons, leur initiation et leur évolution sur la marge, notamment les variations du niveau de la mer, l'apport sédimentaire, la morphologie de la marge, l'histoire géodynamique de la marge et la tectonique compressive.

Mots clés :

Marge ouest algérienne, Canyons sous-marins, Analyse morphométrique, Erosion régressive, Tectonique compressive.

Abstract:

Continental margins, whether passive or active, are the main pathway for sediment transfer between the continental shelf and the abyssal plains. The continental slopes are the site of erosion/deposition processes controlled by the transfer of continental particle flows channelled through erosive structures, such as submarine canyons, and then redistributed to the entire margin. Canyons strongly erode continental slopes and contribute to the evolution of their morphology over time. However, there are submarine canyons that are not related to the presence of a river system. As a result, the formation and evolution of submarine canyons are still poorly understood.

The Algerian margin is a passive margin located in the south of the western Mediterranean that developed as a back-arc basin behind the subduction of the Tethyan Ocean underneath the African plate during the Miocene. Presently in compression, it is one of the most seismically active areas in the Western Mediterranean, having experienced several moderate to strong earthquakes in the coastal zone during the last century. The morphology of the continental slope offshore Algeria is steep and dominated by the presence of numerous canyons of variable size and sea-floor escarpments that are probably the expression of active thrust-folds. As a result, the morphology of the canyon reflects the interplay between tectonic deformation and canyon evolution.

The main objective of this paper is to make a morphometric analysis of the submarine canyons of the Algerian western margin, to discern their possible origin as well as to discuss their evolution, using high resolution bathymetric data acquired during the MARADJA 1 cruise in 2003.

From the morphometric analysis, it can be seen that where the continental shelf is narrow or even non-existent canyons are very incised, dendritic and ramified, highly developed, and apparently very active, whose origin may be associated with sub aerial drainage systems. These canyons are most likely maintained by gravity flows during the marine transgression, and have concave longitudinal depth profiles suggesting a mature stage of their evolution. In areas where the continental shelf is wide, canyons are confined to the continental slope and are disconnected from a sub aerial river system. They are less incised, less ramified, and poorly developed. The origin of the slope-confined canyons is rather controlled by retrogressive erosion and small landslides. These canyons have convex longitudinal depth profiles, suggesting a juvenile stage of their evolution.

In conclusion, it can be seen that the canyons of the western Algerian margin show changes in their geometric configuration, from east to west and from the top to the bottom of the continental slope, which gives it a morphological contrast. Different parameters probably act simultaneously in time and space to control the location of the canyons, their initiation and evolution on the margin, notably sea level variations, sediment supply, margin morphology, geodynamic history of the margin and compressive tectonics.

Key words:

Western Algerian Margin, Submarine canyons, Morphometric analysis, Retrogressive erosion, Compressive tectonics.

Table des matières

Introduction générale	19
Problématique	19
Objectifs de l'étude	20
Organisation du mémoire.....	21
Chapitre 1 : <u>Synthèse bibliographique</u> : <u>Etat des connaissances</u> sur les marges continentales et les processus sédimentaires	23
1.1 Marges continentales.....	24
1.1.1 Définition.....	24
1.1.2 Typologie des marges continentales	25
A. Les marges passives.....	25
B. Les marges transformantes (ou coulissante).....	27
C. Les marges obliques	28
D. Les marges en contexte d'arrière-arc.....	30
E. Les marges de type « STEP ».....	31
F. Les marges actives	32
1.1.3 La pente continentale	34
I. Définition	34
II. Typologie des pentes continentales	34
III. Morphologie de la pente continentale.....	37

1.2	Processus dynamiques de transferts sédimentaires sur les pentes continentales	42
1.2.1	La classification des processus gravitaires	43
A.	Les glissements en masse	44
B.	Les écoulements gravitaires.....	45
Chapitre 2: Les Systèmes Subaériens et les Systèmes Sous-marins : Du Bassin Versant au		
Canyon Sous- marin.....		
		51
2.1	Introduction: Le Système Source-Exutoire.....	52
2.2	Système fluviatile aérien.....	54
2.2.1	Le bassin versant.....	54
A.	Les caractéristiques du bassin versant	54
B.	Caractéristiques morphologiques d'une rivière	58
C.	Les principaux régimes hydrologiques des cours d'eau	61
2.3	Les Canyons sous-marins	63
2.3.1	Historique sur l'étude des canyons sous-marins.....	63
2.3.2	Définition.....	64
2.3.3	La morphologie des canyons sous-marins	66
A.	L'architecture d'un canyon sous-marin	66
B.	Le profil longitudinal des canyons sous-marins	68
2.3.4	Classification des canyons sous-marins.....	71
2.3.5	Formation et évolution des canyons sous-marins.....	74

A.	D'anciennes rivières submergées	74
B.	Les écoulements gravitaires (érosion du haut vers le bas)	75
C.	Erosion régressive (du bas vers le haut)	76
D.	Autres facteurs contrôlant la mise en place des canyons sous-marins	78
2.3.6	L'activité des canyons sous-marins	79
2.3.7	Intérêts d'étudier les canyons sous-marins	81
Chapitre 3: Contexte géologique et géodynamique de la marge Algérienne		83
3.1	Les grands ensembles géologiques et structuraux de l'Algérie du Nord	84
3.1.1	Les Zones Internes	84
A.	Le socle kabyle (métamorphique)	85
B.	La dorsale kabyle (chaîne calcaire)	86
3.1.2	Nappes de Flyschs	87
A.	Les flyschs maurétaniens	87
B.	Les flyschs massyliens	87
3.1.3	Les Zones Externes	88
3.1.4	Le domaine offshore	89
A.	La série infra-salifère (Miocène supérieur)	90
3.2	Histoire géodynamique de la Marge Algérienne	92
3.3	Scénario d'ouverture du bassin Algérien depuis le Mésozoïque	94
3.3.1	Apport de la tomographie sismique	98

3.4	Sismicité et déformations actuelle de la marge	103
	Conclusion	105
	Chapitre 4: Données et Méthodes	106
4.1	Données de la Campagne MARADJA 1 en 2003 (MARge Active el DJAzair, el Djazair) 107	
4.1.1	La bathymétrie	108
4.1.2	La réflectivité	109
4.2	Les données GEBCO	109
4.3	Méthodes d'analyse.....	110
	Chapitre 5: Analyse morpho-bathymétrique de la marge Ouest Algérienne	117
5.1	Morphologie de la plate-forme continentale	119
5.2	Morphologie du talus continental	120
5.3	Les canyons sous-marins de la marge ouest Algérienne	122
5.3.1	Les canyons du secteur oriental	124
	I. Le canyon Damous	125
	II. Canyon Ténès	129
	III. Canyon des îles Colompi	132
5.3.2	Les canyons du secteur central	135
	I. Le système Kramis	136
	II. Le canyon Chlef.....	139

III. Le canyon Cap Carbon	142
5.3.3 Les canyons du secteur occidental.....	144
I. Le canyon Falcon	147
I. Le canyon des moules	149
5.4 Activité des canyons	154
Chapitre 6: Synthèse & Discussion.....	156
6.1 Comparaison morphologique	157
6.1.1 Profils topographiques longitudinaux.....	157
6.1.2 Profils topographiques transversaux.....	162
6.1.3 Indice de concavité SCI	162
6.1.4 Degré de ramification	162
6.1.5 La longueur des canyons	162
6.2 Analyse statistique des paramètres morphométriques	163
6.2 Origine de la formation et évolution des canyons de la marge	167
Conclusion générale	171
Références bibliographiques	175

Liste des figures

Figure 1. 1 : Coupe schématique de la morphologie d'une marge continentale passive ((Bourque, 2006).....	24
Figure 1. 2 : Bloc 3D illustrant des marges passives divergente et de coulissement en fonction de la direction des contraintes représentée par les flèches noires (d'après Boillot, 1990).	25
Figure 1. 3 : Exemple type de la structure (a) d'une marge passive volcanique et (b) d'une marge passive non-volcanique (Geoffroy, 2005).....	27
Figure 1. 4 : Section sismique recoupant la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana (Sage <i>et al.</i> , 2008)..	28
Figure 1. 5 : Ouverture oblique du Golfe d'Aden. (Autin <i>et al.</i> , 2010).....	29
Figure 1. 6 : Illustration d'ouverture d'un bassin d'arrière arc (Subduction type Mariannes).	30
Figure 1. 7 : Illustration de déchirures de slab de subduction (Gutscher, 2004).	31
Figure 1. 8 : Coupes schématiques d'une marge active en accrétion (a) et en érosion (b) (Clift et Vannucchi, 2004).....	33
Figure 1. 9 : 3 types de pentes et leur équation. (Adams et Schlager, 2000).	35
Figure 1. 10 : Bloc diagramme illustrant les principaux systèmes érosifs et constructifs d'une pente continentale (modifié d'après Posamentier, 2003).	38
Figure 1. 11 : Principaux groupes de processus sédimentaires en milieu marin et les dépôts associés (Stow, 1986).....	43
Figure 1. 12 : Schémas de mouvements en masse. A: slide (translationnel), B: slump (rotationnel), Source: USGS	44
Figure 1. 13 : Séquence de Bouma présentant un dépôt lié à un courant de turbidité	47
Figure 1. 14 : (a) Schéma montrant la composition bipartite d'un courant de turbidité et les profils de vitesses (Postma <i>et al.</i> , 1988) ; (b) Evolution de la séquence de Bouma en fonction de la localisation (proximal, distal) par rapport à la source (inspiré de Walker <i>et al.</i> , 1967).....	48
Figure 2. 1 : Schéma représentant les quatre segments d'un système source-exutoire, génétiquement reliés. (Somme <i>et al.</i> , 2009).	52

Figure 2. 2 : Relations dimensionnelles entre les segments : bassins versants, plateaux continentaux, pentes continentales et bassins profonds, suivant différents types de marges (passif ou actifs). (Somme <i>et al.</i> , 2009).....	53
Figure 2. 3 : Représentation du bassin versant Oued Allalah et ces caractéristiques.	55
Figure 2. 4 : Illustration des relations dimensionnelles entre une cellule orageuse de 50 km de diamètre et le grand bassin versant du Chlef et les petits bassins versants du Damous et Allalah. L'influence de l'orage sera d'autant plus importante que le bassin versant est petit.	57
Figure 2. 5 : Profil transversal d'une plaine alluviale (modifié d'après Pottier et Untermaier, 1998).	59
Figure 2. 6 : Le cycle d'érosion/transport/dépôt d'une rivière.	60
Figure 2. 7 : Zonation longitudinale d'une rivière.	60
Figure 2. 8 : Illustration des principaux régimes hydrologiques des fleuves, rivières torrentielles et torrents.....	62
Figure 2. 9 : Bloc 3D représentant la morphologie d'un canyon sous-marin. A : Canyon incisant le plateau ; B : Canyon confiné à la pente.....	66
Figure 2. 10 : Profile bathymétrique longitudinal dans l'axe du canyon. (Lewis et Barnes, 1999).	69
Figure 2. 11 : Les trois grands types de profils topographiques des canyons sous-marins et leur relation avec les marges continentales (Covault <i>et al.</i> , 2011).....	70
Figure 2. 12 : Blocs diagrammes schématiques mettant en évidence les caractères morphologiques des canyons des marges actives et des marges passives. (D'après Harris et Whiteway, 2011).	73
Figure 2. 13 : Modèle de formation de canyons sous-marins par érosion régressive D'après Pratson et Coakley (1996). Modifié.....	77
Figure 3. 1: Les principaux ensembles structuraux du nord de l'Algérie et du pourtour de la méditerranée occidentale (Frizon de Lamotte <i>et al.</i> , 2000 et Billi <i>et al.</i> , 2011)	85
Figure 3. 2: Carte géologique simplifiée du nord de l'Algérie	86
Figure 3. 3: Reconstitution paléogéographique des marges africaine et européenne à la fin du Crétacé (Bouillin, 1986).....	88
Figure 3. 4: Coupe sismo-stratigraphique type de la partie sud-orientale du bassin d'Alborán calée au puits HBB-1 (d'après Medaouri <i>et al.</i> , 2012).	90

Figure 3. 5: coupe sismique grand-angle montrant les principales unités stratigraphiques et structurelles de la marge Ouest algérienne (Badji et <i>al.</i> , 2014).	92
Figure 3. 6: Reconstruction cinématique du bassin Algérien entre 30 et 5 Ma, dans le contexte de l'évolution de la Méditerranée occidentale (Bouyahiaoui et <i>al.</i> , 2015).....	96
Figure 3. 7: Évolution du bassin Est algérien depuis la fin de l'Éocène début Oligocène proposé par Frizon de Lamotte et <i>al.</i> (2000).	97
Figure 3. 8: Reconstitution paléogéographique de la méditerranée occidentale depuis l'Oligocène, montrant la migration des de la subduction vers le sud et l'ouverture des bassins arrière-arc et l'évolution spatiale du domaine AlKaPeCa. (Schettino et Turco, 2006).	98
Figure 3. 9: Images tomographies à travers (a) le détroit de Gibraltar, la mer d'Alboran et le bassin algérien et (b) le bassin Liguro-Provençal, la Corse, le bassin Tyrrhénien et la Calabre (Spakman et Wortel, 2004).	100
Figure 3. 10: Modèle géodynamique pour la mer d'Alboran. (Gutscher, 2004).	100
Figure 3. 11: Répartition du magmatisme néogène et quaternaire du Maghreb. (Modifié d'après Maury et <i>al.</i> , 2000).....	102
Figure 3. 12: Coupe schématique à travers le nord de l'Algérie le long du méridien de la Grande Kabylie (Roca et <i>al.</i> , 2004).	103
Figure 3. 13: Carte de distribution des séismes algériens. Les couleurs des cercles correspondent aux profondeurs des hypocentres (catalogue NEIC de 1973 à 2012). (Leprêtre, 2013).....	103
Figure 3. 14: Carte des mécanisme aux foyers des séismes de Méditerranée occidentale (Billi et <i>al.</i> , 2011).	104
Figure 4. 1: Principe d'acquisition des données bathymétriques et de réflectivité acoustique (technique des faisceaux croisés), et photo des navires N/O Le Suroit.	107
Figure 4. 2: Exemple de numérisation manuelle du canyon El Marsa sur une couche ombragée.	111
Figure 4. 3: Degré de ramification associé à chaque bifurcation des tributaires du canyon. A gauche canyon El Marsa avec un maximum de 20, à droite canyon Salamadre avec un max de 5.	113
Figure 4. 4: Schéma illustrant les paramètres morphométriques étudiés : le profil longitudinal, le gradient de pente et l'indice de sinuosité.	114
Figure 4. 5: Mesure de la concavité du profil longitudinal, exemple pour canyon Ténès et El Abid.....	115

Figure 4. 6: Schéma illustrant les paramètres morphométriques étudiés : le profil transversal, la profondeur d'incision du canyon, la largeur du canyon et du thalweg	116
Figure 5. 1: carte bathymétrique du bassin Nord Algérien montrant les principales orientations de la marge.....	118
Figure 5. 2: Carte topo-bathymétrique de la zone d'étude qui mis en évidence les caractéristiques morphologique de la marge (DSF K= <i>Deep-Sea-Fan de Kramis</i>).	120
Figure 5. 3: Profils longitudinaux des deux Coupe AA' et BB' (l'emplacement des deux coupe est mentionné sur la Fig.5.2).....	121
Figure 5. 4: Carte bathymétrique et topographique du nord-ouest de l'Algérie (Carte COI/UNESCO, 1981). Intervalle des courbes en mer: 50, 100 puis tous les 200 m.	122
Figure 5. 5: Carte bathymétrique ombrée montrant les principaux canyons cartographiés le long de la marge Ouest Algérienne avec délimitation des trois zones.....	123
Figure 5. 6: Carte physiographique montrant les principaux canyons avec leurs réseaux de drainage.....	125
Figure 5. 7: Carte morphologique et physiographique du canyon Damous	126
Figure 5. 8: Carte montre la variation de pentes dans le canyon Damous et le profil en long des deux branches.....	127
Figure 5. 9: a) Degré de ramification du canyon, b) Vue 3D du canyon Damous avec localisation du knickpoints.	128
Figure 5. 10: Carte géologique du bassin versant d'oued Damous.....	129
Figure 5. 11: Carte morphologique et coupes à travers du canyon Ténès	130
Figure 5. 12: Profil en long du canyon Ténès.....	131
Figure 5. 13: Graphe semi-logarithmique et variation de pente locale du canyon Ténès.....	132
Figure 5. 14: Carte morphologique et coupes à travers le canyon des îles Colompi	133
Figure 5. 15: Profil en long du canyon îles Colompi	134
Figure 5. 16: Graphe semi-logarithmique et variation de pente locale du canyon îles Colompi.	135
Figure 5. 17: Carte physiographique montrant les principaux canyons cartographiés dans la zone centre avec le réseau de drainage à terre	136
Figure 5. 18: Carte morphologique du système Kramis	137

Figure 5. 19: Coupes à travers la zone amant et l'embouchure de la vallée principale du système Kramis	138
Figure 5. 20: Profil en long et variation de la pente locale du système Kramis	139
Figure 5. 21: Carte morphologique et coupes à travers canyon Chlef	140
Figure 5. 22: Vue 3D du canyon Chlef	140
Figure 5. 23: Graphe semi-logarithmique et variation de pente locale du canyon Chlef	141
Figure 5. 24: Carte morphologique et coupes à travers canyon Cap Carbon	143
Figure 5. 25: Profil en long du canyon Cap Carbon	144
Figure 5. 26: Carte physiographique montrant les principaux canyons cartographiés	145
Figure 5. 27: Carte morphologique et coupes à travers canyon Oran.....	146
Figure 5. 28: Profil en long du canyon Oran	147
Figure 5. 29: Carte morphologique et coupes à travers canyon Falcon	148
Figure 5. 30: Profil en long du canyon Falcon.....	149
Figure 5. 31: Carte morphologique et coupes à travers le canyon des moules	150
Figure 5. 32: Profil en long du canyon des moules.....	151
Figure 5. 33: Carte de réflectivité de la zone d'étude, le caractère sombre indique un fond rugueux et une activité relativement récente du canyon.....	155
Figure 6. 1: Profils longitudinaux des canyons du secteur Est	158
Figure 6. 2: Profils longitudinaux des canyons du secteur central	159
Figure 6. 3: Profils longitudinaux des canyons du secteur occidental	160
Figure 6. 4: Modèle numérique de terrain ombré terre-mer synthétisant les principales structures actives le long de la côte algérienne et au large (Domzig, 2006)	161
Figure 6. 5: Projection des variables sur les plans factoriels 1 et 2	165
Figure 6. 6: Présentation graphique des variables et des canyons sur le plan F1 et F2	166
Liste des tableaux	
Tableau 1. 1 : Tableau de synthèse des processus de transports gravitaires sur les pentes continentales.....	49
Tableau.2. 1: Tableau récapitulatif des caractéristiques morphométriques des plus grands canyons du globe.....	65

Tableau 4. 1: Tableau des caractéristiques des deux sondeurs Ifremer utilisés lors de la campagne MARADJA 2003	108
Tableau 5. 1: Description des caractéristiques morphométriques des canyons de la marge Ouest Algérienne	152
Tableau 6. 1: Valeurs propres de la matrice de corrélation des paramètres morphométriques ...	164
Tableau 6. 2: Matrice de corrélation entre les variables morphométriques	164

INTRODUCTION GENERALE

Introduction générale

Problématique

Les marges continentales passives ou actives, depuis les hautes latitudes jusqu'à l'équateur, représentent la zone de transition entre continents et bassins océaniques et sont, de ce fait, la voie préférentielle des transferts sédimentaires terre-mer au cours du temps. En dehors des variations tectoniques, la morphologie d'une marge évolue constamment en réponse aux processus sédimentaires qui y ont lieu. En effet, il existe sur une marge différents éléments architecturaux dont la morphologie est principalement contrôlée soit par les processus d'érosion, soit par les processus de dépôt.

Au sein de ces marges, les pentes continentales sont plus particulièrement soumises à des processus gravitaires érosifs, plus ou moins intenses et diversifiés, parmi lesquels on distingue principalement :

- les glissements en masse, dont l'enregistrement géologique consiste en une cicatrice d'arrachement et un corps déstructuré pouvant atteindre plusieurs mètres à centaines de mètres d'épaisseur ;
- et les écoulements gravitaires, qui sont générés de façon quasi continue au cours du temps et qui sont responsables du dépôt de strates individuelles centimétriques à métriques.

L'action de ces processus gravitaires génèrent le creusement et l'entretien des canyons sous-marins qui constituent un élément architectural majeur des pentes continentales, les canyons sont en grande partie responsables des modifications de la morphologie de la pente continentale (Shepard, 1981 ; Posamentier et Vail, 1988 ; Posamentier *et al.*, 1988). Ces structures (Canyons sous-marins) présentent en effet une large distribution spatiale et sont présentes sur tous les types de marge qui ont fait l'objet d'investigations (Harris et Whiteway, 2011). Les canyons sous-marins sont caractérisés par des morphologies transversales en V ou en U, variant de 100 à 1000 m de profondeur en moyenne et pouvant atteindre plus de 2000 m de profondeur (Normark et Carlson, 2003).

Le cours d'un canyon est principalement guidé par les variations eustatiques et la topographie, cette dernière étant étroitement liée à l'activité tectonique. Un profil longitudinal d'un canyon est dit à l'équilibre aura une forme concave, alors qu'un profil de canyon jeune (n'ayant pas encore

atteint le stade d'équilibre) ou le cours d'un canyon perturbé par des mouvements tectoniques leur conférant une forme plus convexe.

De ce fait le cours des canyons peut-être un bon indicateur de la déformation d'une marge et de son évolution future. Une autre approche utilisant le cours des canyons permet la mise en évidence de la tectonique dans une région par l'observation d'éventuelles déviations des canyons. De plus, les profils transversaux évoluent progressivement d'un V à un U, mais dans certains cas, ils peuvent alterner entre V et U résultat des mouvements verticaux.

Située au sud de la méditerranée occidentale, la marge Algérienne est une marge passive cénozoïque, formée en position de bassin arrière-arc de la subduction Téthysienne, actuellement réactivée en compression, cette activité peut se traduire sous forme de structures tectoniques (failles, plis, escarpements...). Plusieurs types d'objets géologiques permettent d'identifier, par des moyens indirects, le jeu de failles en profondeur, tels que : (1) les instabilités sédimentaires, (2) la déformation des sédiments superficiels, et (3) le cours des canyons.

Objectifs de l'étude

Ce travail de thèse a été réalisé sur la marge Ouest Algérienne au sud de la Méditerranée occidentale : une marge passive en cours de réactivation. Il se concentre principalement sur l'étude des canyons sous-marins, car les instabilités sédimentaires et la déformation des sédiments superficiels ont déjà fait l'objet de plusieurs travaux ([Domzig, 2006](#) ; [Matougui, 2008](#)). Les principaux objectifs de cette étude sont :

- faire ressortir les principales caractéristiques morphométriques des canyons, telles que le profil topographique longitudinal du thalweg, son inclinaison, son indice de sinuosité, la largeur du canyon et du thalweg, la profondeur d'incision, la morphologie transversale du canyon, ou encore leur évolution amont-aval.
- analyser les différents éléments architecturaux au sein des canyons, tels que les cicatrices d'arrachements, les sur-incisions, les *knickpoints*, les rides sédimentaires ou les terrasses, afin de comprendre leur relation avec les différents paramètres morphométriques généraux des canyons, ainsi que leur mode de mise en place et d'évolution.
- analyser l'évolution des canyons au cours du temps on les intégrant au contexte tectonique régional pour déterminer les forçages tectonique, climatique et/ou glacio-eustatique contrôlant leur formation et leur dynamique sédimentaire.

- faire une analyse des bassins versants associés à chaque canyon sous-marin afin de comprendre l'impact de l'influence des apports sédimentaires sur la formation et l'évolution des canyons.

Les données utilisées dans cette étude ont été acquises lors des campagnes océaniques MARADJA 1 et 2 (2003 et 2005). Ces campagnes ont permis l'acquisition d'un relevé bathymétrique complet de la Marge Algérienne. La bathymétrie a été collectée à l'aide d'un Simrad EM300, utilisé pour les hauts/moyens fonds (Talus et bassin profond). Sa précision verticale peut atteindre 2 mètres pour le faisceau central et sa résolution est au maximum ~25 mètres. Cet outil fournit des données bathymétriques ainsi que des données d'imagerie acoustique. Les informations bathymétriques permettent de réaliser une étude précise de la morphologie des fonds, et les données d'imagerie permettent d'étudier les changements de réflectivité des fonds. Vu le manque de données sismique de haute résolution, ce travail se focalise essentiellement sur l'analyse morphométriques.

Organisation du mémoire

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

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

Le chapitre 3 nous présenterons le contexte géologique et géodynamique de la marge Algérienne.

Le chapitre 4 détaille les données utilisées dans cette présente étude, et les méthodes d'analyses.

Les chapitres 5 correspondent à une étude générale de la morphologie de la marge Ouest Algérienne ainsi que les résultats de l'analyse morphométriques des systèmes de canyons identifiés sur la marge. Il est constitué d'un article publié.

Le chapitre 6 enfin une synthèse et une discussion, autour des résultats obtenus, sur l'origine des canyons ainsi que leurs processus de construction, et les facteurs contrôlant leurs évolution au cours du temps.

Ce travail a abouti à une conclusion générale, qui est une synthèse des résultats auxquels nous sommes arrivés, avec quelques perspectives à entreprendre pour des études à venir plus ciblées pour clarifier d'avantage les hypothèses émises lors de ce travail.

Chapitre 1 :

Synthèse bibliographique

Etat des connaissances sur les marges continentales et les
processus sédimentaires

La synthèse bibliographique suivante regroupe : dans un premier temps l'état des connaissances sur les marges continentales, depuis les hautes latitudes jusqu'à l'équateur, qui recouvrent 11% de la surface de la Terre. Dans un second temps, on va décrire les processus dynamiques de transferts sédimentaires qui affectent les pentes continentales.

1.1 Marges continentales

1.1.1 Définition

Une marge continentale, qu'elle soit passive ou active, représente la bordure immergée d'un continent qui assure la transition vers le domaine océanique adjacent, marquée par un amincissement crustal progressif de la croûte continentale vers l'océan (Fig.1.1). Elle peut à ce titre être considérée comme la zone intermédiaire entre deux domaines crustaux d'âge, de nature, et d'épaisseurs différents, et par conséquent de comportements thermique, rhéologique et mécanique différents. Elle est affectée par des processus tectoniques et sédimentaires (érosion et dépôts) qui font constamment évoluer sa morphologie. Le rebord du plateau continental et la pente continentale, en raison de leur forte dénivellation, sont le siège de transferts sédimentaires et de phénomènes d'instabilités gravitaires.

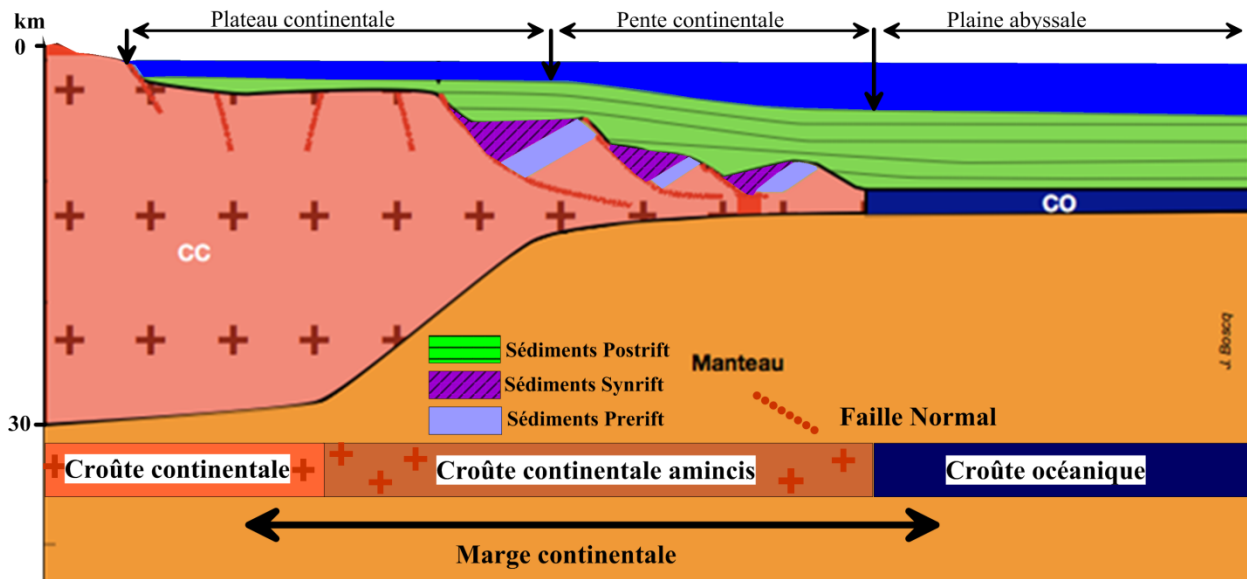


Figure 1. 1 : Coupe schématique de la morphologie d'une marge continentale passive (Bourque, 2006)

Lorsqu'elles ne présentent aucune activité tectonique ou volcanique actuelle, les marges continentales sont dites stables ou passives (Scrutton, 1982a ; Boillot, 1983 ; Sage, 1994), leur formation s'initie lors de la rupture d'une lithosphère continentale soumise à des contraintes divergentes. Selon que la rupture se fait perpendiculairement ou parallèlement à la direction des contraintes, les marges sont appelées respectivement **marges en extension** et **marges transformantes** (ou coulissante) (Fig.1.2). Les marges **actives**, frontières de plaques convergentes, sont le siège d'une forte activité sismique et tectonique (Boillot, 1990 ; Lallemand, 1999). Par conséquent, ces trois types de marges présentent des évolutions, des caractéristiques structurales et morphologiques qui leur sont propres.

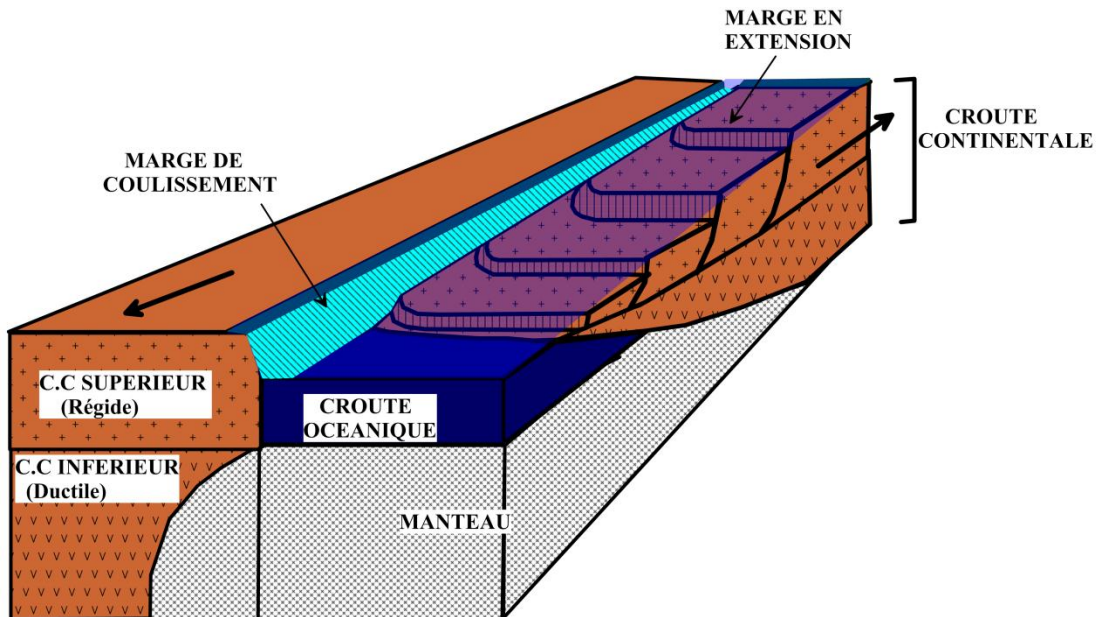


Figure 1.2 : Bloc 3D illustrant des marges passives divergente et de coulissement en fonction de la direction des contraintes représentée par les flèches noires (d'après Boillot, 1990).

1.1.2 Typologie des marges continentales

A. Les marges passives

Les marges passives sont issues de la fragmentation lithosphérique en contexte de divergence de plaque continentale. Les marges passives sont conservatives, puisque tout le matériel sédimentaire amené du continent par les fleuves reste sur place. Dans la majorité des cas, celles-ci sont marquées par un plateau continental large de 70 à 80 km en moyenne, mais pouvant dépasser plusieurs centaines de kilomètres (>350 km au large de l'Argentine) avec une pente très

faible ($\sim 0.1^\circ$). Le plateau est situé à une profondeur inférieure à 180 m, au-delà, la marge est caractérisée par une rupture de pente localisée souvent entre 180 et 200 m de profondeur, à partir de laquelle débute la pente (ou talus) continentale, de pendage moyen 1 à 5° avec une largeur variable entre 10 – 100 km.

La pente continentale se termine par le glacis, le long duquel le pendage s'adoucit, à une profondeur moyenne de 3000 à 4000 m. Les profondeurs les plus élevées sont atteintes dans les plaines abyssales pratiquement horizontales, au-delà de 4000 m de profondeur situées à l'aplomb de la croûte océanique. Cette classification des domaines est certes simplifiée, mais elle montre que la morphologie générale d'une marge passive est en pente régulière, c'est à dire que l'orientation locale du pendage reste relativement constante.

Durant le rifting et au début de l'accrétion océanique, la quantité de magmatisme produit va varier selon les conditions thermiques (exemple du rifting actif), la quantité de déformation, et/ou de la composition du manteau. Selon l'importance du magmatisme, les marges seront subdivisées généralement en deux catégories : les marges volcaniques et les marges non-volcaniques (Fig.1.3).

❖ *Marges volcaniques*

La formation des marges volcaniques s'accompagne par la mise en place d'une importante quantité de magmatisme à la zone de transition océan-continent (TOC). Il est généralement admis que ces marges témoignent d'une rupture lithosphérique en présence d'un manteau anormalement chaud (Geoffroy, 2005). L'intense activité magmatique est responsable de la formation d'une croûte océanique anormalement épaisse (≥ 10 km) et du développement de failles normales à pendage vers le continent, accommodant la mise en place des magmas pendant la phase d'extension (Fig.1.3.a). En imagerie sismique, ces marges sont reconnaissables par la présence de réflecteurs sismiques inclinés vers le large (*SDR* : "*Seaward Dipping Reflectors*") et de corps magmatiques sous-plaqués sous la croûte transitionnelle, caractérisés par de hautes vitesses sismique ($V_p > 7,2$ km/s, Bauer *et al.*, 2000 ; Gerlings *et al.*, 2009 ; Keen *et al.*, 2012) (Fig.1.3.a). Exemple : la marge de Norvège et du Groenland (Hopper *et al.*, 2003).

❖ *Marges non-volcaniques*

À l'inverse, la formation des marges dites non-volcaniques s'accompagne d'une faible quantité voire de l'absence de magmatisme. Ces marges sont généralement caractérisées par (1) un domaine de blocs continentaux basculés vers le continent, délimités par des failles extensives à pendage en direction de l'océan accommodant l'extension dans la croûte supérieure cassante (Fig.1.3.b), (2) une zone de manteau exhumé et serpentinsé à la transition océan-continent (TOC), et (3) une croûte océanique plus mince (≤ 7 km) (Fig.1.3.b).

Ces marges ne présentent pas de SDR et rarement de corps à hautes vitesses sous-plaqués, comme à la marge armoricaine (Golfe de Gascogne) (Thinon, 1999).

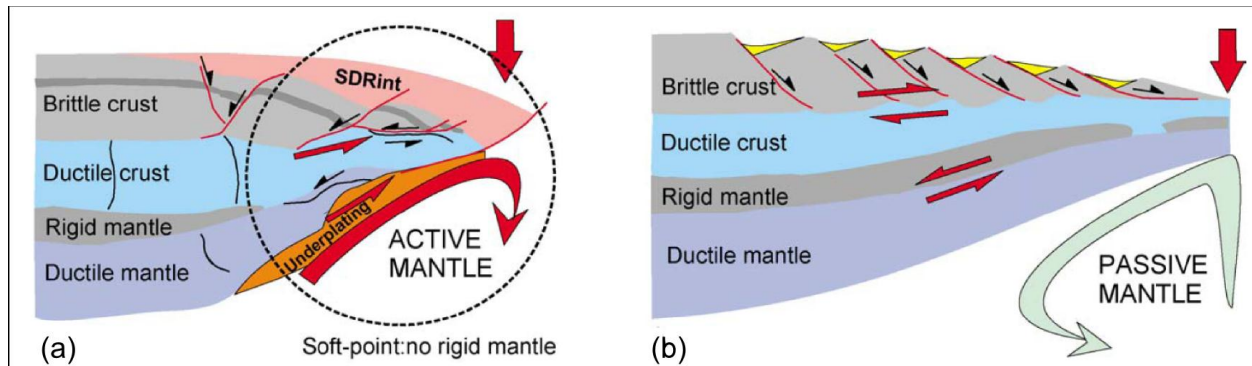


Figure 1.3 : Exemple type de la structure (a) d'une marge passive volcanique et (b) d'une marge passive non-volcanique (Geoffroy, 2005).

B. Les marges transformantes (ou coulissantes)

Elles se distinguent des marges en extension principalement par une pente continentale abrupte. En profondeur, elles sont caractérisées par un amincissement crustal rapide s'effectuant sur une distance n'excédant pas quelques dizaines de kilomètres et une transition continent-océan (TOC) réduite (Greenroyd *et al.*, 2008) voir absente, traduisant le contact direct entre les croûtes océanique et continentale (Sage *et al.*, 2008). Elles se caractérisent par la présence d'une ride marginale, surface d'érosion héritée d'une surrection antérieure, comme la marge de côte d'Ivoire-Ghana (Fig.1.4) (Sage *et al.*, 2008).

L'inventaire des marges transformantes a montré que les marges transformantes représentent 30% des marges passives (Mercier de Lepinay, 2016), les marges transformantes présentent des

architectures diverses et sont souvent segmentées. Marges encore peu connues, les études scientifiques sont relancées sur cet objet (Mercier de Lepinay, 2016).

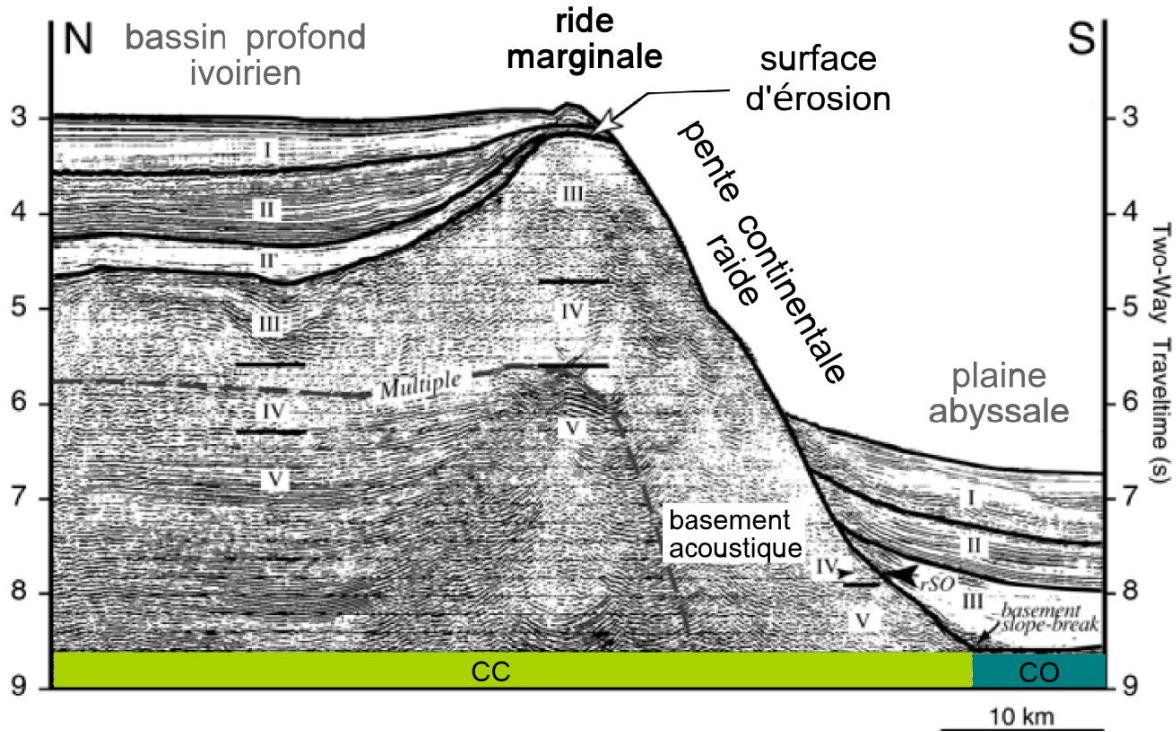


Figure 1.4 : Section sismique recoupant la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana (Sage *et al.*, 2008). CC : croûte continentale. CO : croûte océanique.

C. Les marges obliques

Les marges obliques se forment lorsque l'orientation de l'axe du rift n'est ni perpendiculaire à la direction d'extension, ni parallèle. Le rifting oblique se traduit généralement par une forte segmentation du système par l'intermédiaire de failles transformantes (Fig.1.5). Le Golfe d'Aden est un bon exemple de rifting oblique (Fig.1.5). La direction d'extension est constante à travers le Golfe d'Aden tandis que le golfe change d'orientation d'Est en Ouest. Cela induit une variation du degré d'obliquité des marges à travers le Golfe. Ce domaine extensif jeune (rifting < 34 Ma; océanisation à 17,6 Ma (Leroy *et al.*, 2012) apparaît donc comme un laboratoire naturel idéal pour étudier l'influence du degré d'obliquité sur la formation et le développement de marges obliques.

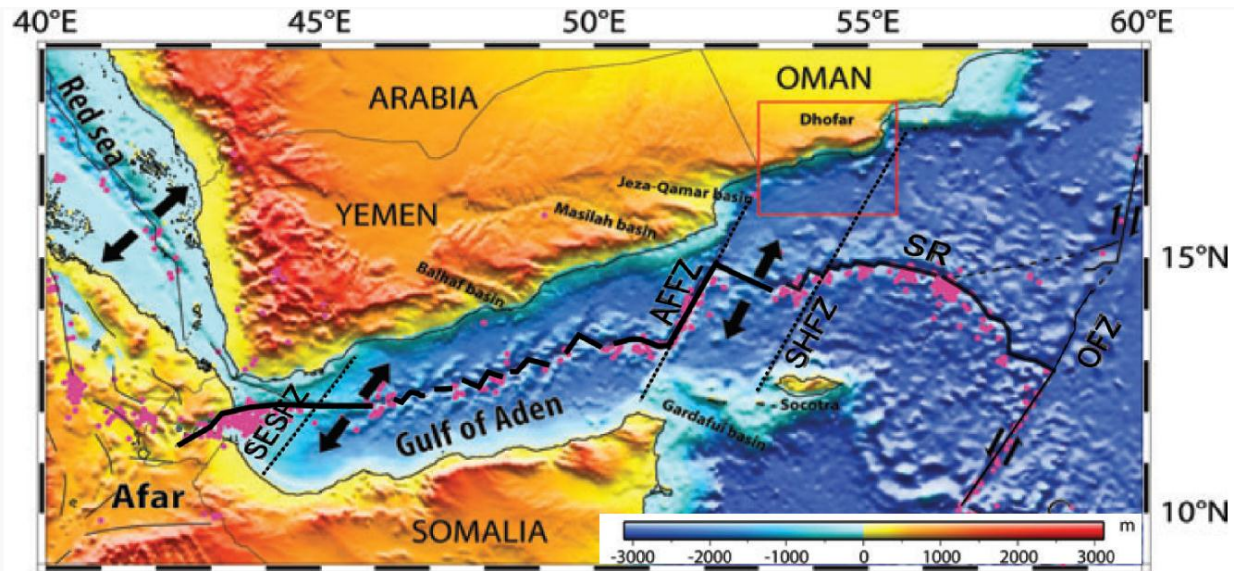


Figure 1.5 : Ouverture oblique du Golfe d’Aden. Le rift est découpé en de nombreux petits segments divergents. Le mouvement différentiel de ces segments est accommodé le long de failles transformantes. AFFZ : Alula-Fartak fractue zone ; SESFZ : Socotra-Hadbeen fracture zone (Autin *et al.*, 2010).

Les observations de terrain et les modèles numériques du rifting oblique montrent que la déformation se traduit par le développement d’un réseau complexe de failles. L’étude des mécanismes à l’origine des réseaux de failles complexes met en avant le rôle déterminant joué par les niveaux ductiles lithosphériques, la réactivation de failles héritées, le degré d’obliquité et la présence, ou l’absence, de zones de faiblesses lithosphériques (Bellahsen *et al.*, 2013 ; Autin *et al.*, 2010).

L’étude des marges transformantes et obliques impliquent une vision tridimensionnelle de ces marges. Les forces de volumes mises en jeu sont importantes et vont jouer un rôle majeur sur l’évolution de ces marges, par la mise en contact de lithosphères non-homogènes (non-amincies/amincies, continentales/océaniques, froides/chaudes), constituant potentiellement des zones de faiblesses lithosphériques favorables à l’inversion de ces marges.

D. Les marges en contexte d'arrière-arc

A l'arrière d'une zone de subduction peut se développer par extension de la plaque chevauchante, un bassin appelé bassin d'arrière-arc. Le moteur de l'extension est une convection secondaire du manteau associée au retrait du panneau plongeant (slab roll-back), généralement plus incliné et dense (exemple des Mariannes), (Fig. 1.6). Si le rifting atteint le stade de rupture, un nouveau bassin océanique se crée et les bordures de ce bassin constituent alors, des marges continentales dans un contexte de convergence de plaques lithosphériques (ou marges en contexte d'arrière arc). Les bassins d'arrière-arc montrent dans leur majorité une épaisseur de croûte nettement plus faible que la croûte des bassins océaniques « normaux » de type atlantique (Sclater *et al.*, 1976). Par exemple la croûte océanique dans le bassin d'arrière-arc des philippines possède une croûte océanique de l'ordre de 3 à 5 km (Louden *et al.*, 1980), et il en est de même pour le bassin liguro-provençal (Pascal *et al.*, 1993 ; Contrucci *et al.*, 2001 ; Gailler *et al.*, 2009).

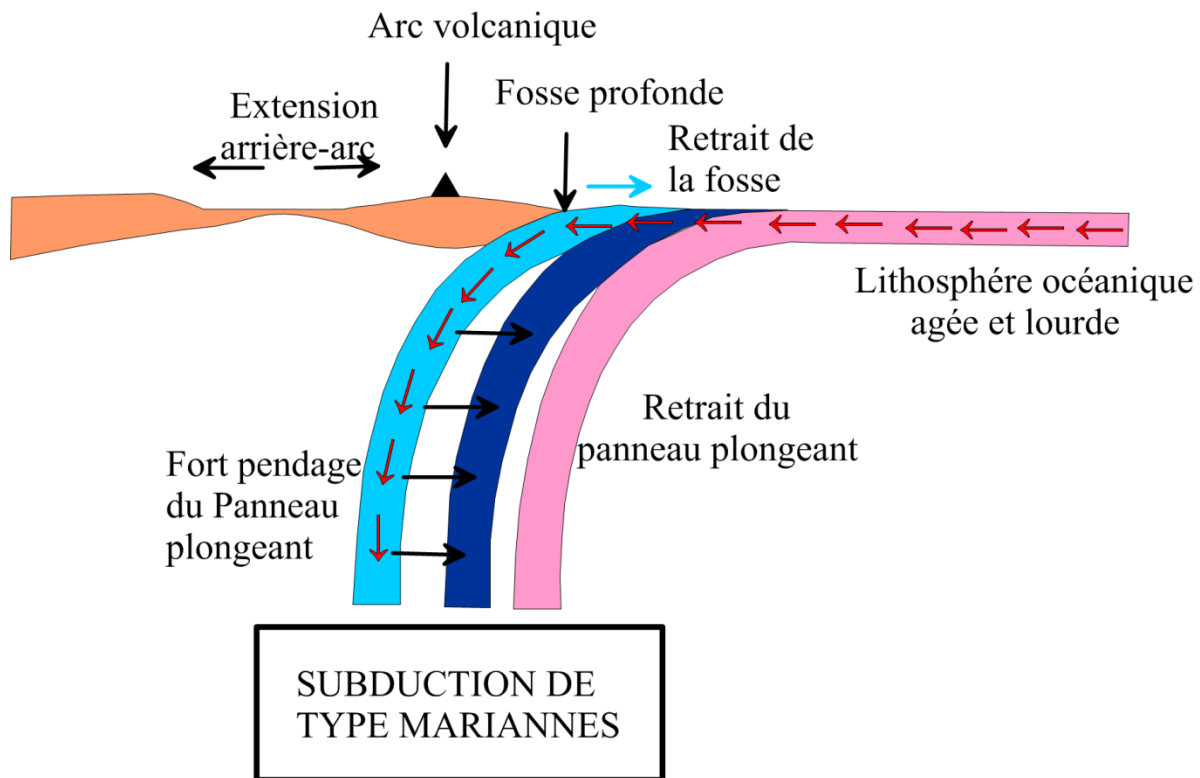


Figure 1.6 : Illustration d'ouverture d'un bassin d'arrière arc (Subduction type Mariannes).

E. Les marges de type « STEP »

Dans le cas particulier où la subduction se termine sur une zone transformante, le retrait de la subduction (roll-back), pourrait être accompagné d'une déchirure latérale de la lithosphère (Fig.1.7). La propagation horizontale de cette déchirure le long de la terminaison du slab, permet la naissance d'une faille transformante (faille de déchirement) conduisant à la formation d'une marge dite en STEP (Subduction Transform Edge Propagator) qui correspond à la propagation de la limite subduction – faille transformante (Govers et Wortel, 2005). On peut supposer que cette limite en STEP résulte d'une déchirure de la plaque plongeante perpendiculaire à la fosse de subduction (donc subparallèle à l'azimut du slab). Cette déchirure est contrôlée par la rhéologie du slab et l'évolution de la subduction (Yoshioka et Wortel, 1995 ; Van de Zedde et Wortel, 2001). Les principaux exemples des zones STEP dans le monde sont décrits par Govers et Wortel (2005), et sont cités : la Calabre et le Nord et le Sud des caraïbes, récemment plusieurs auteurs intègrent la marge Ouest Algérienne dans ce contexte (Déverchère, 2005 ; Domzig, 2006 ; Medouari, 2014).

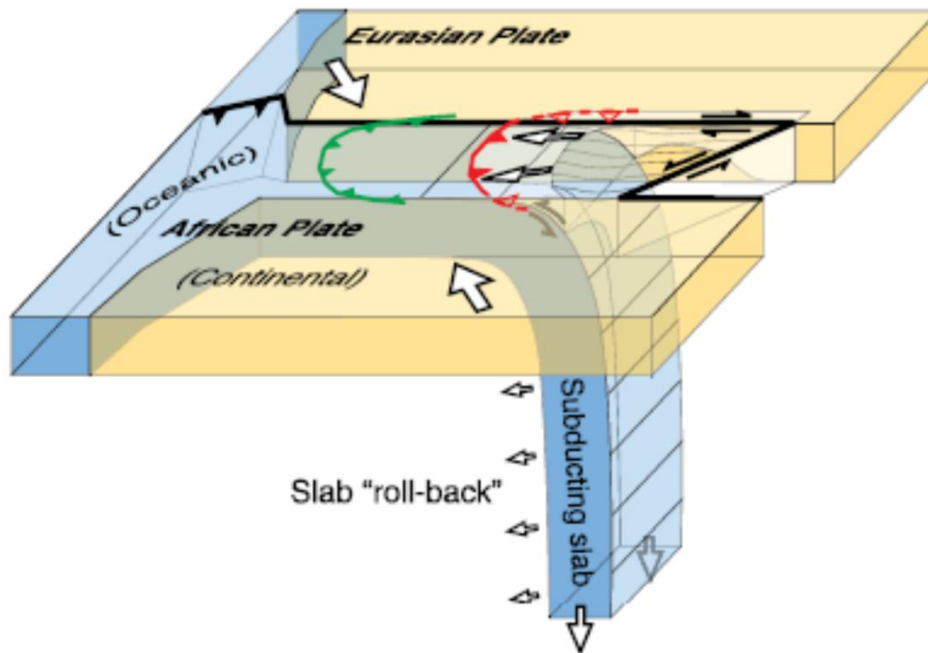


Figure 1.7 : Illustration de déchirures de slab de subduction (Gutscher, 2004).

F. Les marges actives

Les marges actives, limites entre deux plaques convergentes, enregistrent des déformations liées à la subduction et par conséquent présentent une morphologie plus complexe que celle des marges passives.

À terre, elles sont caractérisées par la présence d'un arc volcanique, et celle d'un bassin avant-arc alimenté par l'érosion des reliefs terrestres. Le bassin avant-arc n'est pas seulement présent à terre, mais également en mer. En mer, la marge présente un plateau continental de largeur variable, généralement plus étroit (5-30 km) avec une inclinaison plus élevée que celle des marges passives, menant à la pente continentale. La profondeur de la rupture de pente du plateau peut être équivalente à celle sur une marge passive (120-180 m), mais également plus profonde, en fonction du contexte tectonique régional. La pente continentale, dont l'inclinaison moyenne est de 3-6° (Hagen *et al.*, 1996), aboutit à la fosse de subduction dont la profondeur peut atteindre ~11 000 m dans le cas de la fosse des Mariannes (Pomerol *et al.*, 2005). La morphologie générale de la pente continentale peut toutefois être variable, et on distingue deux grandes catégories parmi les marges actives (Von Huene et Scholl, 1991; Clift et Vannucchi, 2004): (1) les marges en accrétion, et (2) les marges en érosion. Ces deux catégories sont caractérisées par des différences majeures des propriétés mécaniques du processus de subduction, et en conséquence par une morphologie en surface différente.

❖ Marges actives en accrétion

Les marges en accrétion sont caractérisées par un front de marge bordé d'un prisme d'accrétion constitué d'écaillés de sédiments provenant de la fosse et de chevauchements imbriqués. Les prismes d'accrétions ont de largeur variable, mais peuvent atteindre plusieurs dizaines voire centaines de kilomètres, (480 km pour la partie Sud du prisme de la Barbade dans la Mer des Caraïbes (Huyghe *et al.*, 2004). La morphologie résultante est douce, et la pente moyenne de l'ensemble de la marge est de ce fait relativement faible (2-4°) (Fig.1.8.a). Toutefois, le long des plis anticlinaux, les pendages peuvent localement être supérieurs à 20° (McAdoo *et al.*, 2000). Par ailleurs, la présence du prisme d'accrétion permet également de piéger les sédiments qui proviennent du bassin avant-arc.

❖ *Marges actives en érosion*

Dans ce cas, la marge est soumise à une subsidence générale accompagnée d'un recul de la fosse et du front de marge vers le continent (Von Huene et Lallemand, 1990; Sosson *et al.*, 1994). Cette subsidence est liée à des déformations sur le long terme qui se manifestent par la présence de failles normales pouvant affecter l'ensemble de la marge jusqu'à sa base (Sage *et al.*, 2008). La pente moyenne résultante est de ce fait élevée et peut atteindre des valeurs moyennes supérieures à 7-8° (Fig.1.8.b), comme c'est le cas pour les marges du Costa Rica (Ranero et von Huene, 2000), du Pérou (Sosson *et al.*, 1994). Ces caractéristiques ont été expliquées en considérant une érosion basale importante de la marge, on parle alors d'érosion tectonique (Von Huene et Lallemand, 1990).

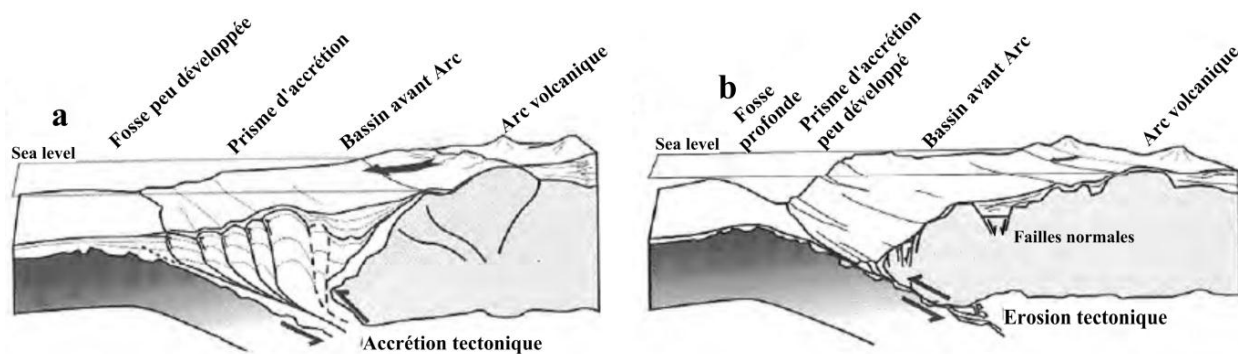


Figure 1.8 : Coupes schématiques d'une marge active en accrétion (a) et en érosion (b) (Clift et Vannucchi, 2004)

Si les marges continentales dans leur ensemble ont été très étudiées depuis une quarantaine d'années, les pentes continentales font moins l'objet d'analyses détaillées récentes que les plateaux continentaux ou les zones de glaciais. Pourtant leur rôle dans les processus de transferts sédimentaires, depuis les plateaux vers les bassins océaniques profonds, du fait de leurs inclinaisons relativement fortes, est très largement établi (Dailly, 1983 ; Galloway et Hobday, 1996 ; Galloway, 1998 ; Ross *et al.*, 2002).

1.1.3 La pente continentale

I. Définition

La pente continentale caractérise la zone de transition entre la plateforme et le bassin profond. En effet, les pentes continentales gagnent ou perdent des sédiments à travers des phénomènes de dépôts, érosion et dissolution (Schlager et Camber, 1986). On distingue ainsi les pentes continentales en accrétion avec un bilan sédimentaire positif par stockage du surplus sédimentaire sur la pente, et des pentes en érosion (dominée par des phénomènes de non-dépôt ou *by-pass*) avec un bilan sédimentaire négatif.

L'apport ou la perte de matériaux sont fortement influencés par l'inclinaison de la pente continentale au travers de mouvements en masse ou de courants de turbidité (Schlager et Camber, 1986).

II. Typologie des pentes continentales

Adams et Schlager (2000), ont classifiés les pentes continentales en trois grandes catégories, basées sur l'allure du profil topographique, en utilisant trois équations mathématiques simples. Grâce à plusieurs exemples de marges, ces auteurs ont montré que 12% des cas étudiés avaient une pente supérieure linéaire, 20% avaient des profils exponentiels et 50% présentaient des profils sigmoïdaux (Fig. 1.9).

- Les profils linéaires (Fig.1.9.A) sont interprétés comme des pentes pour lesquelles les sédiments restent à leur angle de repos ou d'équilibre de telle manière que le système tout entier est dans un état critique auto-organisé. L'angle de repos est généralement défini comme l'angle maximum par rapport à l'horizontale pour lequel les sédiments meubles se stabiliseront lors du dépôt (Bak *et al.*, 1988 ; Mann et Kanagy, 1990). Il convient cependant de noter que l'angle de repos est directement lié à la taille des particules (Kenter, 1990). Dans un tel état critique, le moindre ajout sédimentaire pourrait conduire à un ajustement des grains entre eux et générer des mouvements en masse (Adams et Schlager, 2000).

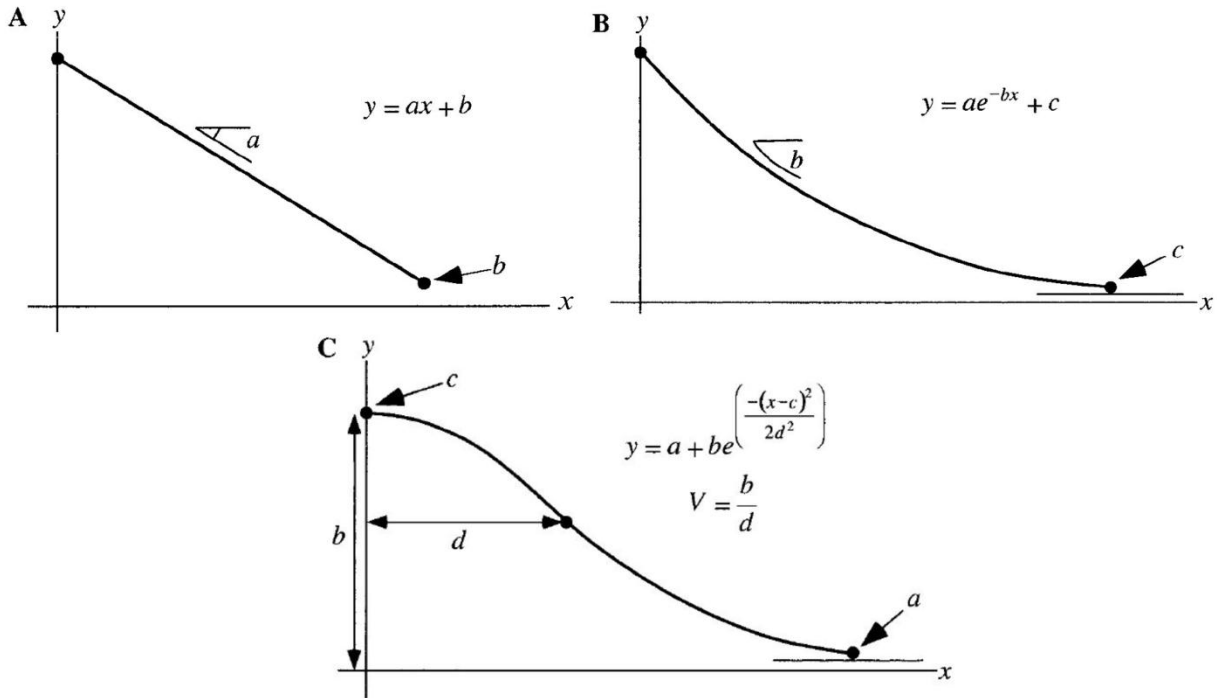


Figure 1.9 : 3 types de pentes et leur équation. A – Morphologie planaire décrite par une équation linéaire. B – Courbe concave décrite par une fonction exponentielle. C- Morphologie sigmoïdale décrite par une distribution gaussienne. (Adams et Schlager, 2000).

Les pentes continentales linéaires à sédiments non-cohésifs présentent un angle d'équilibre de l'ordre de 35-40° (Kirkby, 1987 ; Kenter, 1990 ; Adams et Schlager, 2000). En effet, la pente supérieure linéaire observée à South Water Cay à Belize (Sud Est de Mexique) présente des sédiments sableux et de gravats dont l'angle de repos est de 36°, tandis que le talus continental linéaire observé aux Bahamas et constitué de rochers et de sable issus de l'érosion, présente une inclinaison de plus de 40°.

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

Les instabilités gravitaires qui seront décrites ultérieurement peuvent également se déclencher pour des inclinaisons de pente inférieures à 5° (Piper *et al.*, 1999).

- Les profils à tendance exponentielle (ou concave) (Fig.1.9.B), par analogie avec les systèmes terrestres, sont attribués à un affaiblissement exponentiel de la capacité de transport en fonction de la distance (Adams *et al.*, 1998 ; Adams *et al.*, 2001). Les profils exponentiels seraient des profils linéaires s'aplatissant de manière concave dans leur partie inférieure suite au transport vers le bassin des sédiments initialement déposés sur la pente continentale (exemple : pente continentale de la marge sud de la péninsule antarctique du Pacifique).

Les profils exponentiels présentent généralement une bordure de plateau continental raide. La décroissance exponentielle de la capacité de transport commence dès cette rupture de pente. Le transport sédimentaire sur la pente continentale se faisant sous l'influence de la gravité. Ces courbes exponentielles à forte rupture de pente, se retrouvent dans trois contextes (Adams et Schlager, 2000) :

(1) lorsque le taux de sédimentation est élevé (exemple : Marge continentale sud-est de la Nouvelle Zélande dont l'inclinaison maximum est de 10.1°) ;

(2) en contexte de marge glaciaire pour lequel le mouvement vertical est limité par la couverture de glace (exemple : marge continentale glaciaire de la Baie Prydz en Antarctique dont l'inclinaison maximum est de 7.9°) ;

(3) en contexte de marge récifale, due aux carbonates relativement résistant à l'érosion durant les périodes de bas niveau marin (exemple : pente ouest de *Great Bahama Bank* dont l'inclinaison maximum est de 8°).

- Les profils de pente sigmoïdaux (Fig.1.9.C) sont les plus communs sur les marges continentales. Ils sont représentés par une courbe gaussienne se composant de deux segments bien différenciés. La partie inférieure, concave, représente la décroissance exponentielle du taux de sédimentation avec la distance, tandis que la partie supérieure, convexe, représente la limite graduelle entre le domaine de plateforme pour lequel le transport des sédiments se fait sous l'action des vagues et le domaine de la pente continentale pour lequel le transport sédimentaire est soumis à l'action de la gravité (Adams et Schlager, 2000).

Ce type de courbe gaussienne se trouvent sur les marges continentales en érosion (exemple : pente continentale du Bassin George Bank au nord-est de l'Amérique du Nord dont l'inclinaison maximale au point d'inflexion est de 7.3°), sur les marges continentales passives (exemple :

marge sud-ouest de l'Afrique, dont l'inclinaison maximale au point d'inflexion est de 1.4°), sur les marges glaciaires de haute latitude (exemple : pente de la péninsule Antarctique, dont l'inclinaison maximale au point d'inflexion est de 16.8°) ou en contexte de plateforme carbonatées (exemple : marge continentale sud de l'Australie, dont l'inclinaison maximale au point d'inflexion est de 30°).

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

III. Morphologie de la pente continentale

La morphologie d'une pente continentale se modifie continuellement sous l'impact de processus sédimentaires (transferts de particules), de l'activité tectonique liée aux failles ou encore des variations climatiques. Elle est caractérisée (Fig. 1.10) par des domaines de *by-pass* et de systèmes de pentes érosifs, et des systèmes de pentes constructifs ([Galloway, 1998](#)). Cette partie a pour but de présenter rapidement ces différents objets.

