

# Liens entre structures profondes et de subsurface en relation avec l'inversion tectonique : l'exemple de la pente continentale au large de Jijel analysé par SIG et réalité virtuelle

## Rapport de stage en césure

effectué au Laboratoire Géo-Océan (UMR 6538),  
Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM), UBO, Brest

***Lena CASTEL***

**Juin-Août 2023**



## Résumé

Un part toujours croissante de la population vit dans les zones côtières, où les enjeux et vulnérabilités sont importants. Celles localisées sur les limites de plaques tectoniques y sont soumises à une plus grande probabilité d'aléa sismique, gravitaire ou tsunamique. La marge algérienne, bien que n'étant pas une marge de subduction, illustre ce cas de figure, étant située sur une limite diffuse de deux plaques convergentes, les plaques eurasiatique et africaine.

Cette étude se propose de comprendre pourquoi l'expression en fond de mer de la tectonique compressive affectant la marge sous-marine de Jijel (Petite Kabylie) est apparemment très faible voire absente par comparaison à la marge de Boumerdès près d'Alger, siège du séisme de magnitude 6.9 en 2003. Dans cet objectif, j'ai analysé et quantifié les marqueurs géomorphologiques de la bathymétrie en combinant une analyse par SIG (Système d'Information Géographique) et par la réalité virtuelle, puis j'ai comparé ces résultats à ceux obtenus auparavant sur le secteur au large de Boumerdès.

La démarche a consisté à évaluer la forme des profils longitudinaux de 25 canyons sous-marins incisant la pente de la marge, en les normalisant par rapport à la base de leur pente, mais aussi à étudier la forme des interfluves, et finalement à corrélérer cette morphologie de manière dynamique par des observations et des mesures en 3 dimensions par la réalité virtuelle. Les résultats montrent des profils longitudinaux généralement réguliers et concaves et une absence de marqueurs tectoniques détectables sur le fond de mer à moins de 1 000 m de profondeur sur l'ensemble de la marge de Jijel. Ceci témoigne du rôle dominant de l'érosion par processus gravitaires sur la pente. Cependant, de nombreux points de brisure morphologiques (*knickpoints*) sont repérés dans les interfluves en pied de pente. En m'appuyant sur les profils sismiques publiés de la zone, j'interprète ces résultats par le jeu d'un faisceau de failles inverses à faible pendage vers le sud qui perturbe la sédimentation récente dans la partie profonde de la marge. Ainsi, contrairement à la marge de Boumerdès, les failles actives affectant le secteur de Jijel n'affectent que la marge inférieure et ne forment pas de bassins perchés majeurs en raison de l'absence d'une géométrie en plats et rampes des chevauchements actifs.

## Table des Matières

Résumé.....	1
<b>Table des Matières .....</b>	<b>2</b>
Introduction .....	4
I. Contexte.....	5
A. Aperçu géodynamique en Algérie .....	5
B. Sismicité et déformation active en Algérie .....	8
i. Sismicité historique .....	8
ii. Sismicité instrumentale .....	9
II. Données et Méthodes .....	10
A. Méthodes d'acquisition des données en mer : MARADJA 2.....	10
B. Traitement SIG des données.....	11
i. Travail sur le MNT.....	11
ii. Travail sur l'outil de calcul numérique OCTAVE .....	12
iii. Travail dans l'environnement de réalité virtuelle .....	14
III. Présentation des résultats .....	16
A. Canyons.....	16
B. Interfluves .....	19
C. Analyse sous réalité virtuelle.....	22
IV. Discussion et conclusion.....	24
A. Compétition érosion - tectonique.....	24
B. Indices de l'action de la tectonique dans les zones faiblement érodées .....	24
C. Comparaison avec Boumerdès.....	25
D. Perspectives .....	26
Références.....	28
Annexe.....	32

## Remerciements

Grâce à Jacques Déverchère, j'ai eu l'opportunité de réaliser un stage de recherche type "première année de master" au laboratoire Géo-océan situé à l'IUEM (Institut Universitaire Européen de la Mer) à Plouzané. Ce stage ne rentre pas dans le compte de mon cursus universitaire, il a été réalisé pendant mon année de césure entre ma L3 et mon M1. Celui-ci s'est déroulé du 5 juin au 25 août avec une interruption du 24 juillet au 18 août, l'IUEM étant fermé pendant cette période. J'ai donc eu la chance de réaliser ce stage au sein de l'IUEM dans le bureau de Jacques Déverchère. Pendant ce stage, j'ai eu l'aubaine de pouvoir étudier les données bathymétriques et de réflectivité issues de la campagne MARADJA/2 afin de rechercher les marqueurs tectoniques qui caractérisent l'inversion de la partie orientale de la marge algérienne.