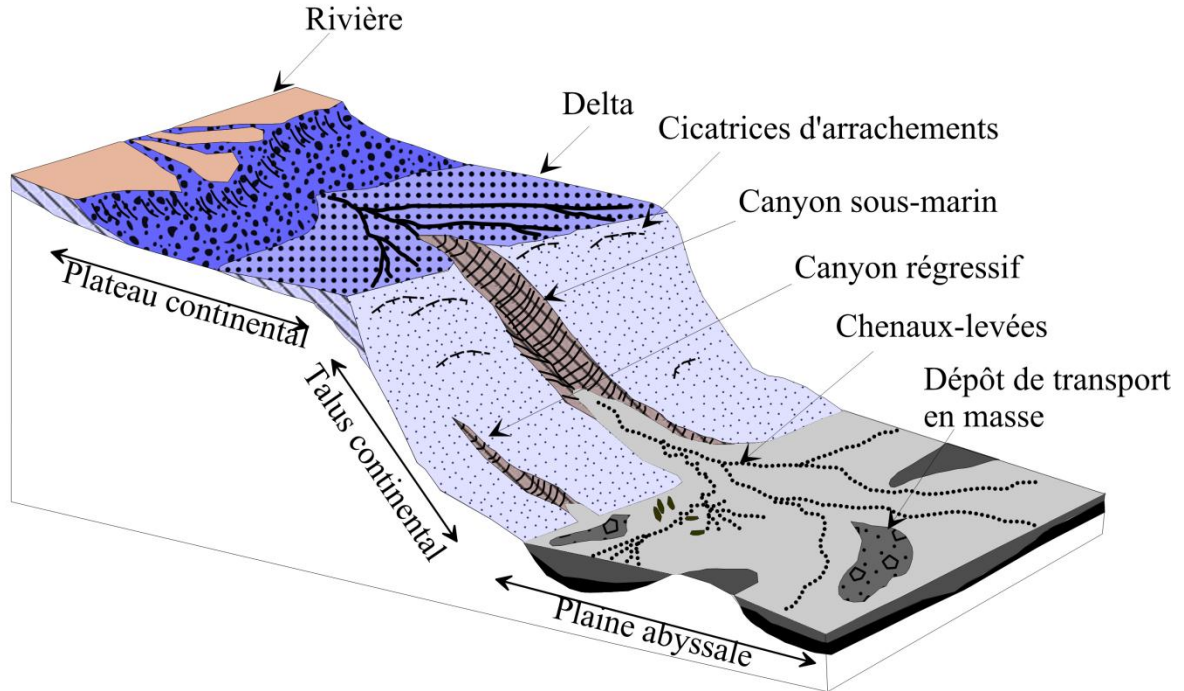


Figure 1.10 : Bloc diagramme illustrant les principaux systèmes érosifs et constructifs d'une pente continentale (modifié d'après [Posamentier, 2003](#)).

i. **Domaines de by-pass et de systèmes de pentes érosifs** : regroupent les canyons sous-marins, les canyons régressifs, les ravines (*gullies*) et les chenaux érosifs ([Galloway, 1998](#)).

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

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

❖ **Les « canyons régressifs »** se caractérisent par un creusement vers le haut de la pente continentale sous l'impact de glissements répétés à la tête de l'incision (Shepard, 1981 ; Pratson et Coakley, 1996 ; Green *et al.*, 2007), ces canyons sont confinés sur la pente continentale.

A l'inverse des canyons sous-marin *S.S*, les canyons régressifs n'ont pas de lien net avec les processus opérant sur le plateau continental ou avec la présence de systèmes fluviaux, bien qu'ils puissent être profonds et avoir des flancs abrupts.

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

❖ **Les Chenaux érosifs (systèmes chenalisés érosifs)** sont des voies de *by-pass* sédimentaire et sont typiquement érosifs. Ils se trouvent généralement dans les zones de plus grande inclinaison de la pente continentale lieu d'accélération des écoulements gravitaires (Galloway, 1998). Ils présentent des profils transverses en « V » ou en « U » avec des terrasses (O'Connell *et al.*, 1991 ; Galloway, 1998). Ils sont larges, de quelques centaines à plusieurs centaines de mètres, et leur profondeur varie de dizaines à centaines de mètres, alors que leur longueur varie de quelques kilomètres à plusieurs centaines de kilomètres (Galloway, 1998).

Les chenaux érosifs sont relativement droits et symétriques (Brami *et al.*, 2000 ; Kneller, 2003) et leurs levées sont peu développées permettant une migration rapide du chenal et la formation de morphologies en tresses (Galloway, 1998). Sur des pentes à dominante argileuse, les chenaux érosifs ont une plus grande stabilité, ils forment plus facilement des levées et ils sont généralement plus sinueux (Clark *et al.*, 1992). Plus les sédiments sont grossiers, plus les

chenaux érosifs sont larges et moins leur incision est profonde (Galloway, 1998). L'origine des chenaux est principalement associée aux écoulements turbulents possédant une grande capacité érosive.

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

❖ **Les hémipélagites** sont des sédiments fins typiques des environnements de grandes profondeurs. Ils contiennent généralement un mélange de matériaux biogènes pélagiques, carbonatés ou siliceux (> 10%), de matériaux terrigènes ou volcano-clastiques (> 10 %) selon la nature de la source (rivière, action éolienne, retombées volcaniques) (Stow et Tabrez, 1998). Ils se déposent par la combinaison d'une décantation verticale et d'une lente advection latérale. La taille des grains est fortement dépendante de la composition, bien que les grains soient généralement fins (5-35 μm en moyenne) et peu triés (Stow et Tabrez, 1998). Les taux de sédimentation varient typiquement de moins de 5 $\text{cm}/10^3$ an à plus de 20 $\text{cm}/10^3$ an, alors que les plus forts taux de sédimentation, de l'ordre de 100 $\text{cm}/10^3$ an.

❖ **Les deltas de bordure de plateforme** se construisent à la transition entre le plateau continental et la pente continentale, et sont formés par régression forcée (Posamentier *et al.*, 1992 ; Porebski et Steel, 2003). Ce sont des structures appartenant au cortège de bas niveau marin, bien qu'ils puissent se former en contexte de haut niveau marin (Coleman *et al.*, 1998), ils sont les principaux vecteurs de la progradation des marges continentale (Porebski et Steel, 2006).

❖ **Les systèmes de chenaux-levées** sont des systèmes chenalés constructifs (Galloway, 1998). Ils marquent la transition entre les structures purement érosives et les structures plus aggradantes en base de pente continentale et se mettent en place sur le glacis et le bassin profond. Ils sont très sinueux, voire méandriformes (Galloway, 1998 ; Kneller, 2003 ; Abreu *et al.*, 2003), et présentent des morphologies de vallée en « U » ou à fond plat (Galloway, 1998).

Le fond de ces chenaux-levées est souvent incisé par un chenal interne ou thalweg relativement étroit, et la présence de levées internes (Babonneau *et al.*, 2002 ; Deptuck *et al.*, 2003) et de terrasses (Nakajima *et al.*, 1998). Le chenal est en aggradation et peut migrer latéralement (Kneller, 2003). Les chenaux peuvent être bordés d'accumulations peu élevées et dissymétriques

semblables à des levées ou des dunes sédimentaires (Migeon *et al.*, 2001 ; Wynn et Stow, 2002) attestant de processus de débordement des écoulements chenalisés (Spinelli et Field, 2001).

Les écoulements gravitaires qui y sont canalisés et les particules tractées ou en suspension qui les composent, se répartissent verticalement et longitudinalement suivant leur taille.

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

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

❖ **Les rides de contourite**, elles sont par définition constituées de sédiments déposés par l'action des courants de contours, à des profondeurs d'eau supérieures à 200 m (Faugères *et al.*, 1999). Elles apparaissent donc à grande échelle sous forme de rides de géométries variées (Faugères *et al.*, 1999). Elles sont morphologiquement allongées et peuvent atteindre 1000 m d'épaisseur (Bryn *et al.*, 2005). Leur géométrie dépend du contexte géomorphologique, de la vitesse et de la variabilité du courant, de la période de temps durant laquelle ce dernier agit, de la quantité et la nature des sédiments, et de l'interaction avec les processus gravitaires (Bryn *et al.*, 2005).

En dehors des variations tectoniques, la morphologie d'une marge continentale évolue constamment en réponse aux processus sédimentaires qui y ont lieu. En effet, il existe sur une marge différents éléments architecturaux dont la morphologie est principalement contrôlée soit par les processus d'érosion, soit par les processus de dépôt.

1.2 Processus dynamiques de transferts sédimentaires sur les pentes continentales

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

Les pentes continentales constituent des voies de transfert de sédiments du continent vers le bassin profond. Le transfert de sédiments est réalisé pour l'essentiel par des processus gravitaires.

Cette partie concerne la description de différents types de processus de transport gravitaires ainsi que les dépôts associés.

Trois grands groupes de phénomènes capables d'éroder, de transporter ou de déposer des particules se distinguent (Stow, 1986) (Fig.1.11)

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

Les différents processus gravitaires qui vont être décrits dans cette partie sont directement liés à la formation ou au maintien des incisions des canyons sous-marins au cours du temps. Ces processus permettent le transfert des sédiments du plateau vers le bassin profond sous l'effet de la gravité.








PROCESSUS	CARACTERISTIQUES	DEPOTS
<u>Resédimentation</u>		
Chute de blocs		Eboulis
Reptation		Creeping (fluage)
Glissement translationnel		Slide
Glissement circulaire rotationnel		Slump
Coulée de débris		Débrite (debris flow)
Ecoulement granulaire liquéfié		Dépôt gravitaire
Courant de turbidité		Turbidite

Figure 1.11 : Principaux groupes de processus sédimentaires en milieu marin et les dépôts associés (Stow, 1986)

1.2.1 La classification des processus gravitaires

Les processus gravitaires et les dépôts qui leur sont associés peuvent être classés en deux groupes (Middleton et Hampton, 1973 ; Mulder et Cochonat, 1996 ; Stow et al., 1996 ; Shanmugam, 2000 ; Mulder et Alexander, 2001): (1) les glissements en masse et (2) les écoulements gravitaires (cohésifs et non cohésifs). Cette classification prend en compte des caractéristiques telles que :

- ❖ **La rhéologie** c'est-à-dire le comportement mécanique (Mulder et Cochonat, 1996 ; Shanmugam, 2000). Ce dernier peut être élastique (comme les glissements), plastique (comme dans les coulées de débris) ou visqueux (comme dans les courants turbiditiques).
- ❖ **La nature cohésive** (boue ou argile) ou **non cohésive** (sable) des matériaux va également influencer le type d'écoulement. Les écoulements boueux vont avoir tendance à glisser alors que les écoulements sableux vont être maintenus par la force de collision entre les grains.

- ❖ Enfin les **mécanismes de transport et de maintien en suspension** tels que la turbulence ou les forces de friction vont influencer le type et comportement de l'écoulement.

A. Les glissements en masse

Les glissements en masse sont des mouvements homogènes de sédiments le long d'une surface de glissement permettant la préservation de la structure interne de la masse en mouvement.

Selon l'intensité du transport et la nature des sédiments mobilisés, trois types de glissements peuvent être différenciés :

- ❖ Les *slides* (Fig.1.12) s'initient par l'apparition d'une fracture de cisaillement le long des plans de cisaillements discrets. Le volume de sédiments impliqués peut être considérable, allant jusqu'à 300 km³ (Stow, 1986). La déformation interne de la masse glissée est très faible.
- ❖ Les *slumps* (Fig.1.12) quant à eux, représentent des mouvements en masse d'importants volumes de sédiments, suivant des fractures de cisaillement et accompagnés d'une déformation interne (rotation). La déformation se manifeste par des structures extensives à l'arrière, et par des structures compressives à l'avant.

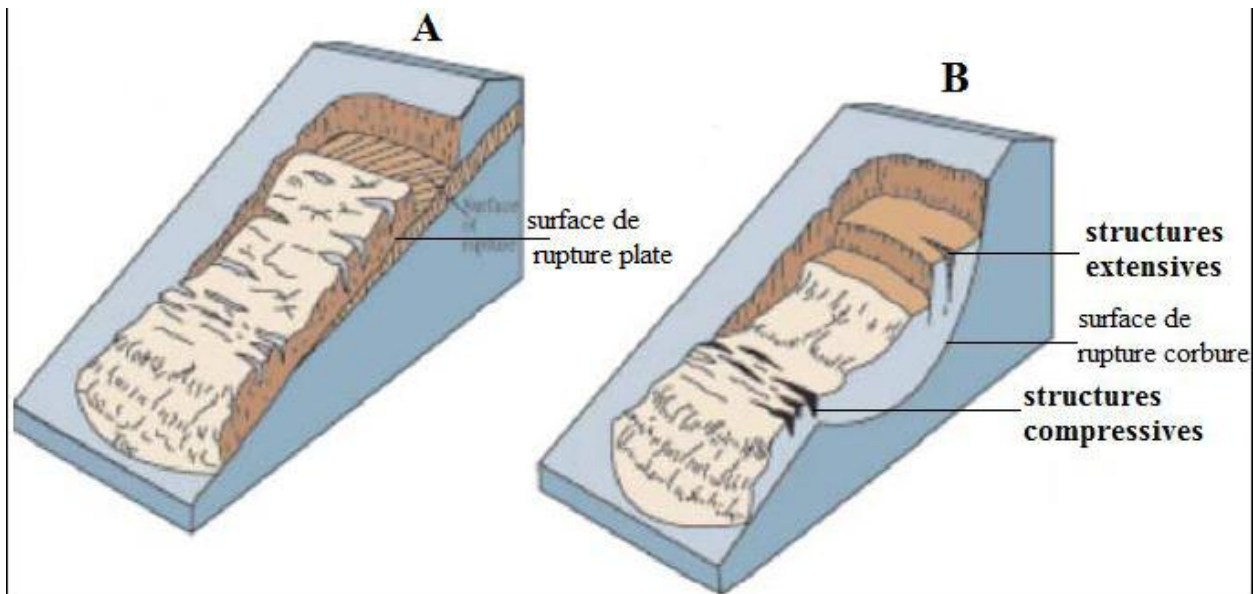


Figure 1. 12 : Schémas de mouvements en masse. A: slide (translationnel), B: slump (rotationnel),

Source: USGS

- ❖ Le **fluage** (ou *creeping*) est induit par un processus très lent impliquant une déformation plastique lente, graduelle, et continue, qui peut engendrer des déformations de la structure interne, sans apparition de fractures. Toutefois, le fluage peut se transformer en *slide* ou en écoulement laminaire, si la limite de déformation des matériaux est atteinte. Ces glissements apparaissent souvent sur les flancs de canyons sous-marins, en haut de pente et rebord de plateau.

B. Les écoulements gravitaires

De nombreuses études ont été menées pour qualifier les écoulements gravitaires (Middleton et Hampton, 1973 ; Lowe, 1982). Mulder et Alexander (2001) proposent une classification en fonction des mécanismes de transport et des propriétés physiques de l'écoulement. Il existe donc deux types d'écoulements gravitaires : cohésif et non cohésif. Le rapport entre les forces d'inertie et les forces de viscosité permet de distinguer ces 2 types : plus ce rapport est important, plus l'écoulement gravitaire sera dilué (Mulder, 2011).

❖ **Les écoulements cohésifs : les coulées de débris**

Les écoulements cohésifs se caractérisent par une viscosité et des concentrations importantes empêchant les mouvements turbulents. Les coulées de débris (ou *debris flows*) sont des écoulements cohésifs, présentant des fragments de tailles importantes (des sables aux blocs). Ces sédiments grossiers sont maintenus dans une matrice cohésive (argileuse ou silteuse) et se déplacent sous l'effet de la gravité (Stow *et al.*, 1996). Lorsque la force de résistance est plus importante que la force motrice, les coulées de débris s'arrêtent brusquement et se figent (*freezing*) ce qui engendre un dépôt grossier et chaotique (Middleton et Hampton, 1973).

❖ **Les écoulements non cohésifs**

Lors d'un écoulement non cohésif, trois mécanismes de transport des grains peuvent être observés : la collision entre les grains (écoulements granulaires) ; l'expulsion de fluide intergranulaire (écoulement fluidisé) et la turbulence (courant de turbidité).

- **Les écoulements granulaires** (*grain-flows*) sont constitués de grains non cohésifs (sable, silt) qui, grâce à leur interaction, engendrent la dispersion et donc l'écoulement du mélange. Une pente forte ($>18^\circ$) est le paramètre indispensable à la continuité du

mouvement (Middleton et Hampton, 1973). Les dépôts résultant des écoulements granulaires présentent un grano-classement inverse (Middleton et Hampton, 1973).

- **Les écoulements liquéfiés** (*liquified flows*) sont des écoulements de sédiments non cohésifs maintenus en suspension par la surpression du fluide interstitiel (Mulder, 2011). Ces écoulements peuvent se déplacer même sur une pente relativement faible (de 3 à 10° ; Middleton et Hampton, 1973) et tant que la surpression interstitielle est plus importante que la pression hydrostatique. Leurs dépôts associés présentent des traces d'expulsion de fluide comme les galets verticalisés (Lowe et LoPiccolo, 1974).
- **Les écoulements turbulents** (*turbidity currents*). Ces écoulements maintiennent leurs mouvements grâce à la turbulence. La concentration en particules est variable mais inférieure à 9% du volume total (Bagnold, 1962). Elle permet de définir le type de courants de turbidité observés : les bouffées turbides ; les courants de turbidité et les courants hyperpycnaux (en ordre croissant de concentration). Ils sont capables de se déplacer sur de grandes distances et sur des durées différentes, en fonction du rapport entre l'énergie perdue par frottement et l'énergie cinétique gagnée (Stow *et al.*, 1996). Les bouffées turbides ne sont pas alimentées par l'amont contrairement aux courants de turbidités (Mulder et Alexander, 2001). Bouma (1964) propose une séquence de dépôt associée aux courants de turbidité. La séquence-type est composée de 5 intervalles de granulométrie et structures sédimentaires différentes avec, de la base au sommet, les termes Ta, Tb, Tc, Td et Te (Fig.1.13).
- **Ta** : intervalle à sable massif, pouvant contenir des graviers ou des galets ;
- **Tb** : intervalle inférieur à laminations parallèles, composé par des laminations de sables fins et de sables très fins à faible teneur en argiles ;
- **Tc** : intervalle à rides de courant qui contient du sable très fin et silt à stratifications obliques, et un granoclasement normal ;
- **Td** : intervalle supérieur à laminations parallèles, composé par une alternance de lamines de sable très fin ou de silts ou de lamines argileuses ;
- **Te** : intervalle pélitique, composé de sédiments très fins (argiles), peu structurés, avec un léger granoclasement normal.

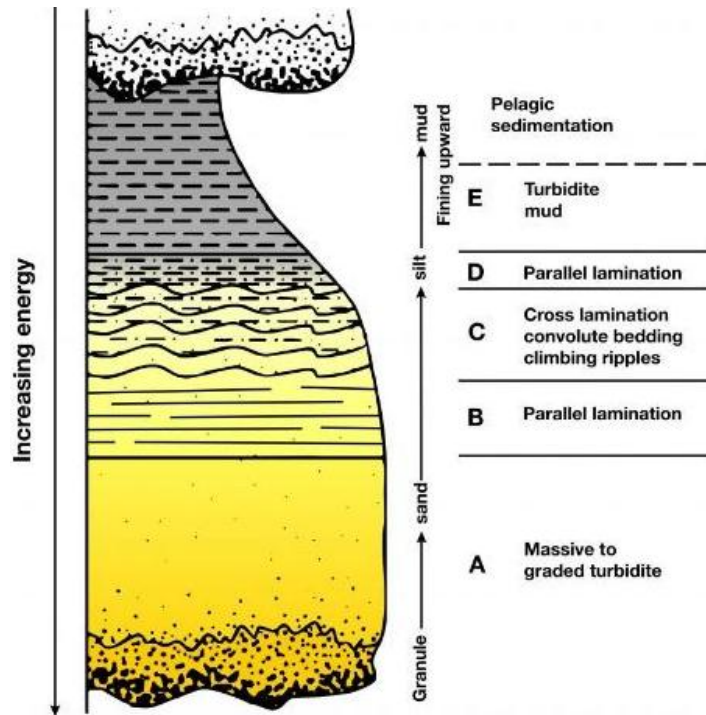


Figure 1. 13 : Séquence de Bouma présentant un dépôt lié à un courant de turbidité (Bouma, 1964)

Cependant, l'intégralité de la séquence de Bouma n'est pas toujours observée, la plupart du temps elle est tronquée, soit de ses termes supérieurs soit de ses termes inférieurs. Bouma (1964) avait associé l'évolution verticale des termes, de *a* à *e*, à l'évolution au cours du temps de la capacité de transport et de la vitesse du courant de turbidité. Sanders (1965) montre que le dépôt de la séquence de Bouma est réalisé par deux processus différents : (1) le passage d'un lit coulant de grains dit : concentré est responsable du terme *a* et (2) le passage d'un courant turbulent est à l'origine des termes de *b* à *e* (Fig.1.14.a).

Schématiquement, un courant de turbidité comprend, longitudinalement trois régions : la tête, le corps et la queue (Middleton et Hampton, 1973) et verticalement souvent deux parties : une partie basale dense ayant une vitesse plus importante et une concentration en sédiment plus forte que la partie supérieure formée d'un panache de fluide turbulent (Middleton et Hampton, 1973 ; Postma *et al.*, 1988). En se basant sur une étude statistique concernant différentes caractéristiques des faciès sédimentaires (épaisseur des bancs, granulométrie, figures d'érosion, contacts, etc) dans différents bassins, Walker (1967) met en évidence l'évolution des faciès entre les dépôts proximaux et les dépôts distaux (Fig.1.14.b).

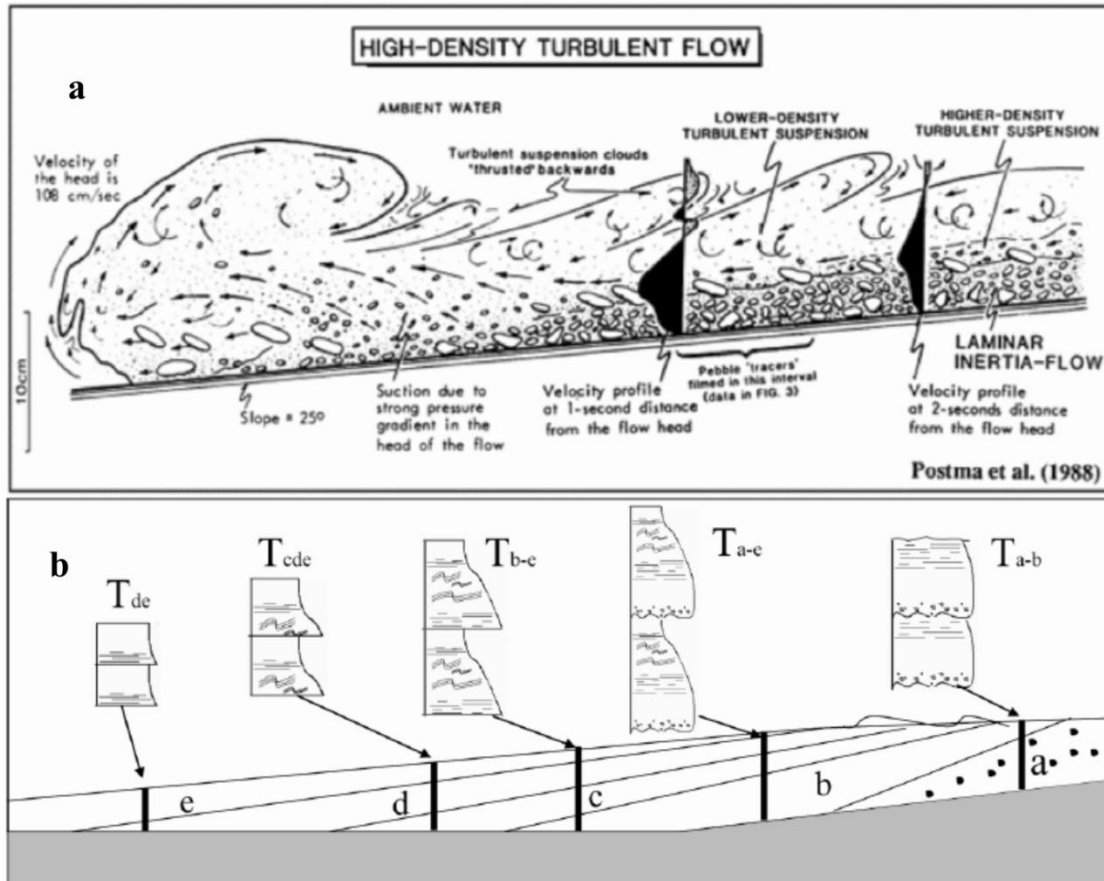


Figure 1. 14 : (a) Schéma montrant la composition bipartite d'un courant de turbidité et les profils de vitesses (Postma *et al.*, 1988) ; (b) Evolution de la séquence de Bouma en fonction de la localisation (proximal, distal) par rapport à la source (inspiré de Walker *et al.*, 1967)

Les courants hyperpycniaux sont la conséquence d'écoulements turbides générés dans les fleuves et se prolongeant en mer (Mulder et Alexander, 2001). Ils résultent d'événements de crues où le mélange eau douce/sédiment a une densité supérieure à celle de l'eau de mer. Ce mélange va alors se propager sur le fond et provoquer, par la suite, un écoulement gravitaire turbulent hyperpycnal (Mulder et Syvitski, 1995). Les dépôts liés aux courants hyperpycniaux comportent une première phase à grano-classement inverse (correspondant à la montée de la crue) surmontée d'une partie à grano-classement normal (due à la décrue). Cependant, il est fréquent que l'enregistrement soit partiellement tronqué ce qui rend la distinction difficile avec les dépôts liés aux courants de turbidité « classiques » (Mulder *et al.*, 2001). Un tableau de synthèse (Tab.1.1) propose un résumé des classifications les plus fréquemment utilisées (Middleton et Hampton, 1973 ; Nardin *et al.*, 1979 ; Mulder et Cochonat, 1996 ; Mulder et Alexander, 2001).

Tableau 1. 1 : Tableau de synthèse des processus de transports gravitaires sur les pentes continentales

		Processus de transport	Mécanisme de support des particules	Comportement mécanique	Dépôts associés	Séquences types dépôts	
PROCESSUS DE TRANSPORT GRAVITAIRES	GLISSEMENTS EN MASSE	Glissements	Translationnels	Déplacement contrôlé par la gravité : inertie de la masse ou des blocs	Elastique	Slides	Blocs lités continus dont la déformation varie de faible à modérée
			Rotationnels			Slumps	Structure interne partiellement conservée, souvent déformée dont la surface est souvent marquée par des rides de compression
			Reptation			Creeping	Morphologie en forme d'escalier ou sous forme d'ondulations similaires aux rides sédimentaires
	ECOULEMENT GRAVITAIRE	Cohésifs	Coulées en masse	Matrice argilo-silteuse provoquant des forces de flottaison	Plastique	Débrites	Mélange hétérogène de fragments grossiers, graviers ou blocs, de marnes consolidées, de matériaux fins et d'eau
			Coulées denses	Pression de dispersion (Chocs intra-granulaires)	Visqueux	Avalanches	Surface érosive surmontée par des sables pouvant présenter un granoclassement inverse : structure d'expulsion de fluides
		Non cohésifs	Courants de turbidités	Turbulence de fluide	Fluides Newtoniens	Turbidites	Séquences de Bouma, ou parties tronquées de la séquence de Bouma (Ta-Tb ou Tc-Td-Tc) : granoclassement normal
			bouffées turbides			Turbidites	Termes Ta-Tb-Te de la séquence de Bouma, avec un contact net entre les termes Tb et Te
			courants hyperpycnaux			Hyperpycnites	Granoclassement inverse basal de matériaux grossiers et normal sommital de matériaux plus fins.

Chapitre 1 : Synthèse bibliographique

Même après toutes ces études, la compréhension des processus de transport et de dépôt ne suffit toujours pas à expliquer la variabilité des faciès observés. D'après [Stow et Mayall \(2000\)](#), il faudra prendre en compte les facteurs environnementaux et morphologiques afin de pouvoir arriver à expliquer cette variabilité de faciès. Les auteurs affirment que l'étude de la nature des apports sédimentaires (liés au type de marge, à la nature de la source, au régime hydrologique, au contexte climatique,...) ainsi que l'interaction de ces apports avec la morphologie du fond peuvent apporter plus d'informations sur la compréhension des dépôts finaux que l'étude même des processus de dépôts.

Chapitre 2

Les Systèmes Subaériens et les Systèmes Sous-marins : Du Bassin Versant au Canyon Sous-marin

Ce travail de thèse s'intéresse à la formation et l'évolution des canyons sous-marins, dans un contexte tectonique réactivé en compression, de la marge Ouest Algérienne. Mais les canyons sous-marins font partie d'un «système source-exutoire» dans lequel le système fluvial subaérien semble avoir un rôle important (Somme *et al.*, 2009). C'est pour cela qu'il est également important de définir et d'intégrer le bassin versant.

2.1 Introduction: Le Système Source-Exutoire

Le « système source-exutoire » comprend toutes les zones qui contribuent à l'érosion-transport-dépôt des sédiments (Somme *et al.*, 2009). Ce système (Fig.2.1) comprend quatre segments (bassin versant, plateau continental, pente continentale et bassin profond) qui sont génétiquement reliés (Moore, 1969). Les variations à long terme des flux sédimentaires (taux de sédimentation, débit fluvial, apports sédimentaires et construction de chenaux-levées) et les paramètres morphométriques de chaque segment (aire, longueur, inclinaison...), semblent avoir un certain nombre d'interconnexions gouvernant l'évolution érosion-dépôt du système dans son ensemble.

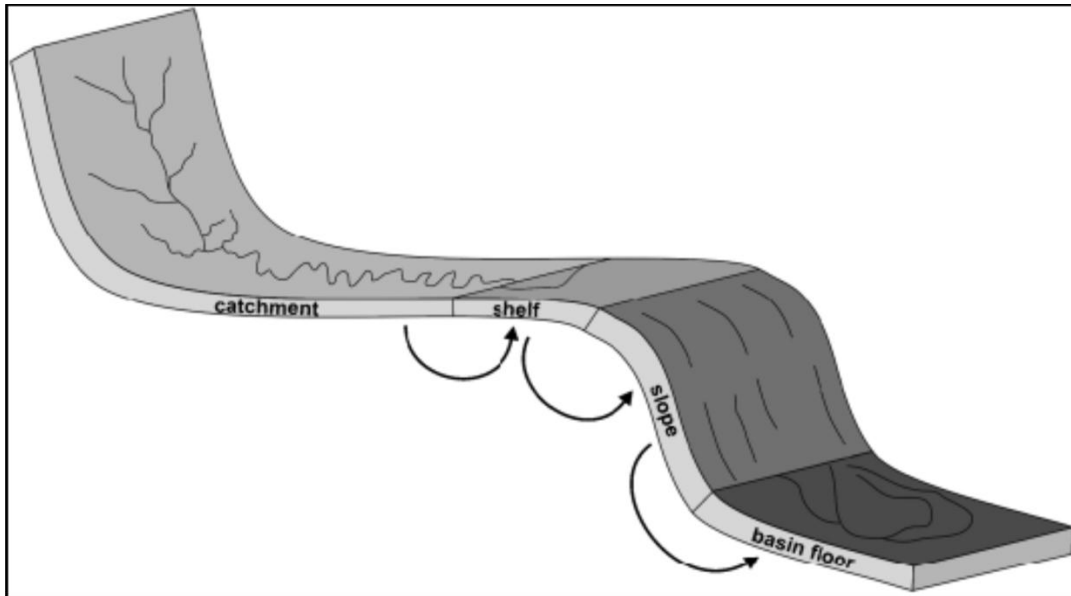


Figure 2.1 : Schéma représentant les quatre segments d'un système source-exutoire, génétiquement reliés. Les modifications à long termes, par érosion ou dépôt, sur l'un des segments affecteront les segments adjacents (Somme *et al.*, 2009)

En effet, l'évolution due à l'érosion ou au dépôt dans une partie du système se reflète automatiquement par la modification morphologique dans une ou plusieurs des parties adjacentes. Le transfert sédimentaire du bassin versant vers le bassin profond s'effectue suivant différentes échelles spatio-temporelles en réponse aux changements climatiques (variations du niveau marin relatif, apports sédimentaires) et tectoniques (taux de soulèvement / subsidence) locaux ou régionaux, de court et long terme (Somme *et al.*, 2009).

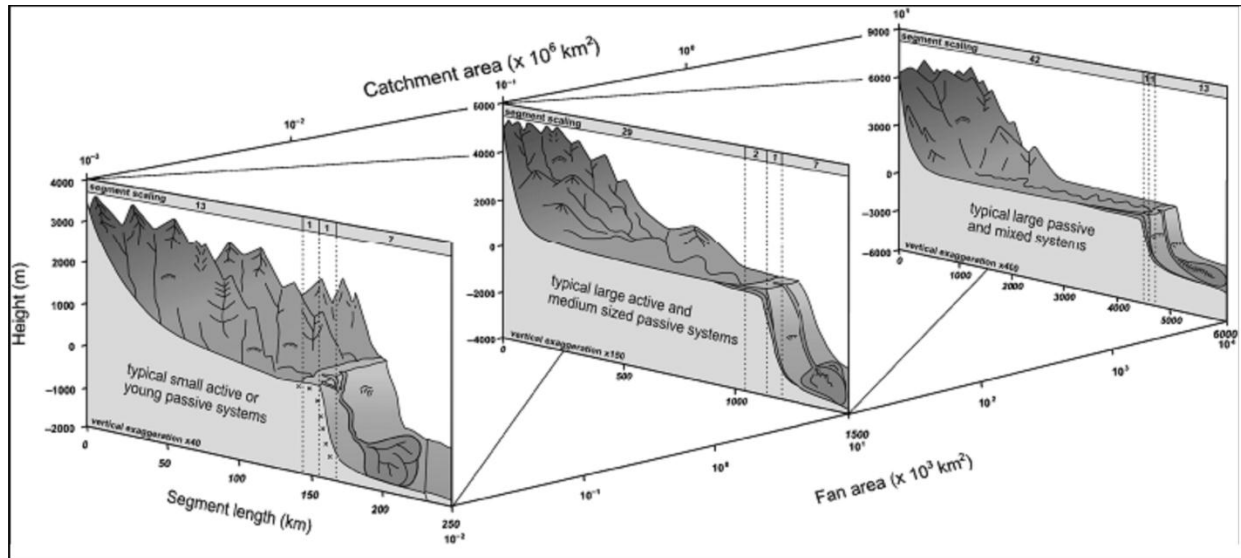


Figure 2. 2 : Relations dimensionnelles entre les segments : bassins versants, plateaux continentaux, pentes continentales et bassins profonds, suivant différents types de marges (passif ou actifs). Plus le système devient grand, plus la taille du bassin versant augmente (Somme *et al.*, 2009)

Les systèmes des marges passives sont généralement plus larges que ceux des marges actives et présentent des taux de sédimentation plus élevés que ces derniers (Fig.2.2). De plus la longueur des pentes continentales et les dimensions des systèmes de chenaux-levées dans le bassin océanique profond sont généralement plus élevées dans les systèmes passifs, tandis que l'inclinaison de leur pente continentale est plus faible. Les systèmes passifs semblent répondre plus lentement aux changements climatiques et tectoniques, alors que les systèmes actifs érodent et transportent plus rapidement les sédiments via son bassin versant (Somme *et al.*, 2009).

De plus, petits systèmes actifs présentent des étroits plateaux continentaux, qui sont considérés comme des zones de « *by-pass* » sédimentaire. Les plateaux continentaux plus larges des systèmes passifs s'interfèrent avec les courants de surface et semblent contrôler le stockage (Somme *et al.*, 2009).

2.2 Système fluvatile aérien

2.2.1 Le bassin versant

Horton (1945) décrit le bassin versant comme étant l'unité idéale pour évaluer l'érosion, car elle permet de quantifier les transferts de matière. Il représente une surface drainée par un réseau hydrographique.

A. Les caractéristiques du bassin versant

Bien que le bassin versant soit la principale zone délivrant les particules, il est aussi un lieu de stockage. Il est délimité par une ligne de crête, encore appelée « ligne de partage des eaux », qui englobe un réseau de vallons et de vallées, entaillés par des thalwegs par lesquels convergent les versants (Fig.2.3).

- Un bassin versant est décrit par plusieurs paramètres :
 - La superficie comprend l'espace entre les crêtes topographique menant à l'exutoire, et peut varier de 10^{-2} à 10^6 km². Dans le cas d'un substrat perméable, tel le karst, et la possibilité de circulations d'eaux souterraines, le bassin versant réel est alors souterrain.
 - Le réseau de drainage comprend tous les cours d'eau organisés en tributaires du bassin versant.
 - La topographie est caractérisée par les dénivelés maximum et moyen, la fréquence des classes d'altitude, les gradients de pente et la forme des versants du bassin.
 - La lithologie comprend la nature et la surface d'affleurement des roches du substrat et des formations superficielles.
 - L'occupation du sol caractérisée par la nature et le pourcentage des types de végétation et des zones anthropisées.

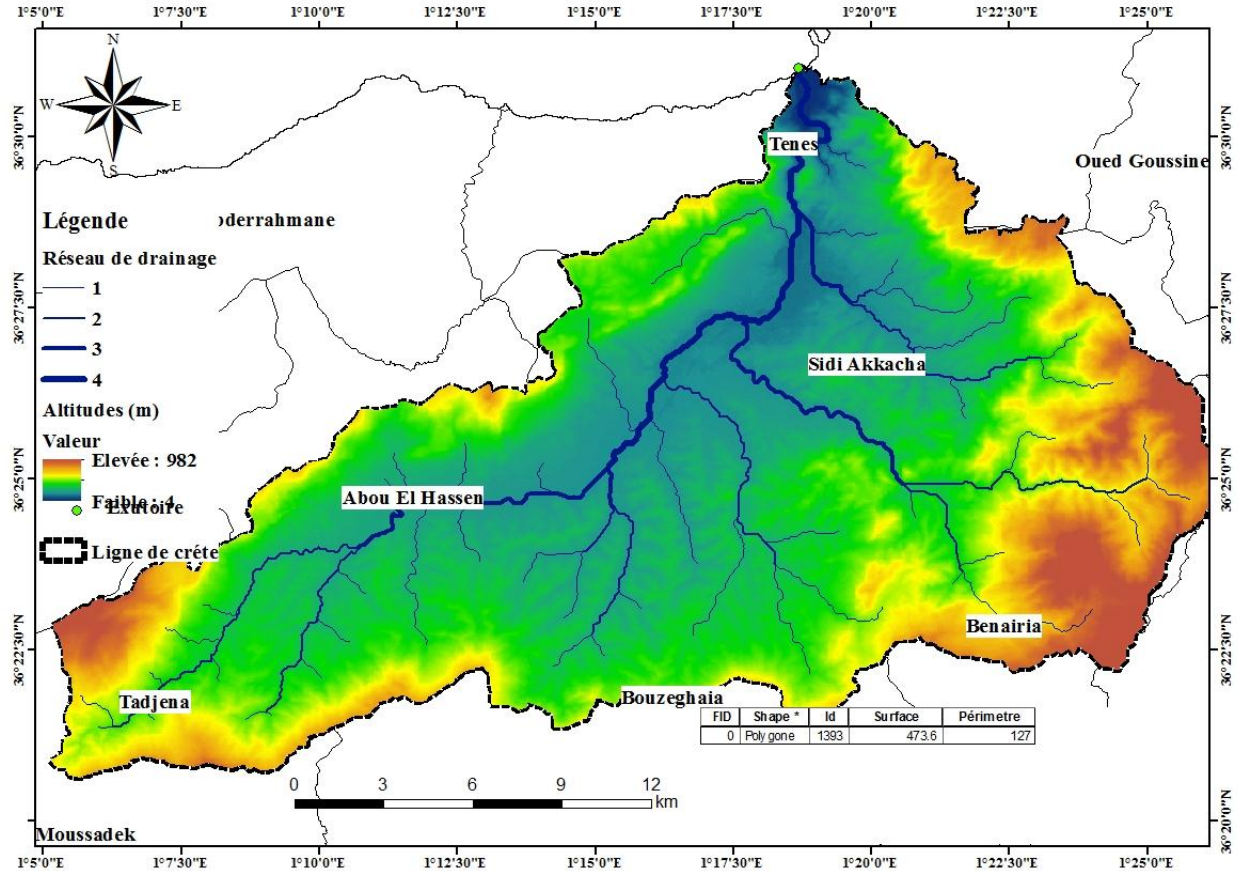


Figure 2. 3 : Représentation du bassin versant Oued Allah et ces caractéristiques

Les plus vieux systèmes de drainage sont généralement plus grands ; ils ont les rivières les plus longues et les plus stables (faible gradient de pente ; [Somme et al., 2009](#)). L'évolution du bassin versant dans le temps est considérée comme étant le facteur le plus important contrôlant le transport et le stockage des particules sur l'échelle de temps du système source-exutoire. Les larges bassins versants ($> 10^6 \text{ km}^2$, exemple : bassin versant de l'Amazone, Amérique du Sud) ont généralement les plus hautes altitudes. Cependant, celles-ci représentent une faible partie en amont et décroissent rapidement en aval, illustrant un profil topographique généralement concave (plus de 40% du profil ayant une faible inclinaison). Le gradient de pente moyen des larges bassins versants ne sera donc pas représentatif de tout le système.

En revanche, les petits bassins versants ($< 10^4 \text{ km}^2$; exemple bassin versant du Oued Allah) ont des altitudes décroissant plus graduellement d'amont en aval, illustrant un profil

topographique plus « linéaire » (les faibles inclinaisons représentent moins de 20% du profil). Le gradient de pente moyen de ces bassins sera donc plus représentatif du système tout entier. Les pentes et les reliefs sont d'importants facteurs de contrôle de la capacité d'érosion / dépôt sédimentaire. En effet, la puissance de l'écoulement est proportionnelle à l'inclinaison du bassin versant et à son débit. La production et l'érosion sédimentaire influencent autant la vitesse à laquelle un bassin versant répondra aux changements tectoniques (soulèvement ou subsidence) et climatiques, que le temps de transport sédimentaire à travers tout le système et que la quantité de matériaux stockés en aval et leur transfert jusque dans le bassin profond (Somme *et al.*, 2009).

- Durant une période de soulèvement tectonique, la zone proximale du bassin versant, fournira d'autant plus de sédiments au transport fluvial. Dans les larges systèmes passifs (Exemple Chlef), la disponibilité sédimentaire est bien plus importante que la capacité de transport jusqu'en zone distale lors d'évènement climatique de forte magnitude. En effet, la cellule orageuse ne couvre qu'une faible surface du bassin, lui faisant perdre sa capacité de transport en zone distale, car l'inondation n'est pas uniforme et continue sur tout le bassin versant. Les sédiments seront donc stockés dans les vastes plaines inondables. En revanche, dans les petits systèmes actifs (Exemple Bassin versant d'Oued Damous) la cellule orageuse couvrira la presque totalité de leur superficie, causant des inondations régionales du fait des plus fortes inclinaisons sur des plus faibles distances (Fig.2.4).
- Durant un changement climatique régional, la quantité d'eau délivrée et la capacité de transport à travers tout le système augmentent considérablement, pouvant alors transporter les décharges sédimentaires jusqu'aux embouchures dans les deux types de systèmes (petit / actif et grand / passif).

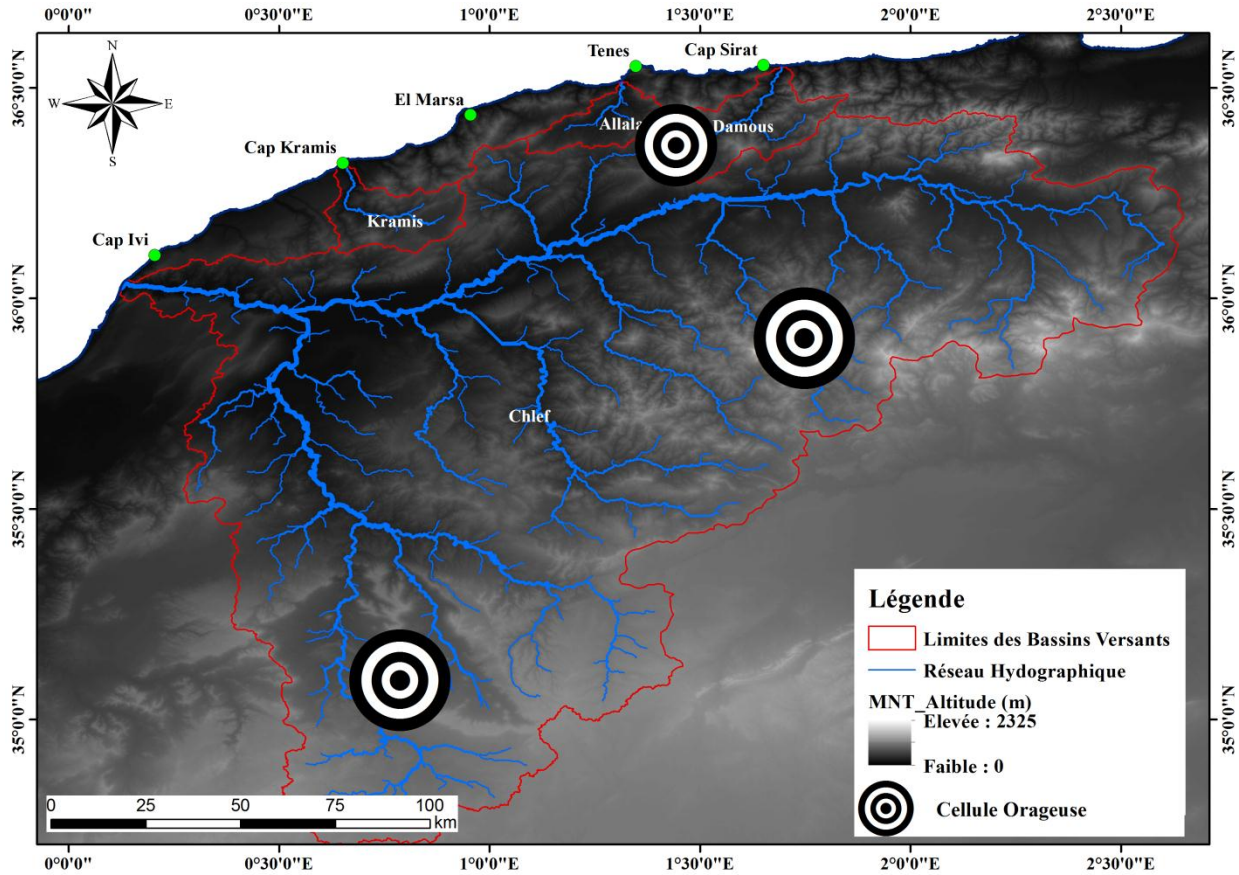


Figure 2.4 : Illustration des relations dimensionnelles entre une cellule orageuse de 50 km de diamètre et le grand bassin versant du Chlef et les petits bassins versants du Damous et Allalah.

(L'influence de l'orage sera d'autant plus importante que le bassin versant est petit)

Les dimensions du bassin versant et la longueur du fleuve associé se développent et s'étendent en fonction du temps et présentent généralement des caractéristiques morphométriques proportionnelles (comme la longueur de la rivière en fonction de la surface du bassin versant). La capacité de stockage des particules sédimentaires du bassin versant augmentera avec les dimensions de la plaine inondable et aussi pour une faible inclinaison. Le bassin versant contrôle le taux sédimentaire délivré aux segments adjacents. La surface du bassin versant est corrélée à celle du plateau continental, tandis que la largeur de ce dernier est reliée à la longueur du fleuve, plus les paramètres morphométriques du plateau continental augmentent, plus sa capacité de stockage sédimentaire sera élevée ; il contrôlera alors à son tour le taux sédimentaire délivré à la pente continentale et au bassin profond (Somme *et al.*, 2009).

Le bassin versant est, en effet, un système ouvert qui contrôle la quantité et le volume de particules délivrés à l'océan. La quantité totale de matière délivrée varie en fonction de la superficie des bassins versants et de leurs latitudes (Campy et Macaire, 2003). Cette variation dépend plus précisément des volumes de précipitations et des températures agissant sur le degré d'altération des roches et d'ablation, de la lithologie (nature des roches du substrat conditionnant la quantité et le type de la matière produite solide ou dissoute) et du relief (agissant sur la distribution des eaux superficielles entre infiltration et ruissellement).

Les variations de décharge sédimentaire sont contrôlées par la taille du bassin versant et l'hypsométrie (ou altitude). Un grand bassin versant aura donc une décharge sédimentaire plus élevée qu'un plus petit. Ces derniers perçoivent donc davantage la différence entre décharge particulaire moyenne et décharge durant une crue. En effet, les pics de flux et de décharge particulaire s'opèrent durant les événements de fortes magnitudes tels les orages, les ouragans ou les moussons (Inman et Jenkins, 1999). Les pics de décharge peuvent être maintenus jusque dans la partie inférieure du bassin versant si la cellule de l'orage et le flux généré associé sont plus grands que l'aire de drainage (Fig.2.4). Par contre, les grands systèmes réagissent plus lentement aux mêmes impulsions sédimentaires, car ils ont des zones de stockage régionales et des surfaces inondables plus grandes. Ainsi, les systèmes qui ont de petites surfaces inondables répondent rapidement aux impulsions sédimentaires déclenchées par le climat et la tectonique de leur arrière-pays (Somme et al., 2009).

B. Caractéristiques morphologiques d'une rivière

Comme vu précédemment (chapitre 1), d'importants écoulements gravitaires peuvent être déclenchés par les systèmes fluviaux subaériens. Il est donc important de décrire les caractéristiques morphologiques des rivières afin de mieux comprendre leur fonctionnement et ainsi mieux appréhender leur relation avec la formation et l'évolution des canyons sous-marins.

Une plaine alluviale (Fig.2.5), dominée par les reliefs de son bassin versant, correspond à une surface topographique plane à très faibles pentes, et appartient à la zone inondable d'une rivière généralement sinueuse ou méandriiformes (Pottier et Untermaier, 1998).

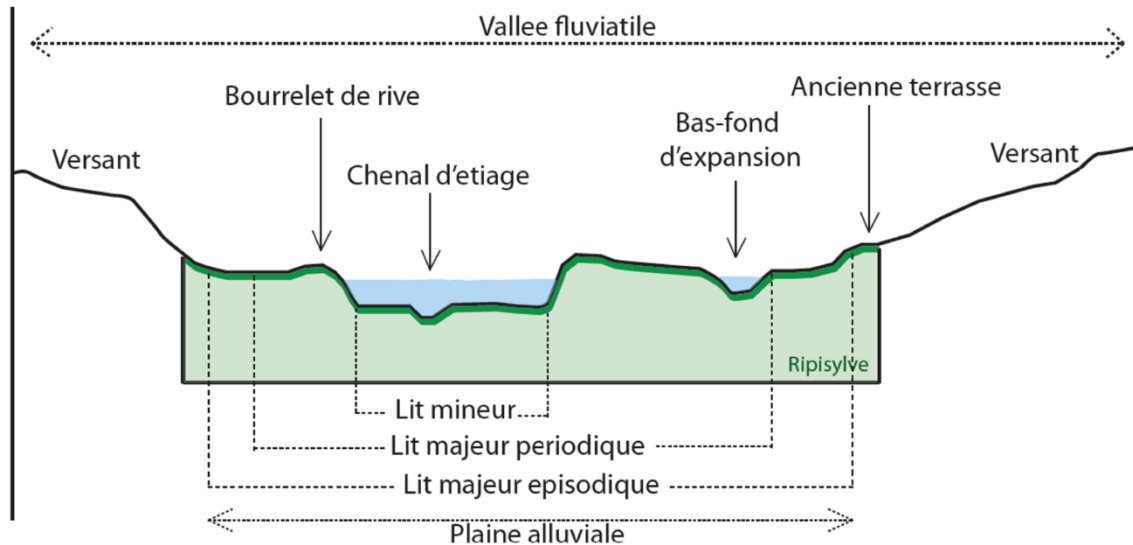


Figure 2.5 : Profil transversal d'une plaine alluviale (modifié d'après [Pottier et Untermaier, 1998](#))

Le lit mineur, limité par les berges, correspond à l'espace occupé en permanence par la rivière ou le cours d'eau. Lors de grands crues, la plaine alluviale est inondée, et la rivière occupe de façon temporaire le lit majeur. La forme et l'évolution d'une rivière dépend du cycle d'érosion/transport/dépôt. Ce dernier évolue suivant la vitesse du courant (fonction du gradient de pente) et du débit d'eau, qui déterminent la puissance d'érosion des cours d'eau. L'équilibre hydrodynamique est l'équilibre idéal d'une rivière (exprimé par la formation de méandres); il conditionne la quantité de matériaux érodés, transportés ou sédimentés. La rivière érode ainsi la rive concave où elle perd de l'énergie, et dépose sur la rive convexe (Fig.2.6).

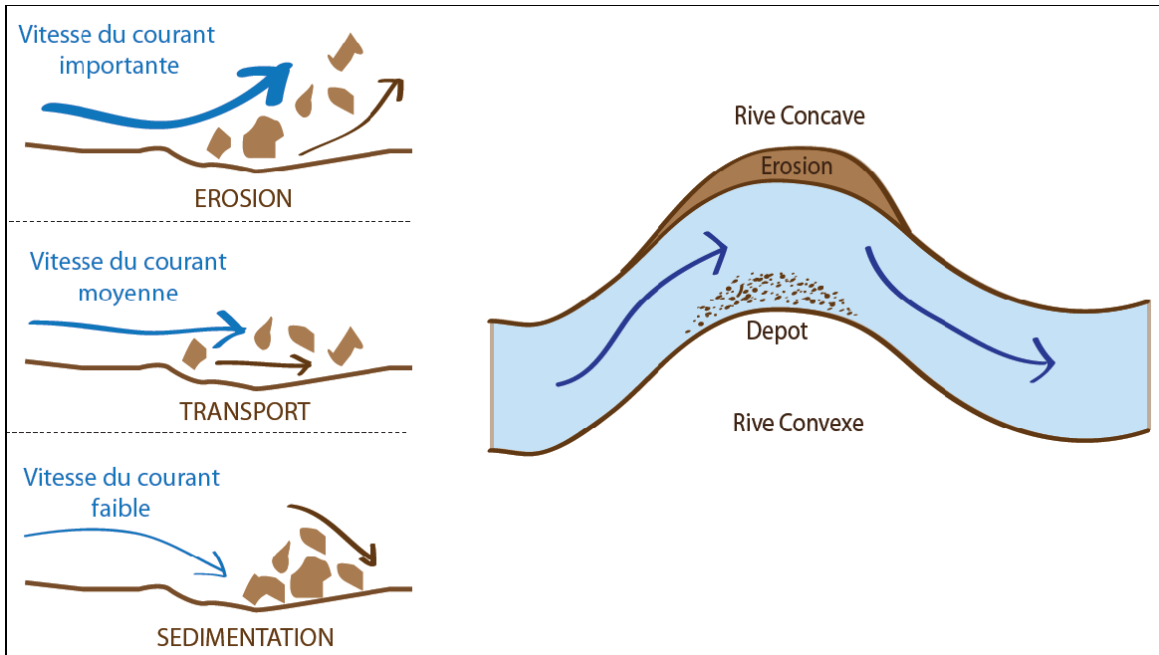


Figure 2. 6 : Le cycle d'érosion/transport/dépôt d'une rivière a méandre

De plus, une rivière peut être définie en trois grands ensembles, suivant une zonation longitudinale, car ses caractéristiques géomorphologiques évoluent progressivement de sa source jusqu'à son embouchure (Fig.2.7).

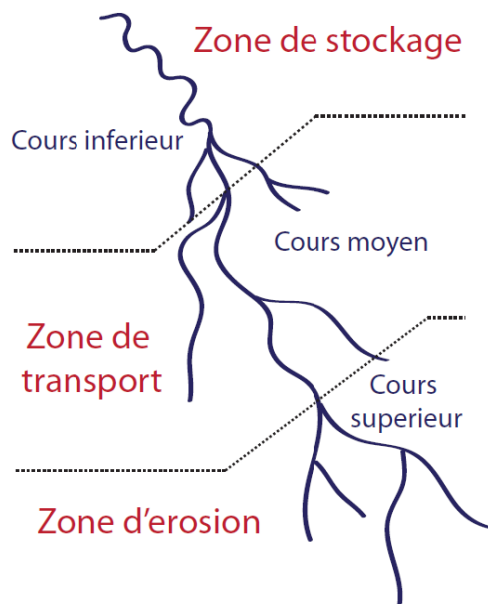


Figure 2. 7 : Zonation longitudinale d'une rivière

En amont, le cours supérieur ou « zone d'érosion » est décrit par une rivière étroite à fort gradient de pente, où le courant y est important. Plus en aval, le cours moyen ou « zone de transport » est décrit par une rivière qui s'élargit, un gradient de pente diminue et où les processus de sédimentation commencent. Vers l'embouchure (dans la plaine), le cours inférieur ou « zone de stockage » se caractérise par un gradient de pente toujours plus faible, où la rivière s'élargit encore et le courant diminue.

C. Les principaux régimes hydrologiques des cours d'eau

Il existe trois grands types de cours d'eau côtiers : les fleuves, les rivières torrentielles et les torrents.

Les fleuves sont des grands cours d'eau permanents s'écoulant principalement en surface et pouvant être partiellement souterrains (exemple : Fleuve Amazone, Amérique du Sud). Ils se maintiennent plus ou moins à régime constant tout au long de l'année, dit pluvial, et ne s'assèchent jamais (Fig.2.8). Ils sont l'émergence en surface du stockage d'eaux souterraines. Ils sont cependant également alimentés par les pluies ou la fonte des neiges et des glaciers. Le cours du fleuve est sujet à des pentes variables sur son tracé (variant lui-aussi dans le temps). Les fleuves présentent une pente moyenne inférieure à 1.5%, soit 0.9° (Meunier, 1991).

Les rivières torrentielles sont relativement de grands cours d'eau, caractérisées par un régime hydrologique irrégulier et mixte de type nivo-pluvial bimodal (Fig.2.8). Celui-ci se caractérise par un maxima prononcé au printemps (avril-mai) dû à la fonte des neiges et par un second maxima moins prononcé en automne (novembre) lors de crues brutales (exemple : Le Var ; Mulder *et al.*, 1996). Lors des fontes des neiges, les eaux des rivières torrentielles montagneuses présenteront un important contraste de température avec l'eau de mer (Mulder *et al.*, 1996). Les rivières dites torrentielles ont une inclinaison moyenne comprise entre 1.5% (0.9°) et 6% (3.4°), (Meunier, 1991).

Les torrents sont de petits cours d'eau montagneux, impétueux et rapides. Ils sont caractérisés par une grande variabilité de la pente et du débit. Ils sont cependant caractérisés par une inclinaison moyenne supérieure à 6% (3.4°), (Meunier, 1991). Leurs écoulements sont plus turbulents, rapides et chargés en divers matériaux. Un torrent peut être quasi sec durant les périodes estivales, avec un faible débit moyen annuel.

Leurs faibles altitudes (type colline) ne leur permettent pas de maintenir un régime nival au printemps. Les torrents fonctionnent seulement lors de rares mais exceptionnels épisodes climatiques, généralement lors de seules pluies occasionnelles qui peuvent être cependant abondantes en automne et transformant chaque fois leur morphologie (Fig.2.8).

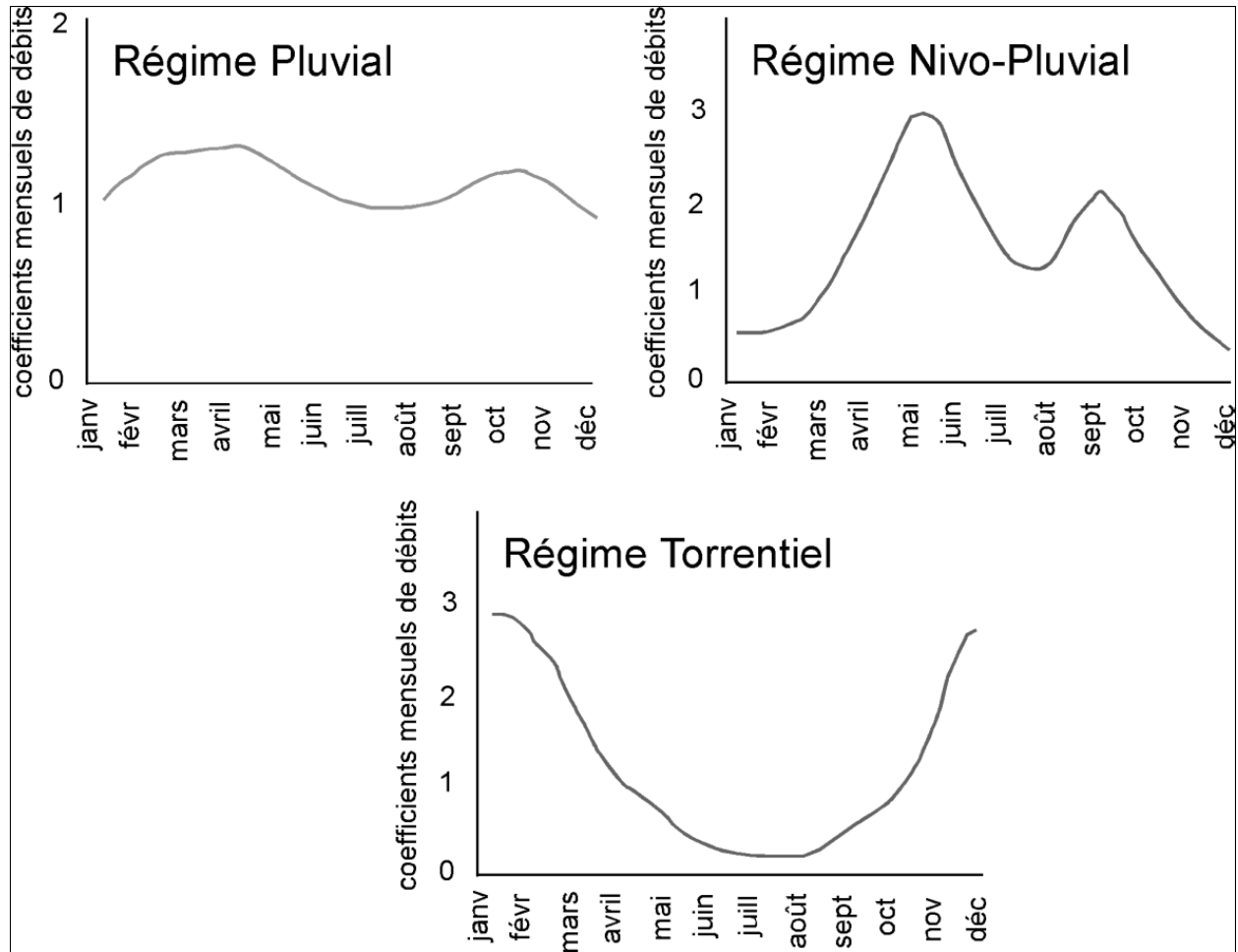


Figure 2. 8 : Illustration des principaux régimes hydrologiques des fleuves, rivières torrentielles et torrents

2.3 Les Canyons sous-marins

Cette partie présente une synthèse des connaissances sur les canyons sous-marins, depuis les premières explorations aux connaissances d'aujourd'hui. Les différentes hypothèses de genèse des canyons sous-marins, leur classification, la géomorphologie dynamique des canyons, et l'intérêt de les étudier. Cet état des connaissances permet de poser les bases essentielles à la compréhension des canyons sous-marins, étape nécessaire avant la réalisation des objectifs de la thèse.

2.3.1 Historique sur l'étude des canyons sous-marins

L'investigation des canyons sous-marins a débuté au milieu du 19^{ème} siècle avec notamment la mise en évidence de ces structures grâce aux premières cartes bathymétriques (Maury, 1855). Car c'est au tout début des années 1800 que se crée, aux Etats-Unis, le premier service d'étude des côtes américaines (le « Coast Survey ») ayant pour but de cartographier le territoire sous-marin ainsi que de comprendre les mécanismes du Gulf Stream. Certains objets morphologiques particuliers tel que la rupture de pente avait déjà été étudiés au milieu du 18^{ème} siècle mais c'est grâce à l'essor au 19^{ème} siècle des campagnes en mer que l'exploration sous-marine se développe.

Le premier constat de la présence de canyon sous-marin se fait en 1850 en Californie, dans la baie de Monterey grâce à la première carte produite par le *Coast Survey (Annual Report of the Superintendent of the Coast Survey, 1857)*. Peu de temps après, en 1860, des travaux de cartographie marine en Atlantique nord-est (le long des côtes landaises) permettent de mettre en évidence une dépression sur le plateau continental : le canyon de Capbreton (Froidefond *et al.*, 1983). Pruvot (1894) publie une description des canyons occidentaux du Golfe du Lion : le canyon de Cap Creus et de Lacaze-Duthiers. Grâce au développement de l'exploration des fonds marins, les scientifiques connaissent, dès la fin du 19^{ème} siècle, la morphologie générale des marges et de la pente continentale.

C'est au début du 20^{ème} siècle que la première hypothèse sur le mode de formation de canyons sous-marins apparaît grâce aux travaux de Spencer (1903). Ce dernier conclut à une formation des canyons par abrasion aérienne liée aux oscillations du niveau marin durant le Pléistocène. Encore une fois, l'amélioration des techniques du 20^{ème} siècle permet aux scientifiques d'affiner toujours plus leurs connaissances des fonds marins et de remarquer la présence récurrente de ces

structures géologiques sur les marges actives et passives. [Daly \(1936\)](#) met en évidence la relation entre l'érosion par les courants de turbidité et la morphologie de canyons. Il construit alors l'hypothèse de formation des canyons durant les glaciations par l'action des courants de turbidité. Dans le Golfe du Lion, [Bourcart \(1958\)](#) conclut également à la formation des canyons par des courants de boue engendrés pendant les périodes de bas niveau marin.

[Uchupi et Emery \(1991\)](#) ont cependant observé que la morphologie des canyons peut changer selon que la marge soit active ou passive. Cela est notamment dû à la différence des paramètres contrôlant l'évolution des marges.

Dans le cas des marges passives c'est l'érosion et l'accumulation des sédiments qui contrôlent la morphologie alors que les marges actives sont plutôt contrôlées par la tectonique.

[Farre et al. \(1983\)](#) étudient les canyons de la côte atlantique nord-américaine et concluent que les canyons sont à des stades de maturité différents et que les canyons sont initiés par des glissements survenus sur la pente. Une érosion du « bas vers le haut » permettrait aux glissements d'atteindre le rebord de plateau ([Farre et al., 1983](#)). Dix ans plus tard, [Orange et al. \(1992\)](#) feront le même constat pour des canyons n'atteignant pas le rebord de plateau sur la côte pacifique. Par la suite, [Pratson et al. \(1994\)](#) et [Mountain et al. \(1996\)](#) posent l'hypothèse d'une érosion cette fois du « haut vers le bas » dans l'évolution des canyons. [Mountain et al. \(1996\)](#) pensent donc que l'origine des canyons provient d'un courant gravitaire et qu'une connexion fleuve-canyon est possible.

Bien que les canyons sous-marins soient des objets géologiques reconnus, leur évolution au cours du temps et les paramètres impactant leur architecture reste peu étudiée.

2.3.2 Définition

Les canyons sous-marins sont des vallées encaissées qui incisent profondément les marges continentales depuis le plateau ou le sommet de la pente jusqu'au glacis où le relief s'adoucit rapidement ([Shepard, 1973](#)). Ils jouent un rôle prépondérants de drains et de collecteurs des sédiments terrigènes qui alimentent les éventails sédimentaires profonds (ou *deep-sea-fans*). Ils sont essentiellement décrits comme un domaine de non-dépôt ou de *by-pass*.

En coupes transversales, les canyons ont un profil en « U » ou « V » ([Greene et al., 2002](#) ; [Arzola et al., 2008](#)). Leurs flancs présentent une inclinaison variant généralement de 10 à 45° avec une moyenne de 25° ([Shepard et Dill, 1966](#) ; [Hill et al., 2005](#)).

Chapitre 2: Du Bassin Versant au Canyon Sous-marin

Ils sont caractérisés par une incision variant généralement d'une centaine à plusieurs centaines de mètres de profondeur et pouvant atteindre plus de 1000 m de profondeur (Tableau.2.1 ; Babonneau *et al.*, 2002 ; Normark et Carlson, 2003), voire plusieurs kilomètres de profondeur (Tableau.2.1 ; Arzola *et al.*, 2008). Sa largeur varie généralement d'un à plusieurs kilomètres et peut atteindre 50 km de large (Tableau.2.1; Normark et Carlson, 2003). Sa longueur varie de la dizaine de kilomètres à la centaine de kilomètres (Tableau.2.1 ; Galloway, 1998 ; Babonneau *et al.*, 2002 ; Antobreh et Krastel, 2006 ; Arzola *et al.*, 2008 ; Somme *et al.*, 2009).

On retrouve cependant les plus grands canyons sous-marins sur la marge de la Mer de Bering. Ainsi, le canyon Zhemchug incise sur 2600 m de profondeur et s'étend sur 100 km de large (Tableau.2.1; Normark et Carlson, 2003).

Tableau.2. 1: Tableau récapitulatif des caractéristiques morphométriques des plus grands canyons du globe

	Longueur (Km)	Profondeur (m)	Largeur (Km)	Références
Canyon de Zâire (Marge Ouest Africaine)	160	1300	15	Babonneau <i>et al.</i> , 2002 ; Normark et Carlson, 2003 ; Somme <i>et al.</i> , 2009
Canyon Magdalena (Marge des caraïbes)	60	1400	10	Somme <i>et al.</i> , 2009
Canyon de Nazaré (Marge Ouest Ibérique)	210	2000-2500	8.1-10.5	Arzola <i>et al.</i> , 2008
Canyon de Setúbal (Marge Ouest Ibérique)	175	1500-2000	10	Arzola <i>et al.</i> , 2008
Canyon de Bering (Mer de Bering)	495	1400	65	Normark et Carlson, 2003
Canyon de Zhemchug (Mer de Bering)	160	2600	100	Normark et Carlson, 2003
Canyon du Cap Timiris (Mauritanie)	290	100-460	1.2-5.1	Antobreh et Krastel, 2006
Canyon de Mississippi (Golf de Mexique)	100	400	20	Somme <i>et al.</i> , 2009
Canyon de l'Amazonie (Marge Sud-Ouest Atlantique)	100	600	13	Normark et Carlson, 2003 ; Somme <i>et al.</i> , 2009
Canyon de Bengal (Marge Nord-Ouest de l'Inde)	200	900	43	Normark et Carlson, 2003 ; Somme <i>et al.</i> , 2009
Canyon Indis (Marge du Pakistan)	185	1000	13	Normark et Carlson, 2003 ; Somme <i>et al.</i> , 2009

2.3.3 La morphologie des canyons sous-marins

A. L'architecture d'un canyon sous-marin

On sait désormais que les canyons sous-marins sont des objets géologiques très bien développés et très fréquents sur les pentes continentales (Shepard, 1981). Ils sont caractérisés par de grands thalwegs pouvant inciser la marge continentale du plateau interne jusqu'au pied de pente continentale. Ils se composent généralement de trois parties distinctes, dont la distinction n'est pas toujours facile, d'amont en aval ; la tête, le corps, et l'embouchure (Cronin, 1994) (Fig.2.9).

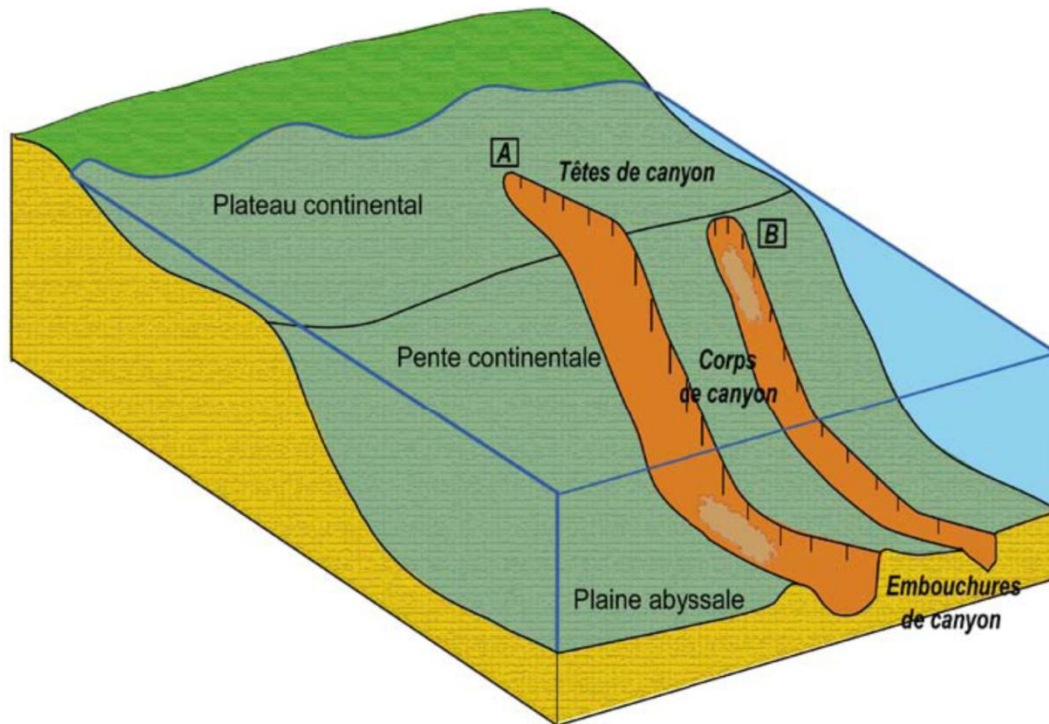


Figure 2. 9 : Bloc 3D représentant la morphologie d'un canyon sous-marin. A : Canyon incisant le plateau ; B : Canyon confiné à la pente

- **La tête** du canyon est la partie la plus proche de la côte mais sa délimitation vers l'aval n'est pas clairement définie. L'analyse de profils longitudinaux sur différents canyons montre que l'inclinaison dans la partie supérieure des canyons (qui peut dépasser 10°) est plus forte que celle du cours moyen du thalweg (Popescu *et al.*, 2004 ; Baztan *et al.*, 2005 ; Mitchell, 2005 ; Antobreh et Krastel, 2006) ce qui pourrait donner la limite aval de la tête du canyon. En effet, la tête d'un canyon peut avoir des positionnements différents sur le rebord du plateau continental.

Lorsqu'un canyon est restreint à la pente continentale et n'atteint pas le rebord du plateau, il est alors appelé *canyon confiné* (Fig.2.9.B ; Twichell et Roberts, 1982 ; O'Connell *et al.*, 1987 ; Pratson et Coakley, 1996 ; McAdoo *et al.*, 1997) ou « headless canyon », canyon sans tête (Orange et Breen, 1992, Orange *et al.*, 1997) ou encore « *blind canyons* » (Harris et Whiteway, 2011). En revanche, les canyons incisant largement le plateau continental sont appelés « *shelf indenting* » ou « *shelf incising* » c'est-à-dire **canyon incisant le plateau continental** (Twichell et Roberts, 1982).

De manière générale, la tête d'un canyon canalise les particules détritiques érodées du plateau continental. Elle est donc soumise à une intense érosion via des écoulements et des glissements. Les courants de turbidité, les *slumps* et les coulées de débris apparaissent comme les principales causes de l'érosion de la tête du canyon. (Hill *et al.*, 2005).

La tête peut présenter une forme en amphithéâtre ou une forme ramifiée ou dendritique qualifiée de morphologie en « chou-fleur » (Kenyon *et al.*, 1978 ; Cronin *et al.*, 2005). Elle présente généralement des flancs escarpés, voire verticaux, et une morphologie en V (Hill *et al.*, 2005 ; Cronin *et al.*, 2005). Sa largeur est hectométrique à plurikilométrique et sa longueur est inférieure à la dizaine de kilomètres (Cronin *et al.*, 2005). Sa localisation change sur la plateforme continentale, il semble que plus la tête du canyon se rapproche du littoral, plus le canyon est ancien (Cronin *et al.*, 2005).

La transition entre la tête du canyon et son corps est marquée par une diminution rapide de l'inclinaison de la pente, et la disparition de la morphologie ramifiée ou dendritique.

- **Le corps** ou l'axe du canyon est la partie principale du canyon. Il s'étend de la tête jusqu'au pied de pente continentale, à des profondeurs de plus de 3000 m, voire 5000 m (exemple : Canyon Nazaré sur la marge ouest Ibérique, 5000 m, Arzola *et al.*, 2008). L'inclinaison dans le corps est généralement plus faible que celle dans la tête, avec des valeurs inférieures ou égales à 2° (Gaudin, 2006). En coupes transversales, le corps est caractérisé par une dépression profonde et étroite, avec des flancs escarpés pouvant présenter des cicatrices d'arrachement. Il existe deux types de morphologies caractéristiques du corps du canyon : les morphologies en « U » ou en « V » avec cependant des profils intermédiaires (Greene *et al.*, 2002).

Les morphologies en « V » sont typiquement des structures en incision, érodées en profondeur, tandis que celles en « U » sont significatives de l'arrêt de l'incision en profondeur pour laisser place à un élargissement latéral.

La morphologie en V est généralement associée à la zone du plateau continental, tandis que la morphologie en U est plutôt associée aux zones de pentes continentale (Greene *et al.*, 2002). Le corps du canyon est essentiellement rectiligne mais peut être localement sinueux (Cronin *et al.*, 2005) ou méandrique. Il peut présenter des méandres abandonnés et des dépôts sédimentaires semblables aux terrasses fluviales.

La transition entre le corps et l'embouchure du canyon est marquée par la diminution rapide de la hauteur des flancs du canyon et de l'inclinaison de la pente.

- **L'embouchure** se situe en pied de la pente continentale. Les canyons développent des thalwegs larges pouvant atteindre des kilomètres (Exemple : Canyons Nazaré 8-10 km de large, Arzola *et al.*, 2008) et une hauteur de flancs qui diminue jusqu'à quelques dizaines de mètres (25 – 75 m de profondeur). L'embouchure du canyon exhibe généralement une morphologie en U, caractéristique de son élargissement latéral. La sinuosité décroît rapidement jusqu'à atteindre des valeurs de 1 à 1.1 typiques de morphologies quasi rectilignes (Arzola *et al.*, 2008). Une des principales caractéristiques de cette partie du canyon est le développement de systèmes chenaux-levées et lobes turbiditiques (Damuth *et al.*, 1980 ; Droz *et al.*, 2003). Ceci est dû à l'arrivée directe des sédiments du plateau via le canyon, qui s'accumulent au pied de pente (Posamentier *et Vail*, 1988).

B. Le profil longitudinal des canyons sous-marins

Le profil topographique général d'un canyon sous-marin tend vers un profil d'équilibre, similaire à celui des réseaux fluviaux. De ce fait, l'inclinaison de la tête du canyon est forte sur une petite distance puis diminue dans le corps pour atteindre des valeurs inférieures à 2° (Fig.2.10) pour se stabiliser dans l'embouchure à une inclinaison généralement inférieure à 1°.

On retrouve cependant trois grands types de profils topographiques des canyons, pouvant être à tendance concave, linéaire (ou légèrement concave) ou convexe (Covault *et al.*, 2011) (Fig. 2.11). Chaque tendance correspondrait à un type de marge continentale (passive ou active). Les profils longitudinaux reflètent ainsi généralement l'influence de facteurs tectoniques (uplift / subsidence) et de processus sédimentaires (dépôt / érosion) (Covault *et al.*, 2011).

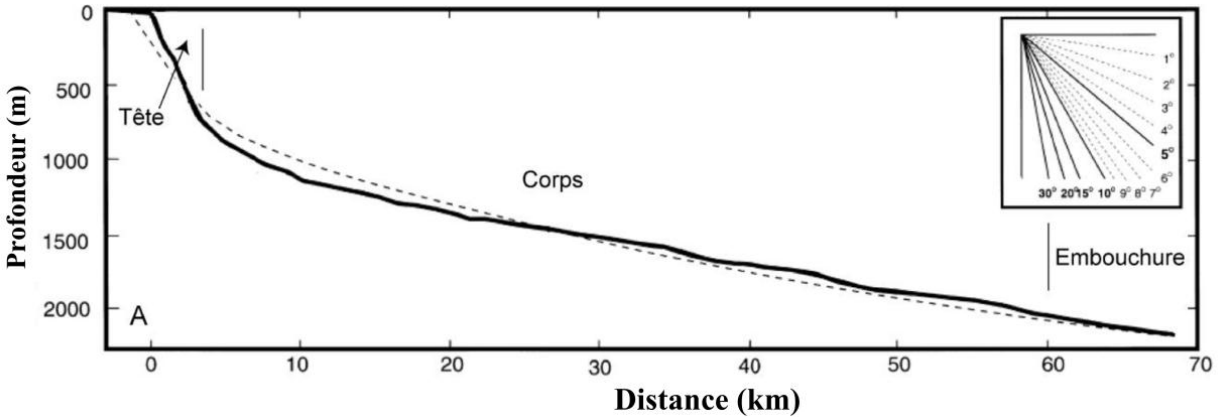


Figure 2. 10 : Profil bathymétrique longitudinal dans l'axe du canyon. (En gras) Profil « type » d'un canyon montrant un profil qui se rapproche du profil d'équilibre (en pointillé), exemple du canyon de Kaikoura (Nouvelle Zélande) (Lewis et Barnes, 1999)

(1) Les profils convexes (ou sigmoïdaux ; Goff, 2001) sont associés à des systèmes de canyons plats dans leur zone proximale et présentant une forte inclinaison en zone distale (Covault et al., 2011). Ils sont le résultat d'un soulèvement tectonique et d'une déformation affectant le fond océanique. Ils semblent être associés aux marges passives reprises par une tectonique active (convergence) et soumises à des déformations et des soulèvements, produisant du diapirisme, des failles, des plis ou des bassins en *piggy-back*, déformant leur profil (Fig.2.11–A). Les canyons associés à ce type de profils semblent avoir une profondeur d'incision presque constante sur toute leur longueur (Goff, 2001).

(2) Les profils linéaires sont généralement caractéristiques de marges passives matures en progradation et dominées par l'apport fluvial (Covault et al., 2011). Elles ne sont pas affectées par un soulèvement évident, mais en revanche soumise à une subsidence sous l'effet du refroidissement thermique de la lithosphère. Les profils linéaires caractérisent généralement de larges canyons riches en argile et associés à la construction de chenaux-levées très développés et de lobes à son embouchure (Fig.2.11–B). La profondeur d'incision des canyons associés à ce type de profil tend à diminuer vers le bas de la pente (Goff, 2001).

(3) Les profils de pente concaves (ou exponentiels ; Goff, 2001) à l'inverse des profils convexes, sont très pentus dans leur zone proximale et relativement plats dans leur zone distale (Covault et al., 2011). Ils sont associés généralement à des marges continentales actives immatures ou en érosion et peuvent être dominée par une tectonique décrochante.

Ces marges sont raides et présentent un plateau continental étroit et un arrière-pays proche qui fournit des matériaux grossiers autant durant les périodes de bas que de haut niveau marin. Ces profils de pente sont soumis à un fort taux d'érosion (Fig.2.11- C). La profondeur d'incision de ce type de canyon tend à augmenter vers le bas de la pente (Goff, 2001).

Dominant control Long-profile shape Margin profile and architecture

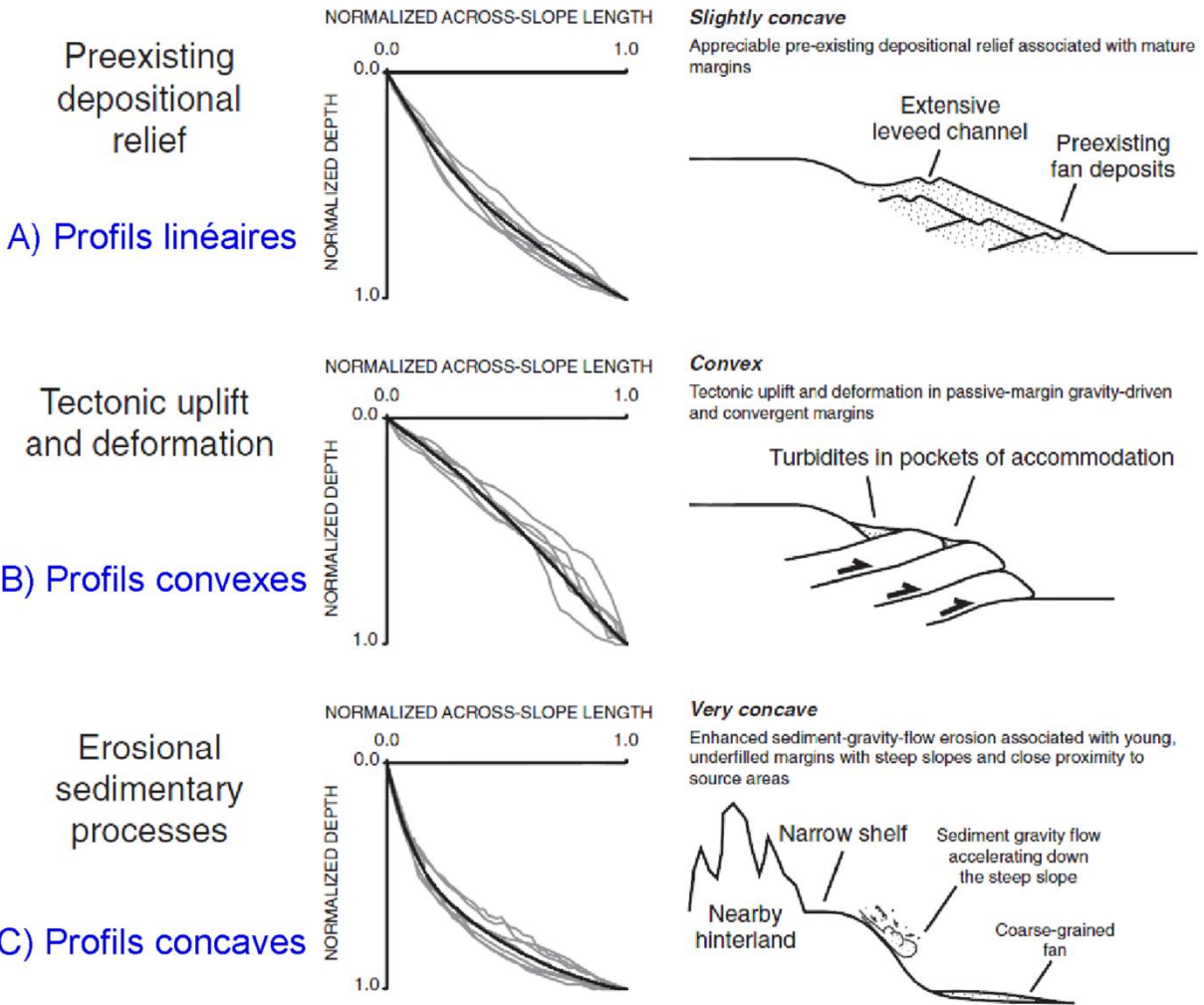


Figure 2. 11 : Les trois grands types de profils topographiques des canyons sous-marins et leur relation avec les marges continentales (Covault et al., 2011)

Les profils longitudinaux des canyons enregistrent les modifications du régime tectonique à travers des « anomalies » de gradient de pente ou des changements brusques de l'inclinaison appelés « knickpoints » (Mitchell, 2006). La présence de knickpoints sur un profil de canyon suggère une érosion active verticale, continue et localisée. Ce type de morphologie peut exprimer

en surface une différence de résistance des sédiments à l'érosion. Mais les *knickpoints* peuvent également se trouver en amont de failles ou d'anticlinaux sur des marges convergentes (Mitchell, 2006) ou être le résultat de soulèvements épisodiques localisés. Les *knickpoints* les plus larges situés en amont de failles peuvent présenter une morphologie semi-circulaire en dépression et semblent être affectés par une érosion diffuse.

2.3.4 Classification des canyons sous-marins

Harris et Witheway (2011) ont étudié la répartition globale des grands canyons sous-marins. Ils ont réalisé l'inventaire des 5849 canyons sous-marins qui ont incisé les marges continentales du globe afin d'étudier leur distribution, le contexte géologique et océanographique dans lequel ils évoluent, et leur conservation. Ils ont réalisé une classification en trois grands types de canyons :

- Les canyons de **Type 1** incisent le plateau continental et sont connectés à un système fluvial sur le continent.

- Les canyons de **Type 2** incisent le plateau continental mais ne sont connectés à aucun système fluvial sur le continent.

- Les canyons de **Type 3** n'incisent pas le plateau continental, mais seulement la pente.

Pour chaque type de canyon, des statistiques ont été réalisées sur plusieurs paramètres morphologiques tels que leur longueur, la profondeur de la tête de canyon, la profondeur de l'embouchure du canyon, le dénivelé moyen, la pente moyenne, l'espacement entre deux canyons adjacents, le nombre d'affluents et la sinuosité.

Le premier élément mis en évidence est la différence significative entre les canyons de marge active, contrôlés par des processus tectoniques et magmatiques, et les marges passives, dominées par les processus d'érosion et de sédimentation. Les canyons des marges actives sont globalement plus nombreux (+15%), plus courts, plus raides, moins espacés, et plus ramifiés que leurs homologues des marges passives.

Ensuite, les auteurs mettent en évidence des corrélations positives entre la pente des canyons et leur espacement. Plus les canyons sont pentus, plus ils sont proches les uns des autres (Fig.2.12).

Les plus proches se situent en Méditerranée (14,9 km d'espacement moyen) tandis que les plus espacés se trouvent dans les régions polaires (42,9 km en moyenne en Antarctique, 65,2 km en Arctique). En revanche, l'espacement moyen n'est pas un facteur de discrimination des différents types de canyons car il est le même pour les *Types 1, 2 et 3* (soit 33 km environ).

Chapitre 2: Du Bassin Versant au Canyon Sous-marin

Les canyons des *Types 1* et *2* sont plus nombreux sur les marges actives (118 canyons) que sur les marges passives (34 canyons) (Fig.2.12). Beaucoup sont localisés sur les marges ouest de l'Amérique. Ils sont préférentiellement localisés dans les zones géographiques qui exportent beaucoup de sédiments vers les marges (par le biais des fleuves ou des glaciers) que dans les zones où le transit de sédiments vers l'offshore est faible. Ces observations concordent avec le fait que certains canyons sont formés par des courants de turbidité.

La longueur moyenne des canyons varie de 26,5 km en Méditerranée à 65,2 km dans l'Arctique. Les canyons les plus longs (80 km en moyenne) sont ceux associés à des cours d'eau à Terre (*Type 1*). Le canyon le plus long au monde est le canyon de Bering en Alaska, il mesure 411 km de long (Normark et Carlson, 2003).

Les marges continentales dont les pentes sont plus abruptes ont les canyons les plus courts, c'est notamment le cas en Méditerranée, où la pente est très forte ($6,5^\circ$), au-dessus de la moyenne mondiale ($5,1^\circ$), mais pas en Arctique, où les canyons sont longs et les marges sont très abruptes ($7,3^\circ$).

La région méditerranéenne possède les canyons les plus ramifiés, en moyenne 12,9 ramifications pour 100.000 km² alors que la moyenne est nettement en dessous de 3,3/100.000 km² pour les marges passives et 7,2/100.000 km² pour les marges actives.

La conclusion de cette étude montre des différences significatives de la plupart des paramètres mesurés entre les canyons de marge active et ceux des marges passives (Fig.2.12), mais aussi met en valeur des phénomènes régionaux tels ceux qui caractérisent les canyons méditerranéens. L'évolution des canyons peut être expliquée par des processus reliés aux trois types de canyons. Les canyons de type 1 et 2 vont évoluer sous l'action érosive de courants de turbidité, et/ou par érosion régressive à la tête des canyons. En revanche, les canyons de type 3 vont seulement se développer par érosion régressive puisqu'ils sont totalement indépendants des courants de turbidités provenant du plateau continental.

La Méditerranée apparaît comme une région généralement différente dans le développement de ses canyons. L'histoire récente du bassin méditerranéen expliquer vraisemblablement cette particularité avec l'évènement messinien, mais également les phénomènes tectono-sédimentaires (uplifts, et progradation des marges) depuis la fin du Miocène.

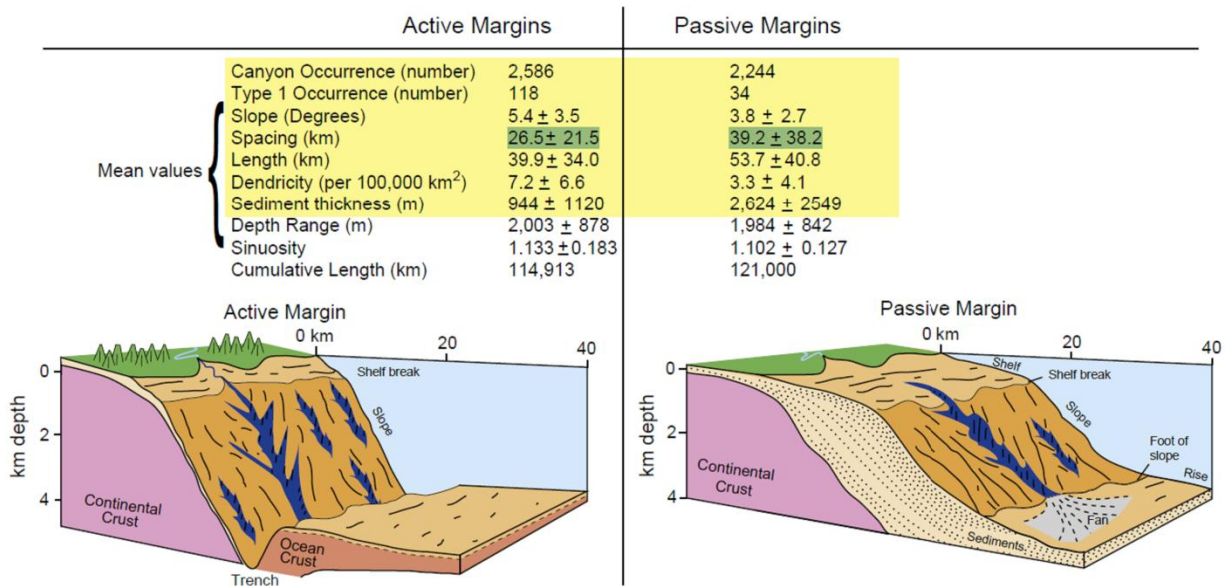


Figure 2.12 : Blocs diagrammes schématiques mettant en évidence les caractères morphologiques des canyons des marges actives et des marges passives. (D'après [Harris et Whiteway, 2011](#))

Les différents types de canyons décrits précédemment peuvent également se répartir suivant un degré de maturité allant des canyons dits « matures » aux canyons dits « juvéniles » ([Twichell et Roberts, 1982](#) ; [Farre et al., 1983](#) ; [Goff, 2001](#)).

- **Les canyons matures** sont généralement larges, isolés, dendritiques dans la zone de la tête et méandriformes vers le bas de la pente, ([Farre et al., 1983](#) ; [Pratson et Coakley, 1996](#) ; [Popescu et al., 2004](#) ; [Harris et Whiteway, 2011](#)).

Ils incisent profondément le plateau continental et peuvent être en connexion directe avec un système fluvial subaérien. Ils présentent généralement un profil topographique concave le long duquel le gradient de pente décroît avec la distance au plateau continental ([Goff, 2001](#) ; [Mitchell, 2005](#) ; [Covault et al., 2011](#)).

Ils seraient principalement associés avec les marges actives immatures présentant un plateau continental étroit et un arrière-pays très proche, favorisant ainsi le transit des particules du plateau vers le bassin, indépendamment des variations eustatiques. Les dépôts turbiditiques accumulés à l'embouchure des canyons matures proviennent en grande partie du remaniement des particules sédimentaires du plateau continental. Ils peuvent également alterner avec des dépôts de déstabilisation dus à l'action érosive continue des flancs et du fond du canyon par des écoulements gravitaires ([Goff, 2001](#)).

- **Les canyons juvéniles** sont plus petits, rectilignes ou linéaires (Mitchell, 2005). Ils sont aussi plus nombreux (systèmes de canyons) et moins espacés (Harris et Whiteway, 2011). Ils correspondent à des canyons confinés à la pente continentale, et dits « sans-tête ». Ils sont privés de tout apport sédimentaire provenant du plateau continental (Harris et Whiteway, 2011). Ceci implique seulement des processus d'érosion de la pente continentale. Ils sont généralement peu dendritiques (Bertoni et Cartwright, 2005 ; Harris et Whiteway, 2011) et peuvent présenter des tributaires plus ou moins marqués dans la région de la tête (Exemple : Canyon Carteret sur la marge du New-Jersey (Mitchell, 2005). Leur profil longitudinal topographique est simple, généralement convexe ou sigmoïdal (Goff, 2001 ; Covault et al., 2011). Certains sont raides dans leur partie supérieure (Mitchell, 2005), ce qui reflète la présence de ruptures de pente dans la zone de la tête. Ce seraient les canyons les plus fréquents sur les marges continentales (Harris et Whiteway, 2011). Ils seraient cependant principalement associés aux marges passives mais tectoniquement actives (convergentes ; Covault et al., 2011), mais ils sont aussi très souvent décrits sur les marges passives (Harris et Whiteway, 2011). Les dépôts sédimentaires associés aux canyons juvéniles ne contiennent que des matériaux dérivés de l'érosion de la pente continentale. En effet, les canyons confinés à la pente continentale déposent en base de pente des produits issus de déstabilisations, avec un régime d'apport de type coulées de débris pouvant évoluer en écoulements turbulents (Goff, 2001).

2.3.5 Formation et évolution des canyons sous-marins

Dès la découverte des canyons sous-marins, les scientifiques se sont posé la question de la formation de ces vallées sous-marines. Mais ce n'est que grâce aux avancées techniques que les premières hypothèses vont voir le jour. Nous en faisons ici l'inventaire des hypothèses les plus marquantes.

A. D'anciennes rivières submergées

Les premiers canyons sous-marins découverts sont situés sur la plateforme ou le rebord de pente, car les techniques acoustiques encore peu développées ne permettaient pas d'aller reconnaître précisément au-delà de la pente continentale. Ces canyons, incisent le rebord de pente et la plateforme continentale et leur tête, se trouvent souvent très près de la ligne de rivage non loin de l'embouchure d'un fleuve.

Les premiers auteurs ont tout de suite établi un lien morphologique entre les canyons sous-marins et les réseaux fluviaux. Dès 1903, Spencer propose que ces structures correspondent à des anciens lits de rivières submergés à la fin des glaciations Pléistocène par la remontée du niveau marin. Cette hypothèse soutenue par Shepard (1939) et reprise par Dauvillier (1961), pour expliquer la formation du canyon de Capbreton, qui défend l'idée d'une chute très importante (300 m) du niveau marin pour expliquer le creusement de ces vallées sous-marines.

Cette hypothèse est contredite par Bourcart (1958) qui s'appuie sur les travaux des géologues du Quaternaire pour préciser que les régressions marines ne pouvaient dépasser 200 m. Il reste cependant attaché au lien très fort avec un réseau fluvial pour expliquer le creusement des canyons méditerranéens. N'étant pas partisan de leur formation par les courants de turbidités, il fait l'hypothèse d'un mouvement de bascule de la pente continentale qui submergerait les anciens lits de rivières alors converties en canyons sous-marins. Pour Bourcart, les courants de turbidités et les processus de cascading liés aux plongées d'eaux froides sur la plateforme expliquent seulement l'entretien de la morphologie en dépression des canyons en évitant leur remplissage par la sédimentation marine continue.

B. Les écoulements gravitaires (érosion du haut vers le bas)

La découverte d'écoulements chargés en sédiments a d'abord eu lieu en milieu lacustre (Forel, 1892). Dans le lac Léman, l'auteur montre l'existence de courants de turbidités et leur relation avec des ravines sous-marines. Cette découverte permet à Daly (1936) et Kuenen (1950) de proposer que les courants de turbidités jouent un rôle majeur dans la formation et l'érosion des canyons en lien avec les variations du niveau marin. L'étude de la rupture de câbles sous-marins après le tremblement de terre du « Grand Banc » de Terre Neuve (Canada) en 1929 confirme le rôle majeur des courants de turbidités en mettant en lumière leur grande capacité érosive. Heezen et Ewing (1952) renforcent l'idée du rôle majeur des courants de turbidité dans la formation des canyons en donnant pour la première fois des vitesses de courant (100 km/h) prouvant ainsi leur fort pouvoir érosif. Pratson *et al.* (1994) vont par la suite montrer le lien entre les canyons et les sédiments du plateau continental et vont introduire le concept de formation des canyons du « haut vers le bas ». C'est l'action des fleuves en crue qui générerait des courants de haute densité à fort pouvoir érosif, ou des accumulations sédimentaires dont la déstabilisation provoquerait des avalanches, d'abord sous forme de glissements en masse puis évoluant en écoulements laminaires ou turbulents.

Les courants de haute densité sont définis par [Wright et al. \(1990\)](#) comme des courants qui se forment directement dans un fleuve. [Mulder et Syvitski \(1995\)](#) les définiront comme le prolongement en mer d'un écoulement turbide d'un fleuve en crue (courants hyperpycnaux).

C. Erosion régressive (du bas vers le haut)

Au début des années 80, Shepard fait le point sur le développement des canyons sous-marins à partir des données acquises au cours de la seconde moitié du 20^{ème} siècle. Ces travaux révèlent que la formation des canyons est complexe, et que les différentes hypothèses qui existent sont en partie correctes mais ne tiennent pas compte des autres processus comme les processus biologiques, la déstabilisation des flancs de canyons, etc. Les similitudes entre les systèmes fluviaux et les systèmes sous-marins semblent impliquer un processus commun responsable de leur formation.

Les études menées sur la pente continentale de la côte Est des Etats-Unis ([McGregor et al., 1982](#) ; [Twichell et Roberts, 1982](#)) relancent la question de l'origine des canyons sous-marins.

[Farre et al. \(1983\)](#) proposent que la formation des canyons sous-marins se fasse à partir de ravines créées sur la pente par des déstabilisations gravitaires. Ces déstabilisations fragilisent le matériel sus-jacent qui est à terme lui aussi déstabilisé. Ainsi les ravines remontent la pente par érosion régressive. Certaines atteignent le bord du plateau et un nouveau mode d'érosion est alors possible par apports directs de sédiments remaniés par les processus sédimentaires sur la plateforme (Fig.2.13).

L'érosion étant maximum dans le chenal axial, les vallées tributaires se retrouvent perchées. Le terme final de l'évolution d'un canyon consiste en sa connexion avec un réseau fluvial lorsqu'il a suffisamment érodé la plateforme. [Farre et al. \(1983\)](#) définissent des degrés de maturité pour la formation des canyons sous-marins depuis un canyon juvénile lorsqu'il est confiné sur la pente continentale jusqu'à un canyon mature lorsqu'il a incisé la plateforme et s'est connecté à un système fluvial. Cette hypothèse implique que lorsque le canyon est localisé sur la pente (canyon juvénile) les dépôts en bas de pente sont constitués d'abord de produits de déstabilisations avec un régime d'apport de type coulées de débris pouvant évoluer en écoulement turbulent. Ces dépôts sédimentaires ne contiennent que des sédiments dérivés de l'érosion de la pente continentale. Ensuite, lorsque la tête du canyon atteint le rebord de pente (canyon mature), la nature des sédiments change avec des sources sédimentaires sur le plateau. Les courants de turbidités avec du matériel remanié depuis la plateforme sont plus nombreux.

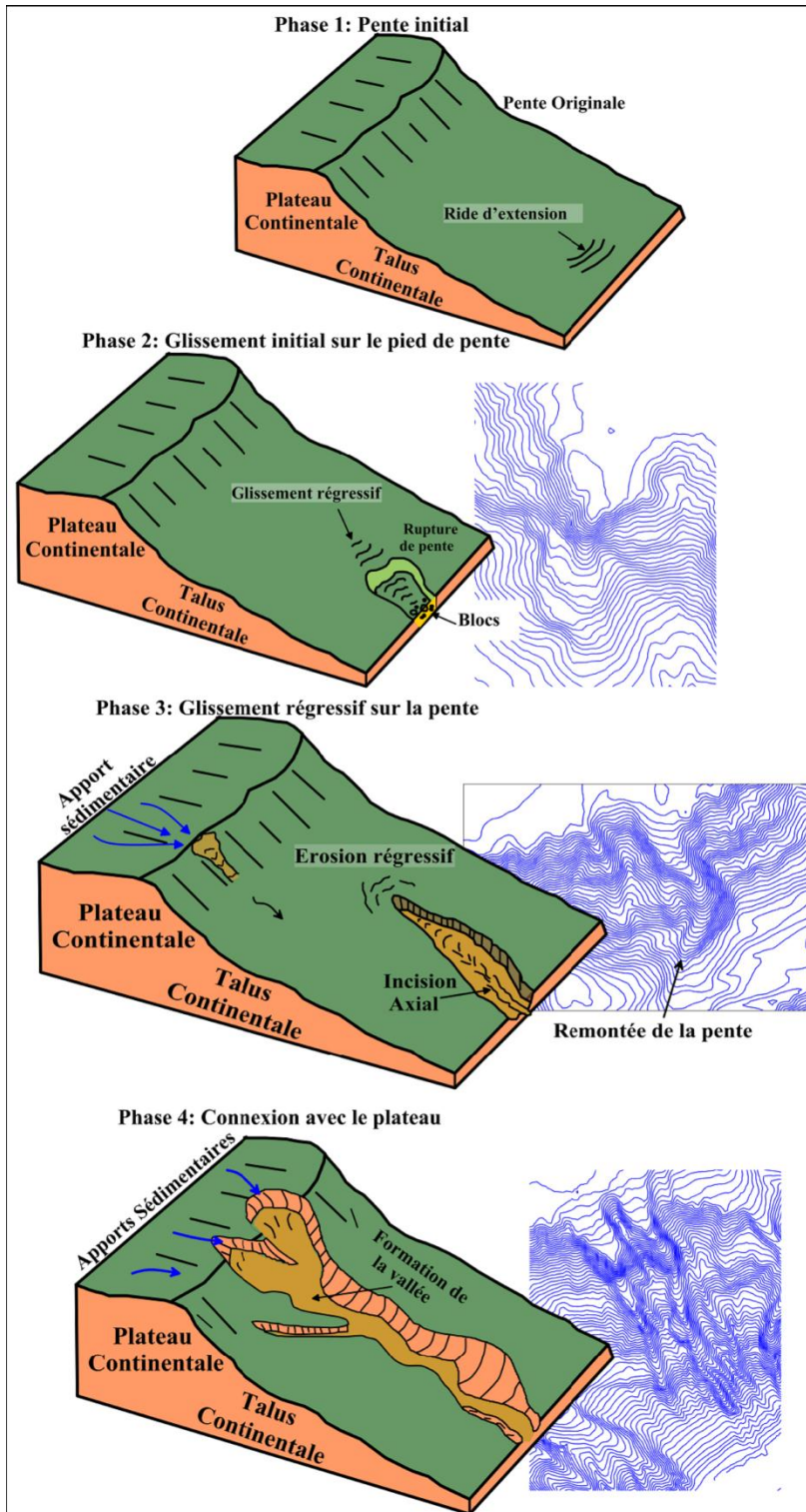


Figure 2.13 : Modèle de formation de canyons sous-marins par érosion régressive D'après [Pratson et Coakley \(1996\)](#).

En bas de pente on retrouverait donc au-dessus des dépôts de déstabilisation une alternance de dépôts issus de la plateforme avec des dépôts de déstabilisation dus à l'action érosive des écoulements continus sur les flancs et le fond du canyon lorsque celui est connecté à un réseau fluvial (canyon mature).

D. Autres facteurs contrôlant la mise en place des canyons sous-marins

En plus des écoulements gravitaires, des apports sédimentaires continentaux, des variations du niveau marin relatif et des processus d'érosion décrits dans les chapitres précédents, d'autres facteurs sont capables de contrôler la mise en place, la formation et l'évolution des canyons sous-marins.

❖ Le rôle des fluides

La localisation de canyons « sans-tête » sur les flancs de structures anticlinales au pied d'un prisme d'accrétion en contexte de marge active (Exemple : Subduction de la plaque de Juan de Fuca sous la plaque Nord-américaine) exclut leur formation par l'action d'écoulements gravitaires, mais serait associée à des sorties de fluides actives (présence de tubes de ver) ou inactives (Orange et Breen, 1992). Leur origine serait associée à des *pockmarks* (Jobe et al., 2011) ou à des glissements générés par l'expulsion de ces fluides (Orange et al., 1997 ; Green et al., 2007 ; Harris et Whiteway, 2011). En effet, ce contexte tectonique en compression provoque la compaction des roches sédimentaires de porosité originelle de 50% jusqu'à des valeurs inférieures ou égales à 10%, générant alors l'expulsion des fluides interstitiels. L'excès de pression génère une force de suintement s'appliquant dans la direction d'expulsion des fluides et proportionnelle au gradient de la charge hydraulique. Si la combinaison de cette force de suintement et des forces gravitationnelles est plus grande que la capacité de la couche sédimentaire à résister à tout mouvement vers le bas de la pente, il y a déstabilisation des dépôts (Orange et al., 1997). Les glissements générés dans la zone déstabilisée augmentent le déséquilibre de pression entre les sédiments et le fond marin, augmentant ainsi la probabilité de nouvelles ruptures. La répétition de ces glissements entraîne une érosion des dépôts du bas vers le haut de pente continentale et la formation de « canyons sans-tête » (Orange et al., 1997).

❖ Le forçage tectonique

La tectonique peut, dans certains cas, jouer un rôle prédominant dans les processus à l'origine de la mise en place des canyons, mais également dans leur évolution au cours du temps. En effet, le

contexte tectonique régional peut modifier par exemple le profil longitudinal d'un canyon. Le tracé général du corps du canyon, qui a tendance à être rectiligne lorsque la pente est forte, peut devenir sinueux localement suite à une augmentation de l'inclinaison de la pente ou si le déplacement des méandres sont restreints spatialement par des failles (Babonneau *et al.*, 2002 ; Hagen *et al.*, 1996 ; Antobreh et Krastel, 2006). L'orientation de l'axe des canyons est ainsi influencée par les structures sous-jacentes telles que les escarpements de failles (Exemple : Canyon de Capbreton (Gaudin *et al.*, 2006), des dômes salifères (Antobreh et Krastel, 2006) ou des reliefs topographiques (Cronin *et al.*, 2005).

❖ **Le cas particulier de la crise Messinienne en Méditerranée**

Durant le Miocène Supérieur, la Crise de Salinité Messinienne (MSC entre 5,9 MA à 5,32 MA (Hsü *et al.*, 1973) a provoqué dans le bassin Méditerranéen une baisse dramatique du niveau marin relatif de 1200 m à de 1500 m de profondeur (Réhault, 1981 ; Malinverno *et al.*, 1983). Cette baisse a provoqué une érosion significative du plateau et de la pente continentale (Ryan, 1976) sur tout le pourtour du Bassin Méditerranéen. Cette crise a particulièrement affecté la physiographie de la marge Algérienne. Bien que la reconstitution de la morphologie de la marge méditerranéenne au commencement de la crise et l'étude des séries sédimentaires du Miocène moyen-supérieur rarement préservées de l'érosion soient difficiles (Cravatte *et al.*, 1974 ; Lofi *et al.*, 2005), de récentes études ont identifié des structures morphologiques incisant profondément la pente continentale (Berné *et al.*, 1999).

L'assèchement du bassin Méditerranéen a aussi permis une érosion subaérienne du plateau, formant ainsi des paléo-vallées messiniennes (Exemple : paléo-Rhône (Gorini *et al.*, 2005). Ces structures érosives sont interprétées comme des paléo-canyons enfouis pré-messiniens (Lofi et Berné, 2008).

2.3.6 L'activité des canyons sous-marins

L'activité d'un canyon est définie par sa capacité de transport des particules sédimentaires et de leur régularité vers le bas de la pente continentale (Babonneau *et al.*, 2002). L'activité d'un canyon dépend donc fortement de la localisation de la tête du canyon sur la marge continentale, de sa connexion avec un système fluvial subaérien et de la variation des apports de la source au cours du temps (Babonneau *et al.*, 2002).

Un canyon est actif en continue si les écoulements gravitaires chargés en particules y transitent régulièrement et si les apports fluviaux parviennent à maintenir la source à proximité du canyon durant les périodes de haut niveau marin (Babonneau *et al.*, 2002).

En effet, lorsque le canyon est fortement enraciné dans la pente et la plateforme continentale, son incision et la continuité de l'activité des écoulements turbidite permettent le maintien de la connexion entre la tête du canyon et l'embouchure du fleuve durant les périodes de haut niveau marin (Exemple : Canyon du Zaïre (Babonneau *et al.*, 2002)). Cependant, durant les périodes de haut niveau marin, la dynamique sédimentaire et les processus d'érosion sont plus faibles énergétiquement que lors de périodes de bas niveau marin (Gaudin *et al.*, 2006). Les écoulements gravitaires peuvent alors ne pas transiter jusque dans le bassin profond, et leurs particules peuvent être stockées dans la partie supérieure des canyons (Exemple : Canyon de Capbreton (Gaudin *et al.*, 2006)).

De plus, sur les marges continentales exposées aux événements de type Mousson, les apports sédimentaire sont fortement atténués en période de bas niveau marin. Ces apports existent bien qu'ils soient réduits. L'activité du canyon est alors moindre (Vagner, 2001). En effet, dans le cas de marges « tempérées », et en période aride, les périodes de bas ou de haut niveau marin sont généralement associées à des apports fluviaux relativement faibles, ce qui implique relativement une faible activité du canyon (Exemple : Canyon du Nil (Ducassou *et al.*, 2009)). Par contre, en période humide et durant l'augmentation du niveau marin ou durant une période de haut niveau marin, les canyons sont très actifs du fait de la grande décharge sédimentaire fluviale (Ducassou *et al.*, 2009). Les périodes d'activité des canyons durant les maximums glaciaires révèlent une cyclicité de 100000 ans au cours des derniers 400000 ans (Baztan *et al.*, 2005).

Un canyon est inactif si ce transit particulière n'est pas régulier voire absent, dans le cas d'un canyon dont la tête est localisée sur le rebord du plateau continental ou confinée à la pente continentale, ou si elle est déconnectée de sa source d'apports dès le début de la remontée du niveau marin relatif (Twichell et Roberts, 1982 ; Berné *et al.*, 1999). On parle de « fossilisation du canyon » si le flux en particules diminue sensiblement, ou s'arrête dans le canyon. Lors du bas niveau marin suivant, la tête du canyon peut retrouver une connexion directe avec l'embouchure du fleuve et redevenir actif. Les écoulements gravitaires génèrent alors l'incision du thalweg (Exemple : Canyon Bourcart dans le Golfe du Lion (Baztan *et al.*, 2005)). Dans le cas

de canyons n'ayant aucune relation avec un système fluvial subaérien, les canyons sous-marins peuvent demeurer inactifs même durant les périodes de bas niveau marin. Il n'y aura donc pas d'incision du thalweg par des courants de turbidité, et le canyon sera rempli par des accumulations sédimentaires (Baztan *et al.*, 2005).

Les canyons peuvent cependant préserver leur morphologie via d'autres sources d'apport sédimentaire, tels que la sédimentation induite par courants de surface ou profonds ou des transports en masse (Exemple : Canyon du Cap Timiris (Antobreh *et Krastel*, 2006)). Outre les variations eustatiques, les conditions locales propres à chaque marge continentale sont des facteurs tout aussi importants dans l'activité des canyons sous-marins (McHugh *et al.*, 2002). En effet, dans certaines conditions, tel le changement de la morphologie et de l'inclinaison de la pente ou l'instabilité des sédiments, il semble que de grands mouvements en masse puissent continuer à transiter le long des canyons durant tout le cycle eustatique, même en périodes de hauts niveaux marins.

2.3.7 Intérêts d'étudier les canyons sous-marins

L'étude des canyons sous-marins et des processus qui leur sont associés, au-delà de l'intérêt scientifique, constitue une étape nécessaire pour l'aménagement et l'exploitation du milieu marin.

En premier lieu, ils constituent des écosystèmes à part, car leurs eaux froides et profondes renferment une riche biodiversité encore peu connue (Yoklavich *et al.*, 2000). P. Puig *et al.* (2019) ont cartographié la distribution des communautés de coraux d'eau froide dans 27 Canyons sous-marins en mer Méditerranée.

Toutefois, les avalanches sous-marines qui s'y produisent de manière épisodique peuvent être à l'origine de destruction d'ouvrages anthropiques posés sur le fond marin, comme les câbles téléphoniques ou les pipe-lines, mais également générer indirectement des tsunamis sur le littoral.

Les canyons actifs sont des laboratoires naturels pour comprendre les dynamiques du transport sédimentaire continentaux, leur transport et leur conséquences sur l'écosystème benthique et la chimie de la colonne d'eau (Khripunoff *et al.*, 2003 ; Puig *et al.*, 2014).

Les canyons sous-marins présentent également un atout majeur pour l'exploitation du milieu marin avec le développement de l'offshore pétrolier profond. Les grands éventails sédimentaires sous-marins en pied de pente des canyons constituent des réservoirs potentiels en hydrocarbures.

Chapitre 2: Du Bassin Versant au Canyon Sous-marin

Ils sont aujourd'hui largement exploités dans le golfe du Mexique, ou sur les marges ouest africaines par exemple (Jobs *et al.*, 2011).

Les canyons sous-marins sont des structures érosives, leur présence rend certaines zones vulnérables à l'érosion, ils sont des puits à sédiments et ils captent les sédiments de la dérive littorale (Biscara *et al.*, 2013).

Chaque étude liée aux canyons sous-marins présente des intérêts pour la gestion des zones côtières, la protection environnementale et le développement socio-économique et touristique des territoires littoraux à long terme.

Chapitre 3

Contexte géologique et géodynamique de la marge Algérienne

L'Algérie septentrionale est composée de diverses unités litho-stratigraphiques et structurales d'origines variées, qui forment la chaîne alpine d'Afrique du Nord (chaîne des Maghrébides), fait partie de l'orogénie alpin péri-méditerranéen (Durand-Delga, 1969) d'âge Tertiaire. Ces ensembles géologiques et structuraux seront présentés en premier lieu, leur situation actuelle permet de contraindre les scénarios d'évolution géodynamique de la région que nous verrons par la suite.

3.1 Les grands ensembles géologiques et structuraux de l'Algérie du Nord

Le nord de l'Algérie est bordé par deux orogènes majeurs : l'Atlas et le Tell. La chaîne de l'Atlas (en Algérie l'Atlas saharien) est délimitée au sud par l'accident Sud Atlasique (Fig.3.1), et bordée par la plate-forme saharienne peu déformée au cours de l'histoire Méso-Cénozoïque du Nord de l'Afrique (Frizon de Lamotte et al., 2000). Cette chaîne montagneuse d'orientation NE-SO constitue des reliefs marqués, les plus importants du Nord de l'Algérie. Plus au Nord, les Maghrébides aux reliefs moins prononcé que l'Atlas saharien appartiennent à l'orogène de type alpin péri-méditerranéen (Durand-Delga, 1969), c'est à dire dont l'histoire est liée à l'ouverture et la fermeture de la Téthys "Alpine". Cet orogénie s'étend sur plus de 2000 km depuis le sud de l'Espagne (Cordillère Bétique) à l'arc calabro-sicilien (Fig.3.1). Dans ce domaine en forme d'anneau très aplati, on distingue du côté africain : la chaîne du Rif au Nord du Maroc et la chaîne du Tell au Nord de l'Algérie et de la Tunisie (Fig.3.1). En Algérie, la chaîne des Maghrébides montre du nord au sud les domaines suivants : (1) les Zones Internes (*Kabylide*), (2) les nappes de Flyschs et (3) les Zones Externes (les nappes telliennes).

3.1.1 Les Zones Internes

Appelé aussi les *Kabylides*, car la plus grande partie des séries le composant affleurent dans les deux régions de Kabylie : Grande et Petite Kabylie. Les zones internes affleurent de manière discontinue à terre. Les affleurements se retrouvent à l'Est dans la région d'Annaba (Edough) et se poursuivent à l'ouest par des éléments discontinus jusqu'au Cap Ténès. A l'ouest, cet ensemble disparaît à terre pour réapparaître ensuite plus à l'ouest, dans le Rif marocain (Fig.3.1).

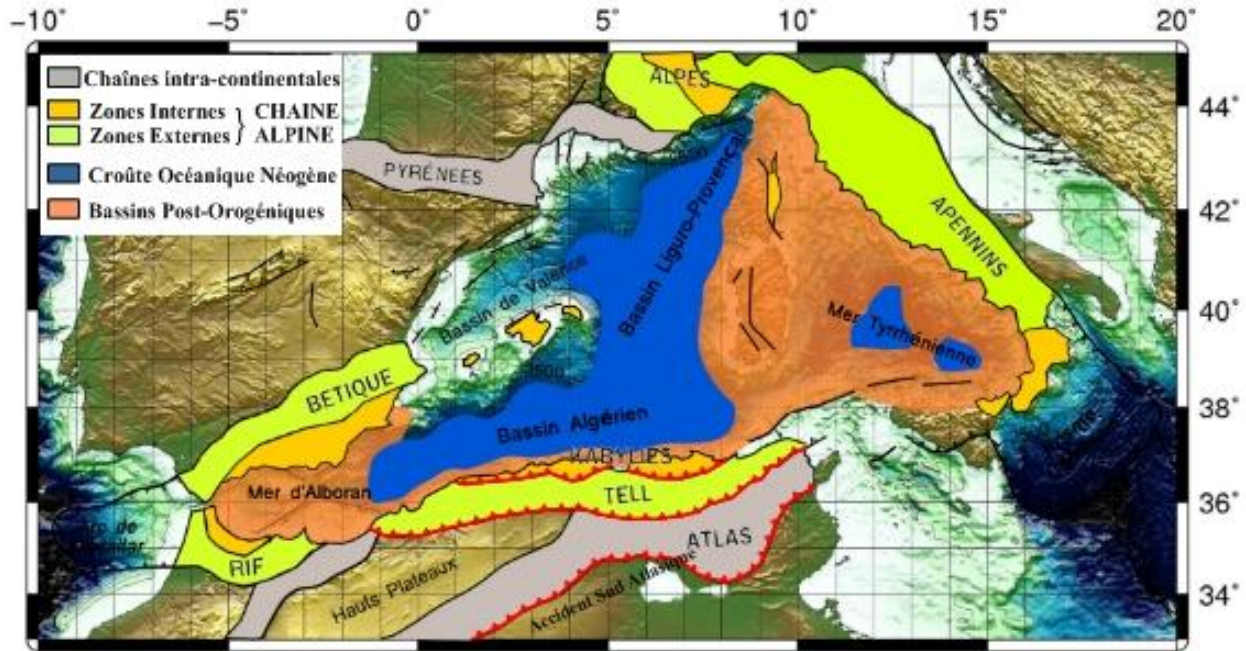


Figure 3. 1: Les principaux ensembles structuraux du nord de l'Algérie et du pourtour de la méditerranée occidentale (Frizon de Lamotte et al., 2000 et Billi et al., 2011)

Les Zones Internes peuvent être subdivisées en 2 sous-ensembles.

A. Le socle kabyle (métamorphique)

Le socle kabyle est composé de massifs cristallophylliens métamorphiques hercynien (gneiss, marbres, amphibolites, micaschistes et schistes (Bouillin, 1986)) et d'un ensemble sédimentaire paléozoïque (Ordovicien à Carbonifère) peu métamorphique. Ce domaine paléogéographique formait jusqu'à l'Éocène la marge nord de l'ancien océan téthysien (Bouillin, 1986). Ce socle affleure d'Ouest en Est dans les massifs : du Chenoua, d'Alger, de Grande Kabylie et de Petite Kabylie (entre Jijel et Skikda) (Fig.3.2). Ce dernier, avec 120 km de long et 30 km de large, constitue le plus large affleurement du socle kabyle en Algérie. Le socle est par endroits recouvert en discordance par des dépôts détritiques (principalement des molasses conglomératiques) d'âge Oligocène supérieur Miocène inférieur, appelés **Oligo-Miocène Kabyle** (Géry et al., 1981) (Fig.3.2). Les massifs internes des Maghrébides ont donc constitué une zone haute de la fin du Paléozoïque à l'Oligocène supérieur. Le socle kabyle est bordé au sud par les unités mésozoïques et cénozoïques de la Dorsale Kabyle.

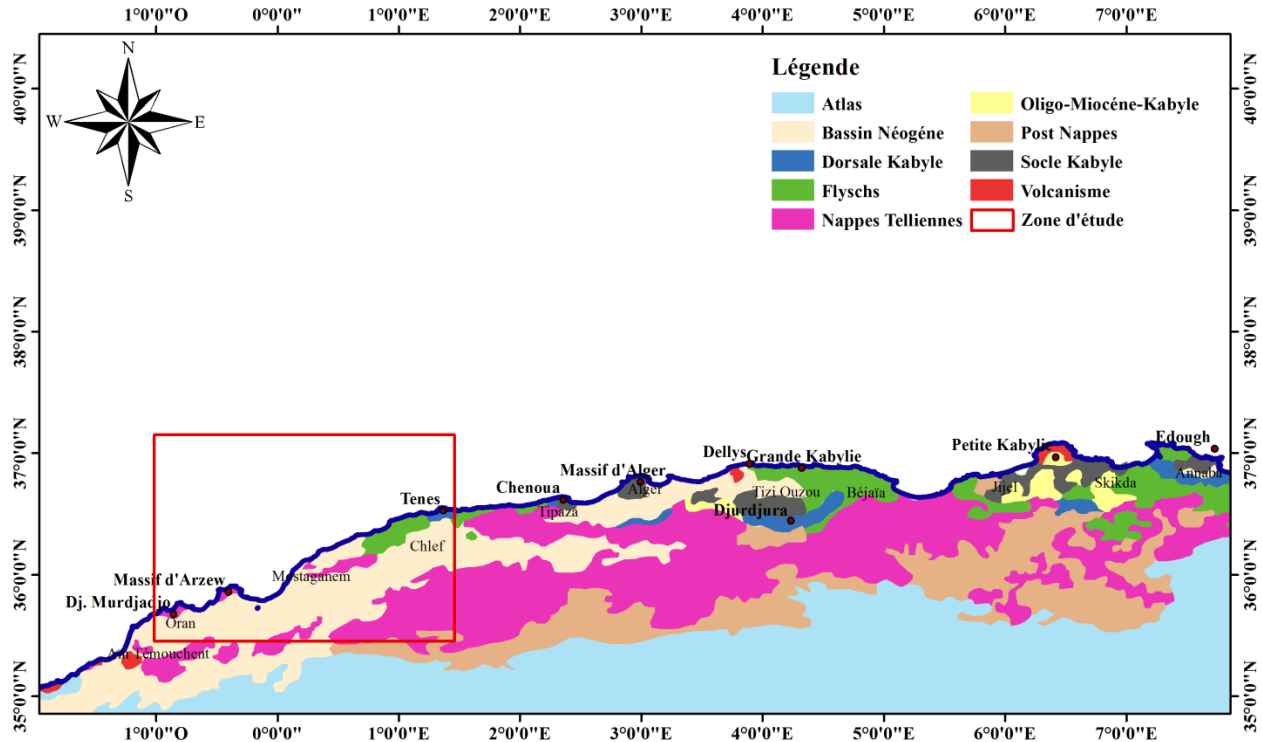


Figure 3. 2: Carte géologique simplifiée du nord de l'Algérie, extraite de la carte géologique du nord de l'Algérie, échelle 1/500000 (M.G. Bétier, 1952)

B. La dorsale kabyle (chaîne calcaire)

Ce domaine est exceptionnellement étroit et ne dépasse jamais quelques km de largeur. Le premier affleurement de la dorsale kabyle en Algérie est situé au cap Ténès (Fig.3.2). On la retrouve ensuite dans le massif du Chenoua puis au Sud Est d'Alger où elle constitue d'importants reliefs sur plus de 125 km de long (massifs de Larba, du Bou Zegza et du Djurdjura). Elle apparaît ensuite au Nord de Constantine (Dj. Sidi Dris) et on la suit sur 90 km jusqu'au Sud d'Annaba (Zit Emba). La dorsale kabyle se présente sous forme d'écaillés d'âge permo-triasiques à Eocène moyen (Lutétien). Du point de vue lithologique, ces formations comprennent des calcaires du Lias et de l'Eocène, des dolomies du Trias au Lias inférieur et des grès du Permo-Trias. Vers le côté sud, un contact anormal sépare la Dorsale kabyle du domaine des flyschs. Les formations du domaine interne chevauchent le domaine des flyschs et le domaine externe tellien.

3.1.2 Nappes de Flyschs

Composée essentiellement de conglomérats et autres matériaux détritiques, qui affleurent dans les zones littorales sur 800 km entre Mostaganem et Bizerte (Tunisie). Les nappes de flyschs correspondent à des dépôts mis en place par des courants de turbidité à partir du Crétacé dans l'ancien océan téthysien (Bouillin, 1986). Deux ensembles de flyschs se distinguent : les flyschs massyliens et les flyschs mauritaniens qui se seraient déposés du Crétacé Inférieur à l'Éocène Supérieur, dans le sillon "maghrébin" (Bouillin et al., 1970). Ce sillon correspondait au bassin étroit séparant la marge méridionale européenne (Zones Internes) de la marge africaine (Tellienne) (Fig.3.3).

A. Les flyschs maurétiens

Sont relativement épais et occupent une position interne dans le domaine des flyschs. Ils sont composés d'alternances de bancs argileux, calcaires et gréseux. La série débute pas des radiolarites rouges du Dogger-Malm et se termine par des niveaux conglomératiques du Paléocène.

B. Les flyschs massyliens

Occupent une position externe dans le domaine des flyschs et comportent une série péli-to-quartzitique d'âge Crétacé inférieur surmontée par une série péli-to-micro-bréchi-que d'âge Crétacé supérieur. Ces flyschs sont à affinité africaine et étaient alimentés par les zones externes (Tell) contrairement aux flyschs mauritaniens qui seraient d'affinité européenne. (Bouillin et al., 1970 ; Bouillin, 1986) (Fig.3.3).

La convergence des plaques Europe et Afrique induit la fermeture du domaine océanique et l'accrétion des flyschs à la marge africaine. Leur position actuelle au nord des massifs de Kabylie, de même que celle des séries à affinités telliennes qui les accompagnent résulte du rétro-chevauchement et de l'effondrement tardif du système tellien.

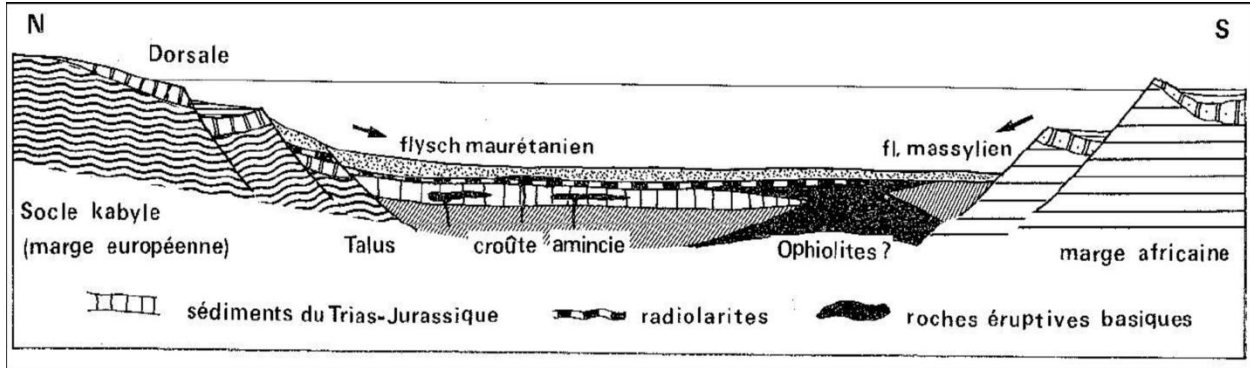


Figure 3.3: Reconstitution paléogéographique des marges africaine et européenne à la fin du Crétacé (Bouillin, 1986)

3.1.3 Les Zones Externes

Appelées aussi nappes telliennes, correspondent aux séries allochtones du Tell, imbriquées les unes dans les autres et représentent les dépôts sédimentaires composées principalement de marnes d'âge Trias au Miocène inférieur, provenant de la paléo-marge africaine et charriées parfois sur une centaine de kilomètres vers le sud (Bracène, 2001). Le matériel triasique essentiellement évaporitiques se retrouve souvent à la base de certaines unités allochtones et souligne des contacts anormaux. Au Miocène, l'inversion de la marge tellienne induit le découplage des séries méso-cénozoïques et leur déplacement vers le sud pour constituer des nappes de charriage. Les nappes telliennes s'étendent de l'Oranie jusqu'à la Tunisie (Fig.3.2) et chevauchent l'Atlas saharien avec des pendages nord (Bracène, 2001 ; Bracène et Frizon de Lamotte, 2002). D'un point de vue paléogéographique, il est admis que les Zones Externes dans les Magrèbides constituaient la paléo-marge septentrionale du continent africain et donc la marge sud de la Téthys Alpine aujourd'hui inversée (Frizon de Lamotte et al., 2011).

Pour résumé, les Zones Internes formaient la marge Nord du bassin océanique de la Téthys alpine, et le Tell Externe sa marge Sud. Les séries de Flyschs se déposaient alors dans le bassin téthysien (Fig.3.3).

Enfin, signalons que des formations sédimentaires d'âge Miocène à Quaternaire recouvrent en discordance les différentes unités décrites précédemment, et sont déposées postérieurement aux grands chevauchements des zones internes, des nappes de flyschs et des nappes telliennes, formant de grands bassins « post-nappes » tels que la Mitidja et le bassin du Cheliff, orientés OSO-ENE et les bassins de Constantine et de la Soummam.

Ces bassins littoraux sont comblés par les sédiments des transgressions marines miocènes à quaternaires. Les sédiments miocènes « post-nappes » sont constitués de conglomérats et de molasses alors que les sédiments pliocènes sont typiquement composés de marnes. Les sédiments quaternaires sont généralement composés d'alluvions des fleuves dans les bassins néogènes ou d'anciennes plages quaternaires le long de la côte. L'ensemble de ces sédiments est actuellement légèrement déformé à terre, là où la tectonique récente (plio-quaternaire) s'exprime. En effet, on a retrouvé de nombreuses terrasses marines plio-quaternaires surélevées (Saoudi, 1989 ; Maouche et al., 2011 ; Pedoja et al., 2013 ; Authemayou et al., 2017) le long du littoral, et en particulier à l'ouest d'Alger (Sahel d'Alger).

Au sein des bassins « post-nappes » littoraux, s'est mis en place un magmatisme calco-alkalin et alcalin d'âge miocène (9 à 16 Ma) et quaternaire (1 Ma) (Bellon, 1981 ; Chazot et al., 2016). Ces roches magmatiques sont présentes dans les zones côtières à l'ouest d'Oran, dans l'algérois (régions de Cherchell, Dellys et Thénia), autour de la baie de Bejaia, dans le massif de Collo, et entre Skikda et Annaba (Fig.3.2).

Au niveau de notre zone d'étude, on constate que la plupart des formations géologique font partie du domaine externe (domaine Tellien) (Fig.3.2), sauf à l'extrême Est (Cap Ténès) là on retrouve des formations qui font partie de la dorsale Kabyle et des nappes de flyschs. Les nappes de flyschs sont composées essentiellement de conglomérats et autres matériaux détritiques d'âge crétacé à éocène, alors que les nappes telliennes sont composées principalement de marnes d'âge triasique à néogène.