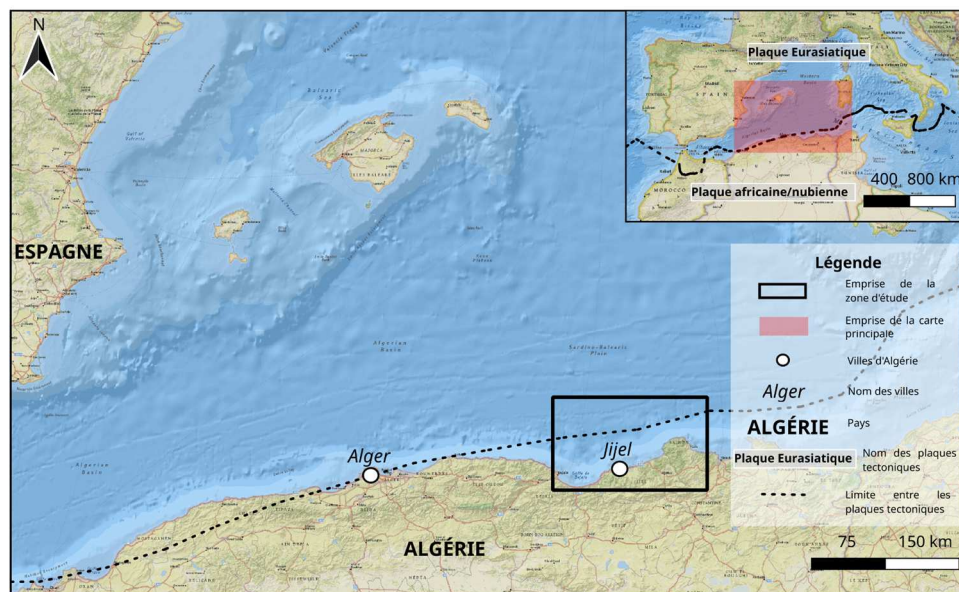
J'ai principalement voulu faire ce stage car il représentait pour moi un premier pas dans le monde de la recherche. Ainsi, j'ai pu m'initier à la recherche bibliographique, à la rédaction d'un rapport et surtout à mener une démarche scientifique organisée, c'est-à-dire mettre en place un questionnement et des objectifs qui permettent d'y répondre. J'ai apprécié toutes les parties de ce stage, les sessions de réalité virtuelle ont été particulièrement ludiques, mais les moments que j'ai appréciés le plus sont ceux où je parvenais à créer des codes fonctionnels, que ce soit sur Octave ou GMT, après plusieurs jours de résultats infructueux.

Cette étude n'aurait pas été possible sans la précieuse aide de Marion Jaud qui m'a été d'un grand soutien concernant la partie SIG (Système d'Information Géographique), de Maxime Kernec sans qui la partie réalité virtuelle n'aurait pas vu le jour, ainsi que Jacques Déverchère qui m'a accompagné et guidé tout au long de cette étude. Je tiens aussi à remercier François Civet, fondateur de la société VR2Planets qui nous a permis d'utiliser son logiciel VRExplorer grâce auquel nous avons réalisé toute la partie réalité virtuelle de ce stage. Et enfin, je voulais remercier tous les membres du laboratoire Géo-océan avec qui j'ai pu discuter et qui ont rendu ce stage mémorable.

## Introduction

Les failles présentes à terre offrent parfois des conditions d'observation favorables pour les scientifiques. Il est alors possible d'estimer leur longueur, le décalage co-sismique, la magnitude du séisme et même d'évaluer le cycle sismique (temps de récurrence) si l'on possède assez de données historiques. La faille décrochante de San Andreas en est un des exemples les plus notables (Smith et al., 2006 ; Powell et al., 1992). Cependant, ces observations et mesures sont plus difficilement réalisables pour les failles situées en mer. En effet, seulement 9% de la surface des fonds marins a été imagé par des systèmes de sismique-réflexion haute résolution (Mayer et al., 2018). Il est donc nécessaire d'effectuer des campagnes en mer afin de résoudre ce problème de résolution. L'étude réalisée en mer de Marmara (Armijo et al., 2005) en est l'un des exemples les plus concrets, celle-ci se concentrant surtout sur l'étude et la caractérisation des failles normales et décrochantes.

La côte algérienne est une zone très intéressante d'un point de vue tectonique. En effet, elle est idéalement située à la limite des plaques africaine et eurasiatique (Figure 1). Actuellement, on observe une convergence oblique entre ces deux plaques (Figure 2). Celle-ci a débuté il y a 8 Ma (Frizon de la Motte et al., 2009; Recanati et al., 2018) et traduit donc une réactivation de la marge en compression. Ainsi, on observe une accommodation de cette convergence à la fois à terre et en mer. Les failles à terre, tel que celle d'El Asnam sont faciles à caractériser (Meghraoui et al., 1988). Cependant, il faut déployer plus de ressources lorsqu'il s'agit de failles en mer, ne serait-ce que pour en déceler le tracé.



Sources : Fond de carte : Esri National Geographic; Limite de plaque : P. Bird, 2003 (doi:10.1029/2001GC000252) et convertit par Hugo Ahlenius.

Figure 1. Carte réalisée sous SIG localisant la zone d'étude. Le trait tireté noir représente une position moyenne de la limite de plaque Afrique-Eurasie qui est ici une limite diffuse (Bird et al., 2003).

Depuis le début des années 2000, l'étude de données d'imagerie en mer a permis l'identification de plusieurs failles actives dans le secteur d'Alger, notamment dans la

zone du séisme de Boumerdès du 21 mai 2003 à l'est (Déverchère et al., 2022) et dans celle du banc de Khair-Al-Din à l'ouest (Yelles et al., 2009). Cependant, aucune étude détaillée des données géomorphologiques issues des campagnes en mer sur le secteur de Jijel n'a été réalisée. Or, cette zone a connu deux séismes dévastateurs ayant engendré un tsunami les 21 et 22 Août 1856 (Harbi et al., 2011).