3.1.4 Le domaine offshore

La couverture sédimentaire de l'offshore algérien est décrite dans plusieurs travaux (Hsü et al., 1973 ; Auzende, 1978 ; El Robrini, 1986 ; Domzig, 2006 ; Matougui, 2008 ; Medaouri et al., 2012 ; Medaouri et al., 2014). En Méditerranée Occidentale, un caractère remarquable de cette couverture est l'existence d'une série d'âge messinien (Miocène terminal), déposée dans les zones de bassin pendant la crise du même nom et qui correspond à une ou plusieurs phases d'assèchement de la Méditerranée. Cette série messinienne contient des dépôts salifères dont les propriétés mécaniques favorisent la mobilité syn-sédimentaire et les phénomènes de diapirisme.

A. La série infra-salifère (Miocène supérieur)

La série infra-salifère repose sur un substratum ou socle acoustique qui, suivant les zones, correspond à des entités géologiques différentes. Il serait par exemple de type socle Kabyle (AlKaPeCa : pour Alboran, Kabylie, Peloritan Calabre) au niveau de la partie Est de l’offshore algérien, de type flysch dans la partie Ouest (Domzig et al., 2006). Les signatures sismiques et magnétiques indiquent, toutefois, que le socle acoustique est hétérogène formé de roches métamorphiques ou volcaniques (Medaouri et al., 2012). Cette série sédimentaire correspond aux niveaux Tortonien à Langhien voire Burdigalien (Gorini et al., 2005 ; Medaouri et al., 2012). Elle est recoupée par le forage HBB1 réalisé au large de Tlemcen (Fig.3.4).

Dans la partie occidentale de la marge algérienne, la série infra-messinienne est composée d’une séquence syn-rift d’âge Burdigalien à Tortonien contemporaine de l’ouverture de la méditerranée occidentale. Cette série est surmontée par des dépôts post-rift du Tortonien à l’actuel. La série salifère messinienne connue à l’échelle de la Méditerranée est absente à l’ouest de la ride de Yusuf (offshore algérien). Dans cette zone, le Messinien, traversé par le Forage HBB-1, a un faciès silico-clastique, carbonaté avec des traces de gypse et d’anhydrite (Medaouri et al., 2012), au-dessus la série du Pliocène est composée essentiellement d’argiles.

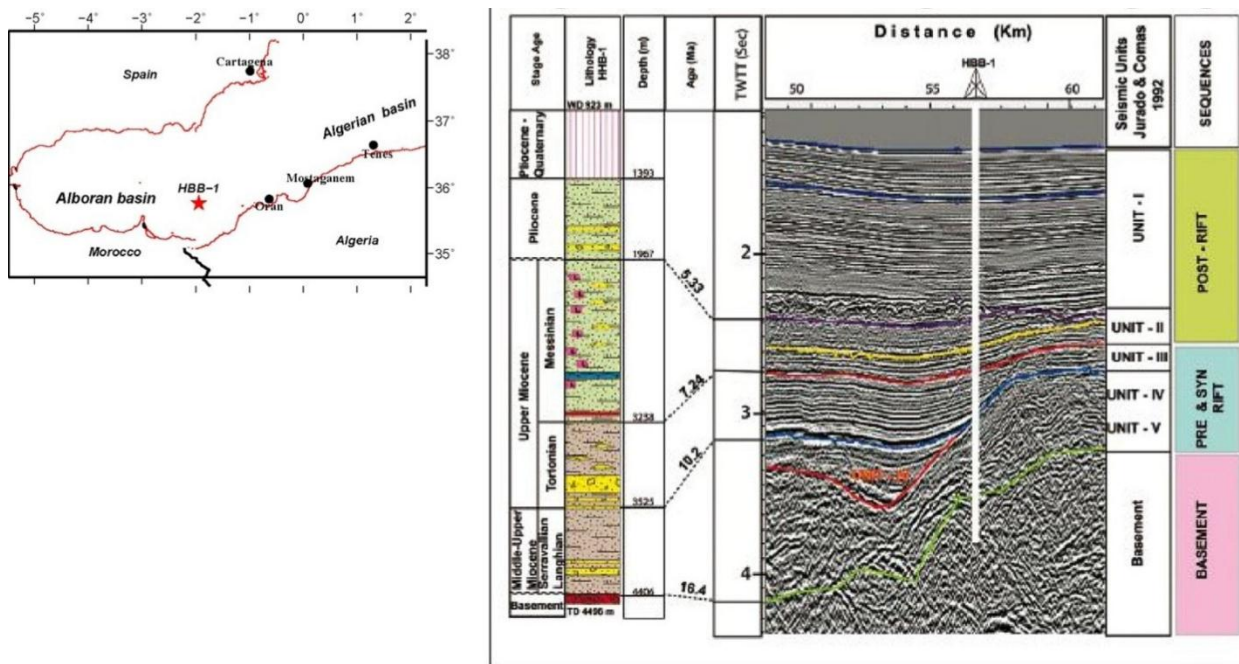


Figure 3. 4: Coupe sismo-stratigraphique type de la partie sud-orientale du bassin d’Alboran calée au puits HBB-1 (d’après Medaouri et al., 2012)

Il est composé par trois unités ayant des faciès sismiques différents (Fig.3.5) : une unité dite des évaporites inférieures à la base (Lower unit), l'unité évaporitique principale qui est mobile (Mobile Unit) et les évaporites supérieures au sommet (Upper Unit). Au-dessus, les dépôts sont attribués au Plio-Quaternaire (El-Robrini, 1986) (Fig.3.5).

❖ *La série des évaporites inférieures (Lower Unit :LU)*

Elle correspond à un faciès sismique lité faiblement réfléchif et marque le début de la série évaporitique messinienne. Selon El-Robrini (1986), elle n'est pas présente le long des différentes marges Méditerranéennes et lorsqu'elle est présente, elle est souvent masquée par le sel sus-jacent.

❖ *La série salifère messinienne (Mobile Unit : MU)*

Cette série présente un faciès transparent, sans litage. Elle est composée d'halite et de sel potassique d'après le forage Glomar Challenger (Auzende, 1978). Son toit est marqué par un fort réflecteur sismique très caractéristique. Son épaisseur est très variable car elle a tendance à fluer vers les zones superficielles et forme souvent des diapirs.

❖ *La série des évaporites supérieures (Upper Unit : UU)*

Elle est caractérisée par un faciès sismique lité, régulier, et continu avec de forts réflecteurs et correspondent à une alternance de niveaux marneux et gypso-anhydritique (Jenyon, 1986) qui moulent les dômes salifères sous-jacents.

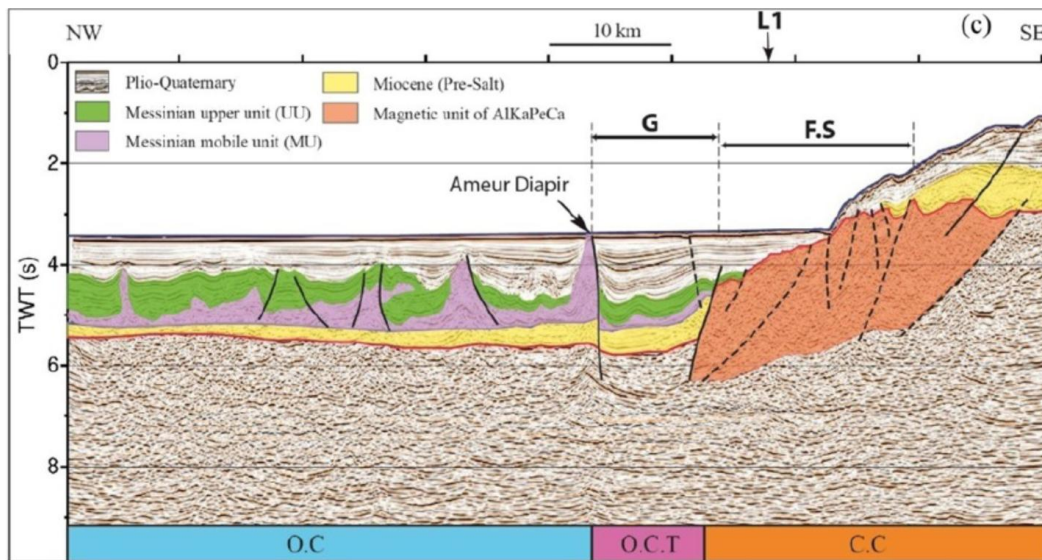


Figure 3. 5: coupe sismique grand-angle montrant les principales unités stratigraphiques et structurelles de la marge Ouest algérienne (Badji et al., 2014)

Cette série est épaisse et elle présente un faciès sismique lité, régulier, d'intensité moyenne. La base de cette série présente parfois des niveaux plus clairs, probablement pliocène. Le Plio-Quaternaire se retrouve épais en aval des canyons et forme parfois de larges deltas profonds (*deep-sea-fan*), avec des rides sédimentaires typiques comme le *Deep-seafan de Kramis* (aussi appelé *Deep-see-fan d'El Marsa*) (El-Robrini, 1986 ; Domzig et al., 2006; Mauffret, 2007 ; Matougui, 2008). Cet éventail sédimentaire est alimenté par le canyon de Kramis. Dans la plaine bathyale, de nombreuses rides révèlent les effets du diapirisme salifère (Gaulhier et al., 2008). Les similitudes lithologiques importantes existantes entre les blocs internes d'Espagne, du Maroc, d'Algérie et d'Italie ont incité Bouillin (1986) à proposer une origine commune à ces domaines. Tous ces blocs sont considérés comme issus de la dislocation d'un même paléodomaine sud européen communément appelé AlKaPeCa, pour Alboran-Kabylies-Péloritain-Calabre.

3.2 Histoire géodynamique de la Marge Algérienne

Les différents éléments structuraux de la chaîne Maghrébides, résultent d'une évolution géodynamique complexe. La formation de la Méditerranée occidentale a été, de tout temps, l'objet de débats et le demeure, malgré les nombreux travaux réalisés. Différents modèles d'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale, au cours du Cénozoïque, ont été proposés : des théories « pré tectonique » à des théories « post tectonique » des plaques.

Elle est considérée dans les travaux anciens, avant l'avènement de la théorie de la tectonique des plaques, comme résultant des mouvements verticaux, provoquant un effondrement des zones actuelles, qui sont immergées en Méditerranée occidentale, laissant seulement des reliques émergées, discontinues, des zones internes (Durand-Delga, 1969). La présence des flyschs était alors expliquée par une orogénèse qui aurait mis à nu des socles anciens, dont l'érosion aurait produit la quantité de matériel détritique retrouvée dans les flyschs. Les nappes telliennes, quant à elles, furent attribuées à une mise en place de manière gravitaire (Kieken, 1974). Cette cinématique est expliquée par un effondrement du centre de la Méditerranée occidentale.

Par la suite, avec l'avènement de la tectonique des plaques, l'introduction du concept de mouvements horizontaux entre les plaques (convergence, subduction, divergence), des

Chapitre 3 : Contexte géologique et géodynamique

hypothèses mixtes (effondrement et mouvements horizontaux) ont été émises par plusieurs auteurs dont [Glangeaud \(1968\)](#) qui propose un modèle d'évolution géodynamique, à savoir l'existence d'une distension au Trias qui écarte les Kabylie du continent européen, formant ainsi le bassin Algéro-provençal. A l'Oligocène, le rapprochement entre l'Europe et l'Afrique permet alors l'expulsion des flyschs et la création des nappes telliennes. A l'Oligocène supérieur, la surrection de la Téthys provoque le glissement des séries Eocènes et Numidiennes. A la fin du Miocène, une grande partie de la Méditerranée Occidentale est émergée, puis au Plio-Quaternaire, se seraient produit un effondrement catastrophique du bassin méditerranéen et le retour des eaux. Cette hypothèse mixte sera rapidement écartée dès lors que des profils sismiques auront montré la profondeur du socle, bien trop faible pour être triasique. Néanmoins, elle introduit pour la première fois le concept du déplacement des Kabylie par le sud avec l'ouverture concomitante du bassin Algéro-provençal.

Les dernières hypothèses, actuellement les plus réalistes, utilisent les développements de la théorie de la tectonique des plaques, d'où l'appellation « mobilistes ». Dès 1969, des auteurs ([Ryan, 1969](#)) suggèrent des ouvertures de bassins en Méditerranée Occidentale par dérive de blocs, et présence de dorsale. [Le Pichon et al. \(1971\)](#) suggèrent d'ailleurs que le socle est de nature océanique. [Auzende \(1978\)](#) proposent un modèle d'évolution géodynamique impliquant la fermeture des bassins océaniques mésozoïques téthysiens par subduction de ceux-ci, et l'ouverture conjointe du bassin Algéro-provençal. Il explique en outre le paradoxe « compression-distension » par la création du bassin en arrière-arc derrière une subduction, par analogie avec les bassins arrière-arc dans le Pacifique. Il déduit un début de subduction du Sud vers le Nord vers 76 Ma.

Plusieurs modèles d'ouverture ont été proposés pour expliquer l'ouverture du bassin de la Méditerranée occidentale. Les reconstitutions à partir des anomalies magnétiques de l'Atlantique Nord ([Olivet et al., 1984](#) ; [Dewey et al., 1989](#)) mettent bien en évidence les mouvements de la plaque africaine depuis le Mésozoïque. D'autres auteurs s'appuient essentiellement sur les données géologiques terrestres ([Wezel, 1970](#) ; [Cohen, 1980](#)) et d'autres proposent des modèles beaucoup plus globaux, ne tenant pas forcément compte de l'ensemble des données géologiques disponibles ([Dercourt, 1970](#) ; [Tapponnier, 1977](#)). Ainsi l'apparition de techniques telles que la sismique-réflexion et la sismique-réfraction apportent de précieuses données sur la structure des bassins en Méditerranée Occidentale. On identifie une épaisseur sédimentaire relativement peu

importante (environ 6 km) au-dessus du socle (comparée à d'autres zones telles que l'Atlantique Nord), et la présence d'une grande quantité de sel d'âge messinien, selon des forages en Méditerranée Occidentale (Ryan et Hsü, 1973 ; Hsü et al., 1973), dont la base s'avère être un excellent marqueur stratigraphique. Dès lors, on soupçonne un âge miocène pour le bassin, étant donné la faible épaisseur de sédiments infra-messinien. La sismique-réfraction permet d'obtenir des vitesses de propagation pour chaque interface, et ainsi une estimation de la nature du socle : à savoir océanique, pour le bassin algérien (Falhquist et Hersey, 1969). Pour contraindre l'âge du bassin, les résultats des interprétations des profils sismiques sont utilisés ainsi que les datations du volcanisme dans le bassin (13-20 Ma) et des études paléo-magnétiques (Westphal, 1976) ce qui amène à proposer un âge Oligo-Miocène pour le bassin algérien.

3.3 Scénario d'ouverture du bassin Algérien depuis le Mésozoïque

L'évolution géodynamique des bassins est mise en relation avec la cinématique des plaques Afrique - Europe. La convergence Afrique - Europe, depuis l'Oligocène, induit l'ouverture du bassin Algéro-provençal, en position de bassin d'arrière arc, par analogie avec les bassins arrière-arc dans le Pacifique (Auzende et al., 1978). La migration des blocs AlKaPeCa d'origine européenne vers le sud (Andrieux et al., 1971 ; Bouillin, 1986), l'accrétion des flyschs, le charriage des nappes telliennes et finalement celui des blocs AlKaPeCa sur la marge africaine.

L'enchaînement des événements (Figure 1.13) qu'on va décrire dans les prochaines lignes est une synthèse des dernières études sur l'évolution de la marge. Ces faits sont actuellement admis par la plupart des auteurs, même s'il subsiste des désaccords sur certains points, notamment au niveau des âges des événements, de la position initiale du micro-bloc (AlKaPeCa), ou de leurs déplacements (ampleur, direction) :

- La Téthys occidentale s'ouvre à la fin du Trias et pendant le Jurassique (Frizon de Lamotte et al., 2000).
- À partir de la fin du Crétacé, la Téthys maghrébine est progressivement subduite sous le continent eurasien (Bracène et Frizon de Lamotte, 2002).
- A partir de la fin de l'Oligocène (Fig.3.6.a), un prisme d'accrétion (formé des unités de flyschs) se développe entre les Kabylies et la marge africaine. Ces flyschs correspondent aux dépôts du Numidien où des dépôts du socle cristallophyllien sont retrouvés remaniés sous forme de conglomérats (Raymond, 1976).

Chapitre 3 : Contexte géologique et géodynamique

- Le retrait de la subduction de la Téthys provoque la séparation de l'AlKaPeCa du continent eurasiatique. A l'arrière de la subduction, l'ouverture de bassins océaniques entraîne la dérive du domaine AlKaPeCa vers le sud-est (Fig.3.6.b) et (Fig.7) (Frizon de Lamotte *et al.*, 2000).
- Le début de l'ouverture du bassin algérien fait l'objet de plusieurs hypothèses ; les plus anciens sédiments forés sur la marge algérienne indiquent un âge Langhien (14,7 Ma) (Burollet *et al.*, 1978 ; El-Robrini, 1986), elle aurait alors précédé la principale phase d'extension en milieu ductile d'âge Burdigalien (20 à 16 Ma) (Monié *et al.*, 1992 ; Saadallah et Caby, 1996). Mais, d'autres travaux suggèrent que l'ouverture du bassin algérien est intervenue entre 9 à 8 Ma, après la collision datée à 18 Ma (Carminati *et al.*, 1998a).
- L'ouverture du bassin algérien se termine, selon les auteurs, soit au moment où les Kabylie sont totalement accrétées à la plaque africaine, c'est-à-dire au Tortonien (11 à 7 Ma) (Roca *et al.*, 2004), soit entre 18 et 13 Ma (Vergès et Sabat, 1999 ; Frizon de Lamotte *et al.*, 2000 ; Rosenbaum *et al.*, 2002, Mauffret *et al.*, 2004), indiquant la poursuite de la convergence entre les blocs AlKaPeCa et la marge africaine, accompagnée d'une migration de la déformation vers le Sud et des mouvements décrochant ont entraîné le bloc Alboran vers l'ouest (Mauffret *et al.*, 2004) et son accolage au Rif et aux Bétiques.

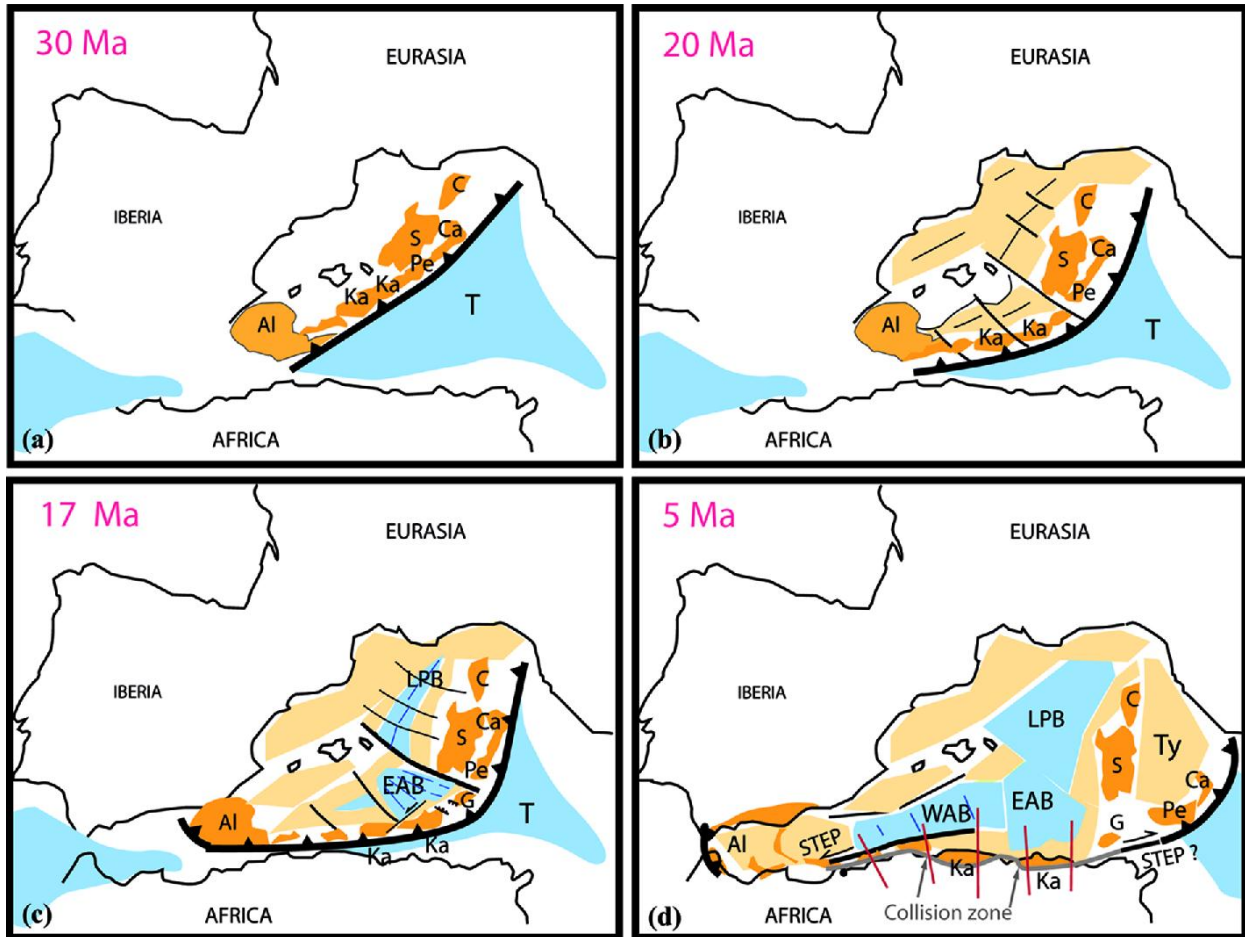


Figure 3. 6: Reconstruction cinématique du bassin Algérien entre 30 et 5 Ma, dans le contexte de l'évolution de la Méditerranée occidentale (Bouyahiaoui et al., 2015)

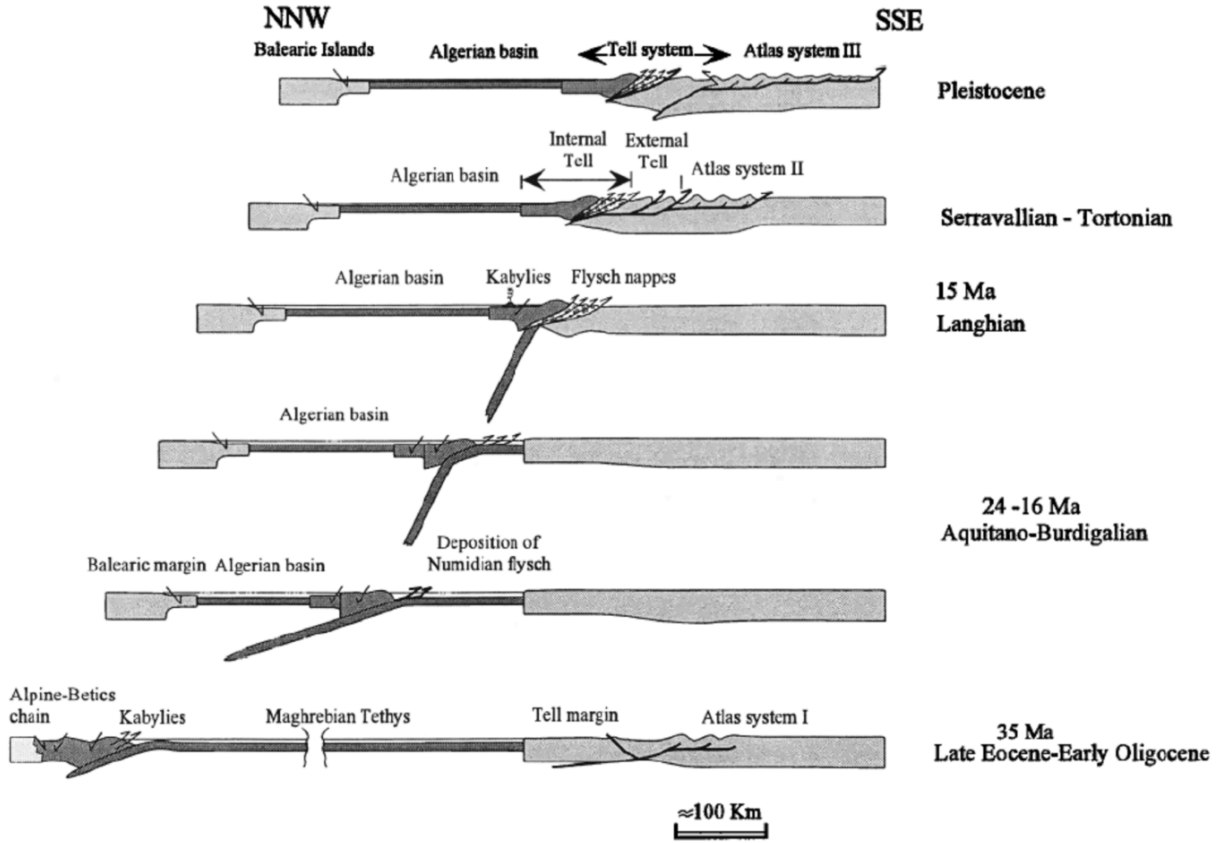


Figure 3. 7: Évolution du bassin Est algérien depuis la fin de l’Éocène début Oligocène proposé par [Frizon de Lamotte et al. \(2000\)](#).

Une étude récente ([Schettino et Turco, 2006](#)) basée sur les anomalies magnétiques et les données sismiques propose une reconstruction assez précise, qui tient compte des contraintes géologiques (Fig.8). Il s'avèrerait alors que les blocs ALKaPeCa, plus ou moins jointifs au départ, dérivent indépendamment les uns des autres, ce qui entraînerait des déformations orthogonales à la direction principale d'extension. Il faut toutefois rester prudent puisque cette reconstruction est basée sur la supposition que la collision des Kabylics eut lieu à 19 Ma, ce qui n'est pas certain, vu les divergences des différents auteurs.

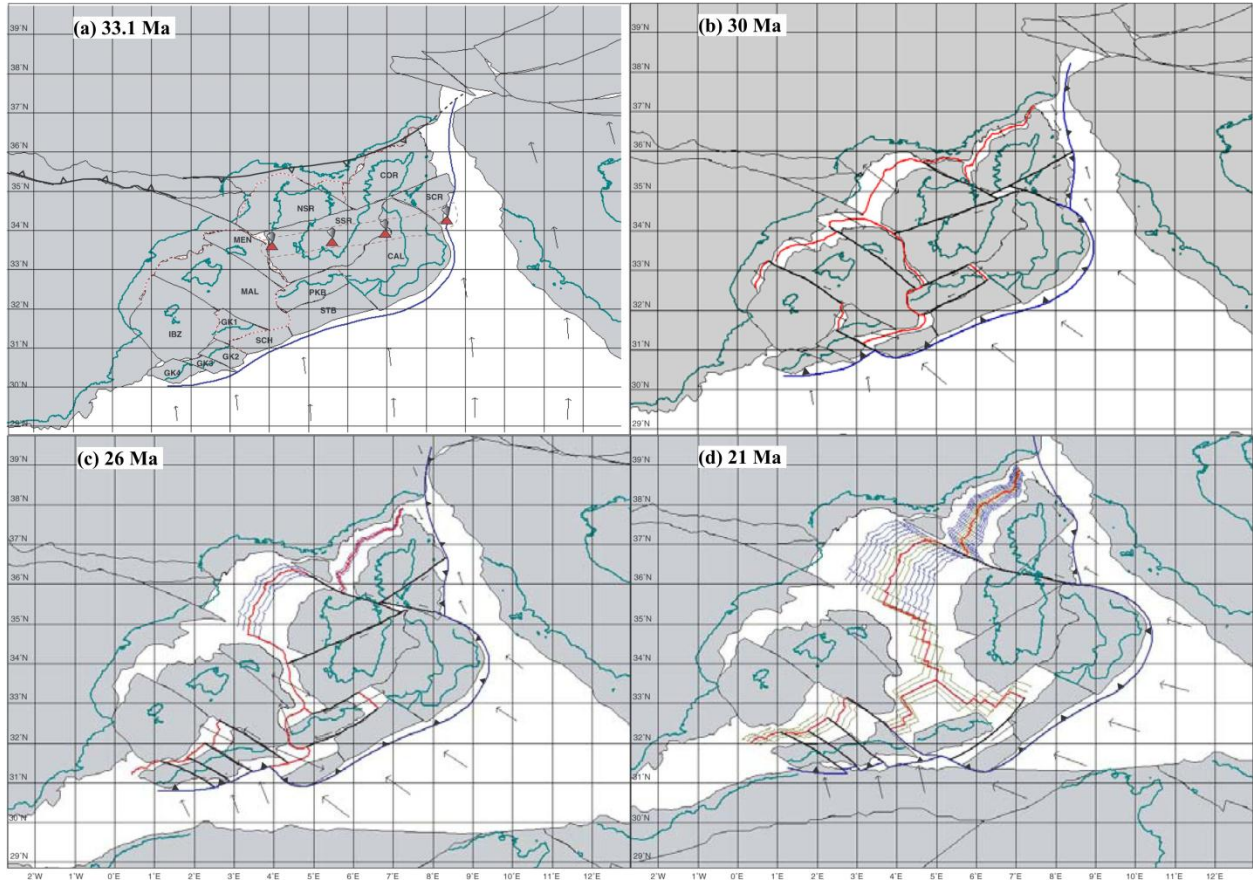


Figure 3. 8: Reconstitution paléogéographique de la méditerranée occidentale depuis l'Oligocène, montrant la migration des de la subduction vers le sud et l'ouverture des bassins arrière-arc et l'évolution spatiale du domaine AlKaPeCa. Lignes rouges: centres d'extension. Lignes noires: failles décrochantes. Flèches: direction et magnitude du mouvement relatif. (Schettino et Turco, 2006)

3.3.1 Apport de la tomographie sismique

L'ancrage du concept de roll-back de subduction (retrait du panneau plongeant ou slab) est particulièrement renforcé par le développement des méthodes de tomographie. En effet, ces méthodes ont permis d'imager dans le manteau des anomalies liées à la présence de matériel plus dense. Ces anomalies interprétées comme la trace d'une lithosphère subduite sous la Méditerranée occidentale témoignent de la disparition de l'océan Téthysien (Lucente et al., 1999 ; Spakman et al., 1993 ; Piromallo et Morelli, 2003 ; Spakman et Wortel, 2004).

L'imagerie a montré la présence d'un matériel dense s'aplatissant horizontalement à la transition manteau supérieur - manteau inférieur (≈ 640 km) sous les bassins arrière-arc à l'arrière des zones

du retrait de la subduction (Van der Hest et al., 1991). Cet aplatissement serait le résultat de la résistance à la pénétration du slab dans le manteau inférieur. Et c'est ce qui semble être observé dans la Méditerranée occidentale (Fig.3.9) (Spakman et Wortel 2004).

Ce résultat a été considéré comme élément supplémentaire en faveur de l'ouverture des bassins de la Méditerranée occidentale par le roll-back. Des morceaux de slab sont actuellement observés à l'Est et l'Ouest de la méditerranée occidentale, sous l'arc de la Calabre et sous l'arc de Gibraltar (Ouest du domaine d'Alboran) (Fig.3.9). Ces deux slabs sont caractérisés par des pentes opposés respectivement vers l'Ouest et vers l'Est.

Les fragments de slab sont généralement interprétés comme initialement issus d'une même et unique zone de subduction. Néanmoins, sous le nord de l'Afrique l'empreinte de ce slab semble disparaître excepté sous une partie de la marge Est africaine (Spakman et Wortel, 2004). Afin d'expliquer l'absence d'un panneau subduite à pente nord sous la marge africaine (Fig. 3.9), différentes études proposent une rupture du slab et/ou une déchirure lithosphérique sous la marge centre africaine au Miocène Moyen suite à la collision des blocs AlKaPeCa avec l'Afrique, permettant ainsi le retrait des fragments de slab vers l'Ouest (Gibraltar) et vers l'Est (Calabre) (Lonergan et White, 1997 ; Carminati et al., 1998a) (Fig. 3.9 et Fig 3.10).

La partie occidentale de la marge africaine pourrait correspondre à la zone où le roll-back du slab déchire la lithosphère entre la plaque continentale et la plaque océanique en subduction (Fig.3.10) (Gutscher et al., 2004), et que la tomographie semble confirmer. Govers et Wortel (2005) ont déjà prédit l'existence des traces de déchirure du slab et la formation de la marge dans le contexte STEP-fault (*Subduction-Transform Edge Propagator*). Ainsi, la marge à l'ouest de l'Algérie aurait subi une déchirure NE-SO à cause du retrait du slab vers Gibraltar (Fig. 3.10), ce qui a permis la migration du bloc Alboran vers l'ouest, laissant la partie de la marge occidentale Algérienne avec une morphologie linéaire et une pente très abrupte. Donc notre zone d'étude s'inscrit dans le cadre d'une marge de type STEP, déjà abordée en détail dans le chapitre 1.

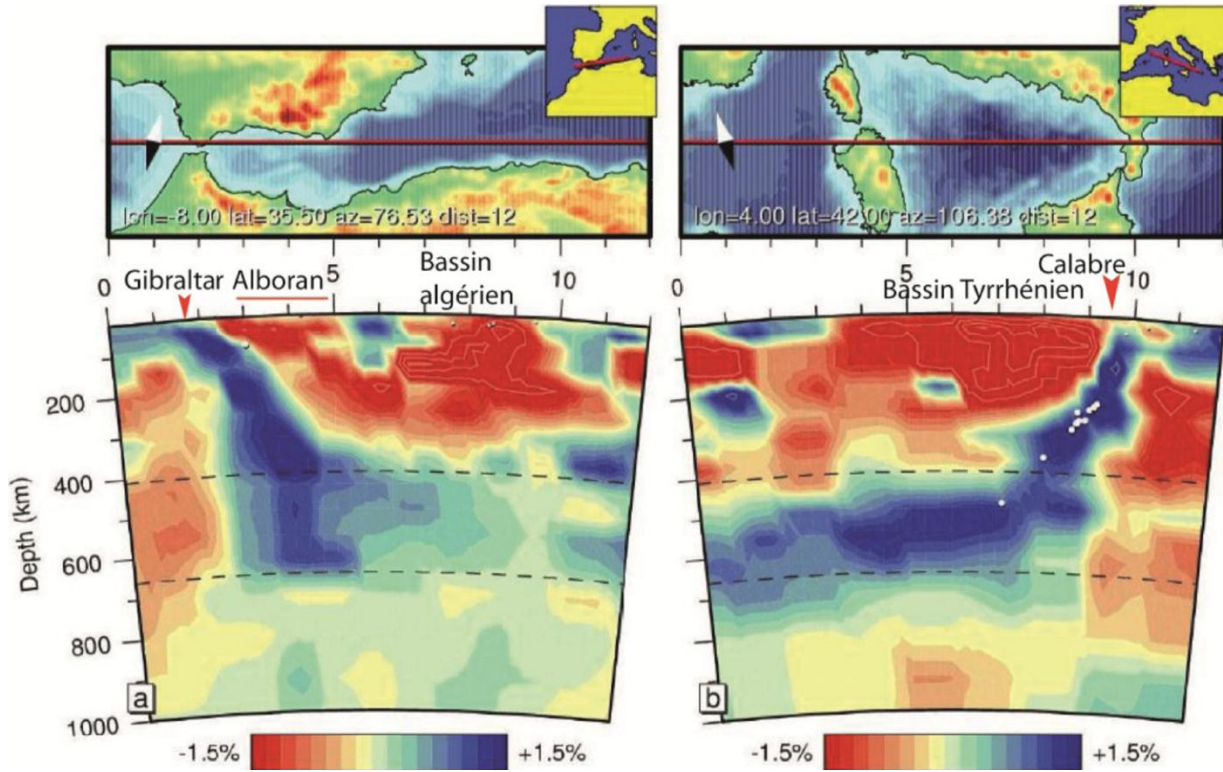


Figure 3. 9: Images tomographiques à travers (a) le détroit de Gibraltar, la mer d’Alboran et le bassin algérien et (b) le bassin Liguro-Provençal, la Corse, le bassin Tyrrhénien et la Calabre (Spakman et Wortel, 2004)

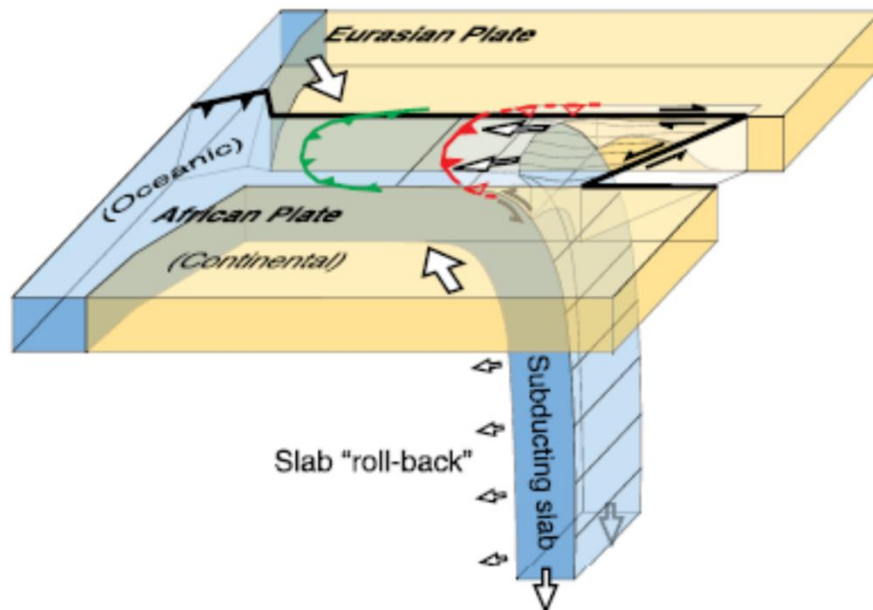


Figure 3. 10: Modèle géodynamique pour la mer d’Alboran. (Gutscher, 2004)

Chapitre 3 : Contexte géologique et géodynamique

L'évolution de la Méditerranée occidentale et la rupture progressive du slab sous la marge africaine est aussi argumenté par le témoignage en surface du magmatisme Néogène. A terre comme en mer, il existe des témoins de l'activité volcanique le long de la marge algérienne pour la plupart de nature Calco-alkaline et d'âge Oligo-Miocène (Girod, 1977 ; Maury et al., 2000) . Ce volcanisme est présent dans une étroite bande côtière sous forme d'épandages, de coulées volcaniques ou d'injections associées aux grands accidents tectoniques (Abassene, 2016). Ce volcanisme pourrait être associé à une zone de subduction de la plaque Europe sous la plaque Afrique et contemporaine de l'ouverture du bassin océanique nord-africain. Des épandements volcaniques alcalins sont aussi enregistrés durant le Pliocène et le Pléistocène dans l'Oranie (Fig. 3.11). Ce volcanisme mis en place dans un contexte géodynamique compressif serait lié à l'existence d'accidents transverses orientés NW-SE (Thomas, 1985). Par ailleurs, la présence d'épanchements calco-alkalin dans l'ouest de l'Oranie (Fig.3.2 et Fig.3.11) a servi d'argument en faveur d'une subduction au Nord-Ouest du Maghreb, qui absorberait le rapprochement Europe-Afrique.

Le magmatisme calco-alkalin serait post-collision car il recoupe ou surmonte soit les unités géologiques de la plaque africaine, soit le socle Kabyle ou bien les nappes du Tell (Maury et al., 2000). Il dériverait de la fusion partielle d'un manteau lithosphérique métasomatisé par des fluides ou des magmas hydratés provenant d'une plaque océanique subduite, suivie d'une contamination crustal modérée à forte.

Dans la zone de Mostaganem (Fig.3.2 et Fig.3.11) le magmatisme n'est pas connu. Il y aurait donc un gap dans la distribution du magmatisme calco-alkalin le long de cette partie de la marge algérienne. Ainsi, le tronçon de la marge dans la zone de Mostaganem peut déjà révéler un fonctionnement différent par rapport au reste de la marge.

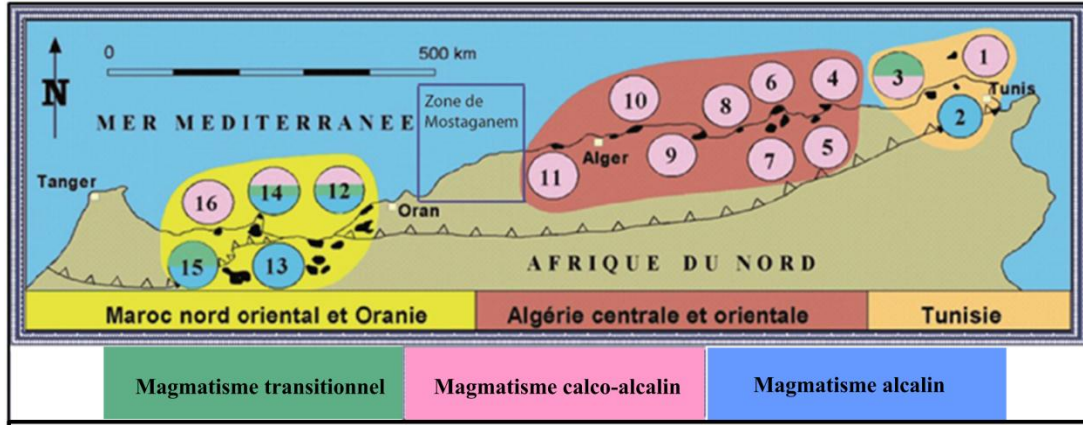


Figure 3. 11: Répartition du magmatisme néogène et quaternaire du Maghreb. (Maury et al., 2000)

L'architecture actuelle de la marge et du nord de l'Algérie résume l'histoire géologique de cette zone depuis le début du Tertiaire. Elle montre la juxtaposition de domaines crustaux liés à la formation de la marge et au collage des blocs AlKaPeCa au continent africain (Fig.3.12). Cette coupe transversale montre la position structurale des différents ensembles tectoniques déjà cités. Les blocs AlKaPeCa (socle cristallin et dorsale calcaire) chevauchent les flyschs, les zones externes, l'avant-fosse (fore deep) et l'avant-pays atlasique (Bracène et Frizon de Lamotte, 2002 ; Roca et al., 2004 ; Benaouali et al., 2006).

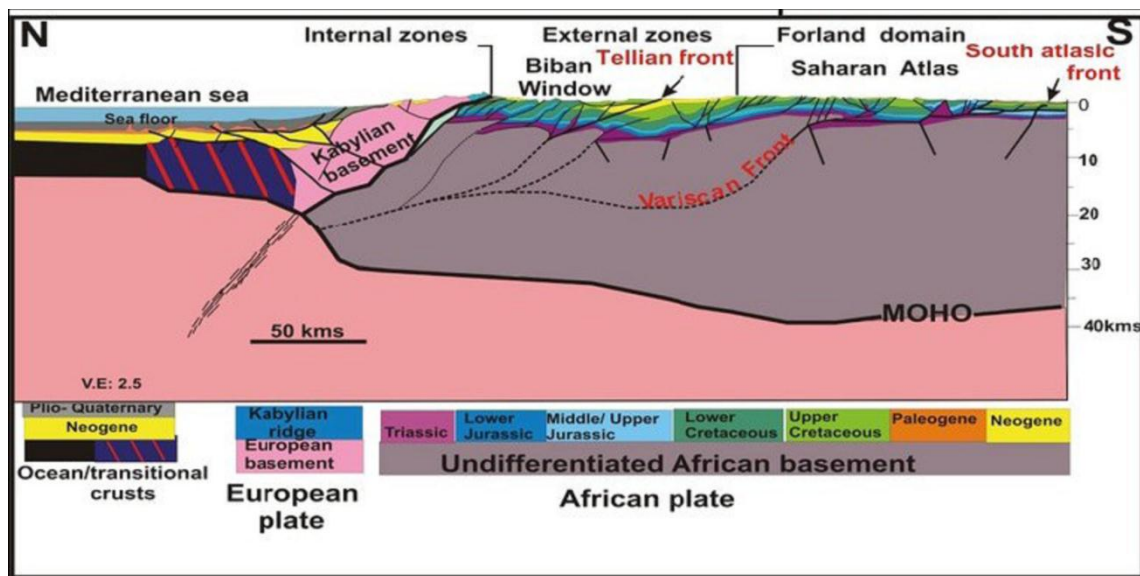


Figure 3. 12: Coupe schématique à travers le nord de l'Algérie le long du méridien de la Grande Kabylie (Roca et al., 2004)

3.4 Sismicité et déformations actuelle de la marge

L'actuelle limite de plaque entre l'Afrique et l'Europe, présente des régimes tectoniques variés évoluant de transtensif à l'Ouest à compressif vers l'Est, en passant par des mouvements décrochant et transpressifs. Le Nord de l'Algérie, apparaît comme l'une des zones la plus active sismiquement de la Méditerranée occidentale, les séismes sont principalement localisés dans le nord de l'Algérie (dans le Tell), sur une bande de 70 à 100 km de la côte ou en mer (sous la marge). Son histoire récente est marquée par plusieurs grands séismes meurtriers : le séisme d'El Asnam en 1980 (Ms 7.2) a fait plus de 3000 morts, celui de Boumerdès en 2003 (Mw 6.7) plus de 2000 morts et des dégâts considérables.

À terre, la sismicité s'exprime surtout le long des bordures des bassins néogènes qui longent la côte : bassin de la Mitidja ou du Chélif (Yielding et al., 1981 ; Meghraoui et al., 1996 ; Yelles Chaouche et al., 2006) . Seuls quelques séismes sont enregistrés le long du front Sud-Atlasique avec des magnitudes faibles, inférieures à 4 (Fig.3.13). La sismicité de la marge est caractérisée par la faible profondeur de ces séismes et sa localisation sous la marge ou proche des côtes (Fig.3.13).

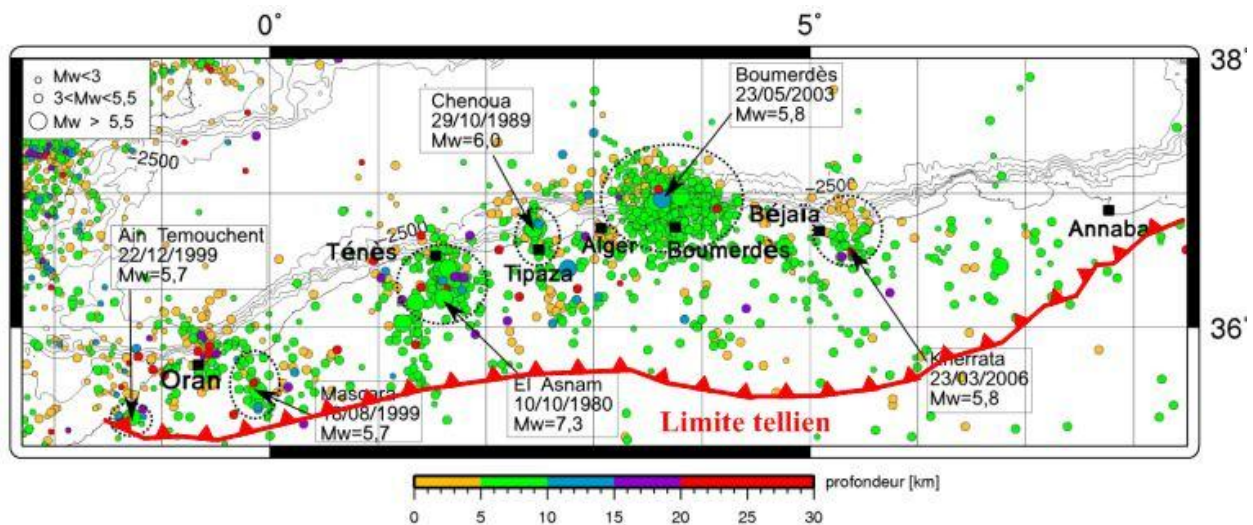


Figure 3. 13: Carte de distribution des séismes algériens. Les couleurs des cercles correspondent aux profondeurs des hypocentres (catalogue NEIC de 1973 à 2012). (Leprêtre, 2013)

L'analyse des séismes récents (période instrumentale) comme celle des séismes historiques, souligne l'importance de la menace sismique que constitue l'offshore algérien (séismes d'Alger en 1716, d'Oran en 1790, de Djidjelli en 1856 ou de Boumerdès en 2003). Les mécanismes aux foyers suggèrent un raccourcissement NW-SE à NNO-SSE en Algérie orientale et centrale dont la vitesse est estimée à 5-6 mm/an (Nocquet et Calais, 2004), alors que la partie la plus occidentale indique plutôt des mécanismes en décrochement de direction E-W à NNO-SSE (Fig.3.14). La géodésie montre un taux de raccourcissement de 2,7 mm/an dans la région de Mostaganem (Serpelloni et al., 2007), avec une déformation en mer est très faible, et l'essentiel du raccourcissement affecte le Tell et l'Atlas comme en témoigne en particulier la sismicité (Fig.3.13).

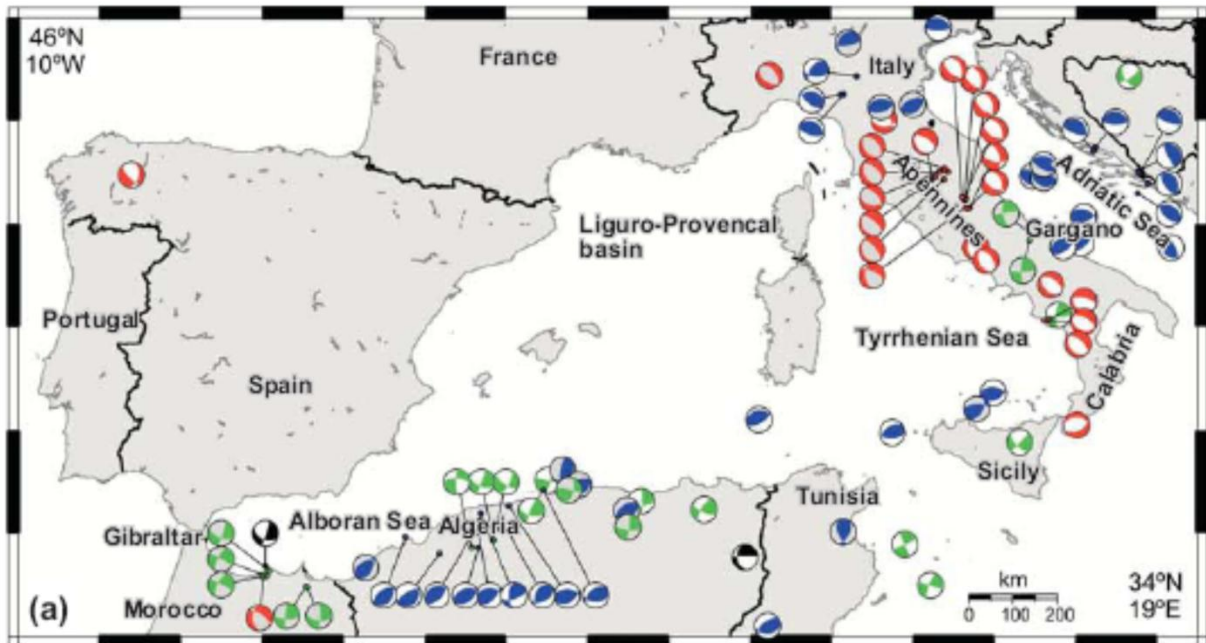


Figure 3. 14: Carte des mécanisme aux foyers des séismes de Méditerranée occidentale (Billi et al., 2011). La couleur rouge désigne les failles normal, vert failles inverse, bleu failles décrochantes et en noir inconnue selon le catalogue CMT de Harvard de 1976 à 2009.

La convergence entre l'Afrique et l'Europe est à l'origine de nombreux séismes au Nord de l'Algérie. Ceci atteste que la marge algérienne est loin d'être purement passive, puisqu'elle enregistre des séismes pouvant atteindre une magnitude de 7. Néanmoins la faible profondeur

des hypocentres montre également que nous ne sommes pas non plus dans le cas d'une marge active. La géodésie comme les mécanismes aux foyers des séismes, témoignent du régime compressif auquel est soumise actuellement la marge.

Conclusion

La marge algérienne est actuellement en position de marge passive subissant de la compression. Cependant certains auteurs proposent que cette marge entamerait une nouvelle subduction (Auzende, 1978), ou alors qu'un prisme d'accrétion serait en cours de formation au pied de la marge (Roca *et al.*, 2004).

Le nord de l'Algérie est jalonné de structures actives, sur une bande côtière d'environ 100 Km de large. Les structures actives à terre sont principalement des plis failles de direction ENE-OSO, et à pendage nord-ouest. Quelques failles décrochantes à terre ont également été repérées, notamment dans la partie occidentale de Ténès à Oran. Certains auteurs ont attribué un rôle important à ces indices de décrochement à l'échelle de la marge, invoquant des modèles de la marge en blocs rotatifs transpressifs (Morel et Meghraoui, 1996) ou encore des bassins losangiques (Mauffret *et al.*, 1987).

La structuration de l'arrière-pays de la marge du Dahra occidental semble se poursuivre en mer. En effet, il est fort probable que les failles et plis ne s'interrompent pas brusquement à la côte, et que l'on retrouve une certaine continuité de ces structures au-delà du trait de côte.

Par ailleurs, les accidents de direction NW-SE, et plus particulièrement les accidents qui se situent dans le prolongement des caps Ivi, Kramis et Megraouana, sont dans le prolongement des canyons sous-marins. D'autre part, la morphologie générale de certains canyons est souvent perturbée par de brusques changements de leurs directions. Ces changements de direction sont à priori le résultat de l'activité des grands accidents E-W qui se situent sur le continent.

Chapitre 4

Données et Méthodes

Ce chapitre aborde l'origine et la nature des données utilisées dans le cadre de ce travail. Il présente également les techniques et les approches employées pour l'analyse de ces données afin de répondre aux objectifs fixés au préalable.

4.1 Données de la Campagne MARADJA 1 en 2003 (MARge Active el DJAzair, el Djazair)

Cette campagne, la première à acquérir des données de haute résolution sur la marge algérienne, eut lieu du 21 Août au 18 Septembre 2003 à bord du Suroît, navire de l'IFREMER (Fig.4.1). La zone couverte allait des îles Habibas (ouest d'Oran) à Dellys (est d'Alger), avec une plus forte densité de profils dans la zone touchée juste avant la campagne par le séisme de Boumerdès du 21/05/2003.

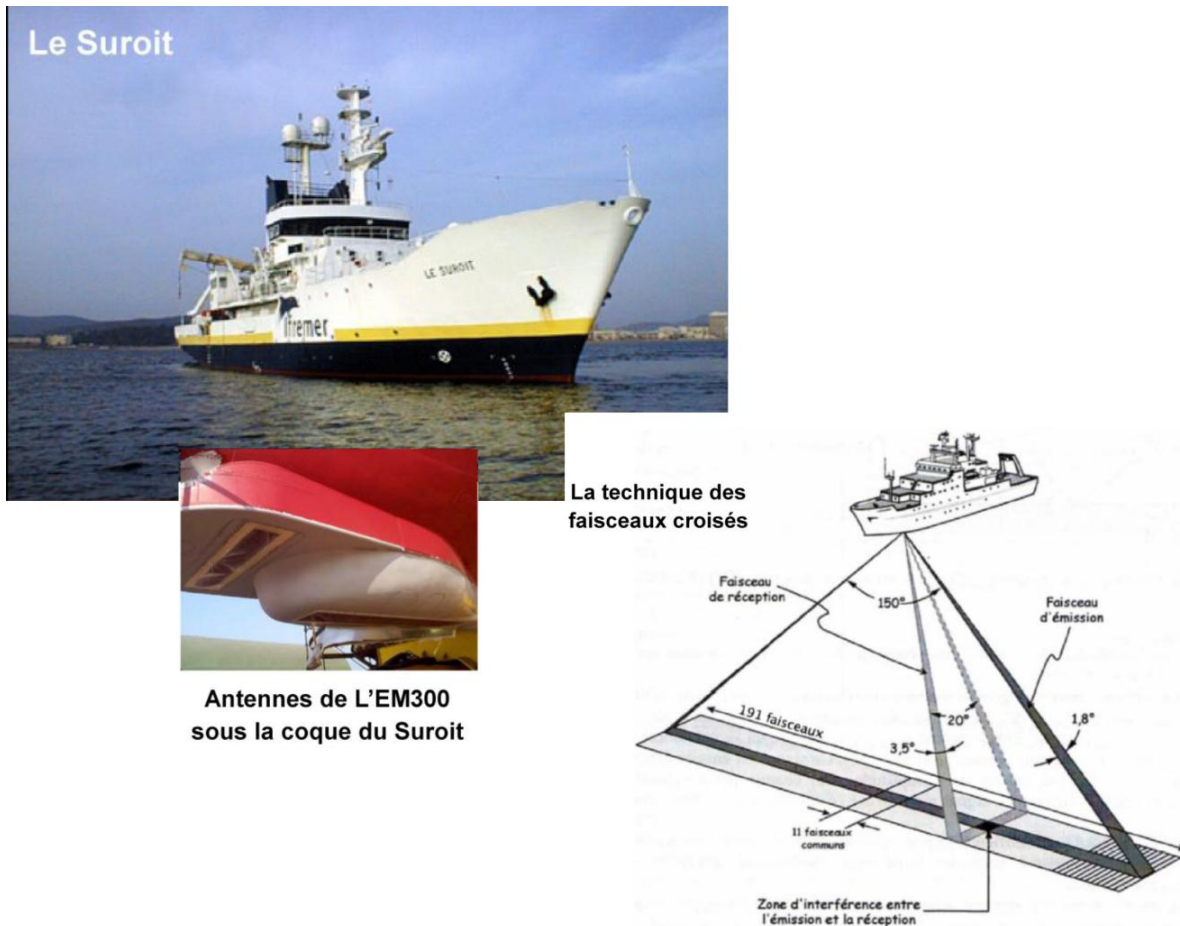


Figure 4. 1: Principe d'acquisition des données bathymétriques et de réflectivité acoustique (technique des faisceaux croisés), et photo des navires N/O Le Suroit

Notre travail s'appuie essentiellement sur les données de la campagne : MARADJA 1 en 2003 (Marge Active Al Djazaïr), qui est une opération de recherche dont l'objectif général est d'étudier le risque sismique et gravitaire en Algérie du Nord par un examen détaillé de la géomorphologie sous-marine et des structures de sub-surface.

Les données acquises furent de deux types : bathymétrie multifaisceaux ainsi que la réflectivité associée.

4.1.1 La bathymétrie

Les systèmes d'acquisition de bathymétrie multifaisceaux furent de 2 types : Kongsberg Simrad EM 300 et EM 1000 (Utilisation combinée avec EM 300 seulement sur le plateau continental) (Tableau 4.1), selon que le navire se trouvait en haut/moyen fond (bassin profond et pente) ou petit fond (plateau continental), respectivement.

Tableau 4. 1: Tableau des caractéristiques des deux sondeurs Ifremer utilisés lors de la campagne MARADJA 2003

Sondeur	EM 300	EM 1000
Constructeur	Kongsberg Simrad (N)	Kongsberg Simrad (N)
Antennes	Planes horizontales	Circulaires
Plage de profondeur	20 - 4000 m	0 - 1500 m
Fréquence	32 kHz	95 kHz
Nombre de faisceaux	135	60
Ouverture angulaire	140°	150°
Largeur des faisceaux (émission x réception)	1 x 2°	3,3 x 3,3 °

Ces sondeurs utilisent la technique des faisceaux croisés et leur portée peut aller jusqu'à 5 fois la profondeur d'eau. Pour l'EM300, le sondeur principalement utilisé pendant MARADJA 2003, il est optimale pour des profondeurs de l'ordre de 1000 à 3000 m. Sa précision verticale peut atteindre 2 mètres pour le faisceau central et sa résolution est au maximum ~25 mètres.

Ainsi, nous voyons qu'avec les données bathymétriques provenant de l'EM300 nous ne pourrions guère produire de Modèle Numérique de Terrain (MNT) avec une maille inférieure à 25 m, grâce à une très bonne précision verticale, il est en théorie possible avec l'EM300 de distinguer des reliefs de quelques mètres de haut.

4.1.2 La réflectivité

La réflectivité (ou imagerie) est obtenue grâce au sondeur multifaisceaux (dans notre cas, EM300 et EM1000, mais je n'ai utilisé que les données de réflectivité de l'EM300 car ce sont celles qui concernent la pente et le bassin profond). Ces données de réflectivité locale représentent l'amplitude du signal reçu et sont en fonction du degré de dispersion que l'onde des multifaisceaux subit lorsqu'elle rencontre le fond. Contrairement à la bathymétrie, la précision est meilleure aux faisceaux extrêmes qu'à la verticale du sondeur. La réflectivité donne donc des indications sur la nature du fond.

Ainsi un fond à forte réflectivité correspond généralement à des fonds comportant des matériaux durs qui réfléchissent bien les ondes. Au contraire, un fond à faible réflectivité sera caractérisé par des matériaux hétérogènes, désorganisés, qui dispersent les ondes. Ainsi, les données de réflectivité seront très utiles pour la caractérisation des sédiments superficiels de par leur texture et leur nature.

4.2 Les données GEBCO

GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) est un groupe international d'experts qui travaillent sur le développement de données bathymétriques. Ils mettent à disposition les données bathymétriques globales des océans et des continents avec une résolution de 30 arc-secondes. Les données sont disponibles sur le site internet : <http://www.gebco.net/>, sous conditions de justification de l'utilisation des données fournies.

Ce type de données est utilisé pour combler, dans la mesure du possible, les données bathymétriques manquantes notamment sur le plateau continental, dans les zones de têtes de

canyons. Elles m'ont donc permis de préciser la limite amont de têtes de canyons. Elles ont également permis d'effectuer une analyse morphométriques des bassins versants potentiellement associés aux canyons sous-marins.

4.3 Méthodes d'analyse

Les données bathymétriques récoltées nous ont permis d'élaborer des MNT avec une résolution de 25 m par pixel. A partir des MNT, il est possible d'obtenir des cartes en isobathes, on peut également obtenir des cartes bathymétriques 2D ou 3D à l'aide des SIG (Arc Gis), ceci permet de visualiser la morphologie du fond marin sous différentes perspectives, et ainsi d'appréhender au mieux l'évolution morphologique des différents corps sédimentaires. Il a été aussi possible de générer des profils longitudinaux et transversaux dans les canyons et sur les interfluves. Ces profils peuvent être visualisés directement sous l'interface Arc Gis (Arc Map et Arc Scène). Les profils nous ont permis d'effectuer une analyse morphométriques détaillée de différents objets et d'observer les variations amont - aval des morphologies, en comparant facilement les données et en les corrélant. Par exemple :

- ❖ les profils bathymétriques des canyons et des interfluves ;
- ❖ corrélérer la surface du canyon avec la pente ;
- ❖ établir des relations possibles entre la largeur de la vallée principale et la profondeur d'incision dans les canyons ;
- ❖ établir l'indice de sinuosité des canyons en fonction du gradient de pente ;
- ❖ la profondeur d'incision en fonction du gradient de pente.

Certaines des corrélations obtenues sont utiles et nécessaires à la compréhension de la formation et l'évolution des canyons sous-marins.

Pour cartographier les limites des canyons sous-marins, dans la zone d'étude, nous avons utilisé la méthode de numérisation manuelle, conformément à la méthode de [Heap et Harris \(2008\)](#). Premièrement, nous avons généré des couches ombragées à partir des ensembles de données bathymétriques pour améliorer la topographie des caractéristiques du fond marin et aider à l'identification des limites des bassins versants (drainage) des canyons. Deuxièmement, nous avons numérisé ces limites manuellement sous forme de polygones sous SIG, sur les couches bathymétriques ombragées (Fig.4.2).

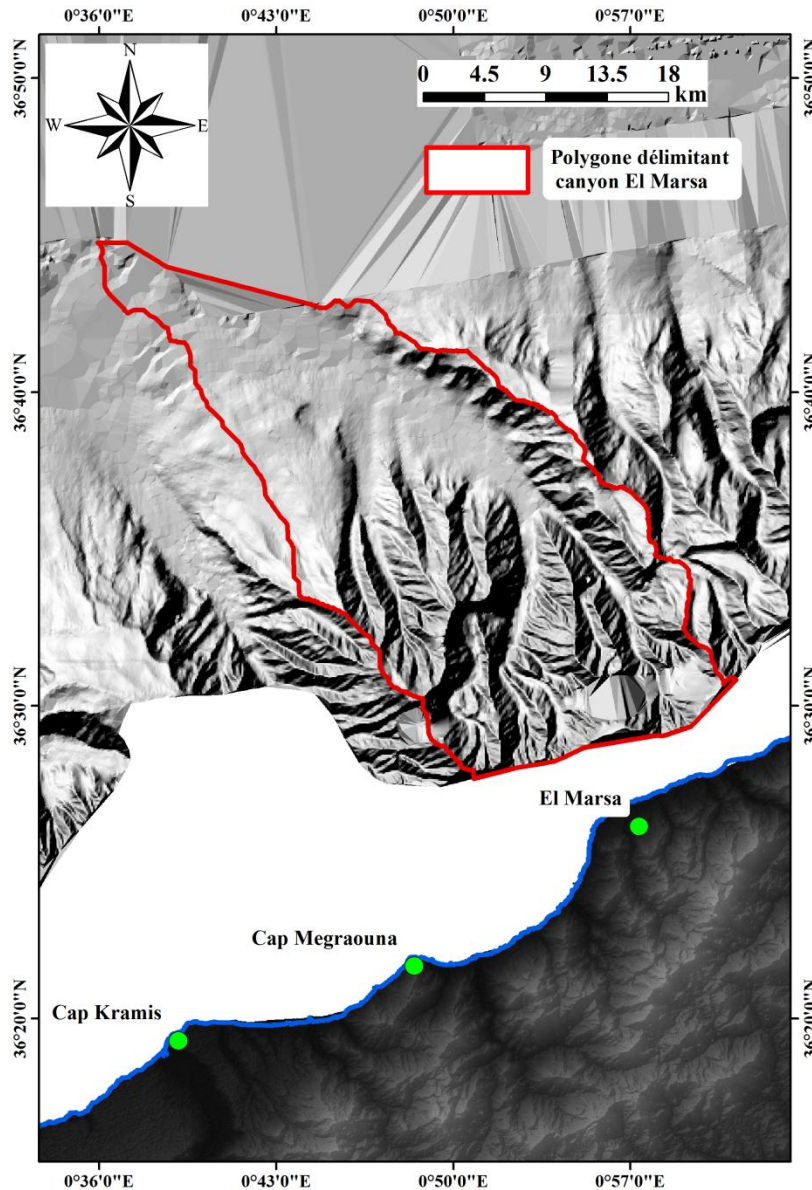


Figure 4. 2: Exemple de numérisation manuelle du canyon El Marsa sur une couche ombragée

Après avoir cartographié tous les canyons sous-marins sur la marge Ouest Algérienne, nous avons appliqué les critères de filtrage suivants pour obtenir l'ensemble final de polygones de canyon:

- I. l'incision de la tête du canyon par rapport à l'interfluve environnant est supérieure à 100 m ;
- II. la plage de profondeur entre la tête et le pied du canyon est supérieure à 1000 m.

Ces critères suivent l'étude de cartographie globale des canyons de Harris et Whiteway (2011), garantissent que l'ensemble des données (polygones) exclut les entités hors canyon telles que les vallées abyssales, les ravines de pente et les vallées de plateau peu profondes.

Par la suite, on a classifié l'ensemble des canyons sous-marins en trois grands types de canyons selon la classification de Harris et Whiteway (2011) :

- Les canyons de **Type 1** incisent le plateau continental et sont connectés à un système fluvial sur le continent.
- Les canyons de **Type 2** incisent le plateau continental mais ne sont connectés à aucun système fluvial sur le continent.
- Les canyons de **Type 3** n'incisent pas le plateau continental, mais seulement la pente.

Et enfin, une étude morphométriques a été effectuée on se basant sur les paramètres suivants :

- **La ramification** : c'est un paramètre similaire à la « dendricité » d'un canyon, la différence étant que le premier nommé est exprimé en degré et que le second est en nombre de tributaires par km². Ce paramètre consiste à définir un degré de ramification qui augmente en fonction de chaque bifurcation de thalweg (Fig.4.3).

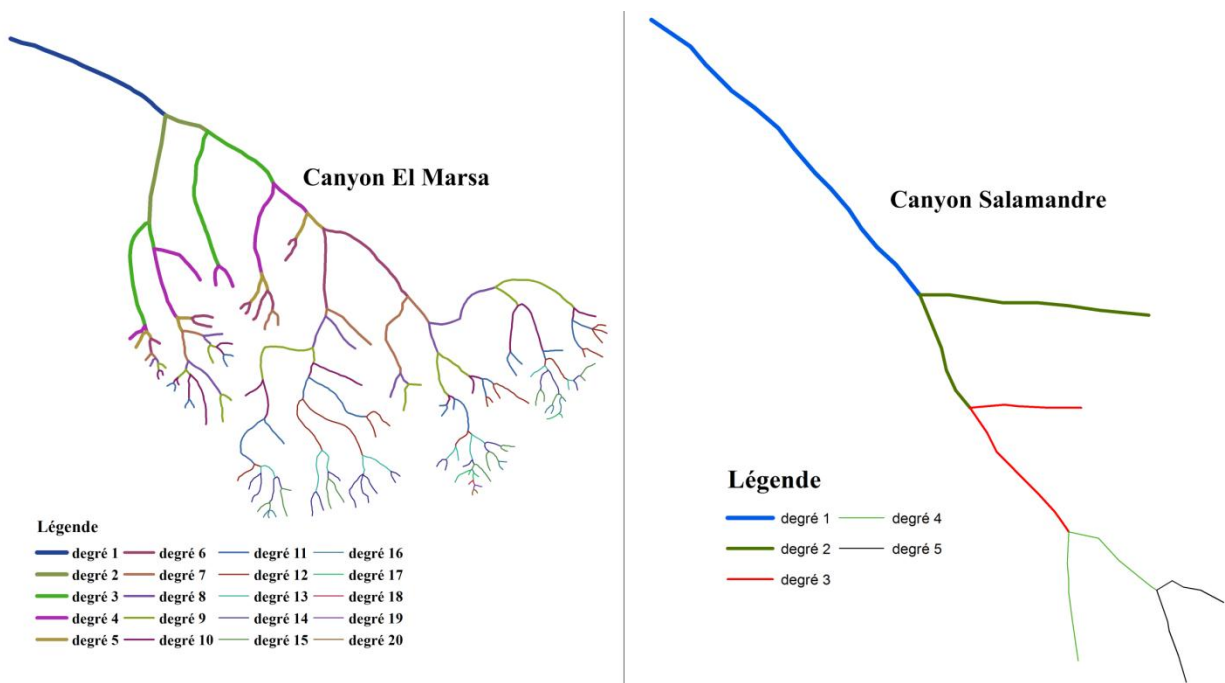


Figure 4. 3: Degré de ramification associé à chaque bifurcation des tributaires du canyon. A gauche canyon El Marsa avec un maximum de 20, à droite canyon Salamadre avec un max de 5

- **Le profil longitudinal du thalweg :** Le profil longitudinal du thalweg du canyon rend compte de sa forme et représente son évolution suivant une distance et une profondeur. Il permet d'analyser et de discriminer le type de profil (concave, convexe ou linéaire) caractérisant le canyon. Il permet également d'évaluer la longueur du canyon (Fig.4.4). En effet il existe une relation étroite entre la forme du profil en long et la lithologie des terrains traversés et la tectonique (Goldrick et Bishop, 1995 ; Duval *et al.*, 2004 ; Larue, 2014).
- **Le gradient de pente du thalweg :** Le gradient de pente ou inclinaison (α) se mesure à partir du profil longitudinal du thalweg. Il rend compte de l'inclinaison du thalweg par rapport à l'horizontale ($\alpha = \arctan d/d_i$), il est exprimé en degré ($^{\circ}$) (Fig.4.4).

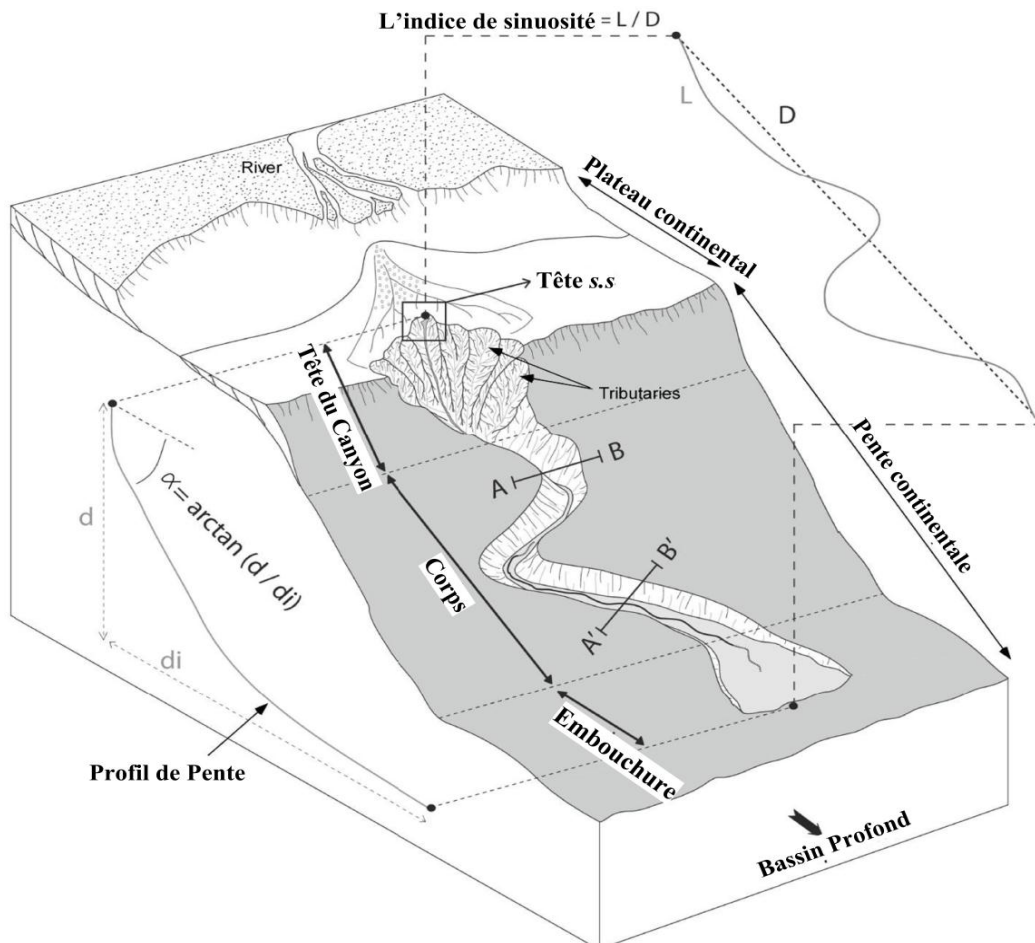


Figure 4. 4: Schéma illustrant les paramètres morphométriques étudiés : le profil longitudinal, le gradient de pente et l'indice de sinuosité

- **L'indice de sinuosité du thalweg** : c'est le rapport entre la longueur curviligne du thalweg (L) et la distance en ligne droite (D) entre deux points (entre la tête et l'embouchure) (Fig.4.4). Sa valeur varie entre 1 (cas d'une ligne droite) et l'infini (cas d'une boucle fermée). Un thalweg simple est considéré rectiligne lorsque l'indice de sinuosité est inférieur à 1,3 et sinueux et méandrique pour des valeurs supérieures à 1,3.

$$\text{Indice de sinuosité} = L/D \text{ (sans unité).}$$

- **L'indice de concavité** : Pour une même pente, la forme du profil longitudinal peut varier, pour évaluer et comparer les concavités, nous avons utilisé l'indice de concavité de [W.B. Langbein \(1964\)](#) : $IC = 2A/H$, avec A = différence d'altitude entre le profil à mi-parcours et une ligne droite joignant les deux extrémités du profil, H = dénivellation entre la source et l'exutoire du drain (Fig. 4.5). Le profil tend à être rectiligne quand la valeur d'IC est proche de 0 ; à l'inverse, la concavité devient très forte quand la valeur approche de 1. Contrairement à l'indice IC qui traduit l'ampleur de creusement à mi-parcours du cours du canyon, l'indice **SCI** du [A. Demoulin \(1998\)](#) ; $SCI = (S1 / (S1+S2)) \cdot 100$ évalue l'encaissement global sur la totalité du cours du canyon, exprimé en %, cet indice est obtenu en divisant la surface située entre la diagonale et le profil (S1) par la surface totale sous la diagonale (S1+S2) et en multipliant par 100. S2 est la surface située sous le profil. Pour comparer les profils en long des canyons de longueurs différentes, on a utilisés le graphique adimensionnel de [A. Demoulin \(1998\)](#), H/Ho (ratio des altitudes) et L/Lo (ratio des longueurs); H est l'altitude du cours d'eau au point mesuré, Ho est la dénivellation entre la source et l'exutoire, L est la distance à l'exutoire du point mesuré et Lo est la longueur total du canyon (Fig. 4.5). L'indice de concavité peut ainsi exprimer l'ampleur du creusement des cours des canyons et faciliter sa quantification, tandis que le graphique adimensionnel permet de comparer cette ampleur.
- **Le profil transversal des canyons** : c'est le profil topographique établi perpendiculairement à la direction du thalweg. Il rend compte de la morphologie en V ou en U et aussi de la présence de terrasses ou d'incisions axiales (Fig.4.6).

- **La profondeur d'incision du canyon** : La profondeur d'incision du canyon correspond en un point à la hauteur des flancs du canyon, donc à la distance entre le point le plus bas du canyon (thalweg) et le point le plus haut l'interfluve du canyon.

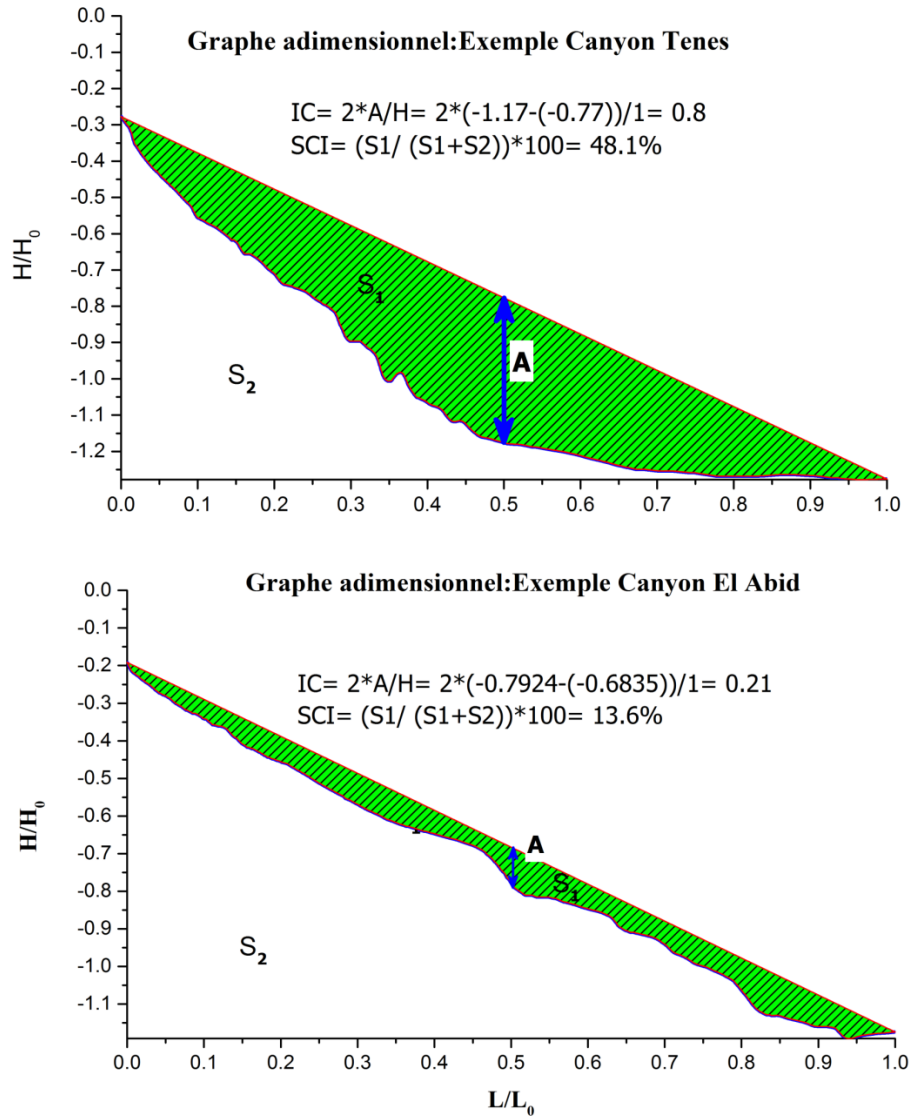


Figure 4. 5: Mesure de la concavité du profil longitudinal, exemple pour canyon Ténès et El Abid

- **La largeur du thalweg et la largeur du canyon** : On définit la largeur du thalweg, en un point, comme le fond du canyon délimité par la base de ses deux flancs (Fig.4.6). Cette

largeur est ainsi plus évidente à définir sur des morphologies de canyon en U. La largeur du canyon, en revanche, est en un point la largeur entre les interfluves du canyon (Fig.4.6). Un interfluve est considéré comme non affecté par l'érosion et reflète le véritable profil de la pente continentale.

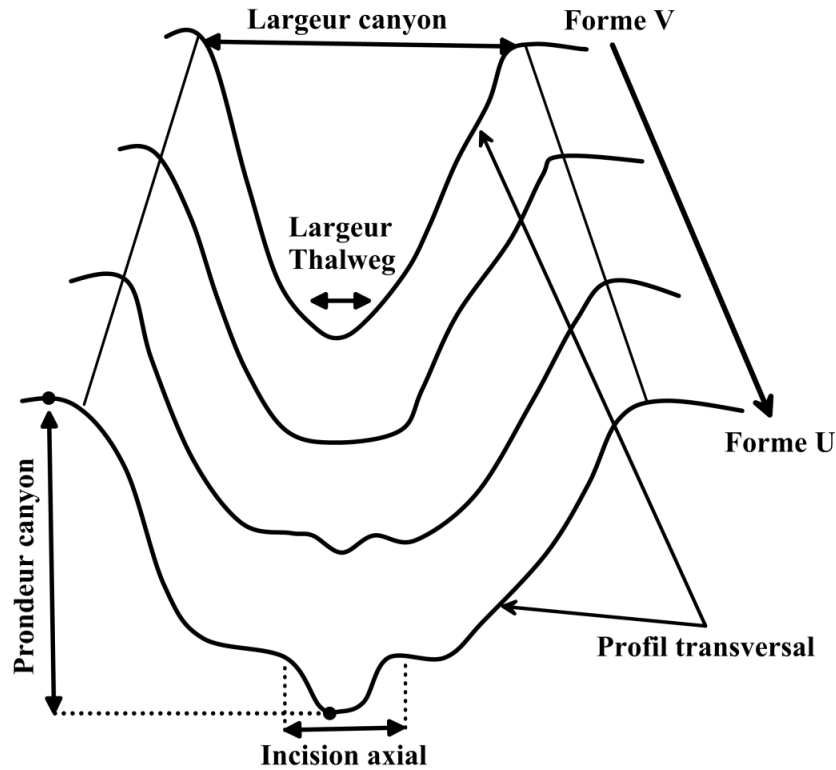


Figure 4. 6: Schéma illustrant les paramètres morphométriques étudiés : le profil transversal, la profondeur d'incision du canyon, la largeur du canyon et du thalweg.

D'autres paramètres morphométriques ont été aussi mis en évidence tel que la profondeur à la tête du canyon, la distance de la tête par rapport à la ligne de rivage, la profondeur au pied du canyon et la surface et le périmètre du canyon.

Chapitre 5
Analyse morpho-bathymétrique de la marge Ouest
Algérienne

La marge algérienne est située au sud du bassin Algéro-provençal et à la transition entre la marge transformante de la mer d'Alboran à l'ouest et la marge passive du bassin algérien à l'est (sur un linéaire côtiers de 300 km) la zone d'étude présente une orientation générale NE-SW, alors que le reste de cette marge est globalement orienté E-W (Fig.5.1). La marge nord algérienne (parfois appelée nord-africaine) a une morphologie atypique, caractérisée par un plateau continental très étroit (généralement moins de 10 Km, à l'exception de quelques baies) et une pente continentale avec une forte dénivelée (10° en moyenne, parfois plus de 20°), et un fond approximativement plat, situé aux environs de -2700 mètres (Auzende, 1978).

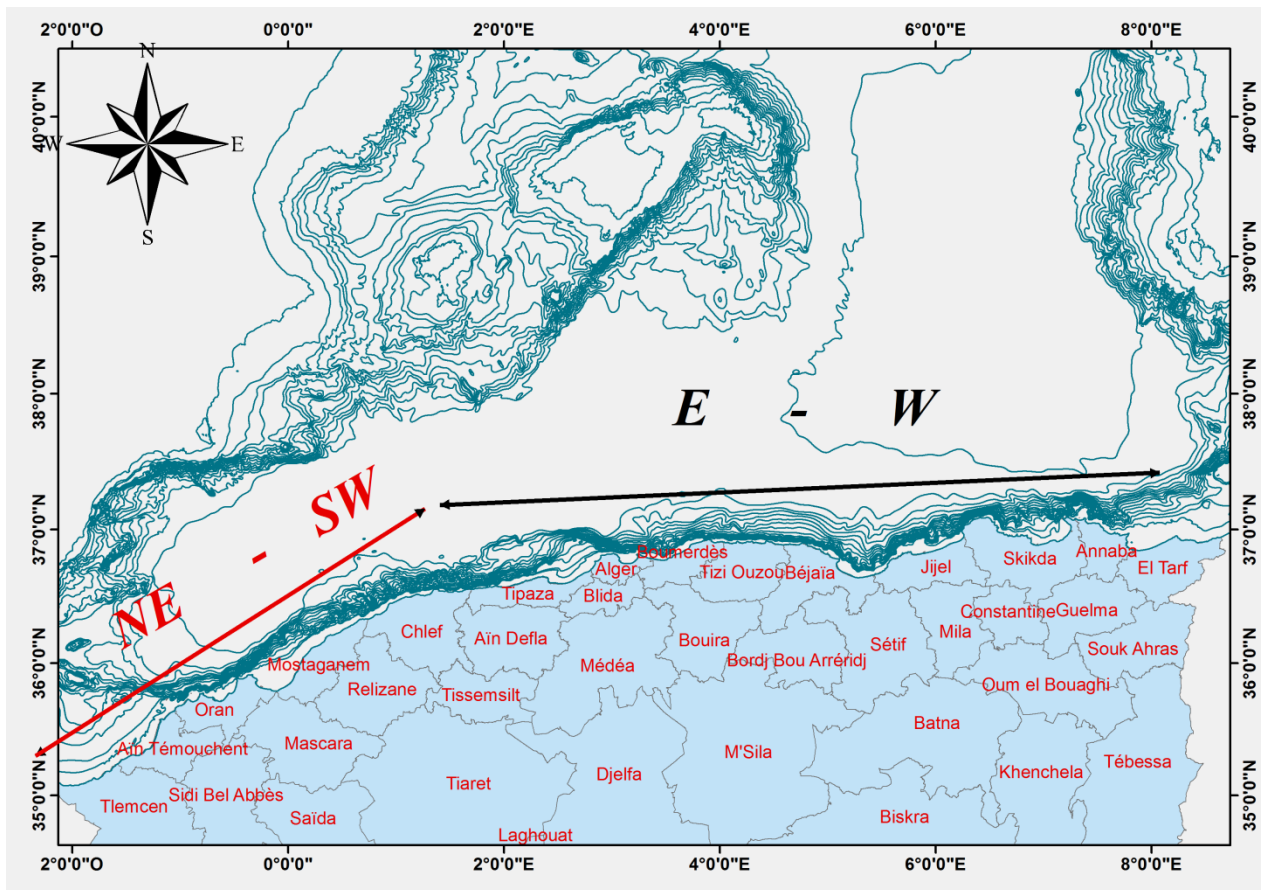


Figure 5. 1: carte bathymétrique du bassin Nord Algérien montrant les principales orientations de la marge

La marge algérienne occidentale se subdivise en deux parties : la marge Albo-oranaise et la marge Algéro-oranaise; cette division en deux parties est essentiellement dû aux différences morphologiques flagrantes qu'elles présentent.

La zone d'étude appartient à l'ensemble Algéro-oranais, cette portion de marge algérienne présente des caractéristiques originales à l'instar de la marge algérienne dans son ensemble. En effet, sa pente continentale tire son originalité par la présence de nombreux canyons qui ne se rattachent à aucun système fluvial pouvant donner naissance à des morphologies de ce type. D'autre part, dans sa partie la plus distale, à cheval sur le glaciaire, se développe un éventail sous-marin (Deep Sea Fan de Kramis), dont l'origine est énigmatique, car la construction de ce genre d'édifice, qui se met en place par les courants de turbidité, nécessite des quantités d'apports sédimentaires très conséquentes.

Ce chapitre se focalisera sur la description des caractéristiques de la marge à travers une étude morphologique générale, incluant le plateau continental et la pente continentale. Elle permettra de localiser au mieux les canyons sous-marins et leur contexte de mise en place.

5.1 Morphologie de la plate-forme continentale

La marge Ouest algérienne est l'une des marges les plus escarpées de la Méditerranée occidentale. Elle se caractérise par un plateau continental exigu notamment en face des massifs élevés (Ténès et Dahra). Au large de Ténès, la marge est caractérisée par un plateau continental très étroit (2-5 km de large), sur le profil en long (Fig.5.3.b), on constate que le plateau continental est presque inexistant au niveau de la région de Ténès, la rupture de pente (transition plateau continental/pente continentale) se trouve entre 50 à 100 m de profondeur d'eau, elle est située près de la côte, un plateau continental très réduit en conséquence peu d'espace pour qu'il ait déposé des sédiments ramenés par les cours d'eau ou ceux de la dérive littorale. Inversement la largeur du talus continental est remarquablement plus importante que celle de la région Ouest (Fig.5.2 et Fig.5.3.a).

En revanche, en face des bassins néogènes, tel que le bassin du Chélif, le plateau continental devient plus étendu et peut atteindre une largeur qui dépasse les 30 km (Fig.5.2). La rupture de pente se trouve entre 100-300 m de profondeur d'eau est située loin de la côte, à l'inverse la largeur du talus continental est réduite (Fig.5.3.a).

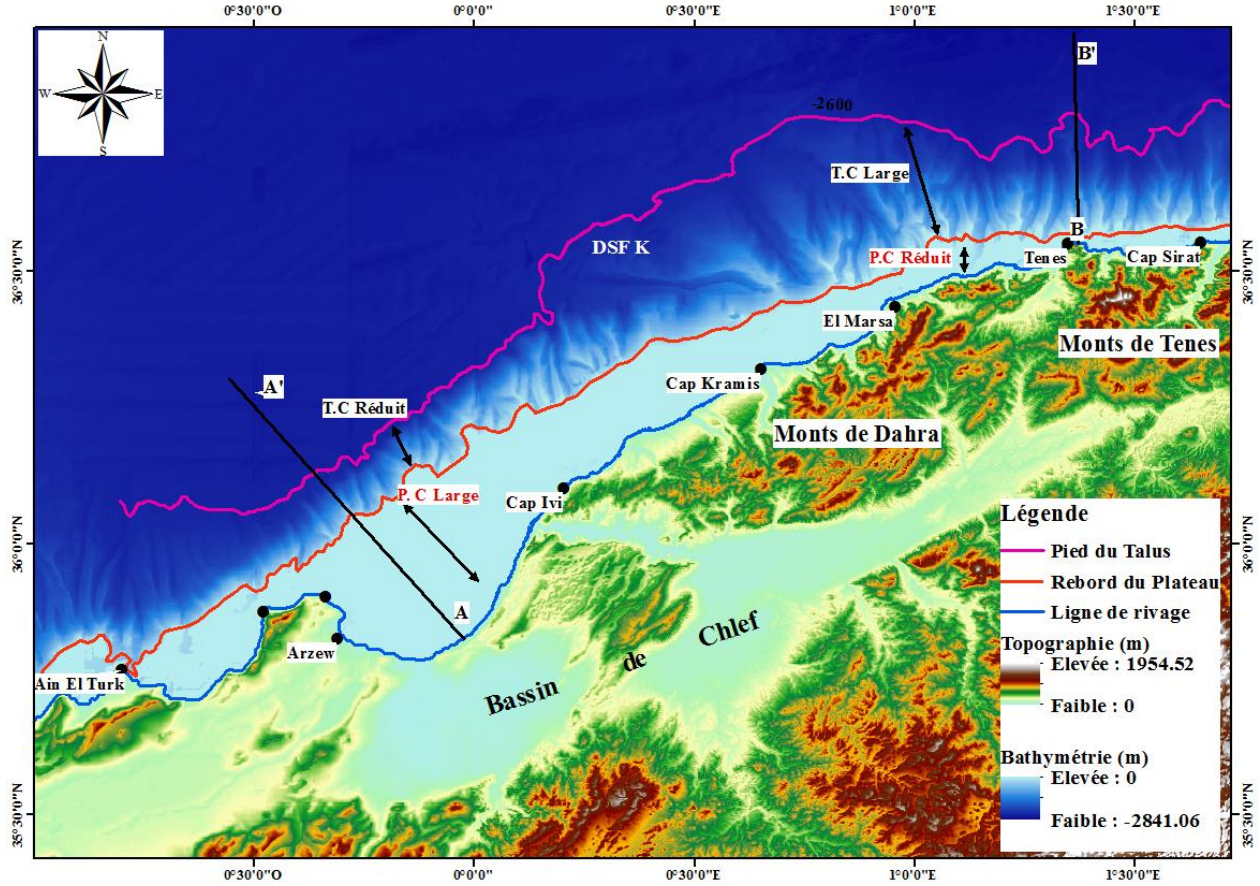


Figure 5. 2: Carte topo-bathymétrique de la zone d'étude qui mis en évidence les caractéristiques morphologique de la marge (DSF K=Deep-Sea-Fan de Kramis).

5.2 Morphologie du talus continental

Le talus de la marge occidentale est caractérisé par une morphologie riche et complexe. Le talus de la marge occidentale est découpé par de grands canyons s'écoulant globalement selon deux directions : une direction sud-nord pour les canyons du secteur oriental et une direction sud Est à nord-ouest pour le secteur central. Le talus continental possède une pente moyenne de 16%, il s'étend entre les isobathes -120 m environ, (au niveau de la rupture de pente du plateau continental) et -2600 m environ, niveau correspondant à l'apparition du glacis ennoyant le bas de la pente (Fig.5.2). La largeur du talus varie entre 25 à 35 km (Fig.5.3), là où le plateau continental est large ; le talus est réduit et il est taillé par des canyons confinés à la pente et vice-versa là où le plateau est réduit le talus prend de la largeur et sa pente diminue par rapport au précédent.

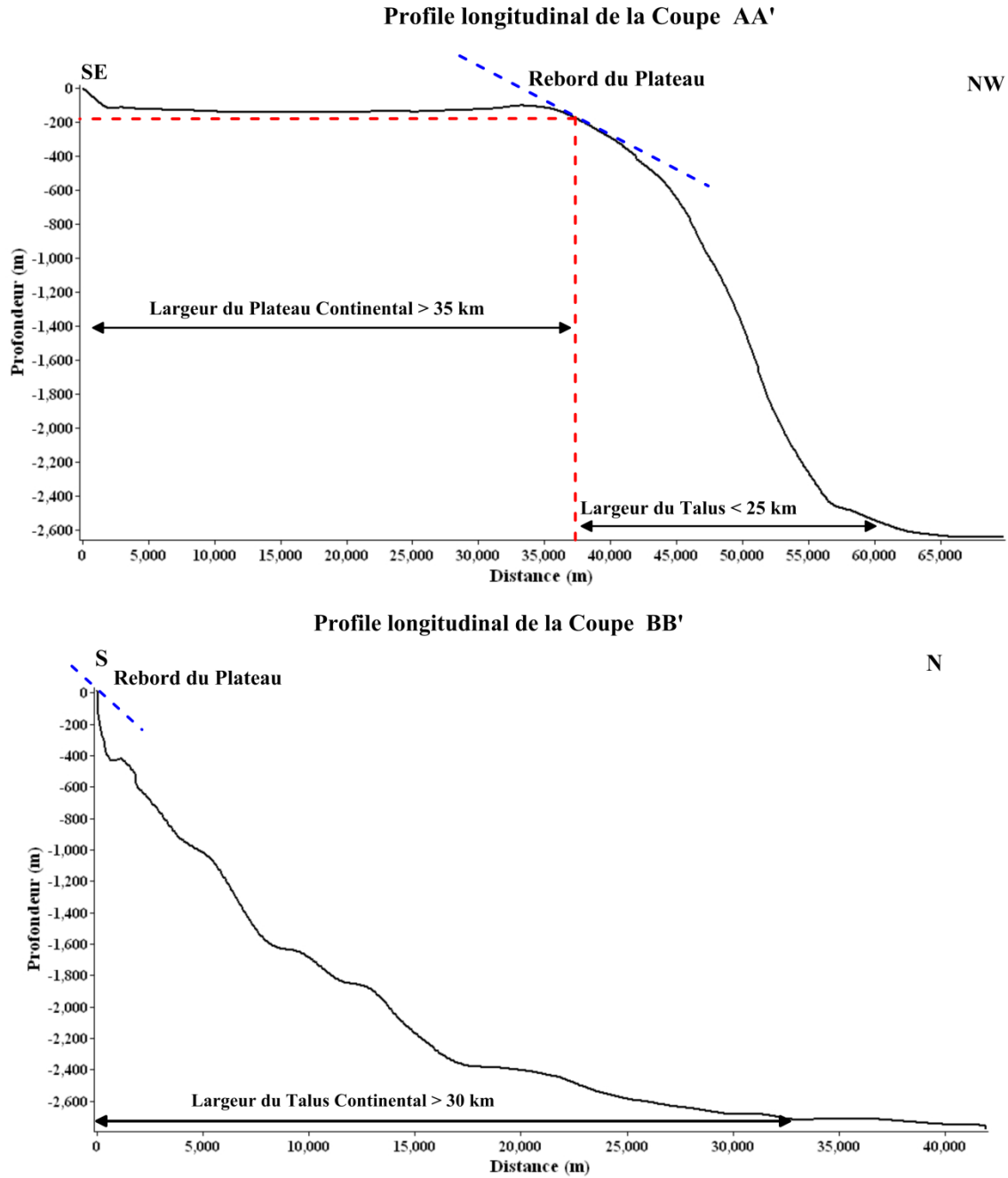


Figure 5.3: Profils longitudinaux des deux Coupe AA' et BB' (l'emplacement des deux coupe est mentionné sur la Fig.5.2)

5.3 Les canyons sous-marins de la marge ouest Algérienne

L'étude morphologique de la marge ouest algérienne a permis de mettre en évidence une trentaine de canyons sous-marins plus ou moins grands sur l'ensemble de la marge, de tailles et morphologies différentes.

Pour des raisons de clarté, il est nécessaire de faire un bilan et un choix de la toponymie que nous allons employer dans ce qui suit. En effet, depuis leur découverte (en particulier depuis les travaux de [Rosfelder \(1954\)](#) et [Leclaire \(1970\)](#)), les canyons de la marge algérienne étaient très mal connus de par leurs positions très aléatoires et leurs morphologies très approximatives. Sur la marge ouest Algérienne, seuls six canyons étaient répertoriés, le canyon Kalah, le canyon Colompi, le canyon d'El Marsa, le canyon Kramis et le canyon de la Guelta et le canyon des moules vers l'extrême ouest à Oran (Fig.5.4).

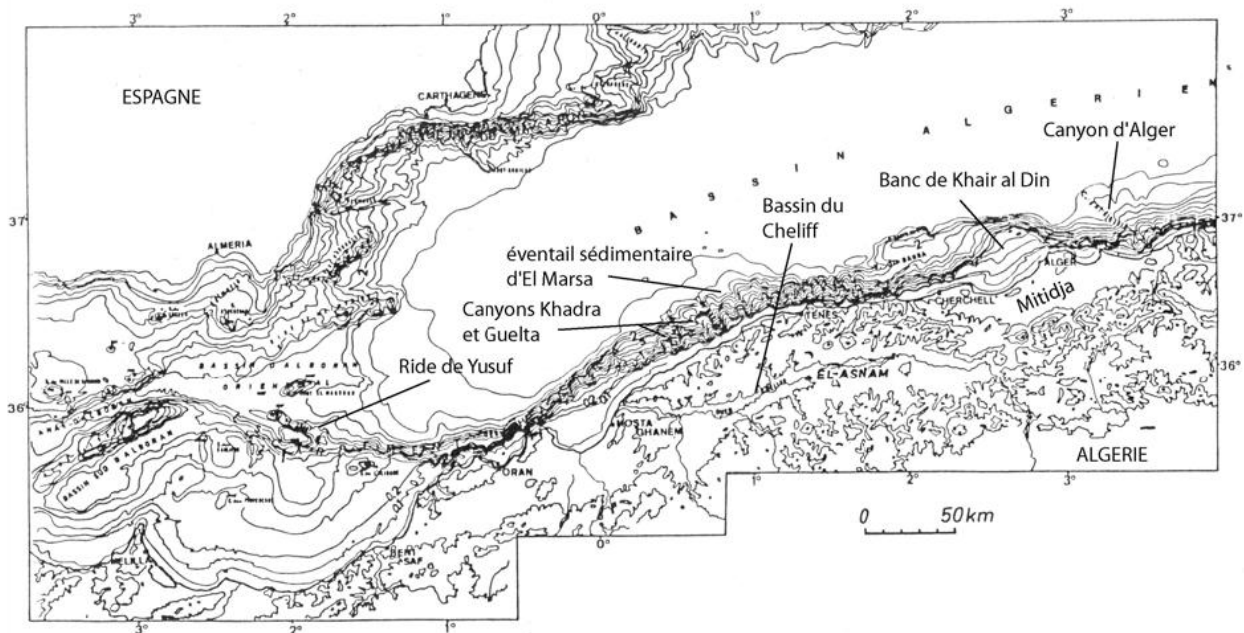


Figure 5. 4: Carte bathymétrique et topographique du nord-ouest de l'Algérie (Carte COI/UNESCO, 1981). Intervalle des courbes en mer: 50, 100 puis tous les 200 m.

La couverture bathymétrique (Fig.5.5) de la région a montré une morphologie très complexe et détaillée, et a permis de positionner avec exactitude les canyons. En outre, certains d'entre eux, bien individualisés et entaillant nettement le rebord du plateau, n'ont jamais reçu de nom d'où la nécessité de les nommer provisoirement.

Les noms des canyons ont été attribués en utilisant la carte topographique de la région et correspondent à une toponymie locale.

Pour un meilleur suivi de ce qui va être développé dans ce chapitre, il nous semble nécessaire de séparer la zone d'étude en trois secteurs. Un secteur oriental qui se développe de Cap Sirat au Cap Kramis, et un autre central qui s'étend du Cap Kramis au Cap Aiguille et le dernier à partir de Cap Aiguille à Cap Sigale (Fig.5.5). Vu le nombre important des canyons identifiés sur la marge on a décidé de présenter que les canyons qui ont une signature morphologique importante pour chaque secteur.

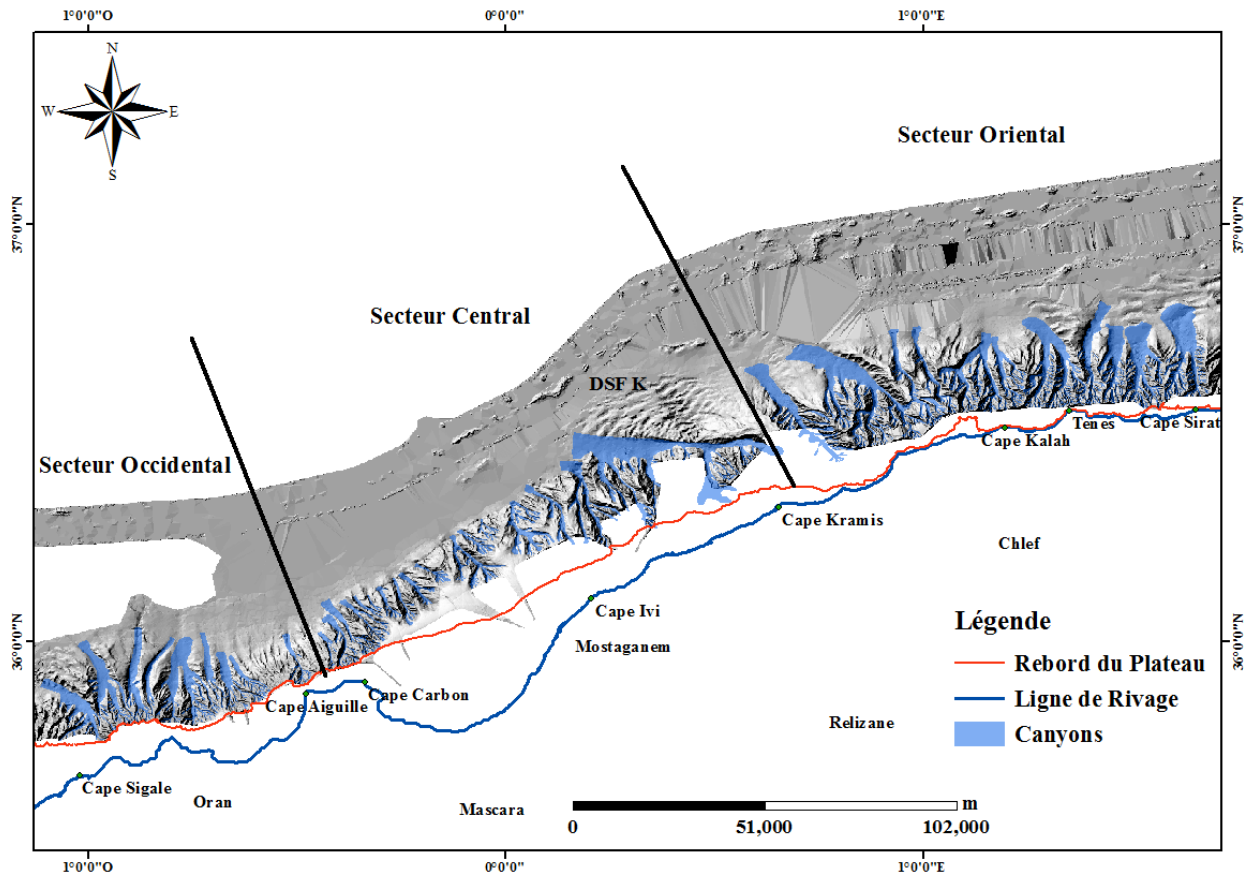


Figure 5. 5: Carte bathymétrique ombrée montrant les principaux canyons cartographiés le long de la marge Ouest Algérienne avec délimitation des trois zones

L'analyse de la carte bathymétrique met en évidence deux grandes catégories de canyons :

- ceux qui entaillent nettement le rebord du plateau continental ;
- ceux dont la tête se situent plus en aval, à divers niveaux du talus continental.

5.3.1 Les canyons du secteur oriental

Ce secteur s'étend sur 120 km linéaire, il est caractérisé par un plateau continental étroit, voire inexistant en face des massifs montagneux tel que celui de Ténès. A terre un réseau de drainage plus moins dense alimente la marge continentale en sédiments qui provient de l'érosion du continent (Oued Damous, Goussine, Allalah et Oued Tarzout). La particularité de ce réseau de drainage est la forme rectiligne de ces rivières, avec des bassins versants en forme d'entonnoir, ce qui leur confère un régime torrentiel. Ce caractère torrentiel favorise la formation des courants hyperpycnaux qui jouent un rôle dans le creusement des canyons (Mulder, 1997). A partir de la carte bathymétrique, neuf canyons ont été cartographiés dans ce secteur. Certains de ces canyons creusent profondément le plateau continental et semblent être connectés à un réseau de drainage terrestre (Exp : canyon Damous), d'autres creusent le plateau continental mais sans connexion à un réseau de drainage (Exp : canyon Ténès) (Fig.5.6) et enfin certains canyons n'incisent pas le plateau continental, mais seulement la pente (Exp : canyon îles Colompi).

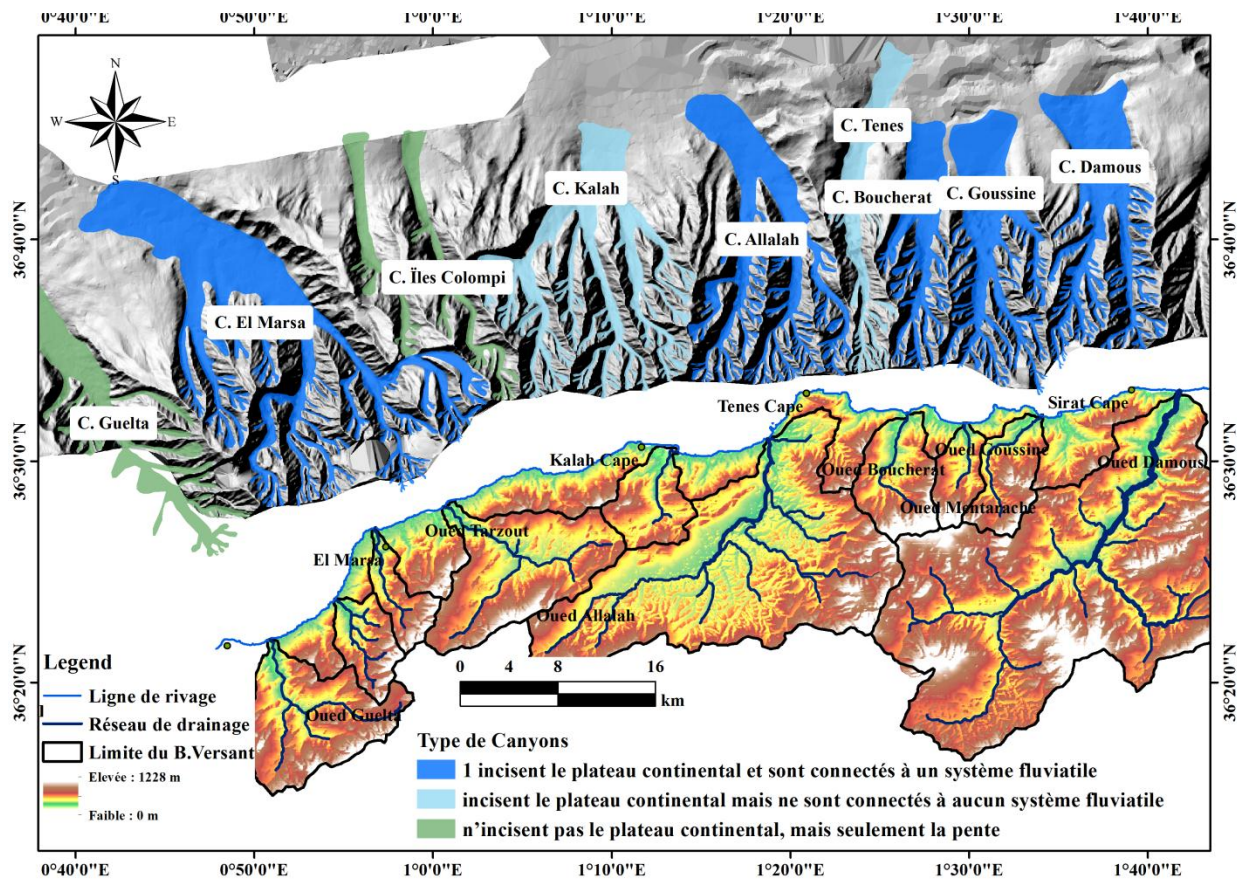


Figure 5. 6: Carte physiographique montrant les principaux canyons avec leurs réseaux de drainage

I. Le canyon Damous

Ce canyon n'a jamais fait l'objet d'une quelconque étude, il va donc être décrit en détail. Ce canyon moins sinueux et rectiligne, se localise à moins de 3 km de la côte et semble être connecté à Oued Damous. Selon les données bathymétriques mise à notre disposition, ce canyon s'étend de -520 m jusqu'à -2500 m sur une longueur de 25 km; sa direction principale est S - N. La tête du canyon est constituée de deux branches ayant une largeur de 4000 m chacune. Du point de vue profondeur de creusement, la branche Est est plus profonde que la branche Ouest (Fig.5.7), ceci pourrait être vraisemblablement dû à la proximité d'oued Damous de la branche Est (Fig.5.7), qui accentue le creusement dans la vallée de cette branche par les flux sédimentaires acheminés par l'oued Damous. D'ailleurs même sur le profil en long du canyon (Fig.5.8), on constate que la concavité est plus importante dans la branche Est (47%) que dans la branche ouest (41%). Les deux branches se rejoignent à une profondeur de -2300 m. De ce point de jonction, la vallée principale s'élargit progressivement de 6000 m pour atteindre 10 km à la zone d'embouchure du canyon, débouchant sur la plaine abyssale à plus de -2500 mètres de profondeur. Globalement, la vallée principale a un fond relativement plat, avec des flancs abrupts en amont, où les dénivelées peuvent atteindre plus de 300 m (pente de 25°), alors qu'elles diminuent progressivement vers l'aval (Fig.5.7). D'autre part, les sections transversales de la vallée principale (Fig.5.7, coupe BB'), montrent une dissymétrie des parois de la vallée du canyon.

En effet, la paroi Est est bien marquée par la présence des terrasses, alors que la paroi Ouest est très inclinée et a la particularité d'être creusée par de petites vallées tributaires. L'asymétrie des flancs de la vallée démontre que l'érosion est plus active sur le flanc Est que sur le flanc Ouest.

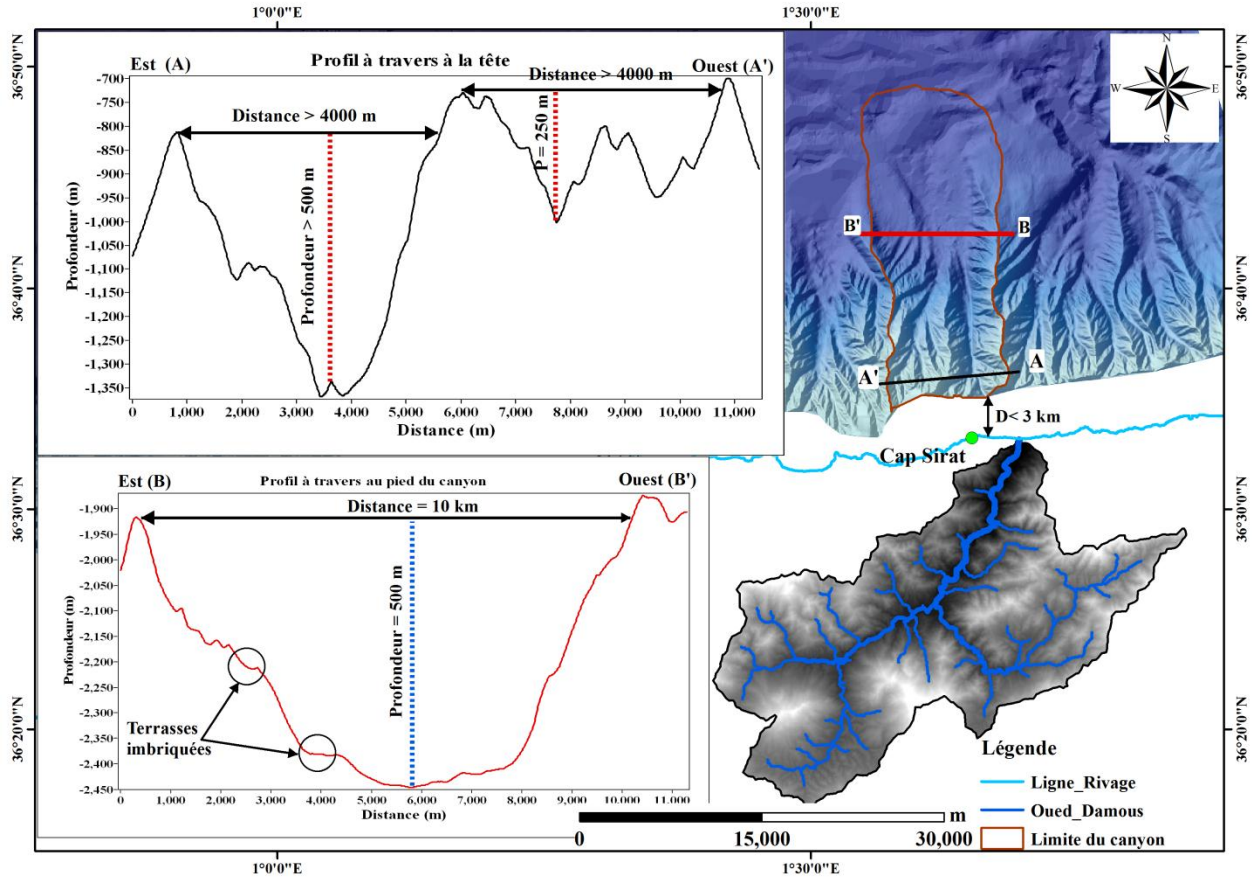


Figure 5. 7: Carte morphologique et physiographique du canyon Damous

Le bassin versant du canyon Damous occupe une surface de 249 km² et caractérisé par une forme allongée. Les flancs du canyon sont parcourus par de nombreuses ravines de différentes tailles et morphologies (ravines simples à des ravines hiérarchisées); les plus grandes atteignent des longueurs de l'ordre de 4 km. La présence de ces ravines à tous les niveaux de la vallée du canyon, nous renseigne sur l'importance des glissements gravitaires qui leur ont donné naissance. Les parois du canyon présentent des cicatrices d'arrachement de tailles différentes surtout au niveau de la tête du canyon, preuve irréfutable des mouvements gravitaires qui affectent l'ensemble du canyon.

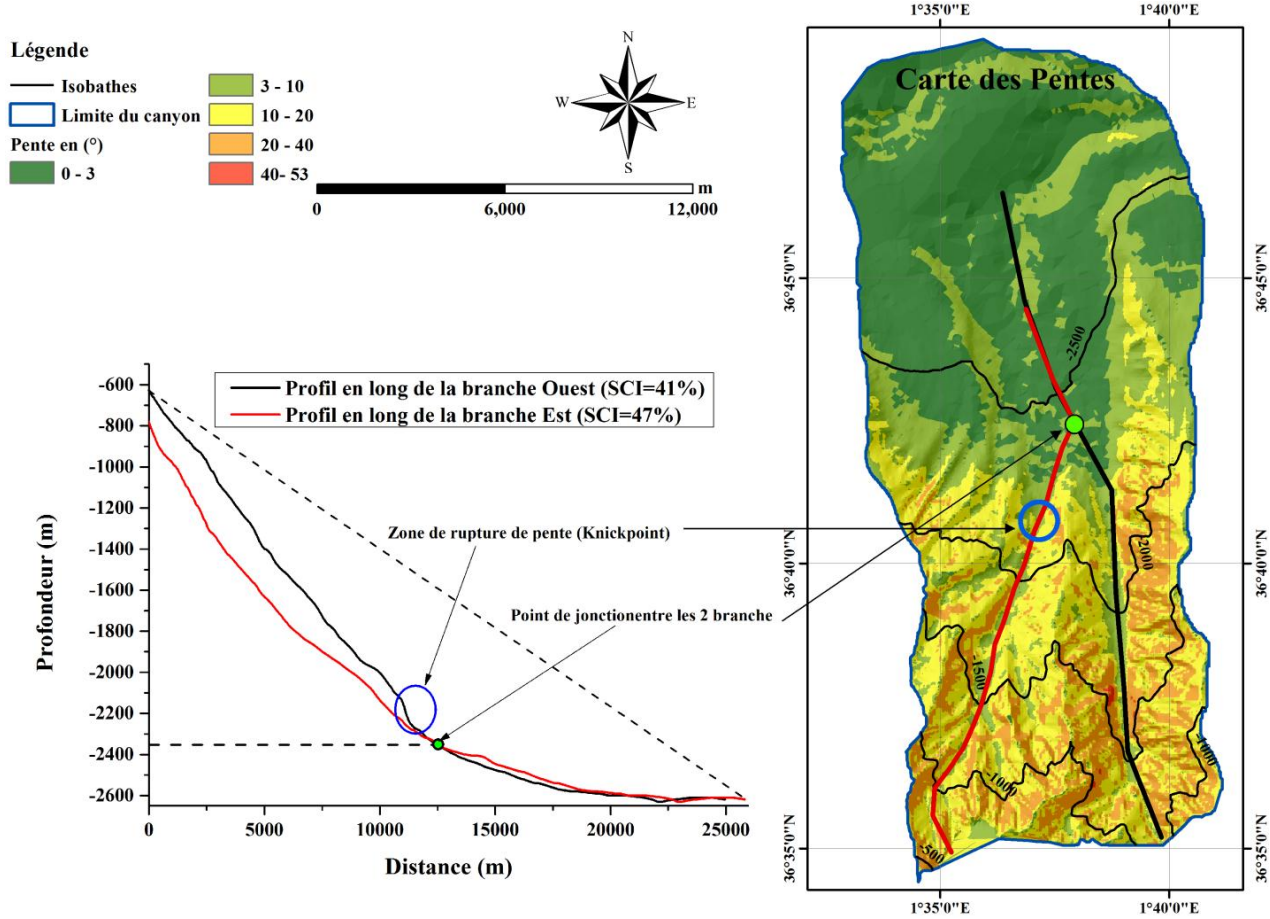


Figure 5. 8: Carte montre la variation de pentes dans le canyon Damous et le profil en long des deux branches

A partir du profil en long du canyon (Fig.5.8), on a calculé l'indice de concavité de [W.B. Langbein \(1964\)](#) du canyon qui est de 0.71 (proche de 1), ceci reflète l'état de maturité du canyon qui se rapproche du stade d'équilibre. On remarque aussi que la branche ouest présente une rupture de pente (En Anglais : *knickpoints*) sur son profil en long, ces ruptures de pentes seraient liées soit aux phénomènes tectoniques ou bien à la variation lithologique (érosion différentielle) et dans certains cas à la confluence de deux tributaires (ravines, branches), ce qui augmente la puissance érosive dans le point de jonction. A partir de la Fig.5.9 (b), on constate qu'effectivement le knickpoints se localise dans le point de jonction de plusieurs ravines (tributaires) et d'ailleurs à partir de ce point de rupture la concavité du canyon devienne plus importante (Fig.5.8 profil en long de la branche ouest).

Sur la Fig.5.9 (a) on ne constate que le canyon Damous présent un degré de ramification très élevé, le degré de ramification maximum est de l'ordre de 22 dans la tête du canyon.

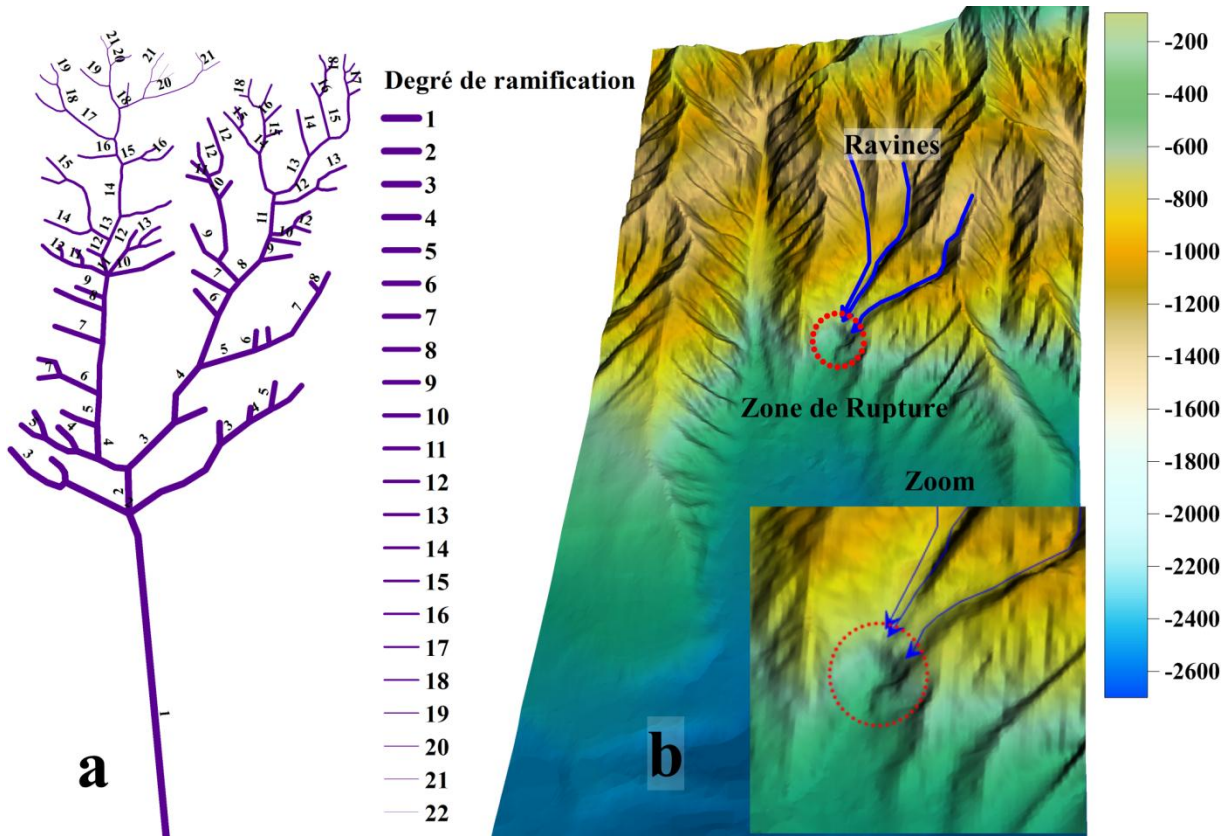


Figure 5. 9: a) Degré de ramification du canyon, b) Vue 3D du canyon Damous avec localisation du knickpoints

Le bassin versant d’oued Damous se trouve dans une région montagneuse, son relief favorise le développement d’un réseau de drainage très dense (supérieure à $2 \text{ km}^2/\text{km}^2$). Le bassin versant d’oued Damous occupe une superficie de 532 km^2 . Le cours principale de l’oued Damous draine la majeure partie du bassin, sa pente moyenne est de 2% sur une longueur de 43 km. Sur la Fig.5.10 on constate que 60 % des formations dominantes à l’intérieur du bassin versant d’oued Damous sont composé essentiellement de marnes d’âge triasique et 26 % sont des conglomérats et molasses et alluvions d’âge néogène et enfin 14 % sont des conglomérats et matériaux détritiques d’âge crétacé.

L’érosion du bassin versant d’oued Damous fournira d’importantes quantités de sédiments grossiers et fins pour la marge, selon les travaux de [Boudjadja et al. \(2003\)](#) les apports solides d’oued Damous sont estimés à $1661 \cdot 10^3 \text{ (t/an)}$. Vue l’étroitesse du plateau continental dans cette zone (donc peu d’espace pour qu’il y’ait le stockage des sédiments sur la plate-forme), ces

produits d'érosion sont transférés directement vers le bassin profond en transitant par le canyon Damous sous forme de courants de turbidités, ce qui engendre l'érosion et l'entretien de la vallée du canyon.

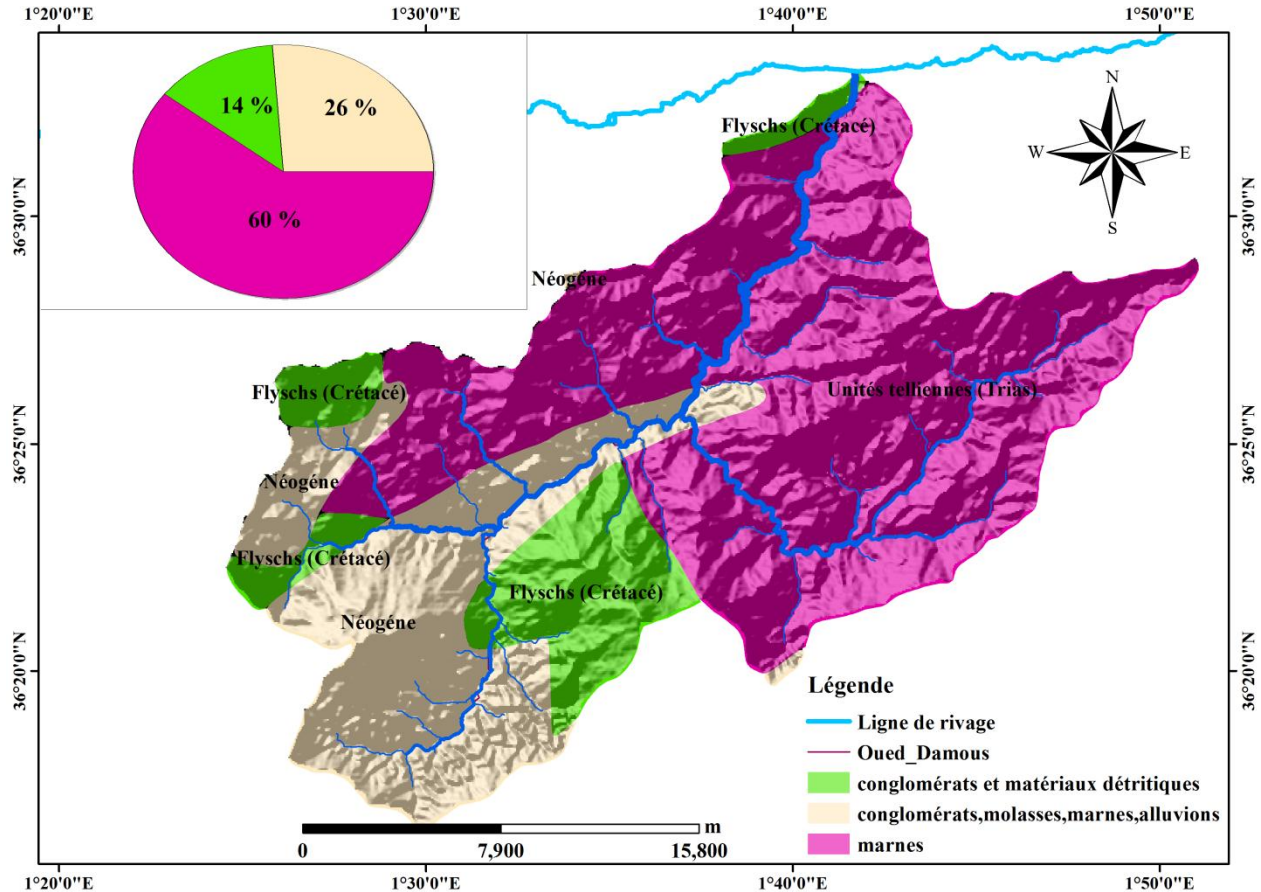


Figure 5.10: Esquisse géologique du bassin versant d'oued Damous

II. Canyon Ténès

Ce qui singularise ce canyon est qu'il creuse profondément le plateau continental mais il n'est pas connecté à aucun réseau de drainage terrestre. Ce canyon se localise à 2 km de la ligne de rivage et présente une morphologie rectiligne avec une orientation S-N, il présente une seule branche principale très étroite à la tête avec une largeur qui ne dépasse pas les 500 m mais qui s'élargisse progressivement vers l'aval pour atteindre les 6 km avec un fond de vallée pratiquement en forme de V (Fig.5.11). Ce canyon s'étend de -500 m jusqu'à -2600 m sur une longueur de 22 km et présente un degré de ramification qui est égale à 15, il est moins ramifié par rapport aux canyons limitrophe (canyon Boucherat, Allah) (Tableau.5.1).

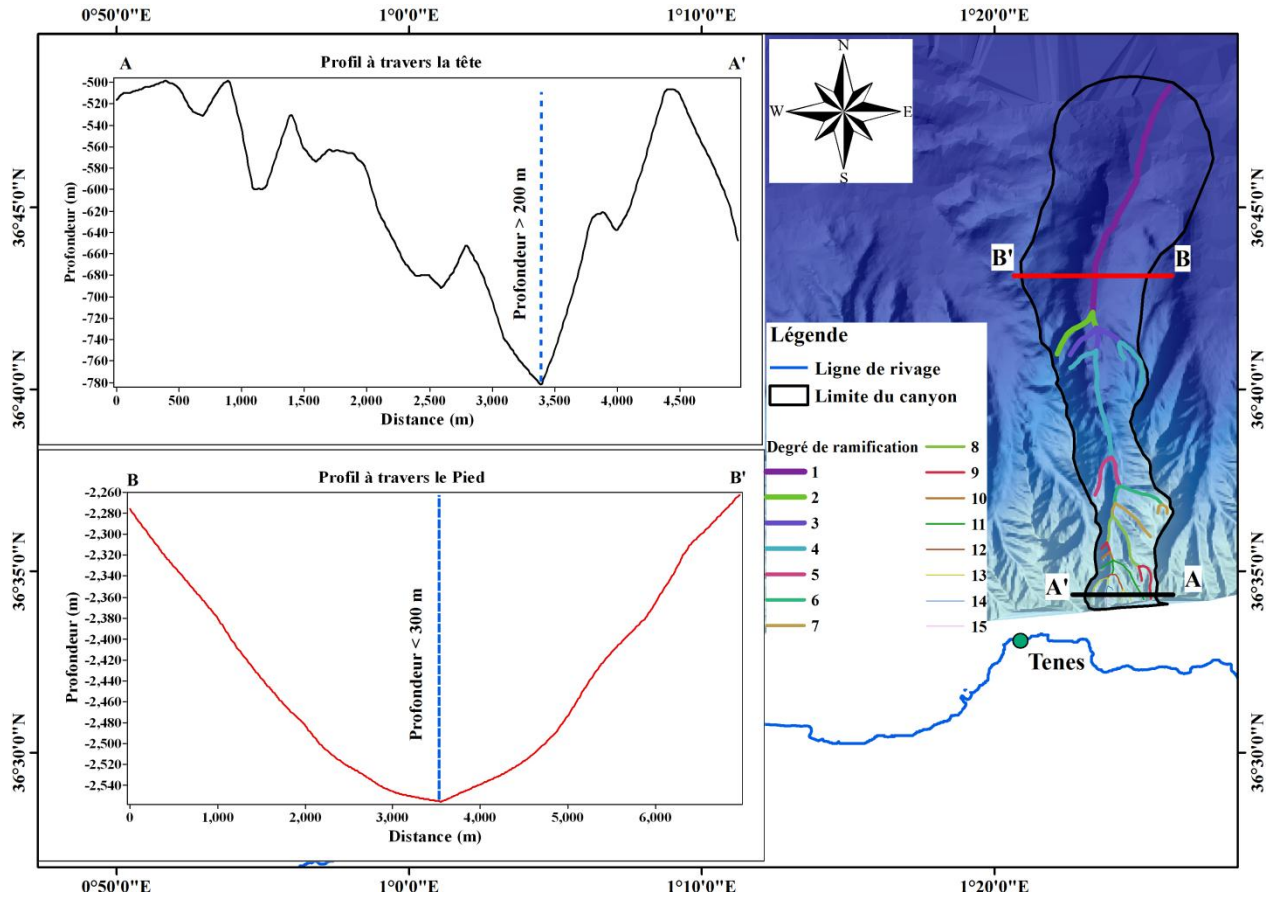


Figure 5. 11: Carte morphologique et coupes à travers du canyon Ténès

A partir du profil en long du canyon (Fig.5.12), on a calculé l'indice de concavité de [W.B. Langbein \(1964\)](#) du canyon qui est de 0.81 (proche de 1), et un indice SCI= 46%, ceci reflète la maturité du canyon malgré l'absence d'un réseau hydrographique sur terre, ceci peut s'expliquer par les apports de la dérive littoral qui alimente la tête du canyon qui se situe près de la ligne de rivage. On remarque aussi sur le profil en long la présence des ruptures de pente (*knickpoints*), ces ruptures de pentes sont liées soit aux phénomènes tectoniques ou bien à la variation lithologique (érosion différentielle), cette fois-ci on élimine l'hypothèse des confluences puisqu'il y'a qu'une seule branche.