Il serait intéressant de voir si l'on peut repérer et numériser les marqueurs de la tectonique active ou récente grâce à une étude géomorphologique détaillée de la pente continentale. Ces informations nous permettraient de connaître avec plus de précision la faille responsable des séismes de 1856, et ainsi de pouvoir prévoir plus facilement un autre séisme de forte magnitude dans cette zone.

## I. Contexte

### A. Aperçu géodynamique en Algérie

Les plaques africaine (nubienne) et eurasiatique sont en convergence relative depuis environ 80 Ma (van Hinsbergen et al., 2014; Jolivet et al., 2021, et références citées). Actuellement, les données géodésiques montrent que la plaque africaine converge de façon oblique vers la plaque eurasiatique à une vitesse faible, de l'ordre de 4 mm/an vers le NNO (Nocquet, 2012; Bahrouni et al., 2020; Figure 2). L'obliquité de la convergence relative impose une composante dextre de mouvement dans la direction O-E, le long de la frontière de plaque (Bougrine et al., 2019).

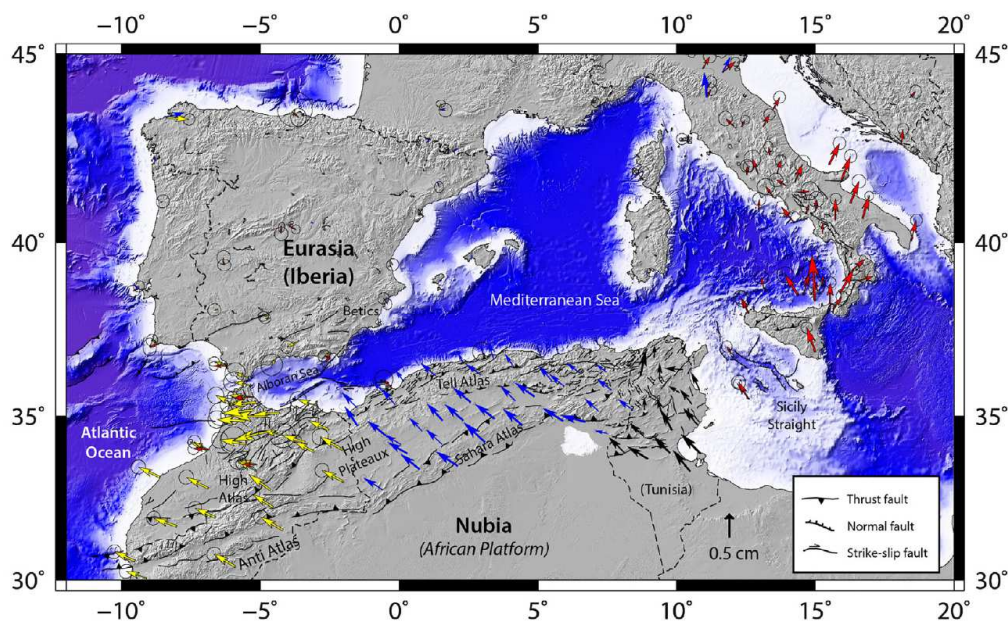


Figure 2. Carte représentant la géodynamique de la Méditerranée occidentale (la plaque eurasiatique est considérée comme fixe) ainsi que les structures tectoniques majeures de la zone de chevauchement maghrébine. Les couleurs des vecteurs vitesses permettent de différencier les sources utilisées (Bahrouni et al., 2020). Cette carte montre que la vitesse de raccourcissement en mer est de l'ordre de 1 à 2 mm/an dans la direction NO-SE.

D'après les modèles thermomécaniques de Hamai et al. (2018), le secteur oriental de la marge algérienne semble être en inversion tectonique, c'est-à-dire que



la marge est passée d'une nature dite "passive" (marge formée en extension) à une réactivation en compression. Cette phase d'inversion tectonique, parfois appelée "second Atlas Event", aurait débuté il y a environ 8 Ma (fin Miocène - début Pliocène, ou Tortonien) d'après les données récoltées à terre (Frizon de Lamotte et al., 2009; Recanati et al., 2019) et se serait ensuite propagée vers le pied de marge (Strzeczynski et al., 2010, 2021; Déverchère et al., 2022). On observe, en effet, des failles inverses aux abords du pied de la marge continentale au niveau des secteurs d'Annaba et de Boumerdès, ces failles étant actives depuis moins d'un million d'années (Kherroubi et al., 2009; Déverchère et al., 2022).

L'histoire de cette marge est liée à celle de la Méditerranée occidentale, que l'on peut récapituler en six grandes périodes géologiques (Figure 3) :

**De 85 à 30 Ma** : La convergence des plaques eurasiatique et africaine a entraîné la subduction à vergence nord d'environ 150 km de croûte et lithosphère appartenant au plancher de l'océan Téthysien. Cette convergence induit l'ouverture du bassin d'arrière-arc Méditerranéen.

**De 30 à 16-15 Ma** : La cinématique de ces deux plaques varie, entraînant un recul de la zone de subduction. On parle de retrait du panneau plongeant (slab en anglais), ce phénomène est aussi connu sous le nom de rollback. Cependant, ce rollback ne s'effectue pas à la même vitesse entre les parties est et ouest du bassin méditerranéen. La faille décrochante dextre NBTZ (North Balearic Transform Zone) se met en place pour accommoder ce delta, divisant le slab Téthysien en deux segments : Baléare et Corso-sarde. Le segment Corso-sarde débute le rollback à 33 Ma, le segment Baléare ne le débute que 3 Ma plus tard, soit 30 Ma. (Figure 3a)

**De 19 à 16-15 Ma** : La subduction prend fin lorsque les blocs kabyles heurtent la marge africaine. Ceux-ci étaient initialement positionnés en bordure de plaque chevauchante. Cette collision provoque la déchirure du slab à 17 Ma (Chazot et al., 2017). Qui, elle-même entraîne la division du segment Baléare. (Figure 3b)

**De 17 à 8 Ma** : La partie Kabylie du "segment" Baléare se détache de la marge africaine et s'enfonce dans le manteau. Le détachement du slab se propage vers l'ouest le long de la marge. Cette progression peut être suivie à Terre en datant les épisodes volcaniques induits (Chazot et al., 2017). La partie ouest du "segment" Baléare continue sa dérive vers l'ouest (Gibraltar) grâce à deux marges transformantes. Cette dérive entraîne le bloc Alboran vers l'ouest (Haidar et al., 2022; Van Hinsbergen et al., 2014; Figures 3c et 3d).

**De 15 à 12 Ma** : La déchirure du slab Baléare et sa migration vers l'ouest engendre une ouverture en éventail d'est en ouest du bassin algérien (Haidar et al., 2022; Figure 3c).

**De 8 Ma à aujourd'hui**: La marge algérienne, autrefois passive, subit une inversion. Les modèles de Hamai (Hamai et al., 2015, 2018) suggèrent que la zone de transition océan-continent (TOC) concentre la déformation en réactivant des structures tectoniques formées lors de l'ouverture du bassin algéro-baléarique (Figure 3d). La mer méditerranée a aussi subi une baisse eustatique importante au messinien (5.5 Ma), celle-ci a entraîné une forte évaporation engendrant un ensemble de dépôts salin caractéristique dans toute la méditerranée. En effet, ceux-ci sont très réguliers et ont

Liens entre structures profondes et de subsurface en relation avec l'inversion tectonique :  
l'exemple de la pente continentale au large de Jijel analysé par SIG et réalité virtuelle

les retrouvent dans tout le bassin méditerranéen. On parle de la crise de salinité messinienne (Lofi et al., 2011).

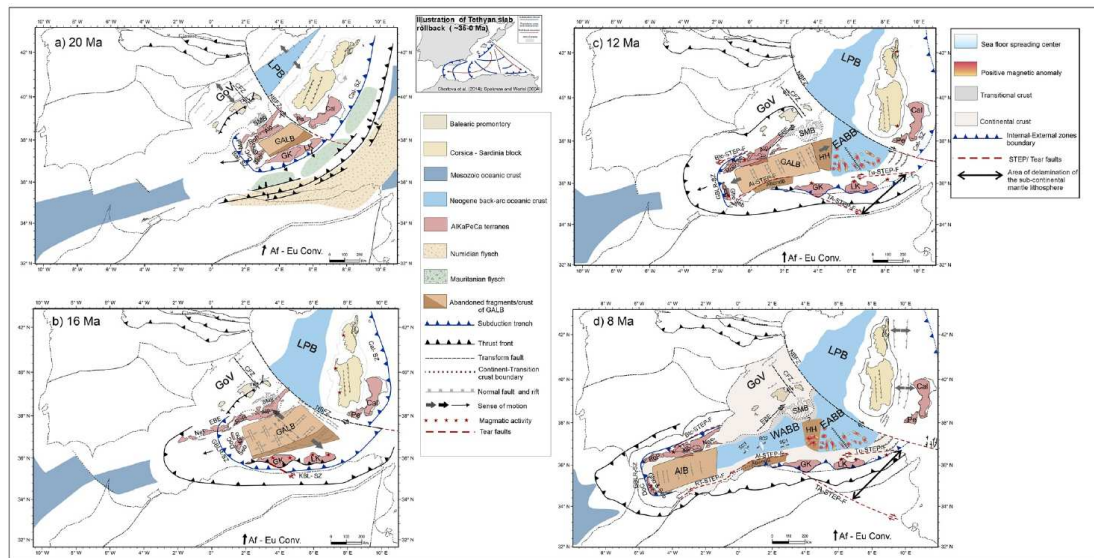


Figure 3 : Reconstruction cinématique du domaine algéro-baléarique avec les caractéristiques paléogéographiques de la mer Méditerranée de 20 à 8 Ma. D'après Haidar et al. (2022). GALB = Greater Alboran Block; WAAB = West Algerio-Balearic Basin; EAAB = East Igerio-Balearic Basin; GoV: Gulf of Valencia; LPB = Liguro-Provençal Basin; AIB = Alboran Block; STEP-F = Subduction-Transform Edge Propagator Faults; GK= Grande Kabylie; LK = Lesser Kabylia.