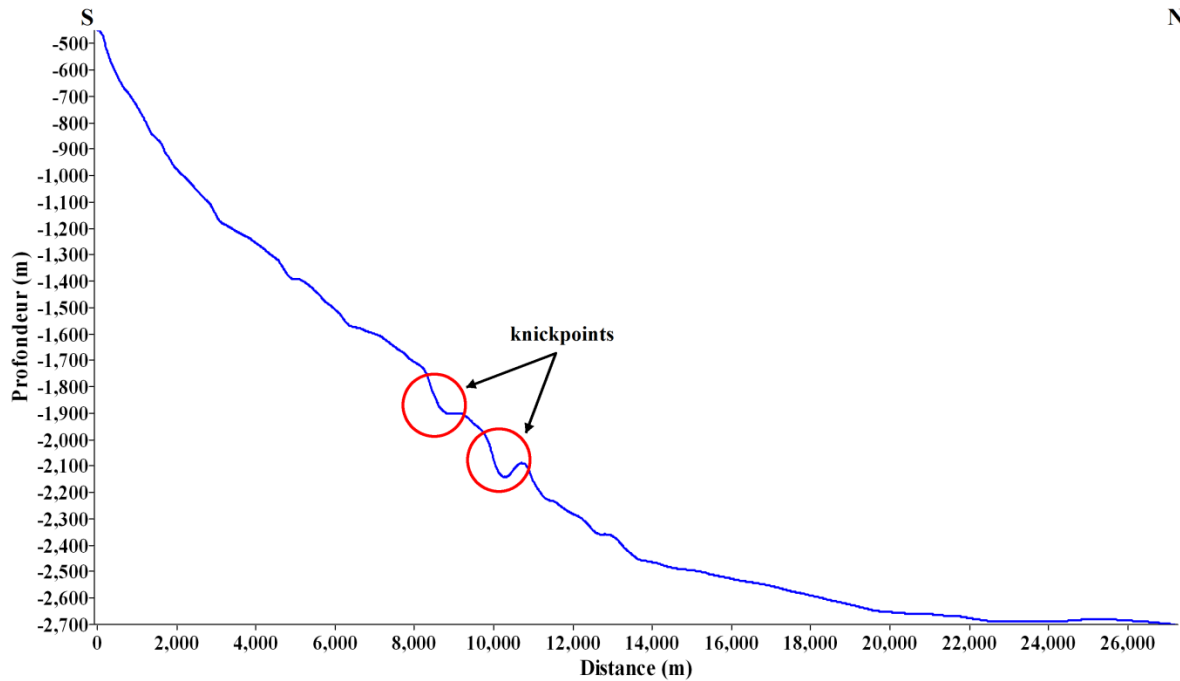


Figure 5.12: Profil en long du canyon Ténès

Dans l'objectif de mettre en évidence l'influence des deux facteurs lithologique et tectonique, le profil en long est transformé en graphique semi-logarithmique (J.T. Hack, 1973 ; Goldrick et Bishop, 2007 ; Boulton, 2020 ; Camafort et al., 2020). La courbe obtenue prend la forme de tronçons rectilignes correspondant aux sections où le cours du canyon traverse des roches d'égale résistance à l'érosion et non tectoniquement perturbées. Les déviations vers l'aval par rapport à ces droites sont provoquées par des différences lithologiques (la pente est plus forte dans les roches dures). Sur une lithologie uniforme, la valeur moyenne de la pente est constante (puisque'elle présente le même degré de résistance à l'érosion), tout changement de pente permet en effet d'évaluer l'influence tectonique le long du même support lithologique.

Pour évaluer le rôle de la tectonique, on a transformé d'abord le profil en long du canyon Ténès en graphique semi-logarithmique, la courbe prend la forme de tronçons rectilignes (S1, S2, ... S5) (Fig.5.13), puis on a superposé le profil de pente sur ce dernier. Nous avons constaté que les ruptures de pentes les plus prononcées se situent sur le même segment lithologique (Segment 1) (Fig.5.13), preuve de présomption de l'influence de la tectonique sur l'évolution du canyon.

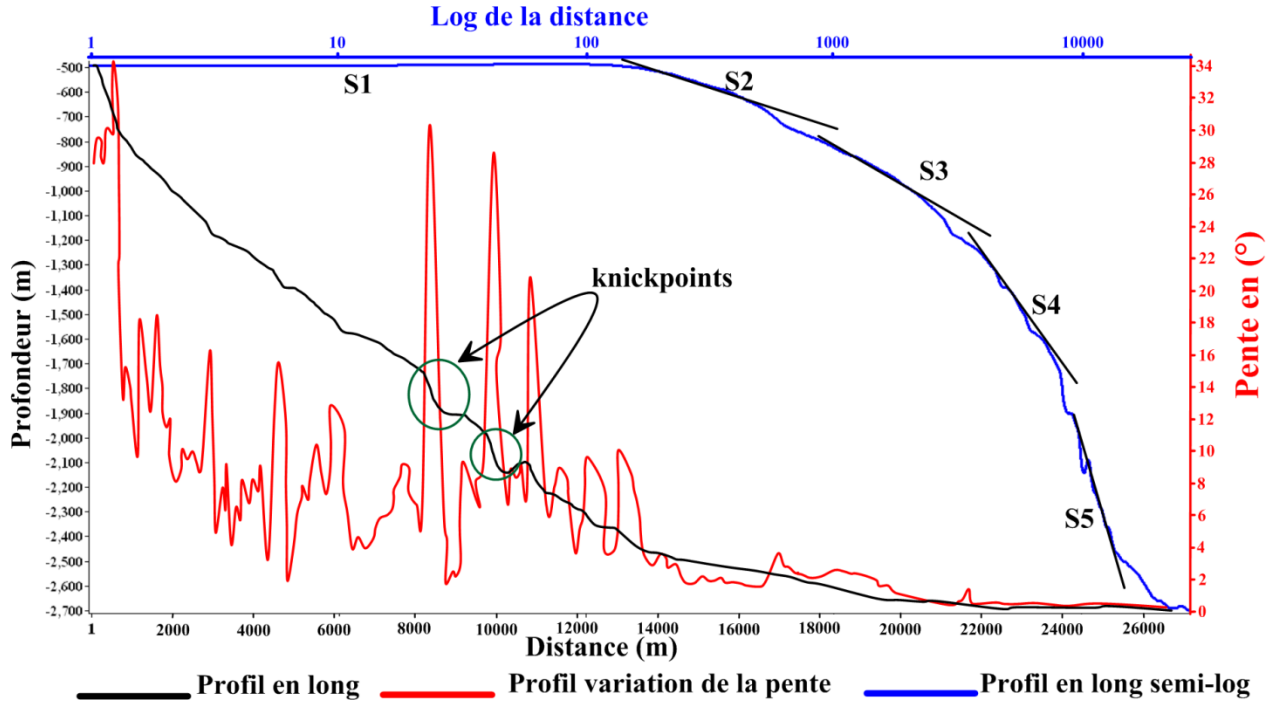


Figure 5. 13: Graphe semi-logarithmique et variation de pente locale du canyon Ténès

III. Canyon des îles Colompi

Il se localise à 6 km de la ligne de rivage, il n'est relié à aucun bassin versant, la tête du canyon se situe sur le talus continental et débute à -430 m profondeur jusqu'à -2550 m sur une longueur totale de 26 Km. Son cours supérieur (jusqu'à -1200m) est formé de deux méandres à grand rayon de courbure, alors que son cours inférieur (1200-2500m) est rectiligne et avec une orientation NNW-SSE (Fig.5.14).

La vallée principale est profonde de 400 m en moyenne, pour une largeur qui augmente de l'amont vers l'aval de 2.4 km à 5.6 km et une forme qui évolue de V en U (Fig.5.14). Le talweg à un fond relativement plat, sa largeur varie de l'amont vers l'aval de 300 m à 1100 m.

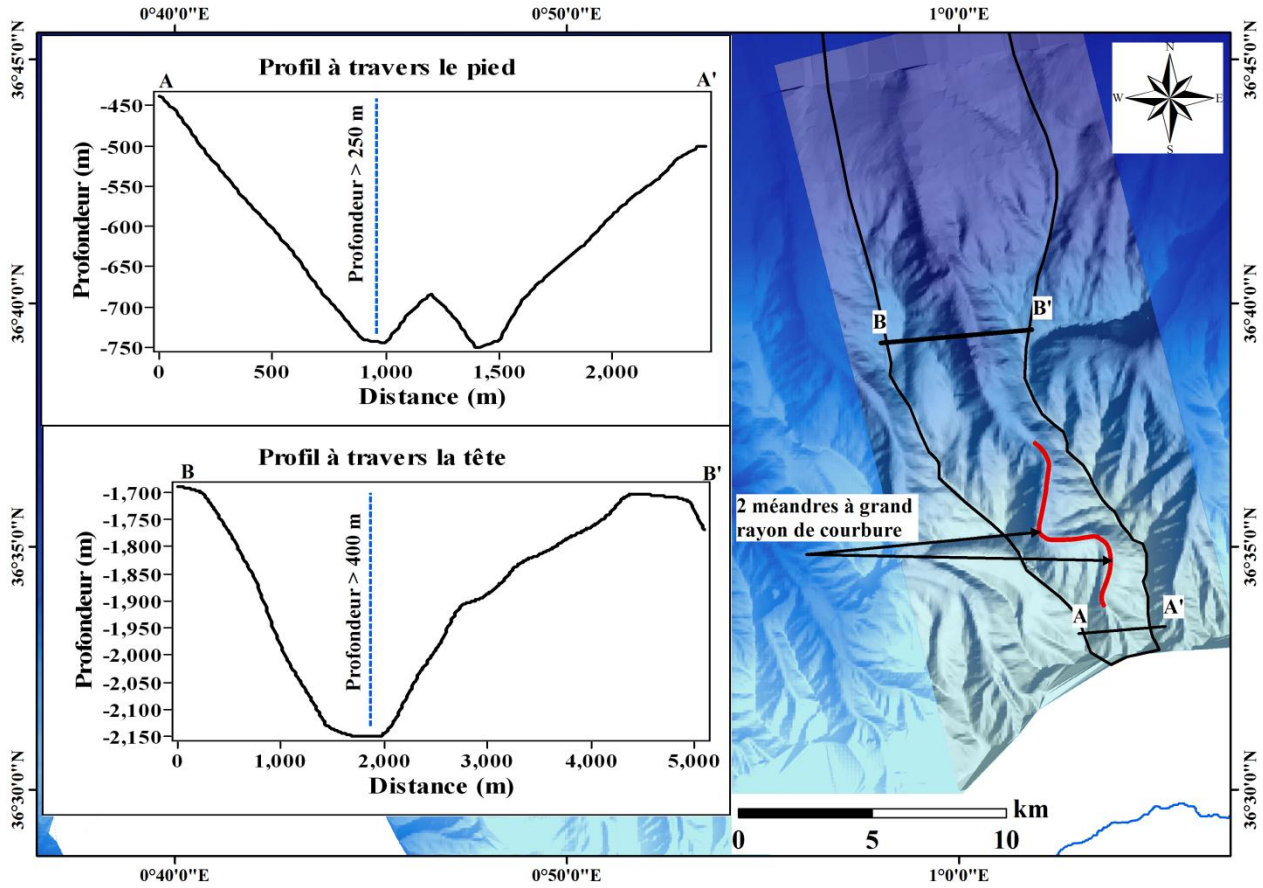


Figure 5. 14: Carte morphologique et coupes à travers le canyon des îles Colompi

Sur les coupes transversales AA' et BB' on constate que les flancs Est du canyon sont très abrupts que les flancs Ouest. A partir du profil en long du canyon (Fig.5.15), on a calculé l'indice de concavité de [W.B. Langbein \(1964\)](#) du canyon qui est de 0.28 (proche de 0), et un indice SCI= 20 %, ceci indique que le canyon des îles Colompi est un canyon juvénile, et d'ailleurs même du point de vue degré de ramification le canyon des îles Colompi est très peu ramifié avec un degré qui est de l'ordre de 15.

Le profil longitudinal du talweg (Fig.5.15) est marqué par trois ruptures de pente de l'amont vers l'aval. Un premier point d'inflexion apparaît à -1580 m à 11 km de la tête du canyon, il correspond au changement de pente entre la zone de la tête de canyon et le début de la vallée, la pente y est de 13°, vers le bassin profond les deux autres ruptures sont à des profondeurs respectives de -1900 m et -2300 m, et peuvent être interprétées comme des cicatrices d'arrachement dans l'axe du canyon dû à un soulèvement tectonique ou à la variation lithologique (érosion différentielle).

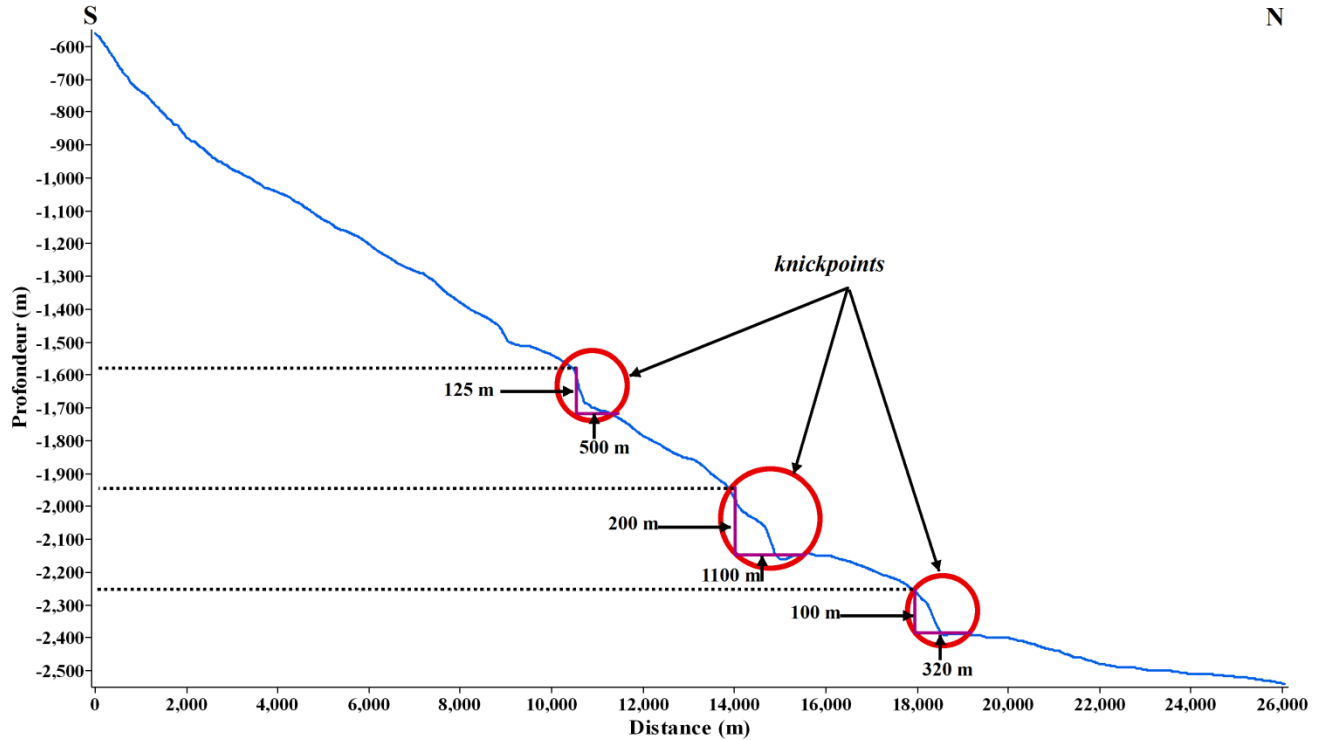


Figure 5. 15: Profil en long du canyon îles Colompi

Pour évaluer le rôle des deux facteurs lithologique et tectonique, on a procédé de la même manière avec le canyon Ténès. On a transformé le profil en long du canyon en graphique semi-logarithmique, la courbe prend la forme de tronçons rectilignes (S1, S2, ... S5) (Fig.5.16). On a superposé le profil de pente sur ce dernier et on a constaté que cette fois-ci les ruptures de pentes les plus prononcées se situent sur des segments lithologiques différents (Segment 1, 2 et 3) (Fig.5.16). La première rupture est située à la limite des deux segments 1 et 2, la deuxième rupture se situe entre la limite des deux segments 2 et 3. La dernière rupture se situe entre la limite du segment 3 et 4, ceci reflète l'influence de l'érosion régressive sur la formation et l'évolution du canyon des îles Colompi qui est déconnecté de tous apports sédimentaires terrigènes.

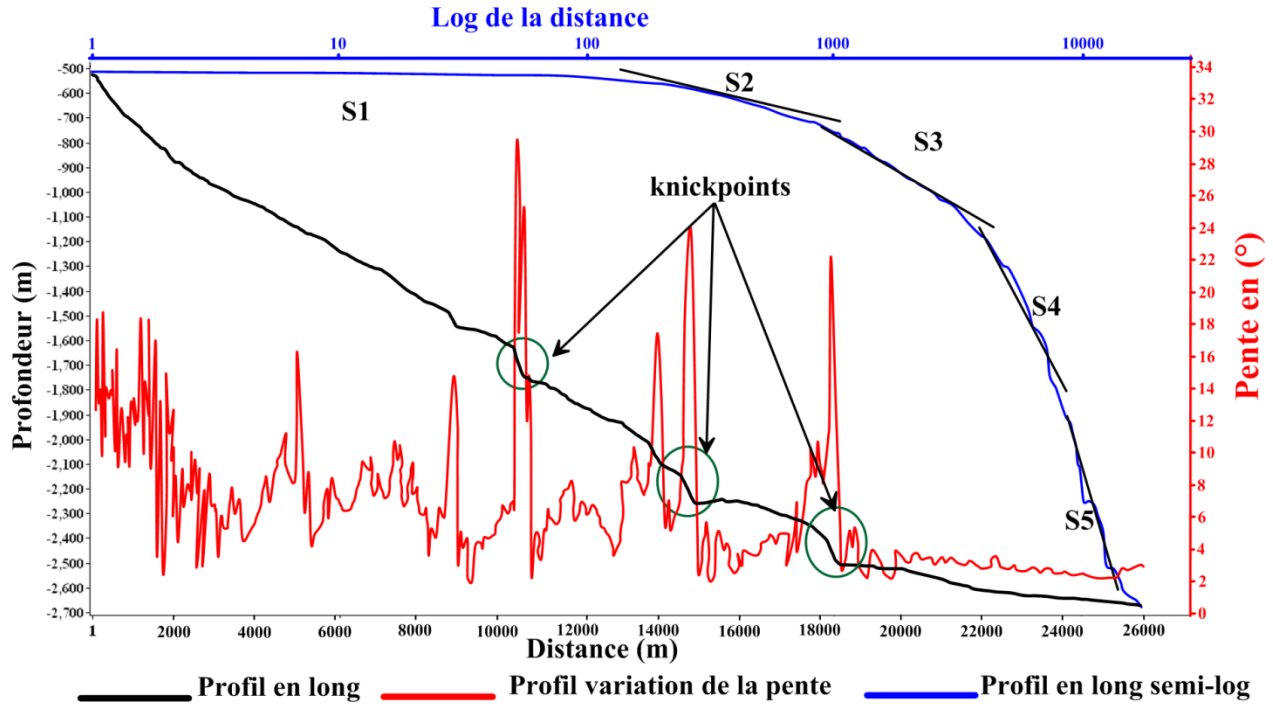


Figure 5. 16: Graphe semi-logarithmique et variation de pente locale du canyon îles Colombpi

5.3.2 Les canyons du secteur central

La zone centre est caractérisée par un plateau continental plus large qui varie entre 5 à 30 km de largeur, surtout en face de la grande baie d'Arzew. Le système de drainage terrestre est plutôt rare, le plus grand bassin versant de la zone centre est celui de Chlef, long de 300 km, avec une pente douce, en moyenne de 1 à 2°, et draine un bassin avec une surface de 26750 km² caractérisé par une forme allongée. L'Oued Chlef se distingue par une forme sinueuse ce qui favorise l'accumulation des sédiments à l'arrière-pays. L'Oued Chlef prend naissance depuis l'Atlas Tellien et se divise en face de la grande baie d'Arzew, c'est la principale zone source en sédiment de la région centre.

A partir de la carte bathymétrique, onze canyons ont été cartographiés dans ce secteur. Certains de ces canyons creusent profondément le plateau continental mais sans être connectés à un réseau de drainage terrestre (Ex : canyon El Abid, Ferrat, Aiguille) (Fig.5.17), les autres canyons n'incisent pas le plateau continental, mais seulement la pente (Ex : canyon Kramis, Teddert, Ivi, Chlef, Salamandre,...).

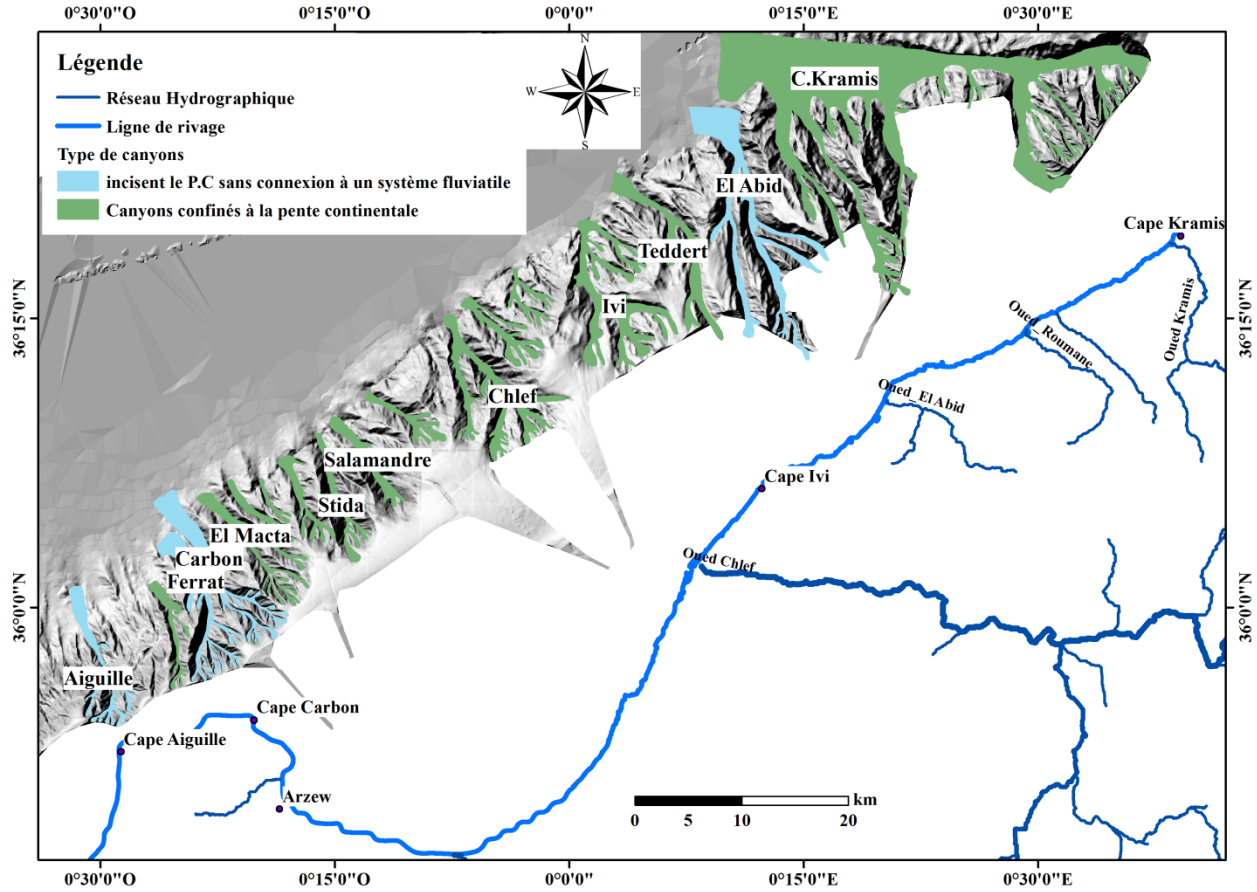


Figure 5. 17: Carte physiographique montrant les principaux canyons cartographiés dans la zone centre avec le réseau de drainage à terre

I. Le système Kramis

Le canyon Kramis est atypique par rapport aux autres canyons de la région; sa particularité réside dans son orientation générale Est Ouest (Fig.5.18). Dans le détail, le canyon du Kramis est dépourvu d'une tête distincte mais il est constitué d'un ensemble de canyons (tributaires). Ils s'associent à un corps principal qui lui ne possède pas de tête mais comporte en revanche l'embouchure du système (Fig.5.18). L'association de plusieurs tributaires sous-marines sera alors nommée « systèmes de canyons ». La majorité des tributaires du système semble atteindre le rebord du plateau continental. Elles se situent dans un seul côté sur toute la longueur du thalweg principal, ceci lui confère une forme générale de « râteau ». Le système Kramis est très encaissé dans sa partie amont. Le canyon Kramis est le plus long canyon de la zone d'étude, il est de l'ordre de 40 km, la vallée principale débute à 1000 m de profondeur et à 6.5 km de la ligne de rivage avec une forme rectiligne (indice de sinuosité = 1.01).

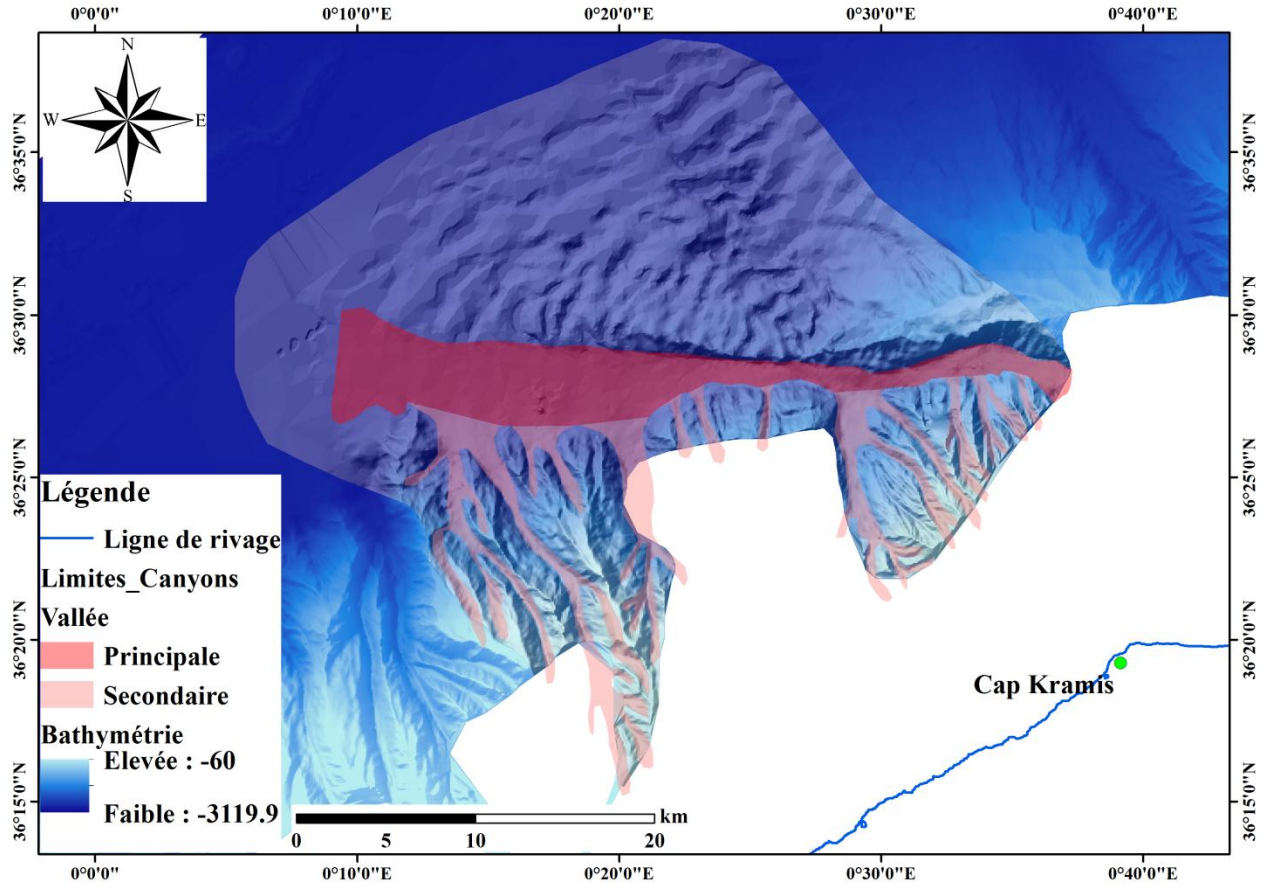


Figure 5. 18: Carte morphologique du système Kramis

Du point de vue ramification, le canyon Kramis est très peu ramifié avec un degré de ramification qui est de l'ordre de 13, mais avec un indice de concavité très élevé qui est de l'ordre de 0.78, proche de 1, et un indice SCI= 58 %, ceci reflète le degré de maturité du canyon Kramis.

Les sections transversales de la vallée principale du système Kramis ont une évolution amont aval de même type que les autres canyons de la région, qui est un élargissement amont aval passant de 3 km de largeur à 7 km (Fig.5.19). La profondeur d'incision à l'amont est de l'ordre de 170 m qui passe à 220 m dans le corps du canyon et qui diminue vers l'aval 80 m (Fig.5.19).

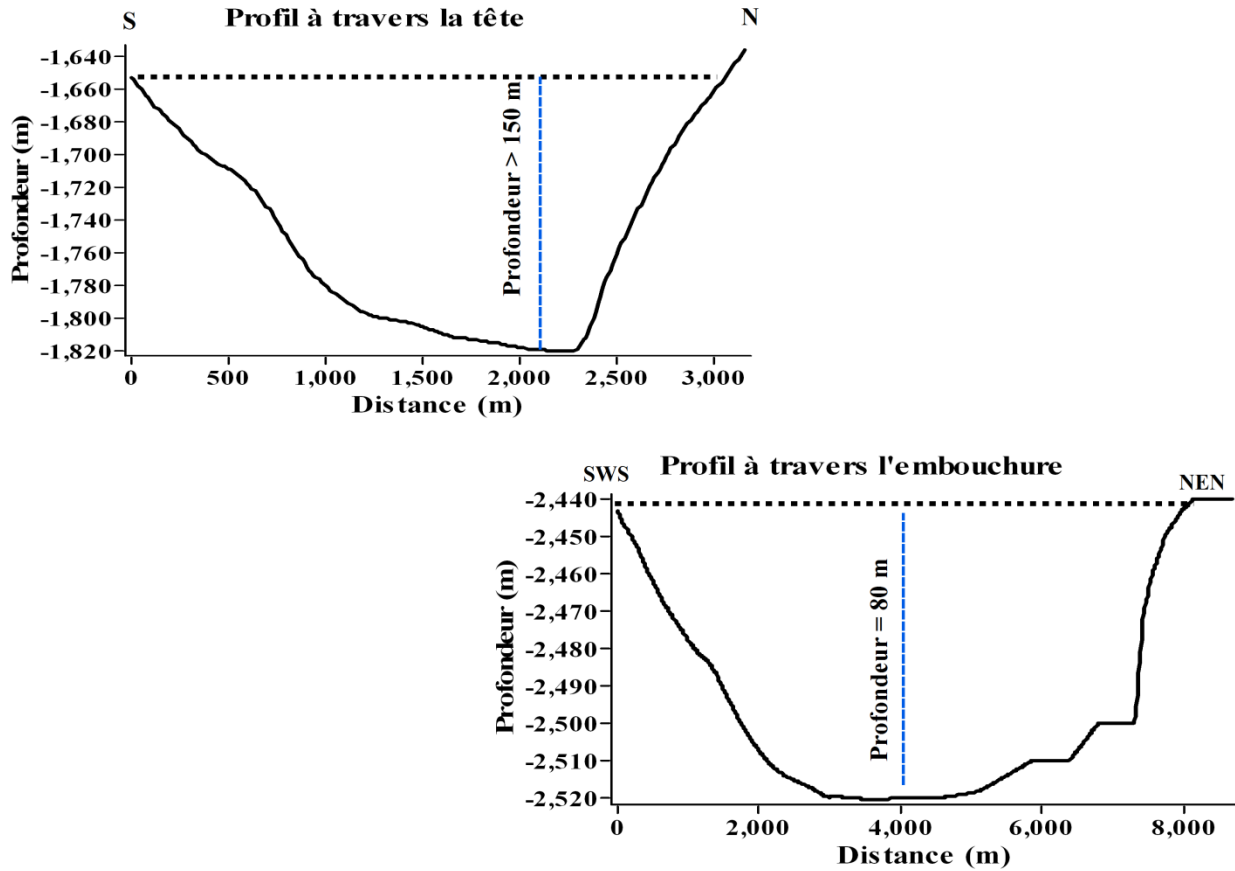


Figure 5. 19: Coupes à travers la zone amont et l'embouchure de la vallée principale du système Kramis

Sur son profil longitudinal (Fig.5.20), le canyon Kramis présente un point d'inflexion à une profondeur de -2200 m, délimitant ainsi deux segments de pente ; un segment amont à forte pente (supérieur à 6°) et un segment aval à pente nettement plus douce (inférieure à 1°). Ce point d'inflexion se localise dans la zone de confluence des deux vallées : principale et secondaire, il est caractérisé par une rupture de pente moins prononcée (Fig.5.20), donc il n'y a pas de relation avec l'activité tectonique.

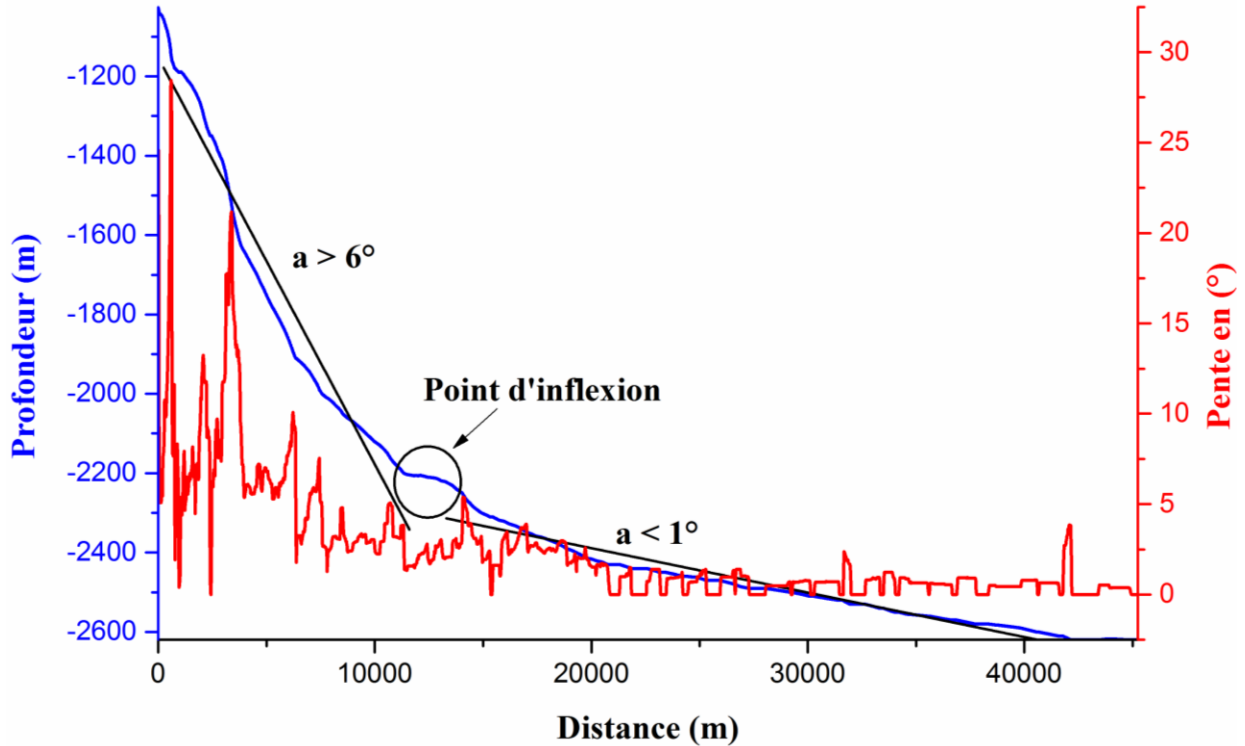


Figure 5. 20: Profil en long et variation de la pente locale du système Kramis

II. Le canyon Chlef

Le canyon Chlef est l'un des canyons les plus courts de la région, il se développe sur une longueur de 17 Km ; il prend naissance à une profondeur de -500 m sur la pente continentale et se termine à une profondeur de -2600 m. Son degré de sinuosité est de 1.11 ce qui lui confère un caractère de canyon rectiligne. Ce canyon se localise à 18 km de la ligne de rivage avec une orientation globale SW-NE. Sur le côté Ouest du canyon une autre branche se connecte à la vallée principale à une profondeur de -2300 m pour former un talweg commun (Fig5.21). Les deux flancs Est et Ouest du canyon sont très affectées par des glissements régressifs.

La vallée principale est très encaissée avec une profonde d'incision de 400 m en moyenne et à parois relativement abruptes. Le chenal interne (ou talweg) présente, contrairement aux canyons d'origine fluviale, un élargissement inverse, avec une section en forme U à l'amant qui se rétrécit vers l'aval et qui prend la forme V à l'intérieur du corps puis à nouveau vers l'embouchure, la vallée prend la forme U (Fig.5.21). La tête du canyon se présente sous forme d'un amphithéâtre qui draine les apports vers la vallée principale (Fig.5.22).

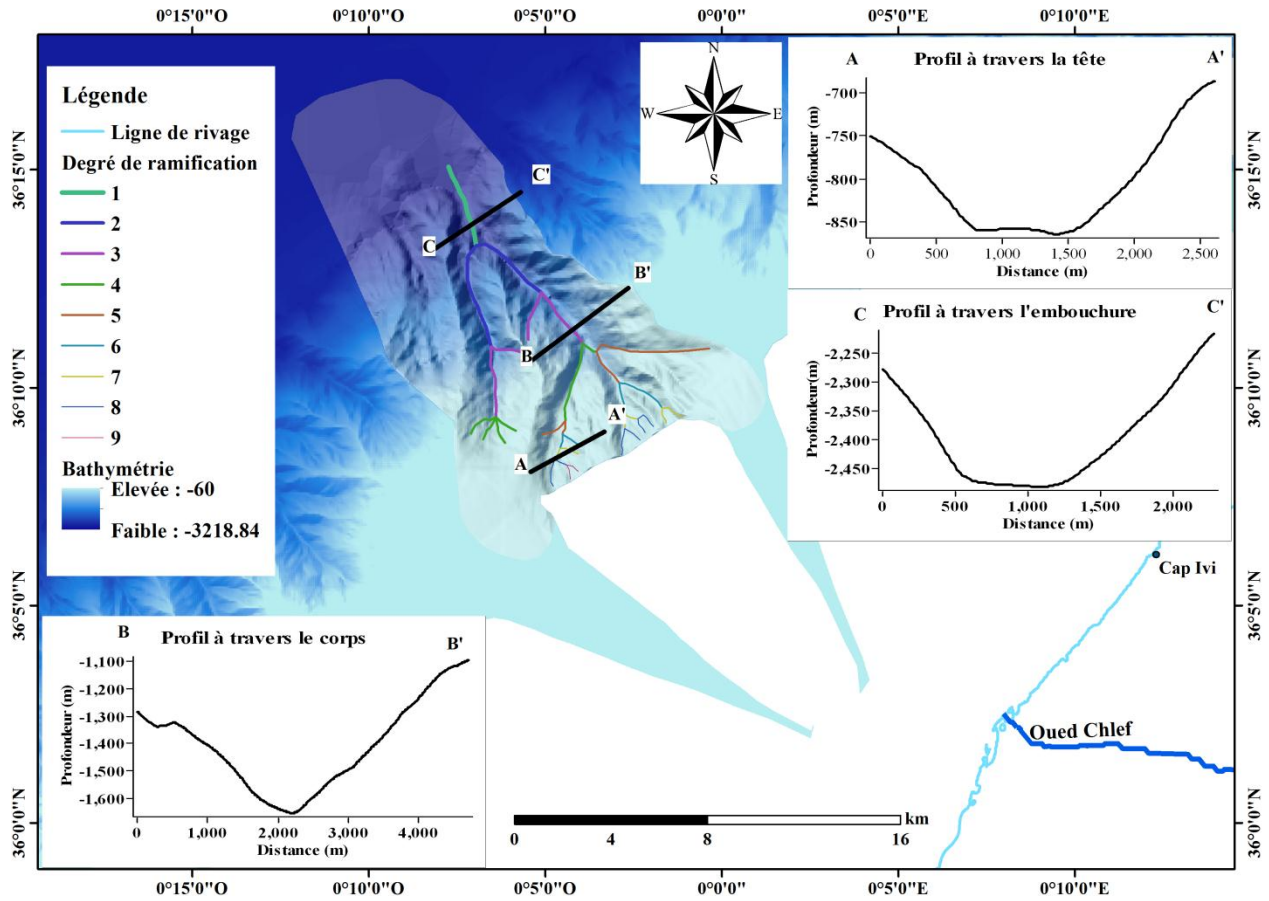


Figure 5.21: Carte morphologique et coupes à travers canyon Chlef

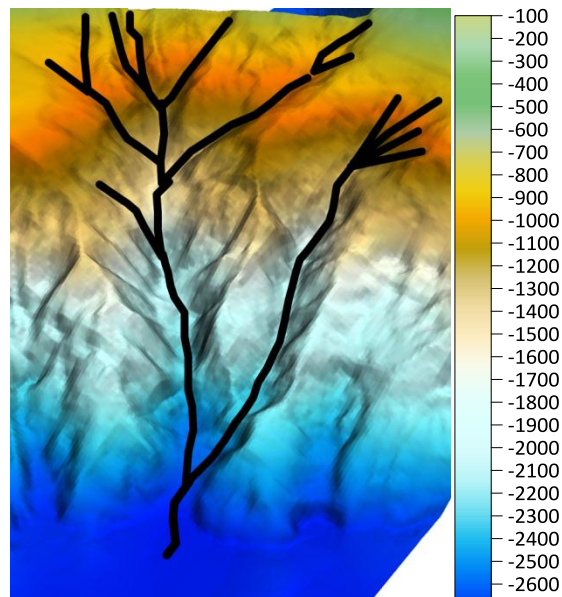


Figure 5.22: Vue 3D du canyon Chlef

Le profil longitudinal du canyon se singularise des autres profils en long par sa forme convexe (Fig.5.23) et il est marqué par de nombreuses ruptures de pente de l'amont vers l'aval. Un premier pont d'inflexion apparaît à 750 m de profondeur, il correspond au changement de pente entre la zone de la tête de canyon et le début de la vallée principale. La pente y est de 11° , en allant vers le bassin profond, quatre autres ruptures de pente apparaissent, les deux premières sont à des profondeurs respectives de -1100 et -1600 m, pourrait être interprétées comme une éventuelle signature de l'activité tectonique qui affecte l'axe du canyon, puisque les ruptures de pentes les plus prononcées se situent sur le même segment lithologique (Segment 1). L'inflexion qui se localise à 2300 m de profondeur correspond à un changement du profil longitudinal, dû à l'influence des glissements chenalisés qui affectent le flanc gauche du canyon. Vers la zone d'embouchure, un autre point de rupture de pente moins prononcée est localisé à 2450 m de profondeur qui correspond au point de jonction de la branche Ouest avec la vallée principale du canyon.

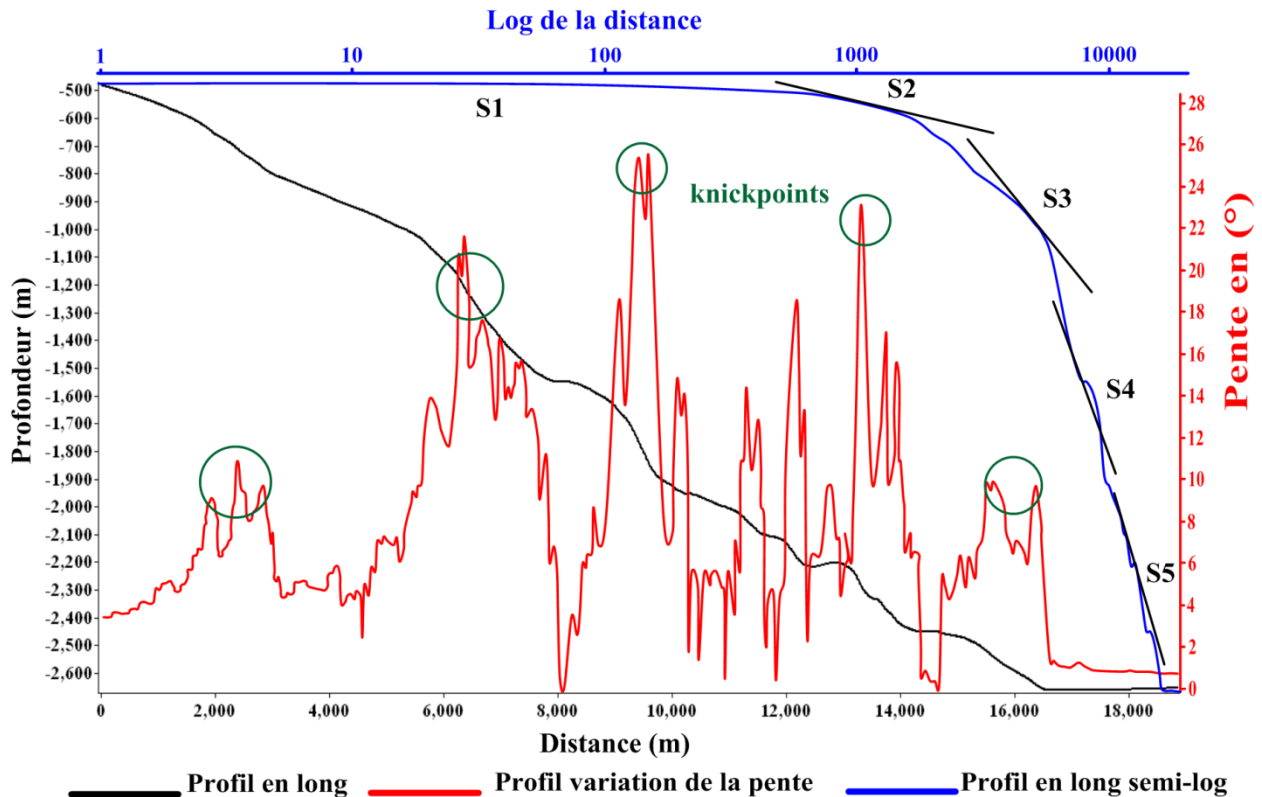


Figure 5. 23: Graphe semi-logarithmique et variation de pente locale du canyon Chlef

Le canyon Chlef présente un indice de concavité IC proche de zéro, il est de l'ordre de 0.075 et un SCI=1.34% ainsi qu'un indice de ramification très faible qui ne dépasse pas 9, ceci indique que le canyon Chlef est un canyon juvénile, malgré la présence du plus grand Oued en Algérie à l'amont du canyon (Oued Chlef), ceci pourrait s'expliquer par la largeur du plateau continental dans cette zone, qui dépasse les 18 km. Le plateau continental large expliquerait un espace de stockage de sédiments, donc, les sédiments transitent moins vers le large.

III. Le canyon Cap Carbon

Ce canyon incise profondément le plateau continental mais il n'est pas connecté à aucun réseau de drainage terrestre (Fig.5.24), il est localisé à 7 km de la ligne de rivage et présente une morphologie rectiligne avec une orientation SES-NWN, la tête du canyon se présente sous forme d'un entonnoir, elle est composée de deux branches qui se rejoignent à 1700 m de profondeur pour former une seule vallée principale très étroite à l'amont avec une largeur qui ne dépasse pas les 400 m mais qui s'élargit progressivement vers l'aval pour atteindre les 3 km avec un fond de vallée pratiquement plat et en forme de U (Fig.5.24). Ce canyon s'étend de -140 m jusqu'à -2600 m sur une longueur de 18 km.

Sur les coupes transversales (Fig.5.24), on constate que la vallée principale du canyon a une évolution amont aval de même type que les autres canyons de la région, qui est un élargissement amont aval passant de 500 m de largeur à 3 km. La profondeur d'incision à l'amont est de l'ordre de 90 m et qui passe à 250 m vers l'aval (Fig.5.24), on remarque aussi que les parois Ouest sont relativement abruptes que les parois Est.

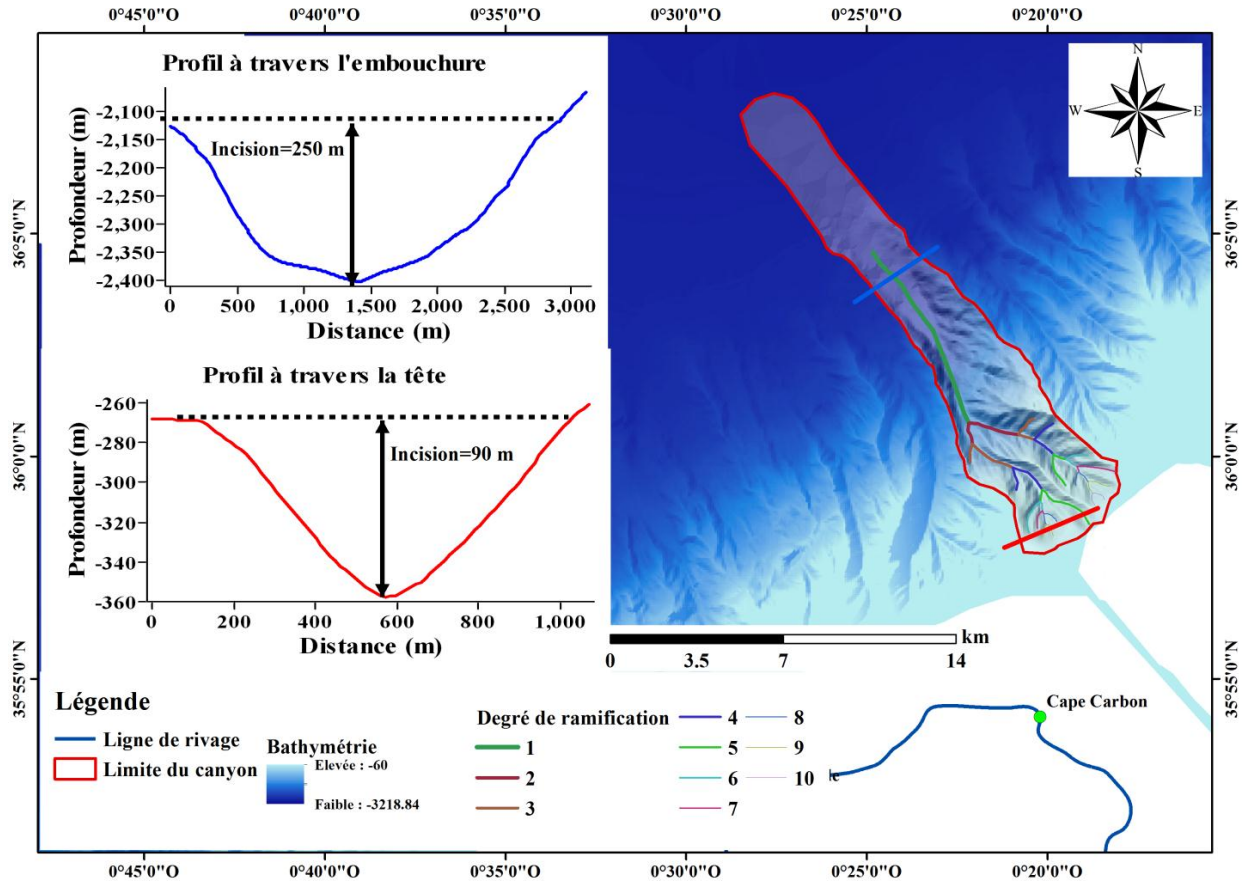


Figure 5.24: Carte morphologique et coupes à travers canyon Cap Carbon

Sur le profil longitudinal du canyon Cap Carbon (Fig.5.25) aucune anomalie topographique n'a été décelée avec une forme concave et un indice de concavité $IC = 0.67$ proche du 1 et un $SCI = 43.1\%$. Ceci reflète la maturité du canyon Cap Carbon malgré l'absence d'un réseau hydrographique sur terre, preuve probable du rôle de la dérive littorale dans la distribution des sédiments dans la zone limitrophe du canyon. Le canyon n'aurait pas pu atteindre un degré de maturité pareille autrement. Par contre le canyon présente un degré de ramification qui est égal à 10, il est moins ramifié par rapport aux canyons limitrophes (Tableau 5.1).

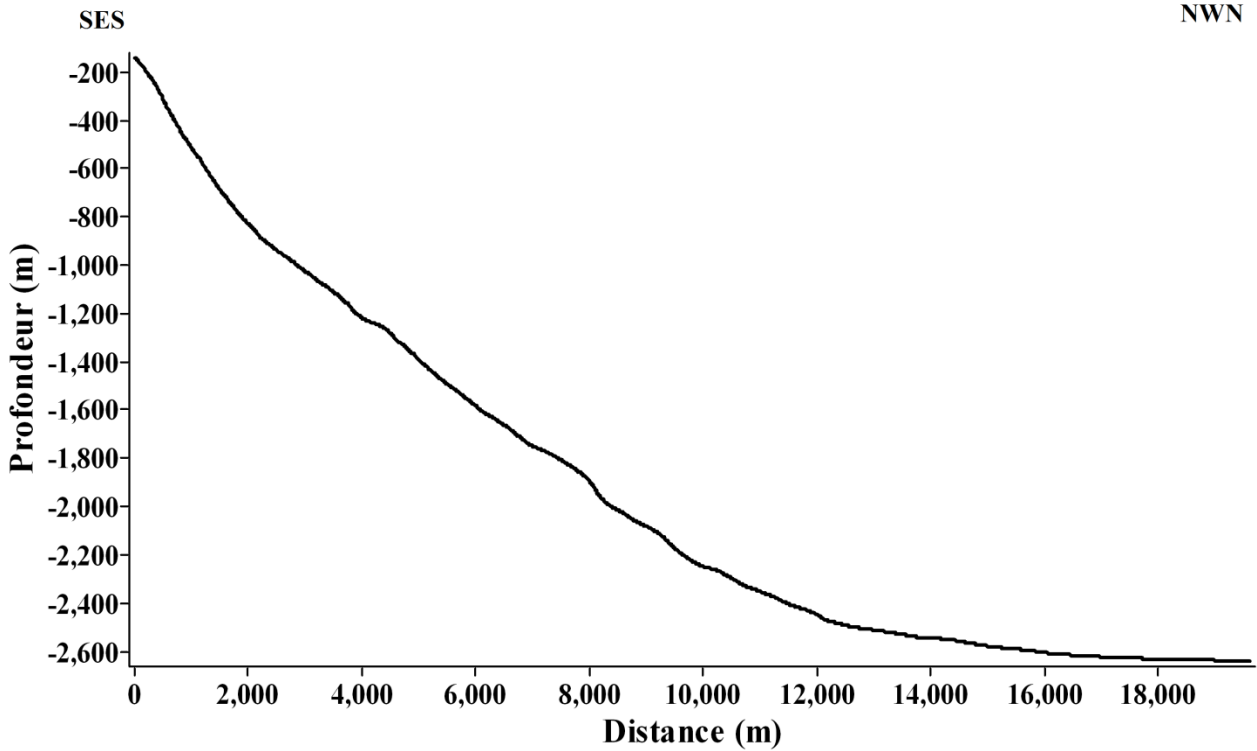


Figure 5. 25: Profil en long du canyon Cap Carbon

5.3.3 Les canyons du secteur occidental

La zone Ouest qui s'étend du cap Aiguille à cap Sirat sur un linéaire de 70 km est caractérisée par un plateau continental étroit qui varie entre 2 km en face des caps à 10 km de largeur en face de la baie d'Oran. Le système de drainage terrestre est plutôt inexistant (Fig.5.26), la surface des bassins versants côtiers variée entre 40 et 76 km², avec des pentes douces, en moyenne de 1°, et avec des formes allongées. Dans la zone occidentale, on a cartographié des canyons qui incisent le plateau continental jusqu'à une profondeur de 120 m (Ex : Canyon d'Oran). Ces derniers ne sont pas connectés à un réseau de drainage terrestre, il existe aussi des canyons confinés à la pente continentale (Ex : canyon Aïn El Turk, Falcon et le canyon des moules). Au totale six canyons ont été mis en évidence dans cette zone, et ont tous une orientation Sud-Nord (Fig.5.26).

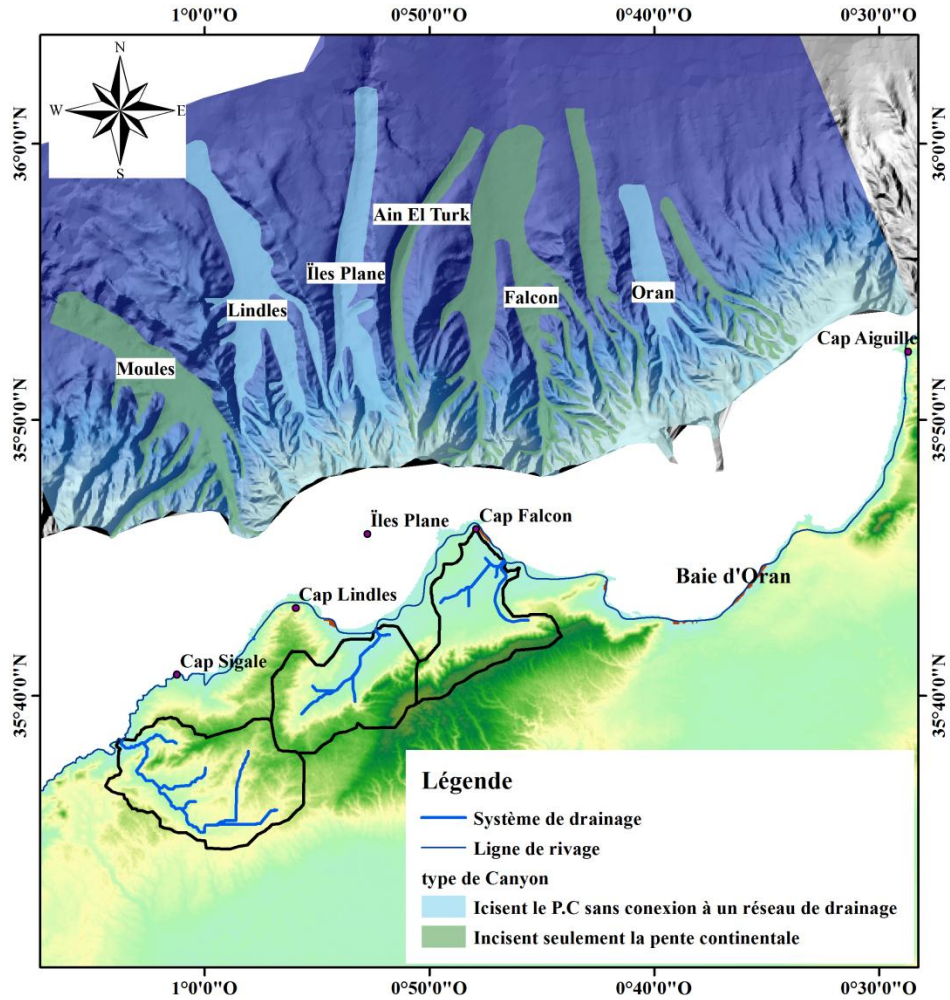


Figure 5. 26: Carte physiographique montrant les principaux canyons cartographiés

Ce canyon s'étend de -120 m jusqu'à -2500 m sur une longueur de 19 km, il incise profondément le plateau continental mais il n'est connecté à aucun réseau de drainage terrestre (Fig.5.27), il est localisé à 10 km de la ligne de rivage et présente une morphologie rectiligne avec une orientation S-N. La tête du canyon se présente sous forme d'une grappe, elle est composée de deux branches, l'une à l'Est avec une morphologie simple et moins développée et l'autre à l'Ouest avec une morphologie complexe (Fig.5.27). Ces deux branches se rejoignent à 2400 m de profondeur au niveau de la zone d'embouchure pour former une seule vallée principale étroite avec une largeur qui ne dépasse pas les 6 km avec un fond de vallée pratiquement plat et en forme de V.

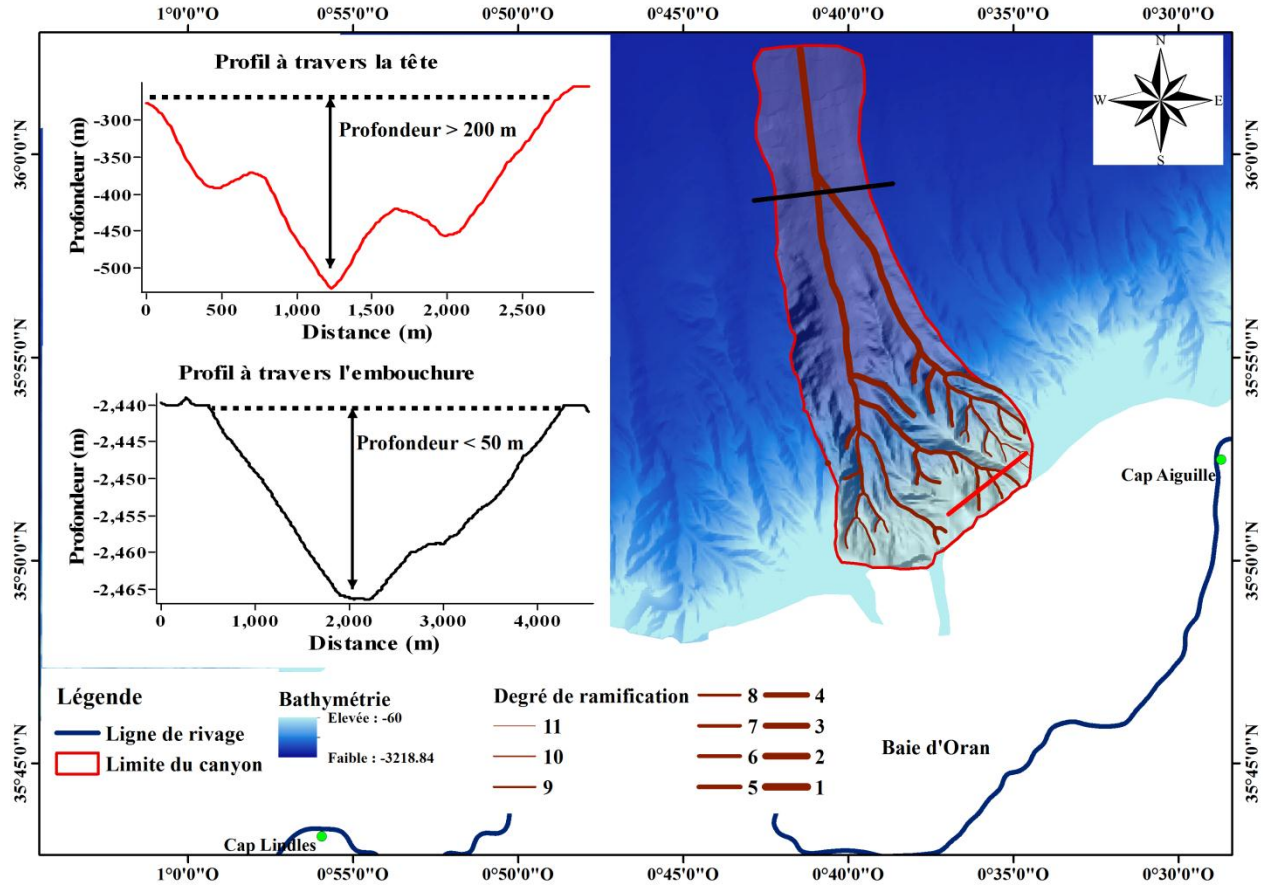


Figure 5. 27: Carte morphologique et coupes à travers canyon Oran

Sur les coupes transversales (Fig.5.27) on constate que la vallée principale du canyon Oran a une évolution amont aval différente des autres canyons de la région, malgré un élargissement amont aval, de 200 m de largeur à 2 km. La profondeur d'incision à l'amont est par contre de l'ordre de 200 m alors que vers l'aval elle ne dépasse pas les 50 m (Fig.5.27).

Sur le profil longitudinal du canyon Oran (Fig.5.28) aucune anomalie topographique n'a été décelée avec une forme concave avec un indice de concavité $IC = 0.75$ proche de 1. Ceci traduit un bon encaissement à mi-parcours et un $SCI = 37.38\%$, donc un encaissement global moyen, ceci reflète un stade de maturité moyen du canyon. Par contre un point d'inflexion à une profondeur de -2200 m a été mis en évidence, délimitant ainsi deux segments de pente ; un segment amont à forte pente (supérieur à 13°) et un segment aval à pente nettement plus douce (inférieure à 2°) (Fig.5.28).