L'inversion tectonique de la marge algérienne résulte de l'application de contraintes compressives sur la lithosphère océanique et sur la marge continentale. Les marqueurs permettant d'étudier ces contraintes varient géographiquement le long de la marge (Leffondré et al., 2021). La partie centrale s'est probablement déformée de manière ductile plus près de la surface, d'après l'observation de plis, failles et rampes crustales au niveau de la Grande Kabylie (présence de bassins perchés; Leffondré et al., 2021 ; Barbé, 2022; Déverchère et al., 2022). Au contraire, la partie orientale, en face de la Petite Kabylie, semble se déformer de manière fragile plus en profondeur, provoquant le plissement de la lithosphère océanique par flambage pour accommoder les fortes contraintes présentes au pied de marge (Leffondré et al., 2021; Hamai et al., 2015, 2018). Ces différents types de déformation pourraient traduire un réchauffement variable en fonction de la position des déchirures de slab Téthysien. Ainsi, certains segments de la marge algérienne auraient reçu un apport thermique plus important, en raison de la déchirure du slab téthysien et de la délamination lithosphérique (Fichtner et al., 2015; Chazot et al., 2017), ce qui la rendrait par endroits plus "déformable".

## B. Sismicité et déformation active en Algérie

### i. Sismicité historique

Avant le 20<sup>ème</sup> siècle, il n'existait pratiquement aucun sismographe dans le monde. De plus, la précision de ces instruments s'est beaucoup améliorée au cours de ce siècle: ainsi, les données sismologiques disponibles sont encore incomplètes



et/ou approximatives jusqu'au début des années 1960. Toutes les informations sur les séismes avant l'apparition des réseaux sismologiques représentent ce qui est appelé la sismicité historique (témoignages écrits ou oraux) ou l'archéo-sismologie. La base de données NAGET (North African Group for Earthquake and Tsunami studies) a été créée en 2000 (Harbi et al., 2015). Elle regroupe la sismicité historique de la zone nord-africaine depuis l'an 267. Cette base de données met en évidence la présence de nombreux séismes ayant frappé l'Algérie. En effet, de par sa localisation en bordure de plaque, elle est une région où la sismicité est importante, même si elle reste très modérée en comparaison des limites de plaques en subduction (Yelles-Chaouche et al., 2006). Au moins 16 séismes destructeurs ont ainsi été recensés dans cette région entre 419 et 1891 (Benouar, 2004).

Dans notre zone d'étude (Jijel), les séismes les plus dévastateurs furent ceux des 21 et 22 août 1856. Ces deux séismes ont déclenché des tsunamis qui ont ravagé la ville. Leur magnitude équivalente est estimée à  $7 \pm 1/2$  à partir des dégâts constatés (Harbi et al., 2011). Leur intensité maximale sur l'échelle de Mercalli est respectivement de VIII et IX. Ces différents séismes témoignent d'une forte accumulation de contraintes dans cette zone, ainsi que la présence de failles de grande dimension. Les formules de Stirling et al. (2013) nous permettent d'estimer la taille de cette faille (celle-ci étant considérée comme appartenant à la classe "A24" = "plate boundary slow reverse faults" selon leur classification). En prenant en compte la magnitude précédente ainsi qu'une largeur de faille minimale de 10 km (soit l'épaisseur cassante d'une croûte amincie), on obtient une faille de longueur  $55 \pm 42$  km selon la formule (Équation 1).

$$M_w = 4.18 + 2/3 \log(W) + 4/3 \log(L)$$

$M_w$  : Magnitude de moment

(1)

$L$  : Longueur de la rupture en sub-surface (en km)

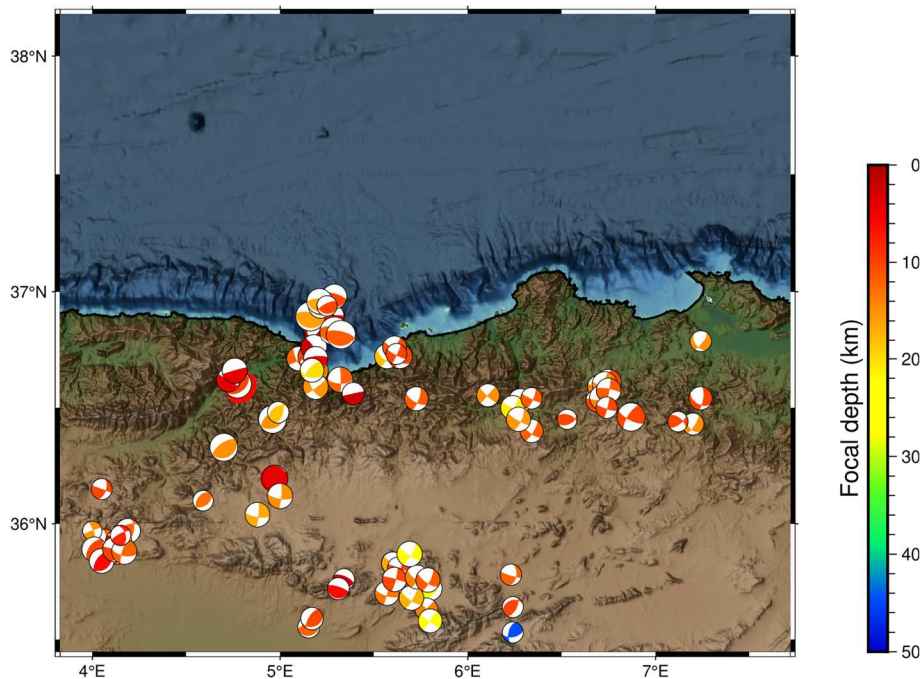
$W$  : Largeur de la rupture (en km)

Ainsi, si on fait l'hypothèse d'une magnitude maximale de 7.5 (ce qui est historiquement envisageable), la faille active susceptible de rompre lors d'un seul événement aurait une longueur de l'ordre de 100 km, ce qui correspond à peu près à la distance de côte de direction constante (NE-SO) entre la baie de Bejaia à l'ouest et le massif de Collo à l'est (Figure 1). Bien que nous ne possédions pas de données précises quant au type de mouvement lors de ces deux ruptures, on peut tenter de faire des hypothèses sur le mécanisme au foyer du séisme de 1856. Le fait que ces séismes aient engendré des tsunamis laisse penser que la faille se trouve en mer. De plus, pour engendrer un tsunami, il faut générer un fort déplacement de masse d'eau: il est donc peu probable d'avoir affaire à une faille décrochante. Enfin, la cinématique des plaques africaine et européenne est convergente dans la direction NO-SE, et tous les grands séismes de la région maghrébine ont eu lieu sur des failles inverses de direction NE-SO (ce fut notamment le cas pour les séismes d'El Asnam en 1980 et de Boumerdès en 2003). Au vu de ces éléments, il est donc raisonnable d'émettre l'hypothèse d'un mécanisme au foyer de faille inverse sur une faille de direction NE-SO.

## ii. Sismicité instrumentale

La sismicité instrumentale apparaît avec le développement global des stations sismologiques au début des années 1960. Les données sismologiques sont alors de meilleure qualité et permettent de localiser avec une certaine précision l'épicentre des séismes et aussi, dans une moindre mesure, la profondeur des foyers. Concernant l'Algérie, il faut attendre les années 1960 pour que le réseau sismologique algérien soit suffisamment conséquent, le premier sismographe ayant été installé en 1910 (site du C.R.A.A.G., voir <https://www.craaq.dz/>).

D'après ce catalogue de sismicité (1910–2006,  $M > 1.5$ , Kherroubi et al., 2009), quelques épicentres sont connus en mer au large de Jijel, et des crises sismiques s'y produisent parfois, comme en mars 2021 (Leffondré et al., 2021). Cependant, si de nombreux mécanismes au foyer se concentrent au niveau de Bejaia, aucun n'est reporté au large entre Jijel et le massif de Collo dans la période 1964-2010. Cela peut être dû à une récurrence longue entre les grands séismes de la faille responsable du séisme de 1856. Ainsi, absence de séismes ne veut pas dire absence de faille.



**Figure 4.** Carte des mécanismes au foyer entre 1980 et 2010 (données issues de l'International Seismological Center, ISC ; Lentas et al., 2019) de la zone d'étude, construite avec la version (6.5) du logiciel GMT ([site web officiel du logiciel GMT](http://gmt.soest.hawaii.edu/)). Il est à noter que les profondeurs des mécanismes au foyer en mer ne sont pas aussi précises que celles obtenues à terre.

Cette étude vise à vérifier par un examen détaillé de la morphologie sous-marine et des structures de subsurface s'il existe des marqueurs de tectonique active dans la zone de Jijel. Un travail préliminaire réalisé par Barbé (2022), à la suite de Yelles-Chaouche et al. (2009), a révélé que l'expression de la déformation tectonique en surface résulte de l'interaction entre failles actives et glissements gravitaires en lien avec la couche de sel messinien. Je propose ici de préciser les rôles respectifs de la tectonique salifère et de la tectonique de socle dans l'expression morphologique de la

déformation de cette zone.

## II. Données et Méthodes

### A. Méthodes d'acquisition des données en mer : MARADJA 2

Toutes les données utilisées dans ce rapport sont issues de la campagne hauturière MARADJA2 (MARge Active "al DJazaïr" (= Algérie), phase 2) réalisée en 2005 (Déverchère et Savoye, 2005). Cette campagne a fait suite à celle de 2003 qui avait pour objectif de mieux comprendre l'origine du tremblement de terre de Boumerdès (mai 2003) et de connaître avec précision la bathymétrie et les structures de subsurface de la marge algérienne occidentale. Les objectifs de campagne MARADJA2 étaient les suivants :

- retourner sur le secteur d'Alger afin de compléter les données de la première campagne;
- poursuivre la cartographie bathymétrique et l'analyse des structures de subsurface de la marge algérienne orientale (secteur Bejaia-Jijel-Collo).

Cette campagne a eu lieu du 25 octobre au 12 décembre 2005, soit deux ans après la campagne MARADJA, à bord du navire "Le Suroît" de la Flotte Océanographique française. Les quarante-cinq jours de mission à bord du navire ont été répartis en trois legs. Les legs 0 et 1, dirigés par Bruno Savoye (Ifremer) se sont concentrés sur le secteur de Boumerdès. Le leg 2, dirigé par Jacques Déverchère (UBO), s'est concentré sur la marge algérienne orientale. Ce leg avait pour but principal d'étendre la couverture bathymétrique de la marge algérienne, jusqu'alors très mal connue. Pour ce faire, les acquisitions suivantes ont été réalisées :

- cartographie de la couverture bathymétrique via un sonar de cartographie (sondeur acoustique multifaisceaux de type Kongsberg Simrad EM 300, voir le site du constructeur sur le lien suivant: <https://www.kongsberg.com/maritime/products/ocean-science/mapping-systems/multibeam-echo-sounders/em-300-multibeam-echosounder/>);
- imagerie du fond marin via des systèmes acoustiques remorqués;
- sismique-réflexion rapide 24 traces et sismique-réflexion haute résolution;
- investigation sismique des sédiments superficiels via la réalisation de profils *chirp* (sondeur acoustique de haute fréquence);
- cartographie du champ magnétique via la mesure des anomalies magnétiques (magnétomètre);
- prélèvement sédimentaire via carottage (carottier dit Kullenberg et carottier d'interface).