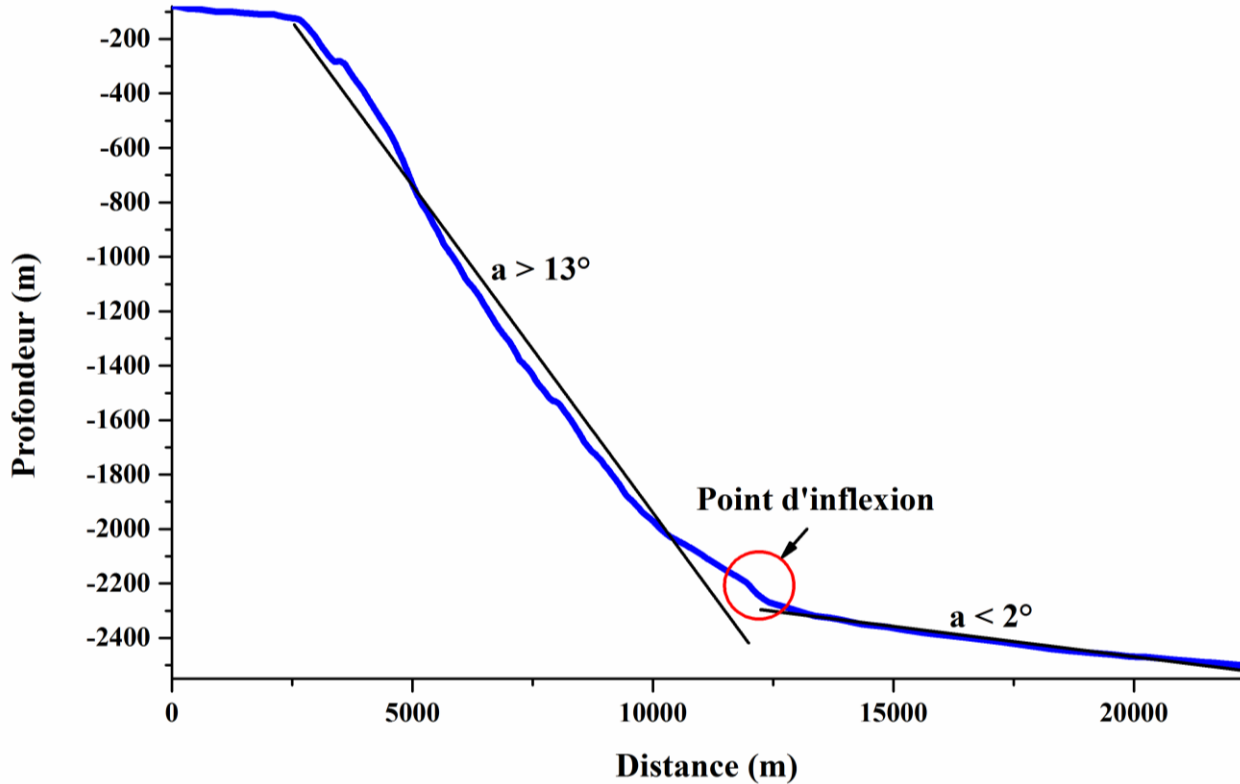


Figure 5. 28: Profil en long du canyon Oran

Le canyon Oran présente un degré de ramification qui est égale à 11, il est moins ramifié par rapport aux canyons de la zone orientale qui incisent le plateau continental et qui ne sont pas connectés à un réseau de drainage (Ex : canyon Ténès).

I. Le canyon Falcon

Il se localise à 4 km de la ligne de rivage, il n'est relié à aucun bassin versant, la tête du canyon se situe sur le talus continental et débute à -320 m profondeur jusqu'à -2560 m sur une longueur totale de 26 Km. La tête du canyon est de même morphologie que celle du canyon d'Oran, sous forme d'une grappe, elle est composée de deux branches, les deux sont bien développées (Fig.5.29), ces deux branches se rejoignent à 2470 m de profondeur pour former une seule vallée principale moins profonde de l'ordre de 50 m et étroite avec une largeur qui ne dépasse pas les 6 km et avec un fond de vallée pratiquement plat et en forme de V (Fig.5.29).

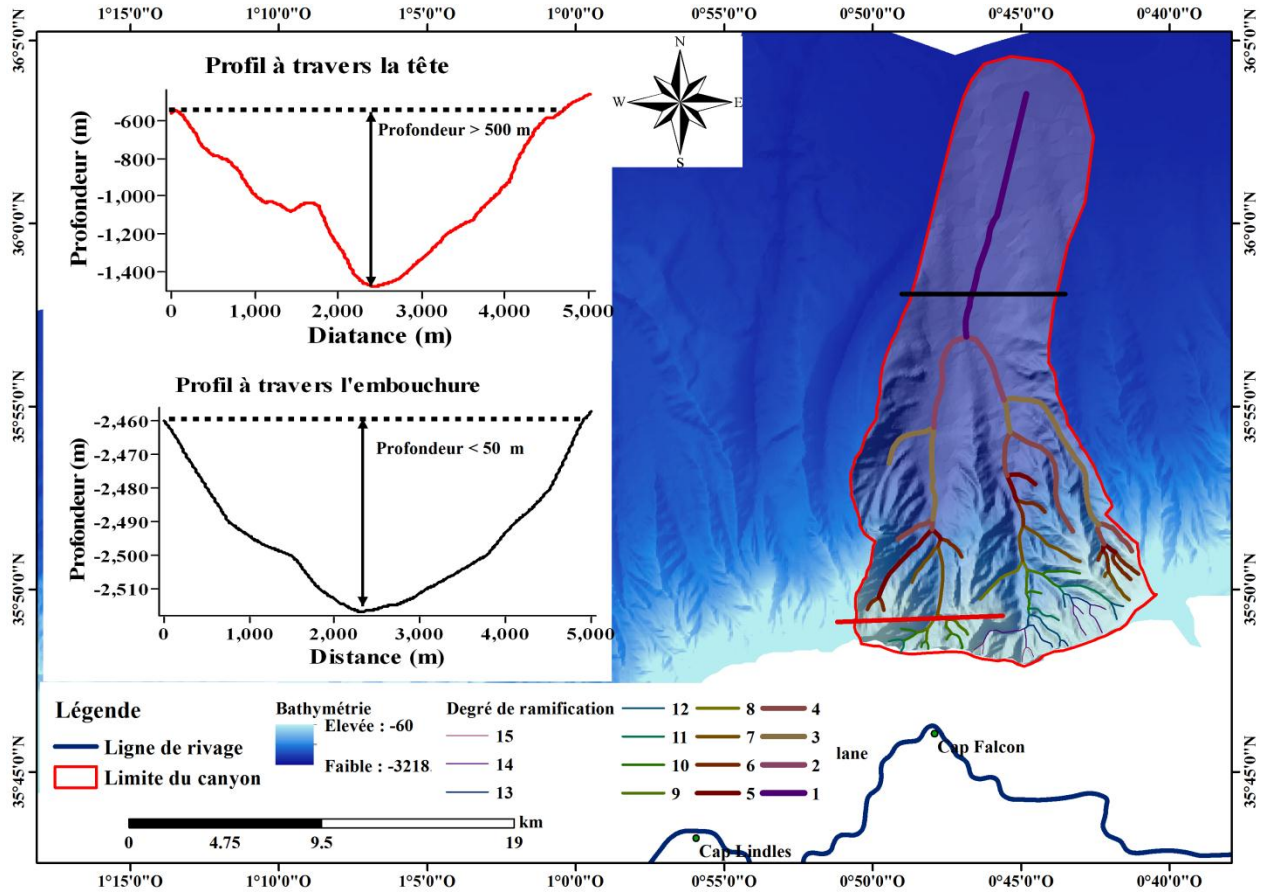


Figure 5. 29: Carte morphologique et coupes à travers canyon Falcon

Sur les coupes transversales (Fig.5.29) on constate que l'évolution de la vallée principale du canyon est de même tendance que celle du canyon Oran, avec une profondeur d'incision à l'amont est de l'ordre de 800 m alors que vers l'aval elle, ne dépasse pas les 50 m (Fig.5.29).

Dans le détail, on remarque aussi que la largeur de la vallée est constante de l'amont vers l'aval et elle ne dépasse pas les 3 km de largeur (Fig.5.29).

Le profil longitudinal du canyon Falcon (Fig.5.30) marque un point d'inflexion à une profondeur de -2250 m délimitant ainsi deux segments de pente ; un segment amont à forte pente (supérieur à 14°) et un segment aval à pente nettement plus douce (inférieure à 1°). Le profil longitudinal du canyon à une forme très concave avec un indice de concavité $IC= 0.88$ très proche de 1, un $SCI= 68.15 \%$, ceci reflète l'état de maturité avancée du canyon, malgré l'absence d'un réseau de drainage.

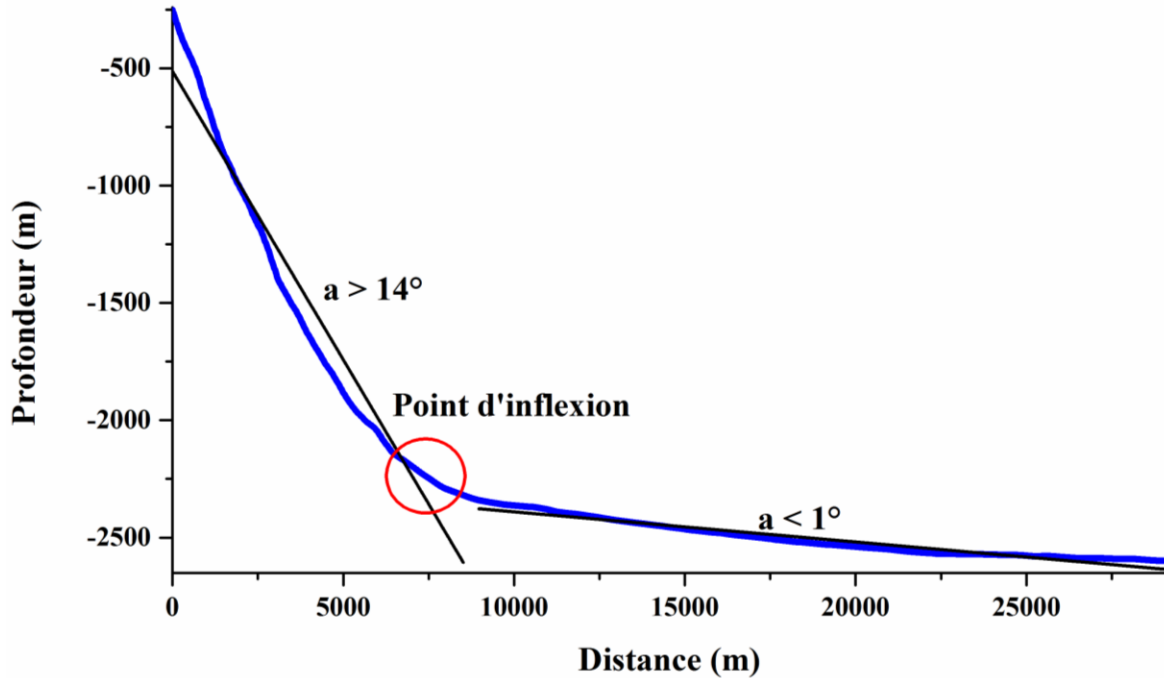


Figure 5.30: Profil en long du canyon Falcon

I. Le canyon des moules

Il s'étend de -680 m jusqu'à -2400 m sur une longueur de 24 km, il est localisé à 5 km de la ligne de rivage et présente une morphologie identique à celle du système Kramis (forme en râteau) mais avec une orientation différentes principalement SE-NW. Ce canyon est confiné à la pente continentale (Fig.5.31), la vallée principale est pratiquement plate et en forme de U (Fig.5.31). Le flanc Ouest du canyon semble être affecté par le glissement de ces parois, par contre le flanc Est, il est plus abrupt mais aucune cicatrice d'arrachement n'a été identifier.

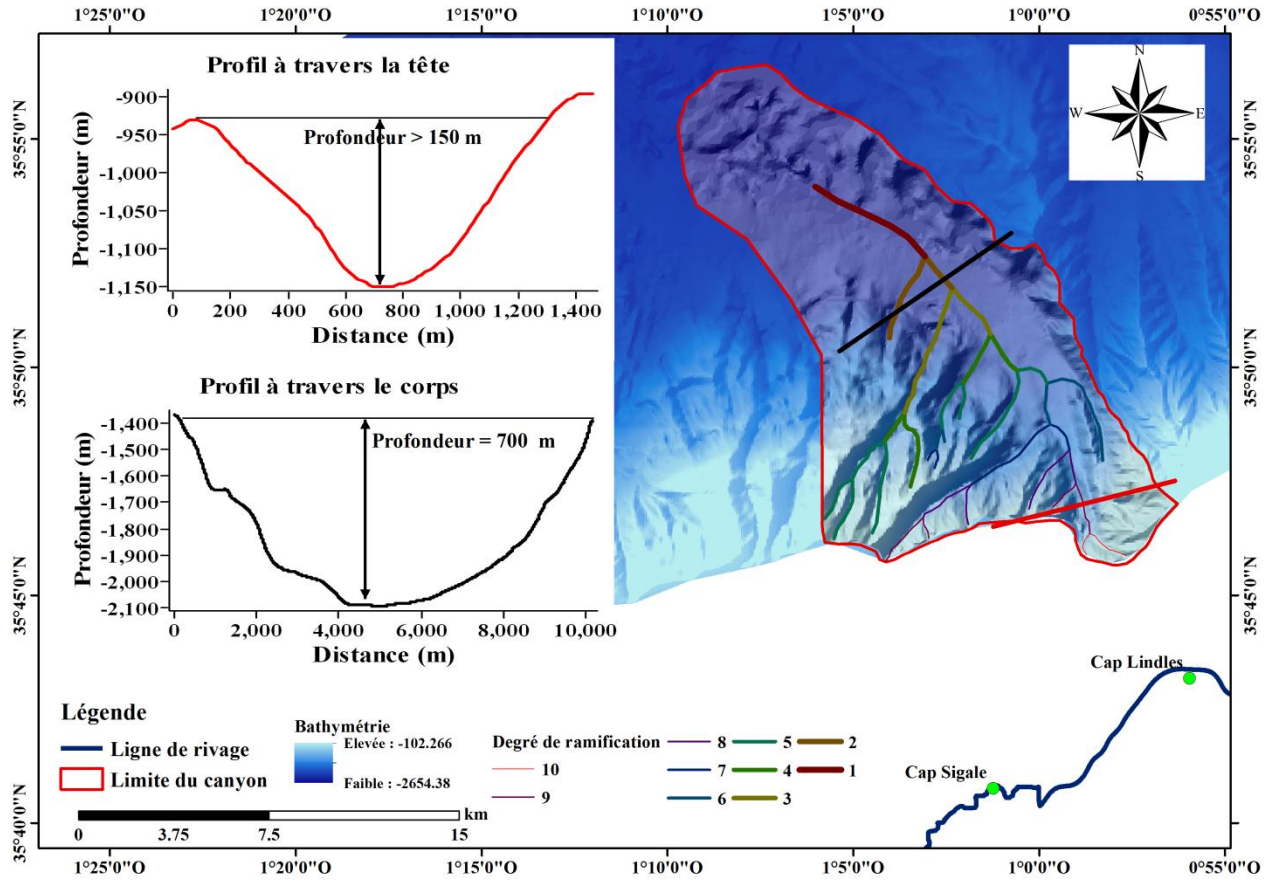


Figure 5. 31: Carte morphologique et coupes à travers le canyon des moules

Sur les sections transversales (Fig.5.31) on constate que la vallée principale du canyon a une évolution amont aval de même type que les autres canyons du secteur orientale, qui est un élargissement amont aval passant de 1.5 km de largeur à 10 km de largeur vers l'embouchure. La profondeur d'incision à l'amont est de l'ordre de 150 m et elle augmente jusqu'à 700 m vers l'aval (Fig.5.31).

Le profil longitudinal du canyon des Moules (Fig.5.32) a une forme identique aux précédents avec une forme très concave et marque un point d'inflexion à une profondeur de -2100 m délimitant ainsi deux segments de pente ; un segment amont à forte pente (supérieur à 5°) et un segment aval à pente nettement plus douce (inférieure à 1°). Le canyon des Moules présente un indice de concavité $IC = 0.73$ proche de 1, un $SCI = 52.62\%$, ceci reflète le degré de maturité du canyon, malgré que le canyon présente un indice de ramification faible qui est égale à 10.

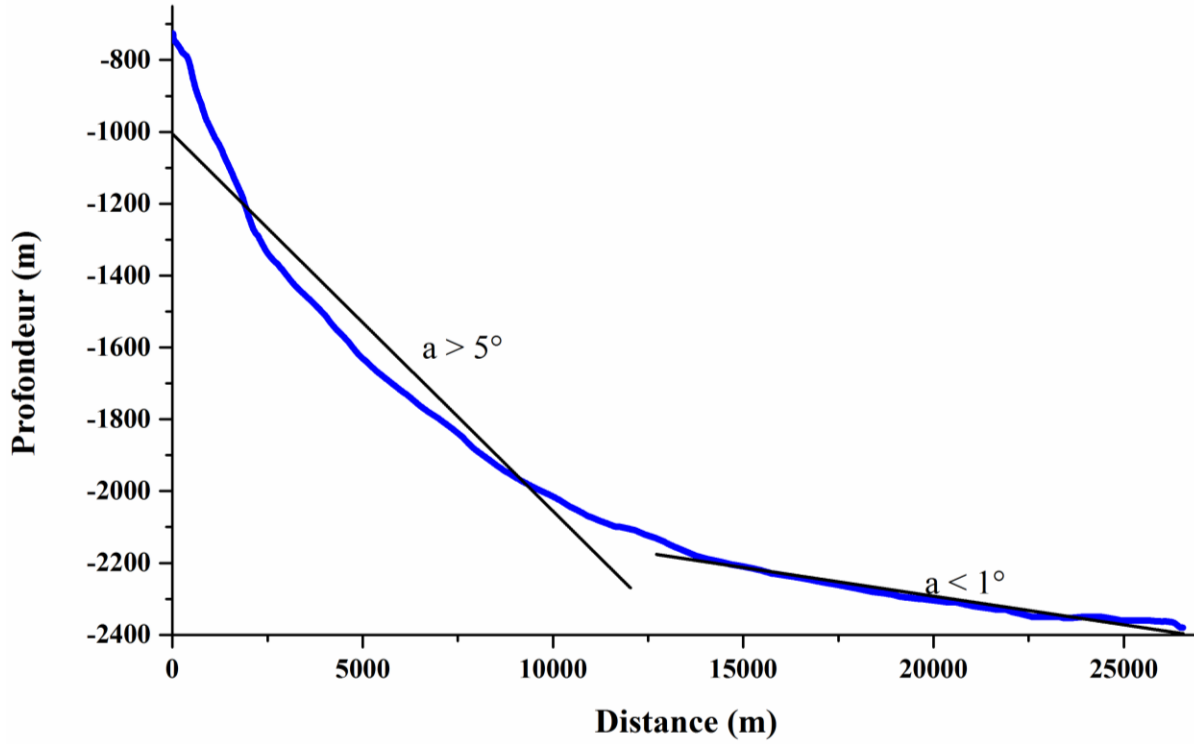


Figure 5. 32: Profil en long du canyon des moules

Le tableau 5.1 suivant résume les caractéristiques morphométriques de tous les canyons cartographiés dans notre zone d'étude.

Tableau 5. 1: Description des caractéristiques morphométriques des canyons de la marge Ouest Algérienne

Nom du Canyon	Surface vallée (km ²)	Pente Moyenne en (°)	Distance à la côte (km)	Prof à la Tête (m)	Prof Terminal (m)	Indice de sinuosité	Degré de ramification	Longueur du canyon (km)	Indice de concavité IC	Indice de concavité SCI (%)	Type de Canyon
Secteur Oriental											
Damous	106.50	5.55°	3	-520	-2500	1.08	22	25	0.71	47	1
Goussine	80.98	5.94°	1.45	-90	-2620	1.033	20	24	0.8	49.44	1
Boucherat	51.44	5.45°	3	-420	-2620	1.028	15	21	0.66	40.20	1
Tenes	44.58	4.42°	1.9	-480	-2650	1.007	15	22	0.81	46	2
Allalah	98.34	4.51°	1.2	-410	-2680	1.1	19	25.6	0.79	52.14	1
Kalah	109.82	4.54°	3.5	-480	-2610	1.09	15	23.5	0.6	39.66	2
Iles Colompi	23.80	4.25°	6	-430	-2540	1.11	15	26	0.28	20	3
El Marsa	182.90	3.51°	2.5	-120	-2540	1.1	20	34	0.74	49.45	1
Guelta	89.68	3.34°	8	-620	-2600	1.02	14	32	0.78	61.5	3
Secteur Central											
Kramis	254.80	2.7°	6.5	-1000	-2600	1.01	13	38.7	0.776	58.4	3
El Abid	45.42	5.9°	8.6	-240	-2620	1.04	7	23	0.21	20.19	2
Teddert	20.76	5.8°	9.6	-900	-2620	1.06	6	22	0.18	5.86	3
Ivi	37.17	7.3°	17	-800	-2620	1.08	9	17	0.13	15.04	3
Chlef	26.92	6.54°	18	-640	-2620	1.11	9	17.2	0.075	1.34	3
Salamandre	13.58	9.08°	25	-700	-2620	1.012	5	11.3	0.45	27.88	3
Stida	7.67	10.2°	28	-440	-2620	1.02	5	12	0.25	12.52	3
El Macta	13.81	10.8°	30	-320	-2600	1.03	9	15	0.53	35.73	3
Carbon	14.55	8.2°	6.8	-140	-2600	1.04	10	18	0.67	43.1	2
Ferrat	14.55	8.9°	3.9	-180	-2600	1.09	9	17	0.49	34.29	2
Aiguille	9.02	9.5°	1.56	-200	-2320	1.06	11	16	0.62	35.77	2
Secteur Occidental											

Oran	25.32	7.3°	9.7	-200	-2480	1.1	10	19	0.75	37.38	2
Falcon	82.47	5.2°	4	-320	-2560	1.11	15	26	0.882	68.15	3
Ain El Turk	17.59	6.1°	7	-580	-2560	1.05	4	27	0.88	64.44	3
Iles Plane	41.41	5.4°	6	-220	-2560	1.03	10	27.5	0.87	62.75	2
Lindles	58.60	5.8°	7	-260	-2440	1.04	15	25	0.83	64.85	2
Moules	54.61	4.6°	4.87	-680	-2380	1.05	10	24	0.73	52.62	3

1 : Canyon incisent le plateau continental et sont connectés à un système fluvial sur le continent

2 : Canyon incisent le plateau continental mais ne sont connectés à aucun système fluvial sur le continent

3 : Canyon n'incisent pas le plateau continental, mais seulement la pente

5.4 Activité des canyons

L'activité d'un canyon est considérée comme active, lorsque des courants gravitaires, chargés en sédiments et érosifs, empruntent leur cours pour aller se déposer en pied de pente continentale. Il est inactif lorsqu'il est coupé des apports sédimentaires directs, il se comble lentement grâce à la sédimentation hémipélagique. L'activité d'un canyon dépend donc fortement de la localisation de la tête du canyon sur la marge continentale, de sa connexion avec un système fluviatile subaérien et de la variation des apports de la source au cours du temps.

L'activité actuelle des canyons de la marge Ouest Algérienne peut être déduite grâce à l'interprétation de la carte de réflectivité, basée sur la variation des niveaux de gris. Ainsi, plus le niveau de gris est élevé (gris foncé) plus l'activité est importante et la surface du fond correspond à une aire où les sédiments sont remaniés et perturbés (avec des dépôts grossiers), et inversement lorsque les teintes tendent vers le blanc (gris clair), ceci indique une activité faible voire nulle, les sédiments de surfaces sont dans des environnements calmes (dépôts fins hémipélagique).

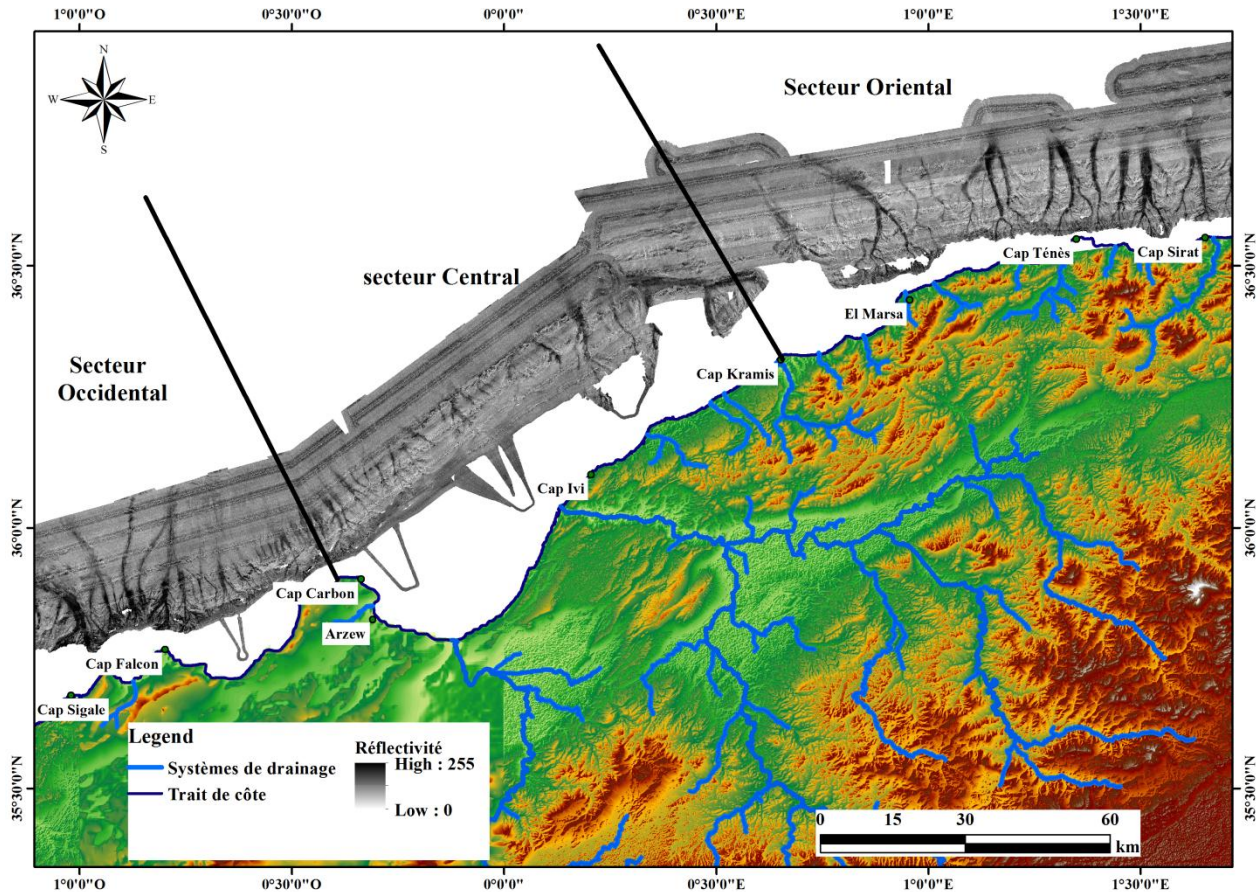


Figure 5. 33: Carte de réflectivité de la zone d'étude, le caractère sombre indique un fond rugueux et une activité relativement récente du canyon

D'après l'analyse de la carte de réflectivité (Fig.5.33), nous pouvons estimer que les canyons du secteur oriental sont plus actifs, car ils sont caractérisés par les tons les plus sombres en terme d'imagerie ; ce qui indiquerait la présence d'un faciès grossier (galets, graviers) dans les fonds des canyons. Dans le cas des canyons du secteur central, on remarque que le canyon Kramis est marqué par de tons foncés (forte réflectivité) ; Ceci suggèrerait le dépôt de matériaux grossiers (galets, graviers) dans le fond du canyon, du fait de l'étroitesse du plateau continental (6.5 km entre l'embouchure de l'oued Kramis et la tête du thalweg), On peut supposer que pendant des fortes crues, le panache des sédiments se répandrait au niveau du thalweg. En revanche la majorité des canyons de la zone centre présentent une faible réflectivité voire nulle, qui est principalement localisée au pied de pente. Ceci indiquerait une très faible activité turbiditique donc une sédimentation hémipélagique dominante. En se déplaçant vers l'Ouest, on observe que les canyons du secteur occidental sont marqués par de tons foncés (forte réflectivité) ; ce qui indique habituellement la présence d'un faciès grossier (galets, graviers) des fonds des canyons, cette activité se prolonge jusqu'à la plaine abyssale, ce qui témoignerait de la force érosive des courants de turbidité qui traversent l'axe des canyons.

Chapitre 6
Synthèse δ Discussion

Ce chapitre est dédié tout d'abord à une analyse comparative des caractéristiques morphométriques des canyons de la Marge Ouest Algérienne sur lesquelles on appliquera une analyse statistique (ACP) et ensuite on discutera les facteurs de contrôle et les mécanismes engendrant l'initiation et l'évolution des canyons sous-marins.

A partir de l'analyse morphométrique, on constate que les canyons de la marge Ouest Algérienne présentent des changements dans leur configuration géométrique, d'Est en Ouest et du haut vers le bas du talus continental.

6.1 Comparaison morphologique

6.1.1 Profils topographiques longitudinaux

Les profils longitudinaux traduisent généralement le degré de maturité des canyons incisant une marge continentale (Covault et al., 2011). Les canyons matures sont directement reliés à une embouchure terrestre et sont généralement caractérisés par un profil longitudinal concave (Goff, 2001 ; Mitchell, 2005 ; Covault et al., 2011 ; Harris et Whiteway, 2011). Ils sont généralement associés à une marge active ou une jeune marge caractérisée par un angle de pente élevé et un plateau continental étroit favorisant les processus d'érosion (Covault et al., 2011). Au contraire, les canyons immatures ou juvéniles sont complètement déconnectés d'un bassin de drainage subaérien et adoptent généralement un profil longitudinal convexe vers le haut (Goff, 2001 ; Covault et al., 2011 ; Harris and Whiteway, 2011). Ils sont généralement associés à une marge passive réactivée en compression (Covault et al., 2011). Le degré de maturité des canyons pourrait donc être le marqueur de la déformation de la marge.

En observant les profils longitudinaux des canyons de la marge Ouest Algérienne, on constate d'abord que l'angle d'inclinaison moyenne des thalwegs est très élevé ($\geq 4^\circ$) pour l'ensemble des canyons, à l'exception des canyons El Marsa, Guelta et Kramis ($< 4^\circ$) (Tab.5.1). D'Est en Ouest, on peut distinguer deux catégories de profils longitudinaux caractérisant l'évolution des canyons. Dans le secteur Est de la marge, les canyons présentent des profils longitudinaux concaves, par contre l'interfluve est caractérisé par un profil longitudinal linéaire à convexe (Fig.6.1). L'indice de concavité SCI des canyons oscille entre 20 (Canyon îles Colompi) à 61% (Canyon Guelta), ce qui supposerait que les canyons auraient déjà atteint un état d'équilibre. Dans le détail, les canyons marquent la présence des Knickpoints dans leurs profils longitudinaux (perturbation du profil d'équilibre), qui pourrait s'expliquer soit une par déformation tectonique ou des

changements lithologiques dans l'axe du thalweg (Mitchell, 2006). Le fait marquant de ces knickpoints est leurs localisations entre la mi-pente et le pied de pente (entre une profondeur de -1600 m à -2400 m). Il faudrait rajouter à cela leurs dimensions importantes en hauteur et longueur, ceci évoquerait la possibilité d'un contrôle plutôt tectonique (soulèvement). Le rôle de la tectonique a été mis en évidence grâce aux profils semi-logarithmiques préconisé par J.T. Hack, 1973. Par contre, les knickpoints identifiés sur le canyon des îles Colompi seraient dû essentiellement à la variation lithologique. Les canyons de la zone Est pourraient donc être interprétés comme des canyons matures caractérisant une jeune marge avec un angle de pente élevé et un plateau continental étroit favorisant les processus d'érosion. L'évolution est perturbée par l'activité tectonique.

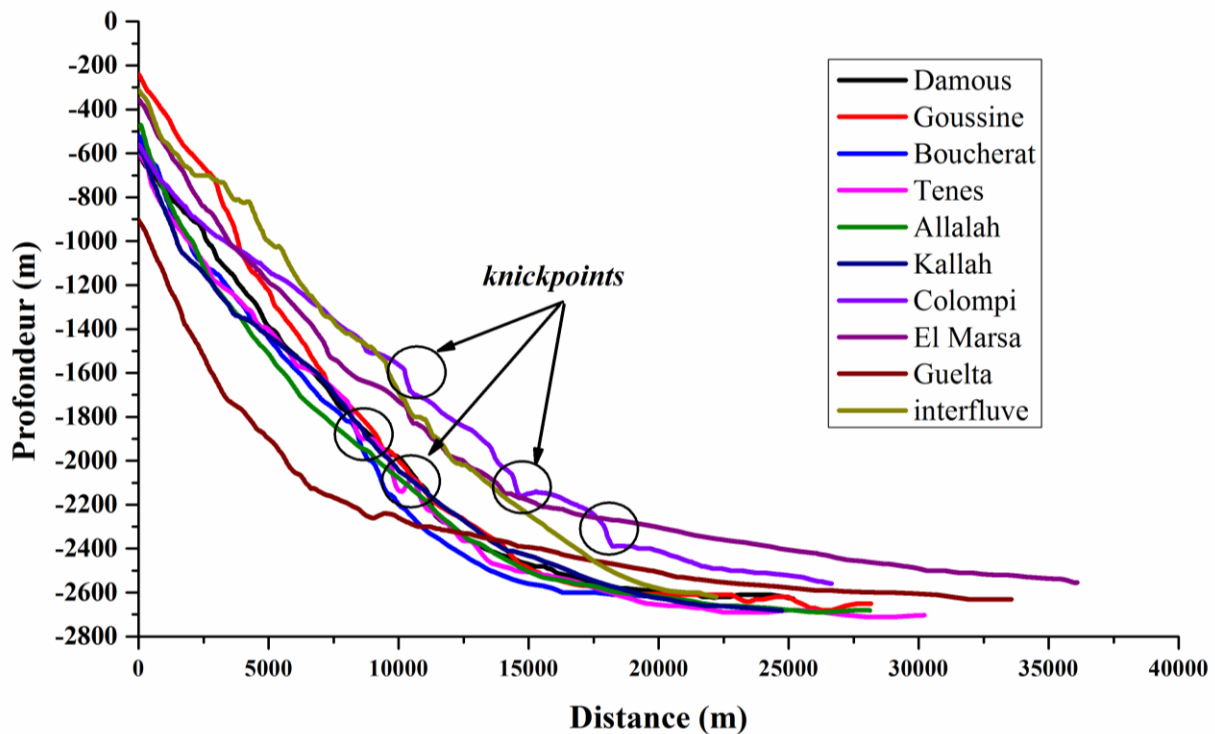


Figure 6. 1: Profils longitudinaux des canyons du secteur Est

Dans le secteur central de la marge, les canyons et les interfluves présentent des profils longitudinaux convexes vers le haut et linéaire vers le bas (Fig.6.2), ce qui suggèrerait que les canyons n'aurait pas encore atteint un stade d'équilibre, à l'exception des canyons Kramis, Carbon, Ferrat et Aiguille qui sont caractérisés par des profils longitudinaux de forme concave.

Autrement dit, les autres canyons El Abid, Teddert, Ivi, Chlef, Salamandre et Stida se rapprochent de profils à tendance convexe, typique des marges actives ou passives reprises en compression.

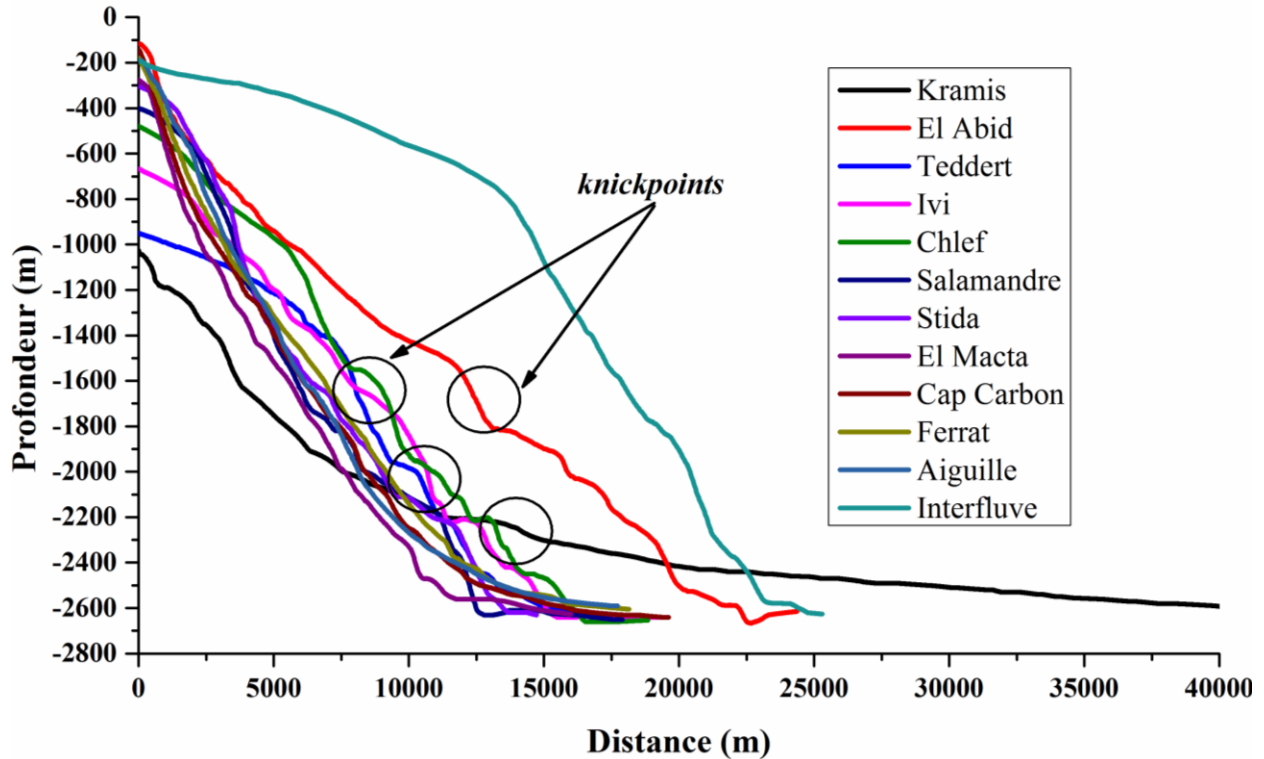


Figure 6. 2: Profils longitudinaux des canyons du secteur central

L'indice de concavité SCI des canyons du secteur central varie entre 1.34 (Canyon Chlef) à 58 % (Canyon Kramis). Ce contraste serait dû à plusieurs facteurs tels que : la distance du canyon par rapport à la ligne de rivage, le degré de ramification des canyons, le type de canyon.

Les profils convexes actuels des canyons et de ses interfluves devraient être fortement contraints par la déformation et le soulèvement de la marge. Le long des profils convexes, les angles d'inclinaison de la tête et des parties du corps sont d'ordre de : 8-10° pour la tête et 4-5° pour le corps, tandis que la zone d'embouchure est trop raide 6-7°. Cela supposerait que le bord supérieur portant la tête et les parties du corps des canyons auraient été soulevés sans trop de déformations, tandis que le bord inférieur portant la zone d'embouchure auraient été inclinés vers le Nord avec une forte augmentation de l'angle de pente.

Toute modification du profil topographique général liée à une phase de soulèvement de la marge est censée générer un changement du profil d'équilibre d'un canyon et un retour au profil d'équilibre initial ; des processus régressifs à partir de la base de la pente continentale (Pratson et Coakley, 1996).

Dans la partie Ouest de la marge, les profils longitudinaux des canyons et des interfluves présentent des formes concaves légèrement plus abruptes (Fig.6.3), l'indice de concavité SCI des canyons oscille entre 37 (Canyon Oran) à 68% (Canyon Falcon), c'est le secteur où on a enregistré un indice SCI le plus élevé, ce qui supposerait que les canyons auraient atteint un stade de maturité très avancé. Ce secteur se singularise par deux points particuliers, tout d'abord la forme concave du profil en long de la pente continentale, selon Adams et Schlager (2000), les profils concaves présentent généralement une bordure de plateau continental raide et le transport sédimentaire sur la pente continentale se fait sous l'influence de la gravité. Le deuxième point est qu'aucun knickpoint n'a été identifié sur les profils en long.

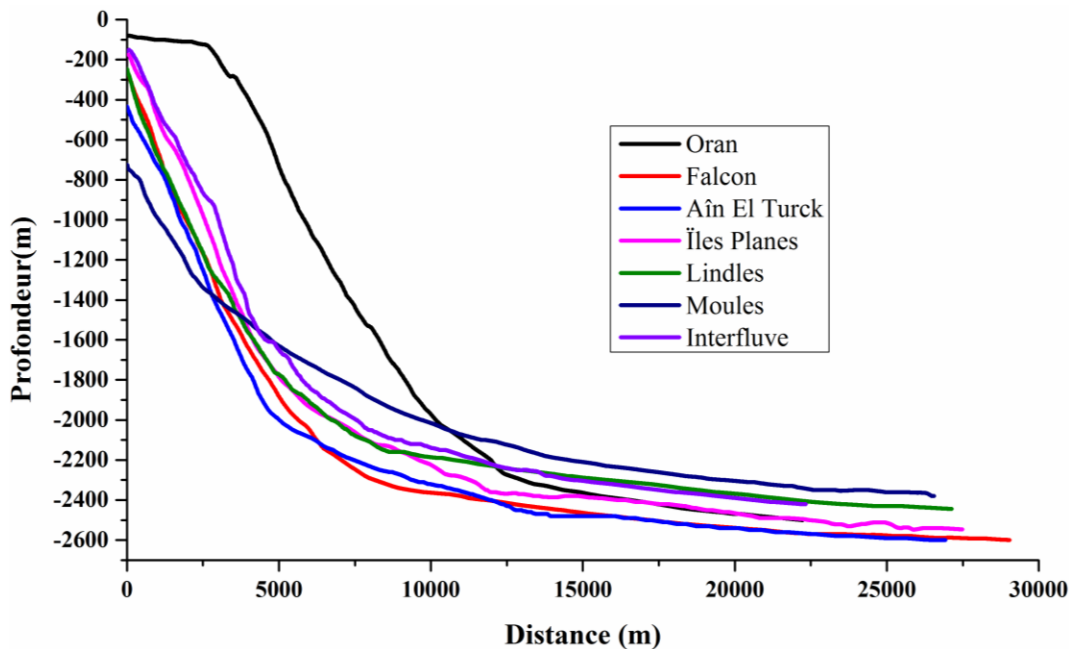


Figure 6. 3: Profils longitudinaux des canyons du secteur occidental

Comme il n'y a aucun knickpoint sur les profils longitudinaux, on peut dire que la zone Ouest serait peu ou pas affectée par la tectonique. Les canyons peuvent donc être interprétés comme des canyons matures indiquant une jeune marge et marqueraient une zone marginale peu affectée par la déformation/le soulèvement.

Sur la Figure 6.4, qui résume les principales structures actives le long de la côte algérienne (Domzig, 2006), on constate que la faille numérotée par le chiffre 2 qui se situe au large de Ténès (faille inverse aveugle longue de 90 km et située à 10 km de la ligne de rivage), traverse l'ensemble des canyons du secteur Est jusqu'à la limite du canyon EL Marsa. D'ailleurs, à partir de cette limite on constate que le profil en long des canyons El Marsa et Guelta ne présentent pas des ruptures de pente (*knickpoints*) prononcées, ceci renforce d'avantage l'hypothèse de l'influence de la tectonique sur l'évolution des canyons dans ce secteur. A l'ouest on repère une signature tectonique décrochantes apparemment inactive, dans le prolongement de la ride de Yusuf, et se manifesterait notamment par une ancienne marge transformante (Domzig, 2006).

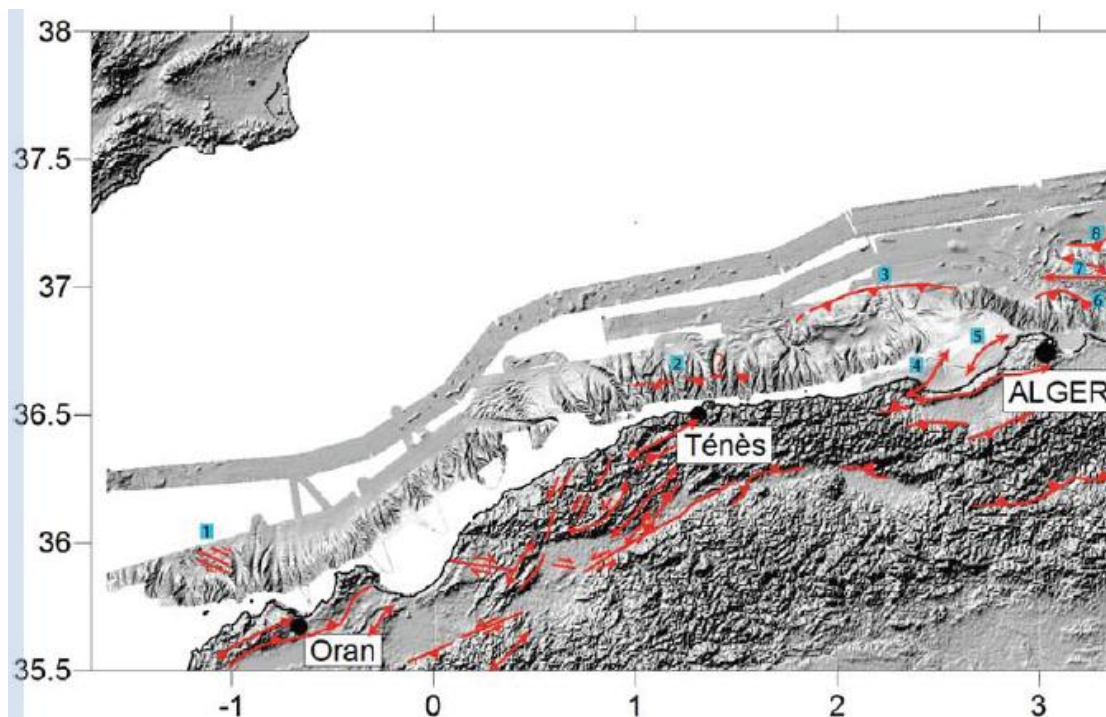


Figure 6.4: Modèle numérique de terrain ombré terre-mer synthétisant les principales structures actives le long de la côte algérienne et au large (Domzig, 2006)

Selon Domzig (2006), ces accidents en compression discontinue, représentée par de nombreux segments actifs souvent en recouvrement partiel, orientés NE-SO à E-O, engendrent la formation de structures récurrentes, à savoir : (a) un bassin perché en *rollover* sur la pente, par le jeu d'une rampe à relativement fort pendage vers le sud et/ou (b) un ou plusieurs bassins en *piggy-back*, par le jeu de rampes précédées de longs replats (jusqu'à 15-20 km de large) plus au large.

6.1.2 Profils topographiques transversaux

Il rend compte de la morphologie en V ou en U, les morphologies en « V » sont plutôt typiques de phénomènes érosifs, tandis que les morphologies en « U » marquent l'élargissement du thalweg, qui favoriserait les phénomènes de dépôt des particules et donc la formation potentielle de rides sédimentaires.

A partir de l'analyse morphométriques des sections transversales des canyons, on constate que les têtes des canyons présentent des morphologies en forme V (supposerait que l'érosion est encore très active) à l'exception des canyons Ténès et Chlef (Fig.5.19 et Fig.5.21) qui présentent des formes en U de l'amont vers l'aval, avec un élargissement des vallées de l'amont vers l'aval.

Du point de vue morphologie des sections transversales des canyons, il n'existe pas une variation morphologique véritable sur l'ensemble des canyons de la marge étudiée.

6.1.3 Indice de concavité SCI

A partir du tableau 5.1, on constate que les canyons du secteur Est et Ouest présentent des indices SCI plus importants que ceux du secteur central, ceci serait dû essentiellement à la largeur du plateau continental, car les deux secteurs Est et Ouest se caractérisent par un plateau continental réduit par rapport au plateau continental du secteur central qui est plus large à l'exception du canyon Kramis qui est marqué par un indice SCI élevé.

6.1.4 Degré de ramification

C'est le même constat avec l'indice de concavité SCI, les canyons du secteur Est et Ouest présentent des degrés de ramifications plus importants que ceux du secteur central, il existe donc une relation négative entre la largeur du plateau continental et le degré de ramification, à chaque fois que la largeur du plateau diminue le degré de ramification augmente.

6.1.5 La longueur des canyons

Concernant la longueur des canyons, on constate que les canyons du secteur Est et Ouest présentent des longueurs plus importantes que ceux du secteur central, à l'exception du canyon Kramis. Ceci serait dû non seulement à la morphologie du talus continental mais aussi à la

surface des vallées des canyons, sur le tableau 5.1. On remarque qu'il existe une relation positive entre la surface de la vallée et la longueur des canyons.

Pour déterminer les affinités entre les canyons sous-marins et déduire les paramètres morphométriques les plus caractéristiques, nous avons soumis tous les paramètres physiques calculés pour les différents canyons sous-marins une analyse en composantes principales.

6.2 Analyse statistique des paramètres morphométriques

L'analyse en composantes principales (ACP) est une technique statistique largement utilisée (Eslamian et al., 2010). Elle réduit le nombre de variables à celles qui sont les plus significatives parmi un ensemble de variables et est utilisée afin de trouver un lien entre les variables et les individus afin de les regrouper en régions homogènes. L'un des objectifs de l'ACP est d'obtenir des informations utiles à partir d'une matrice de données, et de fournir une représentation graphique des données pour faciliter l'analyse. La procédure mathématique de l'analyse en composantes principales est en fait une méthode statistique multi variable qui sert de traitement des données.

La méthode a été appliquée à 26 canyons (individus) et 11 variables (paramètres morphométriques) qui sont :

1. La surface de la vallée des canyons (km^2),
2. La pente moyenne de l'axe du canyon ($^\circ$),
3. La distance de la tête du canyon à la ligne de rivage (km),
4. La profondeur à la tête du canyon (m),
5. La profondeur terminale du canyon (m),
6. L'indice de sinuosité,
7. Le degré de ramification,
8. La longueur du canyon (km),
9. L'indice de concavité IC,
10. L'indice de concavité SCI,
11. et enfin le type du canyon.

L'analyse en composantes principales (ACP) montre que les deux premiers facteurs représentent un cumul d'information de 61.53% de la variance totale, avec 42.96% pour le premier facteur, 18.57% pour le second.

Tableau 6. 1: Valeurs propres de la matrice de corrélation des paramètres morphométriques

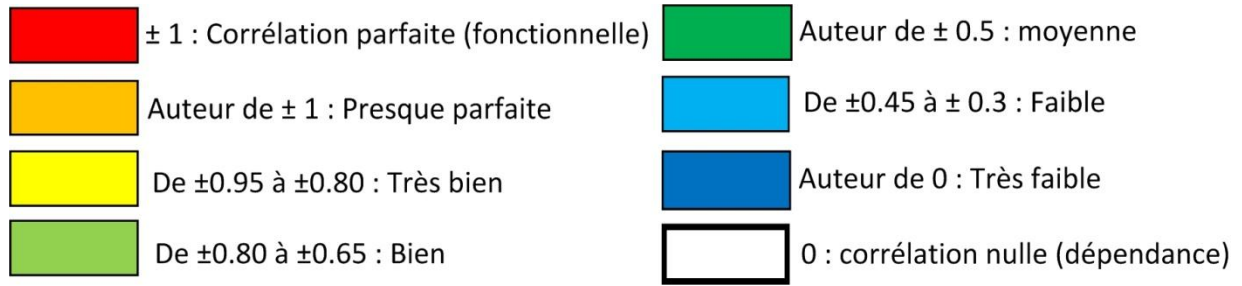
Axes	Valeur Propre	Pourcentage des variables	Cumulative
1	4.72552	42.96%	42.96%
2	2.04255	18.57%	61.53%

L'analyse de la matrice de corrélation (Tableau 6.2 et Fig.6.5), montre que :

- La surface (S) est très bien corrélée positivement avec la longueur du canyon et l'est moins négativement avec la pente globale (P), elle est aussi moyennement corrélée positivement avec le degré de ramification et l'indice de concavité SCI.
- Par contre la pente est très bien corrélée négativement avec la longueur du canyon et moyennement corrélée positivement avec la distance à la ligne de rivage et aussi moyennement corrélée négativement avec le degré de ramification.
- La distance à la ligne de rivage est bien corrélée négativement au degré de ramification, à la longueur du canyon et aussi à l'indice de concavité.
- La profondeur à la tête du canyon et la profondeur terminale (au pied) ainsi que l'indice de sinuosité présentent des corrélations faibles à très faibles jusqu'à nulles, donc ces variables n'ont aucune influence.
- Le degré de ramification est moyennement corrélé positivement avec la longueur et l'indice IC et aussi moyennement corrélée négativement le type du canyon.
- La longueur du canyon est bien corrélée positivement avec l'indice de concavité SCI.
- Il existe une très bonne corrélation entre l'indice IC et SCI.

Tableau 6. 2: Matrice de corrélation entre les variables morphométriques

	S	P	D	Pf.T	Pf.P	Sin	Ram	L	IC	SCI	Type
S	1.00										
P	-0.70	1.00									
D	-0.38	0.64	1.00								
Pf. T	-0.21	0.26	-0.26	1.00							
Pf.P	-0.08	0.08	-0.25	0.20	1.00						
Sin	0.02	-0.12	-0.25	0.17	0.14	1.00					
Ram	0.59	-0.56	-0.61	0.28	0.05	0.27	1.00				
L	0.81	-0.88	-0.59	-0.14	0.03	0.03	0.51	1.00			
IC	0.39	-0.37	-0.55	0.31	0.26	-0.18	0.48	0.52	1.00		
SCI	0.45	-0.43	-0.51	0.23	0.25	-0.19	0.44	0.61	0.95	1.00	
Type	-0.26	0.18	0.58	-0.58	0.00	-0.12	-0.69	-0.16	-0.39	-0.26	1.00



S : Surface, P : Pente, D : Distance, Pf.T : Profondeur à la tête, Pf.P : Profondeur au Pied, Sin : Indice de sinuosité, Ram : Degré d Ramification, L : Longueur, IC : Indice de concavité, SCI : Indice de concavité en %, Type de canyon.

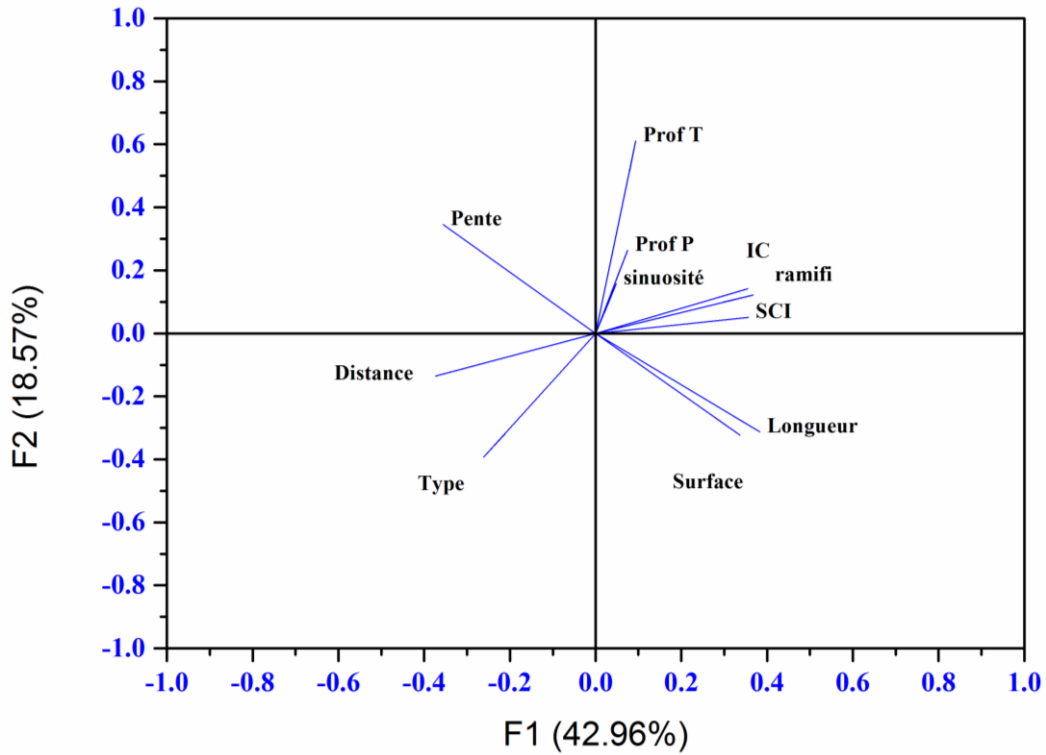


Figure 6. 5: Projection des variables sur les plans factoriels 1 et 2

La projection des individus (canyons) sur le plan (1-2) (Fig.6.6), met en évidence trois groupes de canyons :

- Le premier groupe, localisé sur l'axe F1 dans le côté positif, formés par les canyons Damous, Allalah, El Marsa et Kramis, occupent des superficies largement supérieures à celles des autres canyons, ce groupe de canyons évoluent de la même manière vis-à-vis des variables : surface, longueur, indice de concavité (IC et SCI) et le degré de ramification (Fig.6.6).
- Le second groupe, localisé sur l'axe F1 dans le côté négatif, formés par les canyons Teddert, Ivi, Chlef, Salamandre, Stida, El Macta, sont plutôt les deux variables pente et distance qui contrôlent leurs évolutions (Fig.6.6).
- Le troisième groupe, localisé sur l'axe F2 dans le côté positif, formés par les canyons Goussine, Carbon, Ferrat, Aiguille et Oran, se manifestent d'une manière identique par rapport aux deux variables pente et profondeur à la tête (Fig.6.6).

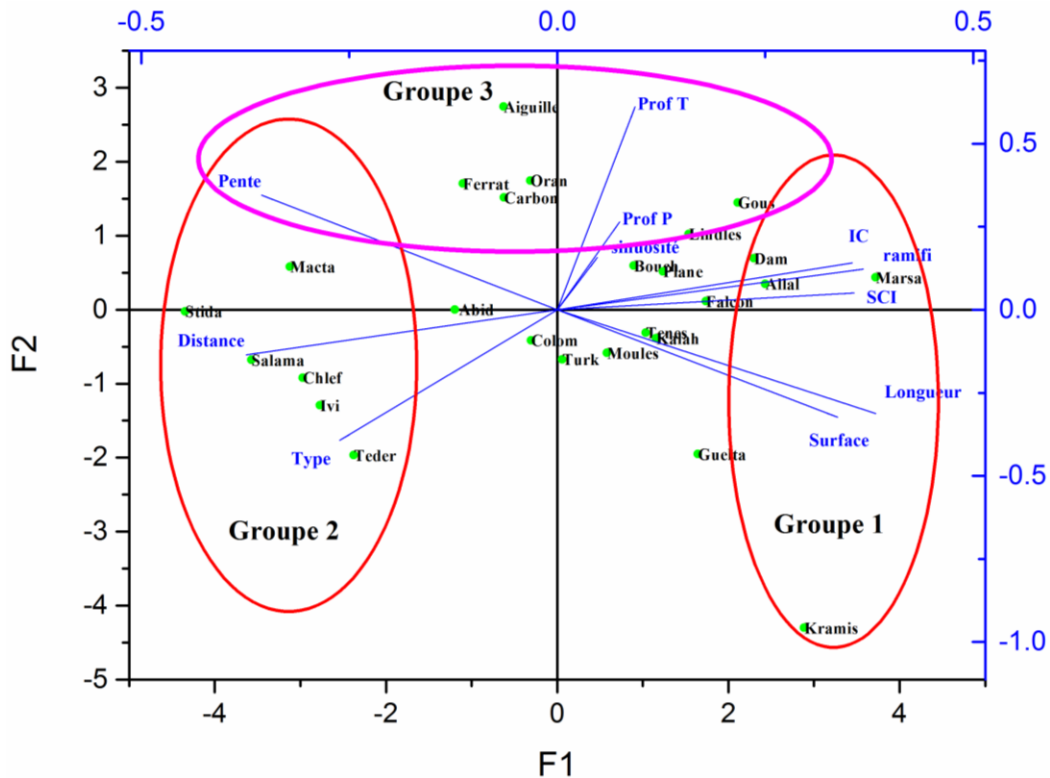


Figure 6. 6: Présentation graphique des variables et des canyons sur le plan F1 et F2

6.2 Origine de la formation et évolution des canyons de la marge

De tout temps, la notion de canyon sous-marin a été rattachée à la présence d'un réseau fluvial, qui est le facteur essentiel de leur creusement et de leur évolution. Les canyons du secteur occidental sont des structures atypiques de par leur morphologie, ils ne sont connectés à aucun réseau fluvial actuel et semblent être très actifs (siège de transit des courants gravitaires chargés de sédiments) d'où la nécessité de rechercher une origine autre que celle exclusivement fluviale.

L'initiation de la formation des canyons de la marge est intimement liée à l'histoire géodynamique de la région. En effet, comme vu précédemment, les marges de type STEP (Subduction Transform Edge Propagator) se distinguent des autres marges par une pente continentale étroite et abrupte (3° à 9° ; [Le Pichon et Rayes, 1971](#); [Scrutton, 1976](#)). Selon [S. Brothers et al. \(2013\)](#) pour un angle de pente supérieur à 5° on aura des écoulements avec une énergie cinétique suffisamment élevée pour augmenter le pouvoir érosif des courants de turbidités, donc on peut supposer que l'édification de ces canyons est le produit d'une érosion importante par des glissements régressifs.

[Mc Grégor et al. \(1982\)](#), [Twichell et al. \(1982\)](#), [Farre et al. \(1983\)](#), expliquent la formation des vallées sous-marines, sans invoquer les phénomènes tectoniques. Ainsi ils proposent que la formation des canyons gravitaires se fasse à partir de ravines créées sur la pente par des déstabilisations. Celles-ci fragilisent le matériel sus-jacent qui à terme, est lui aussi déstabilisé. Les ravines remontent la pente par érosion régressive dont certaines peuvent atteindre le plateau continental.

De même manière, on peut aussi attribuer une origine gravitaire aux canyons du secteur central car ils ne sont connectés à aucun réseau fluvial actuel, mais il y'a une différence importante entre la morphologie des canyons du secteur central à ceux du secteur occidental. Cette variation morphologique est due essentiellement à la largeur du plateau continental. Dans le secteur occidental le plateau continental est réduit et les canyons ont atteints le rebord du plateau ceci permet le captage des sédiments transporté par la dérive littoral. [Biscara \(2013\)](#) a démontré le rôle de la dérive littoral dans la migration et l'évolution de la tête du canyon de Cap Lopez au Gabon. D'ailleurs les canyons du secteur occidental présentent un indice SCI plus important par rapport aux autres canyons de la zone d'étude malgré qu'ils soient complètement déconnectés d'un réseau de drainage.

Concernant le secteur oriental il y'a une forte corrélation entre la position actuelle des canyons et celle du réseau de drainage, donc il y'a une forte probabilité que l'origine de ces canyons est soient fluviale. En revanche leur évolution est plutôt influencée par la tectonique compressive.

Certains auteurs attribuent le creusement des canyons de la Méditerranée occidentale à la baisse du niveau marin de l'ordre de 200 m, au cours du Pléistocène. Dans notre zone d'étude on a des raisons de penser que plusieurs canyons ont été érodés durant cette période, car leurs tête actuelle se situe à environ -120 à -200 m de profondeur et n'ont aucuns liens avec un réseau de drainage, et présentent des coupes transversales en forme de V et sur la carte de réflectivité, ces canyons présentent une faible activité actuelle voire nulle, donc tous ces indices évoquent une possibilité de leurs creusement durant les périodes de baisse du niveau marin. Parmi ces canyons, on peut citer les canyons : Carbon, Ferrat, Aiguille et Oran.

Cependant, la grande taille du canyon Kramis, dont la tête est à mi pente à 1000 m de profondeur, ne pourrait être uniquement attribuée à cette baisse de niveau, mais à une baisse de niveaux marins plus importants et plus anciens. En Méditerranée occidentale, la baisse du niveau marin la plus importante, est rattachée à l'événement messiniens, une baisse du niveau marin relatif de 1200 m à moins de 1500 m (Réhault, 1981 ; Clauzon et al., 1983). Cette baisse a provoqué une érosion significative du plateau et de la pente continentale (Ryan, 1976). L'assèchement du bassin Méditerranéen a aussi permis une érosion subaérienne du plateau, formant ainsi des paléo-vallées messiniennes.

Dans les trois zones étudiées de la marge, les sections transversales des canyons passent de la forme en V à la forme en U, une telle évolution longitudinale a déjà été observée sur la zone marine de l'ouest de l'Ibérique (Arzola et al., 2008).

Il a déjà été démontré que la tectonique influence l'emplacement des voies de passage des canyons (Antobreh et Krastel, 2006 ; Mountjoy et al., 2009). Sur la marge Algérienne, le canyon Kramis se différencie des autres canyons de la marge par son orientation Est – Ouest, on pense que le canyon a été creusé dans une zone d'effondrement liée à la présence d'une faille décrochantes, qui se situe entre deux domaines géologiques d'âge et de nature différents (Domaines des zones interne et le domaine des zones externe).

Par ailleurs, certains canyons de la marge sont encore relativement actifs. Cette activité est confirmée par les nombreux courants de turbidité enregistrés par la rupture de câbles de télécommunication sous-marins, lors des derniers séismes qui ont affecté la région.

Les courants de turbidités, qui sont relativement fréquents, interviendraient uniquement dans l'entretien de la morphologie en dépression des canyons, évitant ainsi leur remplissage éventuel par la sédimentation marine.

On considère que la morphologie actuelle des canyons sous-marins de la marge Ouest Algérienne est le résultat de plusieurs facteurs, notamment la largeur du plateau continental, les apports sédimentaires (la présence d'un réseau de drainage, la dérive littoral), les variations eustatiques du niveau de la mer, la crise de salinité messiniens, la morphologie de la marge (en STEP), la pente, la tectonique et l'histoire géodynamique de la marge.

Conclusion Générale

Conclusion générale

L'évolution morphologique de la marge Ouest Algérienne est étroitement liée à la présence des grands canyons qui entaillent profondément le plateau et le talus continental. A partir des données bathymétriques et des données d'imagerie provenant de l'EM 300, on constate que les canyons de la marge Ouest Algérienne, présentent des changements dans leur configuration géométriques, d'Est en Ouest et du haut vers le bas du talus continental. Différents paramètres agissent probablement simultanément dans le temps et dans l'espace pour contrôler la localisation des canyons, leur initiation et leur évolution sur la marge, notamment la largeur du plateau continental, les variations du niveau de la mer, l'apport sédimentaire, la morphologie de la marge, l'histoire géodynamique de la marge et la tectonique compressive.

En conclusion, nous pouvons dire que :

Là où le plateau continental est étroit voire inexistant avec des montagnes directement à l'aplomb, et, à terre, seulement de petits oueds longs d'à peine quelques kilomètres, telles que la zone de Ténès, on a un système de canyons très incisés, très dendritiques et ramifiés, ils sont très développés et apparemment très actifs. Leurs origine pourraient être associés à un système de drainage et seraient maintenus par des flux gravitaire pendant la transgression. Ces canyons présentent des profils topographiques longitudinaux concaves et sont désignés comme matures, car ils atteignent un profil longitudinal d'équilibre et caractérisent la morphologie d'une jeune marge.

Dans les zones où le plateau continental est large, en face de la baie d'Arzew, la pente est singulièrement dépourvue de grands canyons actifs, alors qu'à terre, on est en face à l'un des plus grands fleuves d'Algérie, de part son réseau de drainage et sa longueur, le Chlef. La présence de la plate-forme continentale large joue probablement un rôle dans le piégeage des sédiments venant du continent, et l'atténuation de l'énergie venant du fleuve. Les canyons confinés au talus et déconnectés d'un système fluvial subaérien sont dans un premier temps formés par des mouvements de masse à la base du talus (générés par une déstabilisation associée à un soulèvement tectonique à la base du talus continental) et évoluent vers le haut du talus dans un deuxième temps sous forme d'érosion régressive. Ces canyons présentent un profil topographique longitudinal convexe, et sont désignés immatures ou juvéniles car ils n'ont pas encore atteint un profil longitudinal d'équilibre et caractérisent la morphologie d'une marge passive réactivé en compression.