Dans ce rapport et pour les besoins de cette étude, seules les données bathymétriques et de réflectivité ont été utilisées.

## B. Traitement SIG des données

### i. Travail sur le MNT

Afin d'utiliser les données de la campagne MARADJA 2, j'ai réalisé plusieurs étapes liées à l'analyse d'un modèle numérique de terrain (MNT) (Figure 5) à l'aide du logiciel QGIS (version 3.22). Le but de ce MNT est de pouvoir ensuite repérer tous les marqueurs de la tectonique.

- Importation des données de ladite campagne (réflectivité et bathymétrie). Dans l'absence d'information sur le système de coordonnées de référence (SCR) d'origine, j'ai choisi de prendre un système de coordonnées mondial, identifié via le code ESRI : 54004 (World\_Mercator sous QGIS).
- Amélioration de la lisibilité du MNT via l'ajout des fichiers suivants :
  - Fond de cartes (source : Google Satellite);
  - Tracé des frontières mondiales (source : Natural Earth);
  - Tracé des rivières algériennes (source : UC Berkeley GeoData Repository).
- Création d'une couche "hillshade" (ombrage). Celle-ci permet de mettre en valeur le relief de la bathymétrie.
- Repérage et numérisation de tous les canyons entre Bejaia et l'extrémité est du massif de Collo. Les images de réflectivité permettent de localiser les zones où le socle est le plus érodé (zone sombre), ce qui correspond aux zones de fort courant, à savoir les canyons sous-marins. Un profil transversal est réalisé à différents intervalles, grâce à l'extension "Profile Tool" de QGIS, afin de vérifier que les tracés passent bien par les thalwegs. Le profil bathymétrique de ces canyons (Annexe A2) est ensuite exporté grâce à cette même extension.

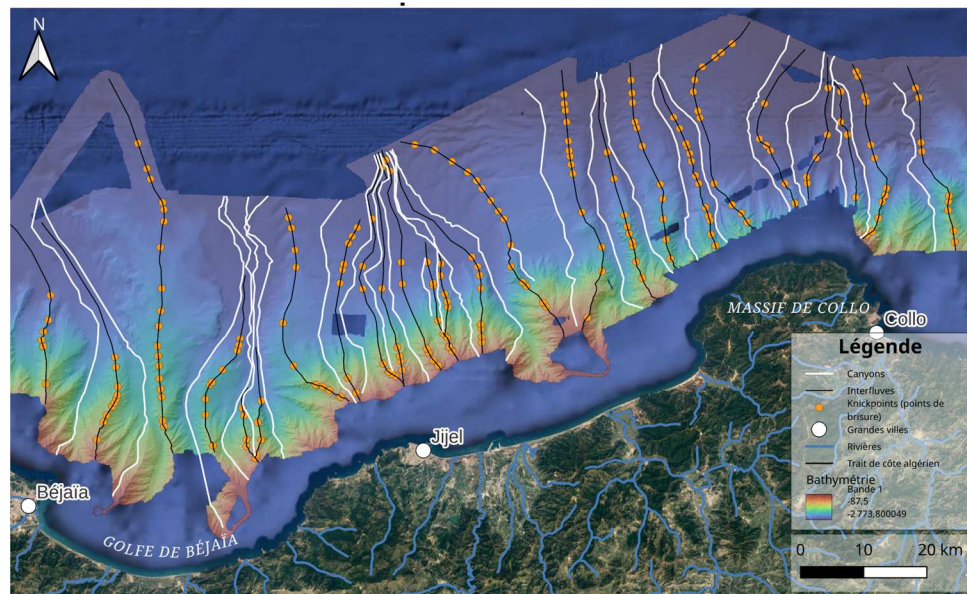
Les canyons présents dans cette zone possèdent plusieurs tributaires. Grâce à la comparaison des profils de tous les tributaires appartenant à un même canyon (Annexe A1), j'ai pu identifier un tributaire dit "majeur". Les critères d'identifications sont les suivants :

- Plus petite rupture de pente entre le point de connexion des tributaires et le canyon.
- Le profil complet (tributaire + pente) qui offre la plus grande régularité.

Cependant, il est à noter que ces critères restent arbitraires car nous ne possédons pas la partie amont des canyons. Covault et al. (2011) ont rencontré le même problème mais selon ces auteurs, l'absence de cette partie amont n'a que peu impacté leur analyse et leur interprétation des profils longitudinaux.

Les interfluves ont été tracés à l'aide de la réalité virtuelle (Annexe A3; Figure 5 ; voir aussi la partie II.B.iii). Cependant, tout comme pour les canyons, j'ai pris le temps de vérifier leur tracé à l'aide de l'extension "Profil Tool" sur QGIS.