Conclusion générale

La largeur du plateau est le facteur le plus influant dans la formation et l'évolution des canyons sous-marins de la marge Ouest Algérienne.

Les canyons connectés à un réseau de drainage présentent un degré de ramification plus important.

Le rôle de la dérive littoral dans l'évolution des canyons sous-marins de la marge Ouest Algérienne.

La tectonique compressif néogène affecte l'évolution des canyons, les variations des profils topographiques (concaves et convexes) peuvent être dues à une compression différentielle le long de la marge.

Les canyons semblent être de bons marqueurs de la déformation des marges qui peut être reflétée par la déformation du profil longitudinal du canyon (tendance convexe). Nous pourrions ainsi, à partir de l'évolution morpho-structurale des canyons, corroborer l'hypothèse d'une déformation de la marge Ouest Algérienne s'accroissant vers l'est.

Au final on constate qu'il existe une relation entre la morphologie de la marge et celle du littoral. Malgré la présence d'un apport sédimentaire plus moins important, ce qui favorise la formation des plages, on constate que le littoral Algériens est dépourvu des grandes plages par rapport à nos voisins Marocain et Tunisien, ceci est dû principalement à l'étroitesse du plateau continental, d'où la nécessité de préserver et valoriser notre patrimoine naturelle surtout en ce qui concerne les plages. De nos jours plusieurs plages sont devenues le lieu d'implantation des ports (Port de Cap Djinet, Tigzirt, Djendjen, et le future port d'El Hamdania).

Concernant le risque géologique, la cartographie détaillée des canyons va beaucoup aider les décideurs à choisir les endroits de passage des câbles de télécommunication ainsi que les pipelines, afin d'éviter les endroits où l'activité turbiditique est importante.

En perspectives

Des profils sismiques à haute résolution le long de l'axe des canyons sont recommandés pour contraindre l'architecture interne des canyons afin de proposer un modèle d'évolution des canyons dans la marge étudiée.

L'intérêt de placer des courantomètres et des pièges à sédiments à l'intérieur des canyons pour estimer l'influence du courant de turbidité sur l'évolution des canyons pourrait répondre à d'autres questions sur l'évolution des canyons sur la marge Algérienne.

Conclusion générale

Effectuer des forages au pied de la marge pour connaître l'âge des différents faciès ainsi connaître plus précisément le début de formation des canyons sur la marge.

Pour comprendre réellement comment la marge Algérienne a évolué, évolue, et pourrait évoluer, il faut prendre en compte ce qui se passe dans les régions adjacentes (le centre et l'Est), et améliorer progressivement nos connaissances.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Abbassene, Fatiha, Gilles Chazot, Hervé Bellon, Olivier Bruguier, Aziouz Ouabadi, René C Maury, Jacques Déverchère, Delphine Bosch, and Patrick Monie. "A 17 Ma Onset for the Post-Collisional K-Rich Calc-Alkaline Magmatism in the Maghrebides: Evidence from Bougaroun (Northeastern Algeria) and Geodynamic Implications." *Tectonophysics* 674, (2016): 114-134.
- Adám, Antal. "Relation of the Graphite and Fluid Bearing Conducting Dikes to the Tectonics and Seismicity (Review on the Transdanubian Crustal Conductivity Anomaly)." *Earth, planets and space* 53, no. 9 (2001): 903-918.
- Adams, CJ, HJ Campbell, IJ Graham, and N Mortimer. "Torlesse, Waipapa and Caples Suspect Terranes of New Zealand: Integrated Studies of Their Geological History in Relation to Neighbouring Terranes." *Episodes* 21, (1998): 235-240.
- Adams, Erwin W, and Wolfgang Schlager. "Basic Types of Submarine Slope Curvature." *Journal of Sedimentary Research* 70, no. 4 (2000): 814-828.
- Andrieux, J, J-M Fontbote, and M Mattauer. "Sur Un Modele Explicatif De L'arc De Gibraltar." *Earth and Planetary Science Letters* 12, no. 2 (1971): 191-198.
- Antobreh, Andrew A, and Sebastian Krastel. "Morphology, Seismic Characteristics and Development of Cap Timiris Canyon, Offshore Mauritania: A Newly Discovered Canyon Preserved-Off a Major Arid Climatic Region." *Marine and Petroleum Geology* 23, no. 1 (2006): 37-59.
- Arzola, Raquel G, Russell B Wynn, Galderic Lastras, Douglas G Masson, and Philip PE Weaver. "Sedimentary Features and Processes in the Nazaré and Setúbal Submarine Canyons, West Iberian Margin." *Marine Geology* 250, no. 1-2 (2008): 64-88.
- Authemayou, Christine, Kevin Podoja, Aicha Heddar, Stéphane Mollieux, Azzedine Boudiaf, Bassam Ghaleb, Brigitte Van Vliet Lanoe, Bernard Delcaillau, Hamou Djellit, and Karim Yelles. "Coastal Uplift West of Algiers (Algeria): Pre-and Post-Messinian Sequences of Marine Terraces and Rasas and Their Associated Drainage Pattern." *International Journal of Earth Sciences* 106, no. 1 (2017): 19-41.
- Autin, Julia, Sylvie Leroy, Marie-Odile Beslier, Elia d'Acremont, Philippe Razin, Alessandra Ribodetti, Nicolas Bellahsen, Cécile Robin, and Khalfan Al Toubi. "Continental Break-up History of a Deep Magma-Poor Margin Based on Seismic Reflection Data (Northeastern Gulf of Aden Margin, Offshore Oman)." *Geophysical Journal International* 180, no. 2 (2010): 501-519.
- Auzende, Jean Marie. "Histoire Tertiaire De La Méditerranée Occidentale." Université de Paris VII, 1978.

Références bibliographiques

- Babonneau, N, B Savoye, M Cremer, and B Klein. "Morphology and Architecture of the Present Canyon and Channel System of the Zaire Deep-Sea Fan." *Marine and Petroleum Geology* 19, no. 4 (2002): 445-467.
- Bachari, H.F." Modélisation et cartographie de la pollution marine et de le bathymétrie à partir de l'image satellitaire" Paris, France: s.n., 2009.p.236.
- Badji, Rabia. "Structure Profonde De La Croûte Et Potentiel Pétrolier Des Bassins Sédimentaires À L'ouest De L'algerie." Nice, 2014.
- Bagnold, Ralph Alger. "Auto-Suspension of Transported Sediment; Turbidity Currents." *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences* 265, no. 1322 (1962): 315-319.
- Bak, Per, Chao Tang, and Kurt Wiesenfeld. "Self-Organized Criticality." *Physical review A* 38, no. 1 (1988): 364.
- Bauer, Ursula E, Tammie M Johnson, Richard S Hopkins, and Robert G Brooks. "Changes in Youth Cigarette Use and Intentions Following Implementation of a Tobacco Control Program: Findings from the Florida Youth Tobacco Survey, 1998-2000." *Jama* 284, no. 6 (2000): 723-728.
- Baztan, Juan, Serge Berné, J-L Olivet, Marina Rabineau, Daniel Aslanian, Mathieu Gaudin, J-P Réhault, and M Canals. "Axial Incision: The Key to Understand Submarine Canyon Evolution (in the Western Gulf of Lion)." *Marine and Petroleum Geology* 22, no. 6-7 (2005): 805-826.
- Bellahsen, Nicolas, Sylvie Leroy, Julia Autin, P Razin, Elia d'Acremont, H Sloan, R Pik, A Ahmed, and K Khanbari. "Pre-Existing Oblique Transfer Zones and Transfer/Transform Relationships in Continental Margins: New Insights from the Southeastern Gulf of Aden, Socotra Island, Yemen." *Tectonophysics* 607, (2013): 32-50.
- Bellon, H. "Chronologie Radiométrique (K-Ar) Des Manifestations Magmatiques Autour De La Méditerranée Occidentale Entre 33 Et 1 Ma." In *Consiglio nazionale delle ricerche. International conference*, 341-360, 1981.
- Benaouali-Mebarek, Narimane, Dominique Frizon de Lamotte, Eduard Roca, Rabah Bracene, Jean-Luc Faure, William Sassi, and François Roure. "Post-Cretaceous Kinematics of the Atlas and Tell Systems in Central Algeria: Early Foreland Folding and Subduction-Related Deformation." *Comptes Rendus Geoscience* 338, no. 1-2 (2006): 115-125.
- Berné, Serge, and Benoît Loubrieu. "Canyons Et Processus Sédimentaires Récents Sur La Marge Occidentale Du Golfe Du Lion. Premiers Résultats De La Campagne Calmar." *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 328, no. 7 (1999): 471-477.

Références bibliographiques

- Bertoni, Claudia, and Joe Cartwright. "3d Seismic Analysis of Slope-Confined Canyons from the Plio-Pleistocene of the Ebro Continental Margin (Western Mediterranean)." *Basin Research* 17, no. 1 (2005): 43-62.
- Beslier, M-O, J Girardeau, and G Boillot. "Kinematics of Peridotite Emplacement During North Atlantic Continental Rifting, Galicia, Northwestern Spain." *Tectonophysics* 184, no. 3-4 (1990): 321-343.
- Billi, Andrea, Claudio Faccenna, Olivier Bellier, Liliana Minelli, Giancarlo Neri, Claudia Piromallo, Debora Presti, Davide Scrocca, and Enrico Serpelloni. "Recent Tectonic Reorganization of the Nubia-Eurasia Convergent Boundary Heading for the Closure of the Western Mediterranean." *Bulletin de la Société Géologique de France* 182, no. 4 (2011): 279-303.
- Biscara, Laurie, Thierry Mulder, Vincent Hanquiez, Vincent Marieu, Jean-Pierre Crespin, Eric Braccini, and Thierry Garlan. "Morphological Evolution of Cap Lopez Canyon (Gabon): Illustration of Lateral Migration Processes of a Submarine Canyon." *Marine Geology* 340, (2013): 49-56.
- Bouillin, JEAN-PIERRE. "Le" Bassin Maghrebin"; Une Ancienne Limite Entre L'europe Et L'afrique a L'ouest Des Alpes." *Bulletin de la Société Géologique de France* 2, no. 4 (1986): 547-558.
- BOUILLIN, JP, MD DELGA, JP GELARD, M LEIKINE, JF RAOULT, D RAYMOND, M TEFIANI, and JM VILA. "Definition of a Massylian Flysch and a Mauretania Flysch in Heart of Allochthon Flysch of Algeria." *COMPTES RENDUS HEBDOMADAIRES DES SEANCES DE L'ACADEMIE DES SCIENCES SERIE D* 270, no. 19 (1970): 2249-&.
- Boulton, SJ. "Geomorphic Response to Differential Uplift: River Long Profiles and Knickpoints from Guadalcanal and Makira (Solomon Islands): Frontiers of Earth Science, V. 8." *Earth Sci* 8, no. 10 (2020).
- Bouma, ArnoldH. "Turbidites." In *Developments in Sedimentology*, 3, 247-256: Elsevier, 1964.
- Bourcart, Jacques. *Problèmes De Géologie Sous-Marine: Le Précontinent, Le Littoral Et Sa Protection, La Stratigraphie Sous-Marine*. Vol. 12: Masson, 1958.
- Bouyahiaoui, Boualem, F Sage, A Abtout, Frauke Klingelhoefer, K Yelles-Chaouche, P Schnürle, A Marok, Jacques Déverchère, Madjid Arab, and A Galve. "Crustal Structure of the Eastern Algerian Continental Margin and Adjacent Deep Basin: Implications for Late Cenozoic Geodynamic Evolution of the Western Mediterranean." *Geophysical Journal International* 201, no. 3 (2015): 1912-1938.
- Bracène, R. "Géodynamique Du Nord De L'algérie: Impact Sur L'exploration Pétrolière." *Université de Cergy-Pontoise, Paris*, (2002): 197.

Références bibliographiques

- Bracène, Rabah, and Dominique Frizon de Lamotte. "The Origin of Intraplate Deformation in the Atlas System of Western and Central Algeria: From Jurassic Rifting to Cenozoic–Quaternary Inversion." *Tectonophysics* 357, no. 1-4 (2002): 207-226.
- Brami, Tonya R, Carlos Pirmez, Curtis Archie, Sookdeo Heeralal, and Kelly L Holman. "Late Pleistocene Deep-Water Stratigraphy and Depositional Processes, Offshore Trinidad and Tobago." (2000).
- Bryn, Petter, Kjell Berg, Carl F Forsberg, Anders Solheim, and Tore J Kvalstad. "Explaining the Storegga Slide." *Marine and Petroleum Geology* 22, no. 1-2 (2005): 11-19.
- Burollet, PF. "Slim Holes Drilled on the Algerian Shelf." (1978).
- Camafort Blanco, Miquel, J Vicente Pérez, Guillermo Booth-Rea, F Melki, Eulàlia Gràcia, José Miguel Azañón, Jorge Pedro Galve, W Marzougui, S Gaidi, and César R Ranero. "Active Tectonics and Drainage Evolution in the Tunisian Atlas Driven by Interaction between Crustal Shortening and Mantle Dynamics." (2020).
- Campy, M, and J Macaire. "Erosion, Transfert Et Stockage Dans Les Environnements Continentaux." *Géologie de la Surface*, (2003).
- Carminati, E, MJR Wortel, W Spakman, and Rm Sabadini. "The Role of Slab Detachment Processes in the Opening of the Western–Central Mediterranean Basins: Some Geological and Geophysical Evidence." *Earth and Planetary Science Letters* 160, no. 3-4 (1998): 651-665.
- Chardon, Dominique, James A Austin Jr, Guy Cabioch, Bernard Pelletier, Steffen Sastrup, and Françoise Sage. "Neogene History of the Northeastern New Caledonia Continental Margin from Multichannel Reflection Seismic Profiles." *Comptes Rendus Geoscience* 340, no. 1 (2008): 68-73.
- Chazot, Gilles, Fatiha Abbassene, René C Maury, Jacques Déverchère, Hervé Bellon, Aziouz Ouabadi, and Delphine Bosch. "An Overview on the Origin of Post-Collisional Miocene Magmatism in the Kabylies (Northern Algeria): Evidence for Crustal Stacking, Delamination and Slab Detachment." *Journal of African Earth Sciences* 125, (2017): 27-41.
- Clark, JD, NH Kenyon, and KT Pickering. "Quantitative Analysis of the Geometry of Submarine Channels: Implications for the Classification of Submarine Fans." *Geology* 20, no. 7 (1992): 633-636.
- Clift, Peter, and Paola Vannucchi. "Controls on Tectonic Accretion Versus Erosion in Subduction Zones: Implications for the Origin and Recycling of the Continental Crust." *Reviews of Geophysics* 42, no. 2 (2004).
- Cohen, Curtis R. "Plate Tectonic Model for the Oligo-Miocene Evolution of the Western Mediterranean." *Tectonophysics* 68, no. 3-4 (1980): 283-311.

Références bibliographiques

- Coleman, Neil M, Cynthia L Dinwiddie, and Kay Casteel. "High Outflow Channels on Mars Indicate Hesperian Recharge at Low Latitudes and the Presence of Canyon Lakes." *Icarus* 189, no. 2 (2007): 344-361.
- Contrucci, I, A Nercessian, N Béthoux, A Mauffret, and G Pascal. "A Ligurian (Western Mediterranean Sea) Geophysical Transect Revisited." *Geophysical Journal International* 146, no. 1 (2001): 74-97.
- Covault, Jacob A, Andrea Fildani, Brian W Romans, and Tim McHargue. "The Natural Range of Submarine Canyon-and-Channel Longitudinal Profiles." *Geosphere* 7, no. 2 (2011): 313-332.
- Cravatte, Jacques. "Les Forages Du Golfe Du Lion. Stratigraphie, Sedimentologie." (1974).
- Cronin, Bryan T, Andrey M Akhmetzhanov, Adriano Mazzini, Grigorii Akhmanov, Michael Ivanov, and Neil H Kenyon. "Morphology, Evolution and Fill: Implications for Sand and Mud Distribution in Filling Deep-Water Canyons and Slope Channel Complexes." *Sedimentary geology* 179, no. 1-2 (2005): 71-97.
- Cronin, Bryan Thomas. "Channel-Fill Architecture in Deep-Water Sequences: Variability, Quantification and Applications." 1994.
- Dail, Michael B, D Reide Corbett, and JP Walsh. "Assessing the Importance of Tropical Cyclones on Continental Margin Sedimentation in the Mississippi Delta Region." *Continental Shelf Research* 27, no. 14 (2007): 1857-1874.
- Dailly, Christophe. "The Novelist as a Cultural Policy-Maker." *Présence africaine*, no. 125 (1983): 202-213.
- Daly, Reginald Aldworth. "Origin of Submarine Canyons." *American Journal of Science* 5, no. 186 (1936): 401-420.
- Damuth, John E. "Use of High-Frequency (3.5–12 Khz) Echograms in the Study of near-Bottom Sedimentation Processes in the Deep-Sea: A Review." *Marine Geology* 38, no. 1-3 (1980): 51-75.
- Dan, Gabriela, Nabil Sultan, and Bruno Savoye. "The 1979 Nice Harbour Catastrophe Revisited: Trigger Mechanism Inferred from Geotechnical Measurements and Numerical Modelling." *Marine Geology* 245, no. 1-4 (2007): 40-64.
- de Abreu, Lúcia, Nicholas J Shackleton, Joachim Schönfeld, Michael Hall, and Mark Chapman. "Millennial-Scale Oceanic Climate Variability Off the Western Iberian Margin During the Last Two Glacial Periods." *Marine Geology* 196, no. 1-2 (2003): 1-20.
- Delga, Michael Durand. *Mise Au Point Sur La Structure Du Nord-Est De La Berbérie*, 1969.

Références bibliographiques

- Demoulin, Alain. "Testing the Tectonic Significance of Some Parameters of Longitudinal River Profiles: The Case of the Ardenne (Belgium, Nw Europe)." *Geomorphology* 24, no. 2-3 (1998): 189-208.
- Deptuck, Mark E, Gary S Steffens, Mark Barton, and Carlos Pirmez. "Architecture and Evolution of Upper Fan Channel-Belts on the Niger Delta Slope and in the Arabian Sea." *Marine and Petroleum Geology* 20, no. 6-8 (2003): 649-676.
- Dercourt, Jean. "L'expansion Océanique Actuelle Et Fossile; Ses Implications Géotectoniques." *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, no. 2 (1970): 261-317.
- Déverchère, Jacques, K Yelles, Anne Domzig, B Mercier de Lépinay, J-P Bouillin, V Gaullier, Rabah Bracène, E Calais, Bruno Savoye, and A Kherroubi. "Active Thrust Faulting Offshore Boumerdes, Algeria, and Its Relations to the 2003 Mw 6.9 Earthquake." *Geophysical research letters* 32, no. 4 (2005).
- Dewey, JF, ML Helman, SD Knott, E Turco, and DHW Hutton. "Kinematics of the Western Mediterranean." *Geological Society, London, Special Publications* 45, no. 1 (1989): 265-283.
- Domzig, Anne. "Déformation Active Et Récente, Et Structuration Tectonosédimentaire De La Marge Sous-Marine Algérienne." Université de Bretagne occidentale-Brest, 2006.
- Doxsee, WW. "The Grand Banks Earthquake of November 18, 1929." *Publications of the Dominion Observatory Ottawa* 7, (1925): 323-335.
- Droz, L, T Marsset, H Ondreas, M Lopez, B Savoye, and F-L Spy-Anderson. "Architecture of an Active Mud-Rich Turbidite System: The Zaire Fan (Congo–Angola Margin Southeast Atlantic) Results from Zaiango 1 and 2 Cruises." *AAPG bulletin* 87, no. 7 (2003): 1145-1168.
- Ducassou, Emmanuelle, Sébastien Migeon, Thierry Mulder, Anne Murat, Lucilla Capotondi, Stefano M Bernasconi, and Jean Mascle. "Evolution of the Nile Deep-Sea Turbidite System During the Late Quaternary: Influence of Climate Change on Fan Sedimentation." *Sedimentology* 56, no. 7 (2009): 2061-2090.
- Duvall, Alison, Eric Kirby, and Douglas Burbank. "Tectonic and Lithologic Controls on Bedrock Channel Profiles and Processes in Coastal California." *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 109, no. F3 (2004).
- El-Robrini, M, M Gennesseaux, and A Mauffret. "Consequences of the El-Asnam Earthquakes: Turbidity Currents and Slumps on the Algerian Margin (Western Mediterranean)." *Geo-Marine Letters* 5, no. 3 (1985): 171-176.
- El-Robrini, Maâmar. "Evolution Morphostructurale De La Marge Algérienne Occidentale (Méditerranée Occidentale): Influence De La Néotectonique Et De La Sédimentation." Paris 4, 1986.

Références bibliographiques

- Eslamian, Saeid, Mehdi Ghasemizadeh, Monireh Biabanaki, and Mansoor Talebizadeh. "A Principal Component Regression Method for Estimating Low Flow Index." *Water Resources Management* 24, no. 11 (2010): 2553-2566.
- Fahlquist, Davis Armstrong. "Seismic Refraction Measurements in the Western Mediterranean Sea." Massachusetts Institute of Technology, 1963.
- Farre, John A, Bonnie A McGregor, William BF Ryan, and James M Robb. "Breaching the Shelfbreak: Passage from Youthful to Mature Phase in Submarine Canyon Evolution." (1983).
- Faugères, Jean-Claude, Dorrik AV Stow, Patrice Imbert, and Adriano Viana. "Seismic Features Diagnostic of Contourite Drifts." *Marine Geology* 162, no. 1 (1999): 1-38.
- Field, ME, JV Gardner, and DB Prior. "Geometry and Significance of Stacked Gullies on the Northern California Slope." *Marine Geology* 154, no. 1-4 (1999): 271-286.
- Flood, Roger D, Patricia L Manley, Renato O Kowsmann, Ciro J Appi, and Carlos Pirmez. "Seismic Facies and Late Quaternary Growth of Amazon Submarine Fan." In *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*, 415-433: Springer, 1991.
- Forel, FA. "Theorie Du Ravin Sous-Lacustre, Le Lemane, Vol. 1, F." *Rouge, Lausanne. Switzerland*, (1892): 381-386.
- Frizon de Lamotte, Dominique, Camille Raulin, Nicolas Mouchot, Jean-Christophe Wrobel-Daveau, Christian Blanpied, and Jean-Claude Ringenbach. "The Southernmost Margin of the Tethys Realm During the Mesozoic and Cenozoic: Initial Geometry and Timing of the Inversion Processes." *Tectonics* 30, no. 3 (2011).
- Frizon de Lamotte, Dominique, Bertrand Saint Bezar, Rabah Bracène, and Eric Mercier. "The Two Main Steps of the Atlas Building and Geodynamics of the Western Mediterranean." *Tectonics* 19, no. 4 (2000): 740-761.
- Froidefond, JM, P Castaing, and O Weber. "Evolution Morpho-Sedimentaire De La Tete Du Canyon De Capbreton D'apres Les Cartes De 1860 a 1963, Utilisation Des Methodes Informatiques." *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, no. 5 (1983): 705-714.
- Gailler, A, Frauke Klingelhoefer, J-L Olivet, Daniel Aslanian, and OBS Technical. "Crustal Structure of a Young Margin Pair: New Results across the Liguro-Provencal Basin from Wide-Angle Seismic Tomography." *Earth and Planetary Science Letters* 286, no. 1-2 (2009): 333-345.
- Galloway, James M. "Santa Barbara-Ventura Basin Province." (1998).

Références bibliographiques

- Galloway, William E, and David K Hobday. "Fluvial Systems." In *Terrigenous Clastic Depositional Systems*, 60-90: Springer, 1996.
- García, Marga, Belén Alonso, Gemma Ercilla, and Eulàlia Gràcia. "The Tributary Valley Systems of the Almeria Canyon (Alboran Sea, Sw Mediterranean): Sedimentary Architecture." *Marine Geology* 226, no. 3-4 (2006): 207-223.
- Gaudin, Mathieu, Serge Berné, J-M Jouanneau, Albert Palanques, Pere Puig, Thierry Mulder, P Cirac, Marina Rabineau, and P Imbert. "Massive Sand Beds Attributed to Deposition by Dense Water Cascades in the Bourcart Canyon Head, Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean Sea)." *Marine Geology* 234, no. 1-4 (2006): 111-128.
- Gaullier, Virginie, Lies Loncke, Bruno Vendeville, Jacques Déverchère, Laurence Droz, EM Obone Zue Obane, and Jean Mascle. "Salt Tectonics in the Deep Mediterranean: Indirect Clues for Understanding the Messinian Salinity Crisis." In *CIESM Workshop Monographs*, 33, 91-96, 2008.
- Genesseeux, M, P Guibout, and H Lacombe. "Enregistrement De Courants De Turbidité Dans La Vallée Sous-Marine Du Var (Alpes-Maritimes)." *CR. Acad. Sci. Paris* 273, (1971): 2456-2459.
- Genesseeux, Maurice, Alain Mauffret, and Guy Pautot. "Les Glissements Sous-Marins De La Pente Continentale Niçoise Et La Rupture De Câbles En Mer Ligure (Méditerranée Occidentale)." *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 290, no. 14 (1980): 959-962.
- Geoffroy, Laurent. "Volcanic Passive Margins." *Comptes Rendus Geoscience* 337, no. 16 (2005): 1395-1408.
- Gerlings, Joanna, Thomas Funck, H Ruth Jackson, Keith E Loudon, and Frauke Klingelhöfer. "Seismic Evidence for Plume-Derived Volcanism During Formation of the Continental Margin in Southern Davis Strait and Northern Labrador Sea." *Geophysical Journal International* 176, no. 3 (2009): 980-994.
- Géry, B. "Definition D'une Serie-Type De L'" Oligo-Miocene Kabyle" Antennappes Dans Le Djebel Aissa-Mimoun (Grande Kabylie, Algerie)." (1981).
- Girod, Michel, and Nadine Girod. "Contribution De La Pétrologie À La Connaissance De L'évolution De La Méditerranée Occidentale Depuis L'oligocène." *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, no. 3 (1977): 481-488.
- Glangeaud, Louis. "Les Méthodes De La Géodynamique Et Leurs Applications Aux Structures De La Méditerranée Occidentale." *Revue Géogr. phys. Géol. dyn.* X (2), (1968): 83-135.
- Goff, John A. "Quantitative Classification of Canyon Systems on Continental Slopes and a Possible Relationship to Slope Curvature." *Geophysical research letters* 28, no. 23 (2001): 4359-4362.

Références bibliographiques

- Goldrick, Geoff, and Paul Bishop. "Differentiating the Roles of Lithology and Uplift in the Steepening of Bedrock River Long Profiles: An Example from Southeastern Australia." *The Journal of Geology* 103, no. 2 (1995): 227-231.
- Goldrick, Geoff, and Paul Bishop. "Regional Analysis of Bedrock Stream Long Profiles: Evaluation of Hack's SI Form, and Formulation and Assessment of an Alternative (the Ds Form)." *Earth Surface Processes and Landforms* 32, no. 5 (2007): 649-671.
- Gorini, Christian, Johanna Lofi, Cédric Duvail, Antonio Tadeu Dos Reis, Pol Guennoc, Paul Lestrat, and Alain Mauffret. "The Late Messinian Salinity Crisis and Late Miocene Tectonism: Interaction and Consequences on the Physiography and Post-Rift Evolution of the Gulf of Lions Margin." *Marine and Petroleum Geology* 22, no. 6-7 (2005): 695-712.
- Govers, R, and MJR Wortel. "Lithosphere Tearing at Step Faults: Response to Edges of Subduction Zones." *Earth and Planetary Science Letters* 236, no. 1-2 (2005): 505-523.
- Green, Andrew N, John A Goff, and Ron Uken. "Geomorphological Evidence for Upslope Canyon-Forming Processes on the Northern Kwazulu-Natal Shelf, Sw Indian Ocean, South Africa." *Geo-Marine Letters* 27, no. 6 (2007): 399-409.
- Greene, HG, NM Maher, and CK Paull. "Physiography of the Monterey Bay National Marine Sanctuary and Implications About Continental Margin Development." *Marine Geology* 181, no. 1-3 (2002): 55-82.
- Greenroyd, CJ, C Peirce, M Rodger, AB Watts, and RW Hobbs. "Demerara Plateau—the Structure and Evolution of a Transform Passive Margin." *Geophysical Journal International* 172, no. 2 (2008): 549-564.
- Gutscher, M-A, Jacques Malavieille, Serge Lallemand, and J-Y Collot. "Tectonic Segmentation of the North Andean Margin: Impact of the Carnegie Ridge Collision." *Earth and Planetary Science Letters* 168, no. 3-4 (1999): 255-270.
- Gutscher, Marc-André. "What Caused the Great Lisbon Earthquake?" *Science*, (2004).
- Hack, John T. "Stream-Profile Analysis and Stream-Gradient Index." *Journal of Research of the us Geological Survey* 1, no. 4 (1973): 421-429.
- Hagen, Eberhard, C Zulicke, and Rainer Feistel. "Near-Surface Structures in the Cape Ghir Filament Off Morocco." *Oceanologica Acta* 19, no. 6 (1996): 577-598.
- Harris, Peter T, and Tanya Whiteway. "Global Distribution of Large Submarine Canyons: Geomorphic Differences between Active and Passive Continental Margins." *Marine Geology* 285, no. 1-4 (2011): 69-86.

Références bibliographiques

- Heezen, Bruce C, DB Ericson, and Maurice Ewing. "Further Evidence for a Turbidity Current Following the 1929 Grand Banks Earthquake." *Deep Sea Research (1953)* 1, no. 4 (1954): 193-202.
- Heezen, Bruce Charles, and William Maurice Ewing. "Turbidity Currents and Submarine Slumps, and the 1929 Grand Banks [Newfoundland] Earthquake." *American Journal of Science* 250, no. 12 (1952): 849-873.
- Hill, PJ, Patrick De Deckker, and NF Exon. "Geomorphology and Evolution of the Gigantic Murray Canyons on the Australian Southern Margin." *Australian Journal of Earth Sciences* 52, no. 1 (2005): 117-136.
- Hopper, John R, Trine Dahl-Jensen, W Steven Holbrook, Hans Christian Larsen, Dan Lizarralde, Jun Korenaga, Graham M Kent, and Peter B Kelemen. "Structure of the Se Greenland Margin from Seismic Reflection and Refraction Data: Implications for Nascent Spreading Center Subsidence and Asymmetric Crustal Accretion During North Atlantic Opening." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108, no. B5 (2003).
- Horton, Robert E. "Erosional Development of Streams and Their Drainage Basins; Hydrophysical Approach to Quantitative Morphology." *Geological Society of America Bulletin* 56, no. 3 (1945): 275-370.
- Hsu, KJ, MB Cita, and WBF Ryan. "The Origin of the Mediterranean Evaporites: Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, V. 13." (1973).
- Hsü, Ryan et. "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project,." *U.S. Govt. Printing Office, Washington, D. C.*, 1447 pp., (1973).
- Huyghe, Pascale, Michel Foata, Eric Deville, Georges Mascle, and Caramba Working Group. "Channel Profiles through the Active Thrust Front of the Southern Barbados Prism." *Geology* 32, no. 5 (2004): 429-432.
- Inman, Douglas L, and Scott A Jenkins. "Climate Change and the Episodicity of Sediment Flux of Small California Rivers." *The Journal of Geology* 107, no. 3 (1999): 251-270.
- Inman, Douglas L, Charles E Nordstrom, and Reinhard E Flick. "Currents in Submarine Canyons: An Air-Sea-Land Interaction." *Annual Review of Fluid Mechanics* 8, no. 1 (1976): 275-310.
- J.P., Réhault. "Evolution Tectonique Etsédimentaire Du Bassin Ligure (Méditerranéoccidentale)." *PhD thesis*, no. Paris VI, Paris (1981).
- Jenyon, Malcolm K. *Salt Tectonics*. Vol. 191: Springer, 1986.
- Jobe, Zane R, Donald R Lowe, and Steven J Uchytel. "Two Fundamentally Different Types of Submarine Canyons Along the Continental Margin of Equatorial Guinea." *Marine and Petroleum Geology* 28, no. 3 (2011): 843-860.

Références bibliographiques

- Keen, Charlotte E, Kate Dickie, and Sonya A Dehler. "The Volcanic Margins of the Northern Labrador Sea: Insights to the Rifting Process." *Tectonics* 31, no. 1 (2012).
- Kenter, Jeroen AM. "Carbonate Platform Flanks: Slope Angle and Sediment Fabric." *Sedimentology* 37, no. 5 (1990): 777-794.
- Kenyon, NH, RH Belderson, and AH Stride. "Channels, Canyons and Slump Folds on Continental Slope between Southwest Ireland and Spain." *Oceanologica Acta* 1, no. 3 (1978): 369-380.
- Khripounoff, Alexis, Annick Vangriesheim, Nathalie Babonneau, Philippe Crassous, Bernard Dennielou, and Bruno Savoye. "Direct Observation of Intense Turbidity Current Activity in the Zaire Submarine Valley at 4000 M Water Depth." *Marine Geology* 194, no. 3-4 (2003): 151-158.
- Khripounoff, Alexis, Annick Vangriesheim, Philippe Crassous, and Joel Etoubleau. "High Frequency of Sediment Gravity Flow Events in the Var Submarine Canyon (Mediterranean Sea)." *Marine Geology* 263, no. 1-4 (2009): 1-6.
- Kieken, M. "Etude Géologique Du Hodna Du Titteri Et De La Partie Centrale Des Biban (Dépt. D'alger, Algé Rie)." *Publ. Serv. Carte Géol., Algérie, NS*, no. 46 (1974): 2.
- Kirkby, Michael J. "The Hurst Effect and Its Implications for Extrapolating Process Rates." *Earth Surface Processes and Landforms* 12, no. 1 (1987): 57-67.
- Kneller, Ben. "The Influence of Flow Parameters on Turbidite Slope Channel Architecture." *Marine and Petroleum Geology* 20, no. 6-8 (2003): 901-910.
- Kuenen, Ph H, and CI Migliorini. "Turbidity Currents as a Cause of Graded Bedding." *The Journal of Geology* 58, no. 2 (1950): 91-127.
- Langbein, WB. "Profiles of Rivers of Uniform Discharge." *United States Geological Survey Professional Paper* 501, no. B (1964): 119-122.
- Larue, Jean-Pierre. "Les Obstacles À L'encaissement Des Vallées Supérieures: L'exemple Des Bassins De La Petite Creuse Et Du Cher Supérieur (Nord Du Massif Central, France)." *Géographie physique et Quaternaire* 58, no. 1 (2004): 25-44.
- Le Pichon, Xavier, Guy Pautot, Jean-Marie Auzende, and Jean-Louis Olivet. "La Méditerranée Occidentale Depuis L'oligocène, Schéma D'évolution." *Marine Geophysical Researches* 13, (1971): 145-152.
- Leprêtre, Angélique. "Contraintes Par Imagerie Sismique Pénétrante Sur L'évolution D'une Marge Cénozoïque Réactivée En Compression (Cas De La Marge Algérienne, Secteur De Tipaza)." Brest, 2012.

Références bibliographiques

- Leroy, Sylvie, Philippe Razin, Julia Autin, François Bache, Elia d'Acremont, Louise Watremez, Jérémy Robinet, Céline Baurion, Yoann Denèle, and Nicolas Bellahsen. "From Rifting to Oceanic Spreading in the Gulf of Aden: A Synthesis." *Arabian Journal of Geosciences* 5, no. 5 (2012): 859-901.
- Lewis, Keith B, and Philip M Barnes. "Kaikoura Canyon, New Zealand: Active Conduit from near-Shore Sediment Zones to Trench-Axis Channel." *Marine Geology* 162, no. 1 (1999): 39-69.
- Lofi, Johanna, and Serge Berné. "Evidence for Pre-Messinian Submarine Canyons on the Gulf of Lions Slope (Western Mediterranean)." *Marine and Petroleum Geology* 25, no. 8 (2008): 804-817.
- Lofi, Johanna, Christian Gorini, Serge Berné, Georges Clauzon, A Tadeu Dos Reis, William BF Ryan, and Michael S Steckler. "Erosional Processes and Paleo-Environmental Changes in the Western Gulf of Lions (Sw France) During the Messinian Salinity Crisis." *Marine Geology* 217, no. 1-2 (2005): 1-30.
- Lonergan, Lidia, and Nicky White. "Origin of the Betic-Rif Mountain Belt." *Tectonics* 16, no. 3 (1997): 504-522.
- Louden, Keith E. "The Crustal and Lithospheric Thicknesses of the Philippine Sea as Compared to the Pacific." *Earth and Planetary Science Letters* 50, no. 1 (1980): 275-288.
- Lowe, Donald R. "Sediment Gravity Flows; Ii, Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents." *Journal of Sedimentary Research* 52, no. 1 (1982): 279-297.
- Lowe, Donald R, and Robert D LoPiccolo. "The Characteristics and Origins of Dish and Pillar Structures." *Journal of Sedimentary Research* 44, no. 2 (1974).
- Lucente, Francesco Pio, Claudio Chiarabba, Giovanni B Cimini, and Domenico Giardini. "Tomographic Constraints on the Geodynamic Evolution of the Italian Region." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104, no. B9 (1999): 20307-20327.
- Malinverno, A, E Parisi, G Salvatorini, Georges Clauzon, MB Cita, A Bossio, C Broglia, A Camerlenghi, D Catrullo, and A Colombo. "Néotectonique Des Fonds Sous-Marins De La Dorsale Méditerranéenne En Mer Ionienne Au Cours Du Pléistocène Moyen Et Supérieur." *Méditerranée* 48, no. 2 (1983): 51-63.
- Manley, Patricia L, Carlos Pirmez, William Busch, Adrian Cramp, RD Flood, DJW Piper, A Klaus, and LC Peterson. "Grain-Size Characterization of Amazon Fan Deposits and Comparison to Seismic Facies Units." In *PROCEEDINGS-OCEAN DRILLING PROGRAM SCIENTIFIC RESULTS*, 35-52: Citeseer, 1997.
- Mann, C John, and Sherman P Kanagy. "Angles of Repose That Exceed Modern Angles." *Geology* 18, no. 4 (1990): 358-361.

Références bibliographiques

- Maouche, Said, Mustapha Meghraoui, Christophe Morhange, Samir Belabbes, Youcef Bouhadad, and Hamid Haddoum. "Active Coastal Thrusting and Folding, and Uplift Rate of the Sahel Anticline and Zemmouri Earthquake Area (Tell Atlas, Algeria)." *Tectonophysics* 509, no. 1-2 (2011): 69-80.
- Mas, Virginie, T Mulder, Bernard Dennielou, S Schmidt, Alexis Khripounoff, and Bruno Savoye. "Multiscale Spatio-Temporal Variability of Sedimentary Deposits in the Var Turbidite System (North-Western Mediterranean Sea)." *Marine Geology* 275, no. 1-4 (2010): 37-52.
- Matougui, Rachid. "Etude Des Mouvements Gravitaires Sur La Marge Algérienne, Exemple De La Marge Continentale Du Dahra Occidental." Alger, 2008.
- Mauffret, A, D Frizon de Lamotte, Siegfried Lallemand, Christian Gorini, and A Maillard. "E-W Opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean)." *Terra Nova* 16, no. 5 (2004): 257-264.
- Mauffret, Alain. "The Northwestern (Maghreb) Boundary of the Nubia (Africa) Plate." *Tectonophysics* 429, no. 1-2 (2007): 21-44.
- Mauffret, Alain, Maâmar El-Robrini, and Maurice Gennesseaux. "Indice De La Compression Recente En Mer Méditerranée; Un Bassin Losangique Sur La Marge Nord-Algérienne." *Bulletin de la Société Géologique de France* 3, no. 6 (1987): 1195-1206.
- Maury, Matthew Fontaine. "The Physical Geography of the Sea. (1856)." *Nelson and Sons, Paternoster Row, London, 493pp* 13, (1855).
- Maury, René C, Serge Fourcade, Christian Coulon, Hervé Bellon, Alain Coutelle, Aziouz Ouabadi, Belkacem Semroud, M'hamed Megartsi, Joseph Cotten, and Ouardia Belanteur. "Post-Collisional Neogene Magmatism of the Mediterranean Maghreb Margin: A Consequence of Slab Breakoff." *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 331, no. 3 (2000): 159-173.
- McAdoo, BG, LF Pratson, and DL Orange. "Submarine Landslide Geomorphology, Us Continental Slope." *Marine Geology* 169, no. 1-2 (2000): 103-136.
- McAdoo, Brian G, Daniel L Orange, Elizabeth Sreaton, Homa Lee, and Robert Kayen. "Slope Basins, Headless Canyons, and Submarine Palaeoseismology of the Cascadia Accretionary Complex." *Basin Research* 9, no. 4 (1997): 313-324.
- McGregor, Bonnie, William L Stubblefield, William BF Ryan, and David C Twichell. "Wilmington Submarine Canyon: A Marine Fluvial-Like System." *Geology* 10, no. 1 (1982): 27-30.

Références bibliographiques

- McHugh, Cecilia MG, John E Damuth, and Gregory S Mountain. "Cenozoic Mass-Transport Facies and Their Correlation with Relative Sea-Level Change, New Jersey Continental Margin." *Marine Geology* 184, no. 3-4 (2002): 295-334.
- Medaouri, M, R Bracene, Jacques Déverchère, David Graindorge, Aziouz Ouabadi, and AK Yelles-Chaouche. "Structural Styles and Neogene Petroleum System around the Yusuf-Habibas Ridge (Alboran Basin, Mediterranean Sea)." *The Leading Edge* 31, no. 7 (2012): 776-785.
- Medaouri, Mourad, Jacques Déverchère, David Graindorge, Rabah Bracene, Rabie Badji, Aziouz Ouabadi, Karim Yelles-Chaouche, and Fethi Bendiab. "The Transition from Alboran to Algerian Basins (Western Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, Deep Crustal Structure and Tectonic Evolution at the Rear of a Narrow Slab Rollback System." *Journal of Geodynamics* 77, (2014): 186-205.
- Meghraoui, Mustapha, Jean-Luc Morel, Jean Andrieux, and Mohammed Dahmani. "Tectonique Plio-Quaternaire De La Chaîne Tello-Rifaine Et De La Mer D'alboran; Une Zone Complexe De Convergence Continent-Continent." *Bulletin de la Société Géologique de France* 167, no. 1 (1996): 141-157.
- Mercier de Lepinay, Marion. "Inventaire Mondial Des Marges Transformantes Et Évolution Tectono-Sédimentaire Des Plateaux De Demerara Et De Guinée." Perpignan, 2016.
- MEUNIER, M. "Éléments D'hydraulique Torrentielle." CEMAGREF, Collection Etudes, Série Montagne, 1991.
- Middleton, Gerard V, and Monty A Hampton. "Part I. Sediment Gravity Flows: Mechanics of Flow and Deposition." (1973).
- Migeon, S, B Savoye, E Zanella, T Mulder, J-C Faugères, and O Weber. "Detailed Seismic-Reflection and Sedimentary Study of Turbidite Sediment Waves on the Var Sedimentary Ridge (Se France): Significance for Sediment Transport and Deposition and for the Mechanisms of Sediment-Wave Construction." *Marine and Petroleum Geology* 18, no. 2 (2001): 179-208.
- Migeon, Sebastien, Bruno Savoye, Nathalie Babonneau, and France-Lucy Spy Andersson. "Processes of Sediment-Wave Construction Along the Present Zaire Deep-Sea Meandering Channel: Role of Meanders and Flow Stripping." *Journal of Sedimentary Research* 74, no. 4 (2004): 580-598.
- Mitchell, Neil C. "Interpreting Long-Profiles of Canyons in the USA Atlantic Continental Slope." *Marine Geology* 214, no. 1-3 (2005): 75-99.
- Mitchell, Neil C.. "Morphologies of Knickpoints in Submarine Canyons." *Geological Society of America Bulletin* 118, no. 5-6 (2006): 589-605.

Références bibliographiques

- Monie, PATRICK, RAYMOND Montigny, and HENRI Maluski. "Age Burdigalien De La Tectonique Ductile Extensive Dans Le Massif De L'edough (Kabylies, Algerie); Donnees Radiometriques 39 Ar-40 Ar." *Bulletin de la Société Géologique de France* 163, no. 5 (1992): 571-584.
- Moore, George T. "Interaction of Rivers and Oceans—Pleistocene Petroleum Potential." *AAPG bulletin* 53, no. 12 (1969): 2421-2430.
- Morel, Jean Luc, and Mustapha Meghraoui. "Goringe-Alboran-Tell Tectonic Zone: A Transpression System Along the Africa-Eurasia Plate Boundary." *Geology* 24, no. 8 (1996): 755-758.
- Mosher, David C, Kathryn Moran, and Richard N Hiscott. "Late Quaternary Sediment, Sediment Mass Flow Processes and Slope Stability on the Scotian Slope, Canada." *Sedimentology* 41, no. 5 (1994): 1039-1061.
- Mougenot, Denis, Gilbert Boillot, and Jean-Pierre Rehault. "Prograding Shelfbreak Types on Passive Continental Margins: Some European Examples." (1983).
- Mountain, GS, JE Damuth, CMG McHugh, JM Lorenzo, and CS Fulthorpe. "15. Origin, Reburial, and Significance of a Middle Miocene Canyon, New Jersey Continental Slope1." In *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific results*, 150, 283: Citeseer, 1993.
- Mulder, T, S Migeon, B Savoye, and J-M Jouanneau. "Twentieth Century Floods Recorded in the Deep Mediterranean Sediments." *Geology* 29, no. 11 (2001): 1011-1014.
- Mulder, Thierry. "Gravity Processes and Deposits on Continental Slope, Rise and Abyssal Plains." In *Developments in Sedimentology*, 63, 25-148: Elsevier, 2011.
- Mulder, Thierry, and Jan Alexander. "The Physical Character of Subaqueous Sedimentary Density Flows and Their Deposits." *Sedimentology* 48, no. 2 (2001): 269-299.
- Mulder, Thierry, and Pierre Cochonat. "Classification of Offshore Mass Movements." *Journal of Sedimentary Research* 66, no. 1 (1996): 43-57.
- Mulder, Thierry, Bruno Savoye, David JW Piper, and James PM Syvitski. "The Var Submarine Sedimentary System: Understanding Holocene Sediment Delivery Processes and Their Importance to the Geological Record." *Geological Society, London, Special Publications* 129, no. 1 (1998): 145-166.
- Mulder, Thierry, Bruno Savoye, JPM Syvitski, and O Parize. "Des Courants De Turbidité Hyperpynaux Dans La Tête Du Canyon Du Var? Données Hydrologiques Et Observations De Terrain." *Oceanologica Acta* 20, no. 4 (1997): 607-626.

Références bibliographiques

- Mulder, Thierry, and James PM Syvitski. "Turbidity Currents Generated at River Mouths During Exceptional Discharges to the World Oceans." *The Journal of Geology* 103, no. 3 (1995): 285-299.
- Mulder, Thierry, James PM Syvitski, Sébastien Migeon, Jean-Claude Faugères, and Bruno Savoye. "Marine Hyperpycnal Flows: Initiation, Behavior and Related Deposits. A Review." *Marine and Petroleum Geology* 20, no. 6-8 (2003): 861-882.
- Nakajima, Takeshi, Mikio Satoh, and Yukinobu Okamura. "Channel-Levee Complexes, Terminal Deep-Sea Fan and Sediment Wave Fields Associated with the Toyama Deep-Sea Channel System in the Japan Sea." *Marine Geology* 147, no. 1-4 (1998): 25-41.
- Nardin, T Ro, FJ Hein, DS Gorsline, and BD Edwards. "A Review of Mass Movement Processes, Sediment and Acoustic Characteristics, and Contrasts in Slope and Base-of-Slope Systems Versus Canyon-Fan-Basin Floor Systems." (1979).
- Nocquet, J-M, and E Calais. "Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe." *Pure and applied geophysics* 161, no. 3 (2004): 661-681.
- Noormets, R, JA Dowdeswell, Robert D Larter, C Ó Cofaigh, and J Evans. "Morphology of the Upper Continental Slope in the Bellingshausen and Amundsen Seas—Implications for Sedimentary Processes at the Shelf Edge of West Antarctica." *Marine Geology* 258, no. 1-4 (2009): 100-114.
- Normark, William R, and Paul R Carlson. "Is Size Any Clue to Their Importance in the Rock Record?" *Extreme depositional environments: Mega end members in geologic time* 370, (2003): 175.
- O'connell, S, William BF Ryan, and WR Normark. "Modes of Development of Slope Canyons and Their Relation to Channel and Levee Features on the Ebro Sediment Apron, Off-Shore Northeastern Spain." *Marine and Petroleum Geology* 4, no. 4 (1987): 308-319.
- O'Connell, Suzanne, William BF Ryan, and William R Normark. "Evolution of a Fan Channel on the Surface of the Outer Mississippi Fan: Evidence from Side-Looking Sonar." In *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*, 365-381: Springer, 1991.
- Okey, Thomas A. "Sediment Flushing Observations, Earthquake Slumping, and Benthic Community Changes in Monterey Canyon Head." *Continental Shelf Research* 17, no. 8 (1997): 877-897.
- Olivet, Jean-Louis, Jean Bonnin, Paul Beuzart, and Jean-Marie Auzende. *Cinématique De L'atlantique Nord Et Central*: Centre oceanologique de Bretagne, 1984.
- Orange, D. L., McAdoo, B. G., Moore, J. C., Tobin, H., Sreaton, E., Chezar, H., ... & Vail, R. "Headless Submarine Canyons and Fluid Flow on the Toe of the Cascadia Accretionary Complex." *Basin Research* 9(4), (1997): 303-312.

Références bibliographiques

- Orange, Daniel L, and Nancy A Breen. "The Effects of Fluid Escape on Accretionary Wedges 2. Seepage Force, Slope Failure, Headless Submarine Canyons, and Vents." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97, no. B6 (1992): 9277-9295.
- Palanques, Albert, Xavier Durrieu de Madron, Pere Puig, Joan Fabres, Jorge Guillén, Antoni Calafat, Miquel Canals, Serge Heussner, and Jérôme Bonnin. "Suspended Sediment Fluxes and Transport Processes in the Gulf of Lions Submarine Canyons. The Role of Storms and Dense Water Cascading." *Marine Geology* 234, no. 1-4 (2006): 43-61.
- Pascal, Erica, Paige E Goodlove, Leeju C Wu, and Sondra G Lazarowitz. "Transgenic Tobacco Plants Expressing the Geminivirus BII Protein Exhibit Symptoms of Viral Disease." *The Plant Cell* 5, no. 7 (1993): 795-807.
- Paull, CK, WIII Ussler, HG Greene, R Keaten, P Mitts, and J Barry. "Caught in the Act: The 20 December 2001 Gravity Flow Event in Monterey Canyon." *Geo-Marine Letters* 22, no. 4 (2002): 227-232.
- Pedoja, Kevin, H Djellit, Christine Authemayou, Jacques Déverchère, Pierre Strzeczynski, A Heddar, M Nexer, and A Boudiaf. "Comment on "Active Coastal Thrusting and Folding, and Uplift Rate of the Sahel Anticline and Zemmouri Earthquake Area (Tell Atlas, Algeria)", by S. Maouche, M. Meghraoui, C. Morhange, S. Belabbes, Y. Bouhadad, H. Haddoum.[Tectonophysics, 2011, 509, 69–80]." *Tectonophysics* 601, (2013): 236-244.
- Piper, David JW, Pierre Cochonat, and Martin L Morrison. "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, no. 1 (1999): 79-97.
- Piper, David JW, and William R Normark. "Processes That Initiate Turbidity Currents and Their Influence on Turbidites: A Marine Geology Perspective." *Journal of Sedimentary Research* 79, no. 6 (2009): 347-362.
- Piper, David JW, and Bruno Savoye. "Processes of Late Quaternary Turbidity Current Flow and Deposition on the Var Deep-Sea Fan, North-West Mediterranean Sea." *Sedimentology* 40, no. 3 (1993): 557-582.
- Piomallo, Claudia, and Andrea Morelli. "P Wave Tomography of the Mantle under the Alpine-Mediterranean Area." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108, no. B2 (2003).
- Popescu, Irina, Gilles Lericolais, Nicolae Panin, Alain Normand, Cornel Dinu, and Eliane Le Drezen. "The Danube Submarine Canyon (Black Sea): Morphology and Sedimentary Processes." *Marine Geology* 206, no. 1-4 (2004): 249-265.
- Porębski, Szczepan J, and Ronald J Steel. "Shelf-Margin Deltas: Their Stratigraphic Significance and Relation to Deepwater Sands." *Earth-Science Reviews* 62, no. 3-4 (2003): 283-326.

Références bibliographiques

- Porębski, Szczepan J, and Ronald J Steel. "Deltas and Sea-Level Change." *Journal of Sedimentary Research* 76, no. 3 (2006): 390-403.
- Posamentier, Henry W, George P Allen, David P James, and Michel Tesson. "Forced Regressions in a Sequence Stratigraphic Framework: Concepts, Examples, and Exploration Significance." *AAPG bulletin* 76, no. 11 (1992): 1687-1709.
- Posamentier, Henry W, and Venkatarathnan Kolla. "Seismic Geomorphology and Stratigraphy of Depositional Elements in Deep-Water Settings." *Journal of Sedimentary Research* 73, no. 3 (2003): 367-388.
- Posamentier, Henry W, and Peter R Vail. "Sequence Stratigraphy: Sequences and Systems Tract Development." (1988).
- Postma, George, Wojciech Nemec, and Karen L Kleinspehn. "Large Floating Clasts in Turbidites: A Mechanism for Their Emplacement." *Sedimentary geology* 58, no. 1 (1988): 47-61.
- Pottier, Nathalie. "L'utilisation Des Outils Juridiques De Prévention Des Risques D'inondation: Évaluation Des Effets Sur L'homme Et L'occupation Des Sols Dans Les Plaines Alluviales (Application À La Saône Et À La Marne)." Marne-la-vallée, ENPC, 1998.
- Pratson, Lincoln F, and Bernard J Coakley. "A Model for the Headward Erosion of Submarine Canyons Induced by Downslope-Eroding Sediment Flows." *Geological Society of America Bulletin* 108, no. 2 (1996): 225-234.
- Pratson, Lincoln F, William BF Ryan, Gregory S Mountain, and David C Twichell. "Submarine Canyon Initiation by Downslope-Eroding Sediment Flows: Evidence in Late Cenozoic Strata on the New Jersey Continental Slope." *Geological Society of America Bulletin* 106, no. 3 (1994): 395-412.
- Pruvot, Georges. *Sur Les Fonds Sous-Marins De La Région De Banyuls Et Du Cap De Creus*, 1894.
- Puig, P, AS Ogston, BL Mullenbach, CA Nittrouer, and RW Sternberg. "Shelf-to-Canyon Sediment-Transport Processes on the Eel Continental Margin (Northern California)." *Marine Geology* 193, no. 1-2 (2003): 129-149.
- Puig, Pere, Miquel Canals, Joan B Company, Jacobo Martín, David Amblas, Galderic Lastras, Albert Palanques, and Antoni M Calafat. "Ploughing the Deep Sea Floor." *Nature* 489, no. 7415 (2012): 286-289.
- Puig, Pere, and Josep-Maria Gili. "27 Submarine Canyons in the Mediterranean: A Shelter for Cold-Water Corals." In *Mediterranean Cold-Water Corals: Past, Present and Future*, 285-289: Springer, 2019.

Références bibliographiques

- Puig, Pere, Albert Palanques, and Jacobo Martín. "Contemporary Sediment-Transport Processes in Submarine Canyons." *Annual review of marine science* 6, (2014): 53-77.
- Ranero, Cesar R, and Roland von Huene. "Subduction Erosion Along the Middle America Convergent Margin." *Nature* 404, no. 6779 (2000): 748-752.
- Raymond, Daniel. "Evolution Sédimentaire Et Technique Du Nord-Ouest De La Grande Kabylie (Algérie) Au Cours Du Cycle Alpin." Toulouse, 1976.
- Robaszynski, Francis, Bernard Pomerol, Edwige Masure, Jean-Pierre Bellier, and Jean-François Deconinck. "Stratigraphy and Stage Boundaries in Reference Sections of the Upper Cretaceous Chalk in the East of the Paris Basin: The "Craie 700" Provins Boreholes." *Cretaceous Research* 26, no. 2 (2005): 157-169.
- Roca, E, D Frizon de Lamotte, A Mauffret, R Bracène, J Vergés, N Benaouali, M Fernandez, JA Munoz, and H Zeyen. "Transmed Transect II." *The Transmed Atlas—The Mediterranean Region from Crust to Mantle*, Springer, Berlin, Heidelberg, (2004).
- Rosenbaum, Gideon, Gordon S Lister, and Cecile Duboz. "Reconstruction of the Tectonic Evolution of the Western Mediterranean since the Oligocene." *Journal of the Virtual Explorer* 8, no. January (2002).
- Ross, Cheryl Burden, Wilford D Gardner, Mary Jo Richardson, and Vernon L Asper. "Currents and Sediment Transport in the Mississippi Canyon and Effects of Hurricane Georges." *Continental Shelf Research* 29, no. 11-12 (2009): 1384-1396.
- Ross, Gerald M, and David W Eaton. "Proterozoic Tectonic Accretion and Growth of Western Laurentia: Results from Lithoprobe Studies in Northern Alberta." *Canadian Journal of Earth Sciences* 39, no. 3 (2002): 313-329.
- Ryan, William BF. "The Floor of the Mediterranean Sea." Columbia University, 1969.
- Ryan, William BF. "Quantitative Evaluation of the Depth of the Western Mediterranean before, During and after the Late Miocene Salinity Crisis." *Sedimentology* 23, no. 6 (1976): 791-813.
- Saadallah, A, and R Caby. "Alpine Extensional Detachment Tectonics in the Grande Kabylie Metamorphic Core Complex of the Maghrebides (Northern Algeria)." *Tectonophysics* 267, no. 1-4 (1996): 257-273.
- Sage, Ron P, Peter C Lightfoot, and Will Doherty. "Geochemical Characteristics of Granitoid Rocks from within the Archean Michipicoten Greenstone Belt, Wawa Subprovince, Superior Province, Canada: Implications for Source Regions and Tectonic Evolution." *Precambrian Research* 76, no. 3-4 (1996): 155-190.

Références bibliographiques

- Sanders, HL, RR Hessler, and GR Hampson. "An Introduction to the Study of Deep-Sea Benthic Faunal Assemblages Along the Gay Head-Bermuda Transect." In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 12, 845-867: Elsevier, 1965.
- Saoudi, N. "Pliocène Et Pléistocène Inférieur Et Moyen Du Sahel D'alger." *ENAL, Alger* 1750, (1989).
- Schettino, Antonio, and Eugenio Turco. "Plate Kinematics of the Western Mediterranean Region During the Oligocene and Early Miocene." *Geophysical Journal International* 166, no. 3 (2006): 1398-1423.
- Schlager, Wolfgang, and Oren Camber. "Submarine Slope Angles, Drowning Unconformities, and Self-Erosion of Limestone Escarpments." *Geology* 14, no. 9 (1986): 762-765.
- Sclater, John G, Dan Karig, Laurence A Lawver, and Keith Louden. "Heat Flow, Depth, and Crustal Thickness of the Marginal Basins of the South Philippine Sea." *Journal of Geophysical Research* 81, no. 2 (1976): 309-318.
- Scrutton, Roger A. *Dynamics of Passive Margins*. Vol. 6: American Geophysical Union, 1982.
- Serpelloni, E, G Vannucci, S Pondrelli, A Argani, G Casula, M Anzidei, P Baldi, and P Gasperini. "Kinematics of the Western Africa-Eurasia Plate Boundary from Focal Mechanisms and Gps Data." *Geophysical Journal International* 169, no. 3 (2007): 1180-1200.
- Shanmugam, Ganapathy. "50 Years of the Turbidite Paradigm (1950s—1990s): Deep-Water Processes and Facies Models—a Critical Perspective." *Marine and Petroleum Geology* 17, no. 2 (2000): 285-342.
- Shepard, Francis P. "Currents in Submarine Canyons and Other Types of Seavalleys." (1979).
- Shepard, Francis P, and Robert F Dill. "Currents in Submarine Canyon Heads Off North St. Croix, Us Virgin Islands." *Marine Geology* 24, no. 3 (1977): M39-M45.
- Shepard, Francis P, and Neil F Marshall. "Storm-Generated Current in La Jolla Submarine Canyon, California." *Marine Geology* 15, no. 1 (1973): M19-M24.
- Shepard, Francis Parker, and Robert F Dill. *Submarine Canyons and Other Sea Valleys*: Rand McNally, 1966.
- Shepard, Roger N. "Psychological Relations and Psychophysical Scales: On the Status of "Direct" Psychophysical Measurement." *Journal of Mathematical Psychology* 24, no. 1 (1981): 21-57.
- Sømme, Tor O, William Helland-Hansen, Ole J Martinsen, and John B Thurmond. "Relationships between Morphological and Sedimentological Parameters in Source-to-

Références bibliographiques

- Sink Systems: A Basis for Predicting Semi-Quantitative Characteristics in Subsurface Systems." *Basin Research* 21, no. 4 (2009): 361-387.
- Sosson, Marc, Jacques Bourgois, and Bernard Mercier de Lépinay. "Seabeam and Deep-Sea Submersible Nautilic Surveys in the Chiclayo Canyon Off Peru (7 S): Subsidence and Subduction-Erosion of an Andean-Type Convergent Margin since Pliocene Times." *Marine Geology* 118, no. 3-4 (1994): 237-256.
- Spakman, Wim, Suzan van der Lee, and Rob van der Hilst. "Travel-Time Tomography of the European-Mediterranean Mantle Down to 1400 Km." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 79, no. 1-2 (1993): 3-74.
- Spakman, Wim, and Rinus Wortel. "A Tomographic View on Western Mediterranean Geodynamics." In *The Transmed Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle*, 31-52: Springer, 2004.
- Spencer, Joseph William. "Submarine Valleys Off the American Coast and in the North Atlantic." *Bulletin of the Geological Society of America* 14, no. 1 (1903): 207-226.
- Spinelli, Glenn A, and Michael E Field. "Evolution of Continental Slope Gullies on the Northern California Margin." *Journal of Sedimentary Research* 71, no. 2 (2001): 237-245.
- Stow, Dorrik AV, Jean-Claude Faugères, and Eliane Gonthier. "Facies Distribution and Textural Variation in Faro Drift Contourites: Velocity Fluctuation and Drift Growth." *Marine Geology* 72, no. 1-2 (1986): 71-100.
- Stow, Dorrik AV, and Ali R Tabrez. "Hemipelagites: Processes, Facies and Model." *Geological Society, London, Special Publications* 129, no. 1 (1998): 317-337.
- Stow, Douglas, Allen Hope, Anthony T Nguyen, Stuart Phinn, and Cody A Benkelman. "Monitoring Detailed Land Surface Changes Using an Airborne Multispectral Digital Camera System." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 34, no. 5 (1996): 1191-1203.
- Tapponnier, Paul. "Evolution Tectonique Du Systeme Alpin En Mediterranee; Poinçonnement Et Ecrasement Rigide-Plastique." *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, no. 3 (1977): 437-460.
- Thinon, Isabelle. "Structure Profonde De La Marge Nord-Gascogne Et Du Bassin Armoricaïn." Brest, 1999.
- Thomas, Gérard. "Géodynamique D'un Bassin Intramontagneux: Le Bassin Du Bas-Chelif Occidental (Algérie) Durant Le Mio-Plio-Quaternaire." 1985.
- Twichell, David C, and David G Roberts. "Morphology, Distribution, and Development of Submarine Canyons on the United States Atlantic Continental Slope between Hudson Arid Baltimore Canyons." *Geology* 10, no. 8 (1982): 408-412.

Références bibliographiques

- Uchupi, Elazar, and KO Emery. "Pangaeon Divergent Margins: Historical Perspective." *Marine Geology* 102, no. 1-4 (1991): 1-28.
- Vagner, Pierre. "Séquences De Dépôts Du Quaternaire Supérieur Et Variations Climatiques En Mer De Chine De L'est." Lille 1, 2001.
- Van de Zedde, DMA, and MJR Wortel. "Shallow Slab Detachment as a Transient Source of Heat at Midlithospheric Depths." *Tectonics* 20, no. 6 (2001): 868-882.
- van der Hist, Rob, Robert Engdahl, Wim Spakman, and Guust Nolet. "Tomographic Imaging of Subducted Lithosphere Below Northwest Pacific Island Arcs." *Nature* 353, no. 6339 (1991): 37-43.
- Van Wagoner, John C, HW Posamentier, RMJ Mitchum, PR Vail, JF Sarg, TS Loutit, and Jan Hardenbol. "An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions." (1988).
- Vergés, Jaume, and F Sàbat. "Constraints on the Neogene Mediterranean Kinematic Evolution Along a 1000 Km Transect from Iberia to Africa." *Geological Society, London, Special Publications* 156, no. 1 (1999): 63-80.
- von Huene, Roland, and Serge Lallemand. "Tectonic Erosion Along the Japan and Peru Convergent Margins." *Geological Society of America Bulletin* 102, no. 6 (1990): 704-720.
- Von Huene, Roland, and David W Scholl. "Observations at Convergent Margins Concerning Sediment Subduction, Subduction Erosion, and the Growth of Continental Crust." *Reviews of Geophysics* 29, no. 3 (1991): 279-316.
- Walker, Roger G. "Turbidite Sedimentary Structures and Their Relationship to Proximal and Distal Depositional Environments." *Journal of Sedimentary Research* 37, no. 1 (1967): 25-43.
- Westphal, Michel. "Contribution Du Paléomagnétisme À L'étude Des Déplacements Continentaux Autour De La Méditerranée Occidentale." *Thesis*, (1976): 304.
- Wezel, Forese C. "Numidian Flysch: An Oligocene—Early Miocene Continental Rise Deposit Off the African Platform." *Nature* 228, no. 5268 (1970): 275-276.
- Wright, LD, WJ Wiseman Jr, Z-S Yang, BD Bornhold, GH Keller, DB Prior, and JN Suhayda. "Processes of Marine Dispersal and Deposition of Suspended Silts Off the Modern Mouth of the Huanghe (Yellow River)." *Continental Shelf Research* 10, no. 1 (1990): 1-40.
- Wynn, Russell B, and Dorrik AV Stow. "Classification and Characterisation of Deep-Water Sediment Waves." *Marine Geology* 192, no. 1-3 (2002): 7-22.

Références bibliographiques

- Yelles-Chaouche, AbdelKrim, Azzedine Boudiaf, Hamou Djellit, and Rabah Bracene. "La Tectonique Active De La Région Nord-Algérienne." *Comptes Rendus Geoscience* 338, no. 1-2 (2006): 126-139.
- Yielding, G, JA Jackson, GCP King, H Sinvhal, C Vita-Finzi, and R Muir Wood. "Relations between Surface Deformation, Fault Geometry, Seismicity, and Rupture Characteristics During the El Asnam (Algeria) Earthquake of 10 October 1980." *Earth and Planetary Science Letters* 56, (1981): 287-304.
- Yoklavich, Mary M, H Gary Greene, Gregor M Cailliet, Deidre E Sullivan, Robert N Lea, and Milton S Love. "Habitat Associations of Deep-Water Rockfishes in a Submarine Canyon: An Example of a Natural Refuge." *Fishery Bulletin* 98, no. 3 (2000): 625-625.
- Yoshioka, S, and MJR Wortel. "Three-Dimensional Numerical Modeling of Detachment of Subducted Lithosphere." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100, no. B10 (1995): 20223-20244.