La numérisation des points de brisures (knickpoints en anglais), que j'ai observé sur les profils de interfluves (Annexe A4), fut réalisée grâce à l'extension "Profil Tool" de QGIS. Pour chaque rupture de pente symbolisée par une flèche noire (Annexe A4), j'ai placé un point orange sur l'interfluve correspondant à la bonne distance (Figure 5).



Sources : Fond de carte : Google Satellite; Données de réflectivités : Campagne MARADJA2 , 2007; Trait de côte : Natural Earth (<https://www.naturalearthdata.com/>); Rivières : UC Berkley GeoData Repository (<https://geodata.lib.berkeley.edu/>).

**Figure 5.** Carte de synthèse des tracés sous SIG des profils longitudinaux des canyons (lignes blanches) et des interfluves (lignes noires) de la zone d'étude. Les symboles oranges représentent la position des "knickpoints" (points de brisure morphologique) dans les interfluves. Ceux présents dans les canyons sont rarement observés avec certitude et n'ont donc pas été représentés ici (voir Partie III).

## ii. Travail sur l'outil de calcul numérique OCTAVE

Afin de pouvoir effectuer une analyse de la morphologie des canyons, il faut s'affranchir des différences de longueurs des profils longitudinaux des canyons. C'est pourquoi j'ai effectué une normalisation des données en créant un programme sur le logiciel OCTAVE d'après le protocole suivant :

- Création d'une boucle qui effectuera le programme pour chaque profil individuellement.
- Calcul de la pente tous les 1 000 m d'intervalle le long du canyon via la formule de calcul de pente d'une droite :  $y=ax + b$  avec  $a=(y_2 - y)/(x_2 - x_1)$ , L'écart  $x_2 - x_1$  correspondant à une différence d'environ 1 000 m. En effet, si cet écart est trop important on perd en précision. Au contraire, si cet écart est trop petit, la précision est trop importante et la pente de profil calculée est trop sensible aux variations locales.
- Utilisation d'une boucle afin de tester pour l'ensemble des pentes calculées si elles sont inférieures à  $0.2^\circ$  (soit une pente de :  $\tan(0.2 \cdot \pi / 180)$ ). Cette valeur est inspirée par celle choisit par Covault et al. (2011) qui est de  $0.25^\circ$ . Le programme s'arrête lorsque cette condition est remplie, nous retournant alors les valeurs  $x_{\max}$  et  $y_{\max}$ .
- Calcul de la distance et de la bathymétrie normalisée. Dans un premier temps, les profils sont tronqués afin que les dernières valeurs



correspondent aux  $x_{max}$  et  $y_{max}$  retournées par le programme. Dans un second temps, les valeurs bathymétriques vont être ramenées à zéro, c'est-à-dire que la première valeur bathymétrique est soustraite à toutes les valeurs contenues dans la matrice "y". Enfin, on peut utiliser une règle de trois qui nous donne la formule à appliquer sur tous les points du profil (Équation 2). Une formule similaire est appliquée sur les valeurs bathymétriques (Équation 3):

$$x/x_{max} * 1$$

$x$  : distance à  $x_0$  en un point donnée du profil (2)  
 $x_{max}$  : longueur du profil de l'amont à la base de la pente

$$y/y_{max} * 1$$

$y$  : bathymétrie en un point donné du profil (3)  
 $y_{max}$  : valeur obtenue grâce au programme

L'étude de la morphologie des profils nécessite une grande impartialité afin de les catégoriser. J'ai utilisé les catégories définies par Covault et al. (2011), en reprenant les mêmes critères de séparation. J'ai donc réalisé un programme de calcul des différentes régressions selon le protocole suivant :

- calcul de trois régressions (deux non linéaires et une linéaire) basés sur les fonctions suivantes : linéaire (premier degré), exponentielle et logarithmique;
- calcul du coefficient de détermination ( $R^2$ ) pour chaque régression;
- choix de la régression la plus appropriée, en comparant les coefficients de détermination entre eux. La fonction ayant le plus grand coefficient de détermination est gardée;
- représentation des profils normalisés accompagnés de la régression leur correspondant le plus.

Les profils longitudinaux des canyons obtenus grâce à ces deux programmes sont visibles en Annexe A2.

Les profils des interfluves ont suivi le même traitement. En effet, il a été possible d'adapter le programme précédemment créé afin d'y ajouter les données des interfluves. La seule modification réalisée concerne l'écart entre les points  $x_2$  et  $x_1$  lors du calcul de la pente des interfluves. En effet, pour les profils 005, 006, 008, 012 et 013, l'écart initial de 1 000 m était trop important. Ainsi, une nouvelle boucle, testant des écarts contenus entre 1 000 et 100 avec un intervalle de 50 m, a été mise en place. Celle-ci permet de sélectionner l'écart le plus grand permettant de trouver un point d'intersection à la droite de pente  $0.2^\circ$  (valeur initialement utilisée pour obtenir la "base de pente" des canyons). Tous les résultats détaillés de cette analyse sont reportés en annexe A3.

### iii. Travail dans l'environnement de réalité virtuelle

L'utilisation de la réalité virtuelle est apparue récemment en Sciences de la Terre, très souvent pour des applications en domaine aérien (Nesbit et al., 2020; Jaud



et al., 2022) et plus rarement en domaine sous-marin. Elle offre notamment une grande précision et surtout une grande souplesse d'analyse par rapport aux méthodes conventionnelles sous SIG (déplacement dans un environnement 3D, croisement de données géoréférencées, etc.).

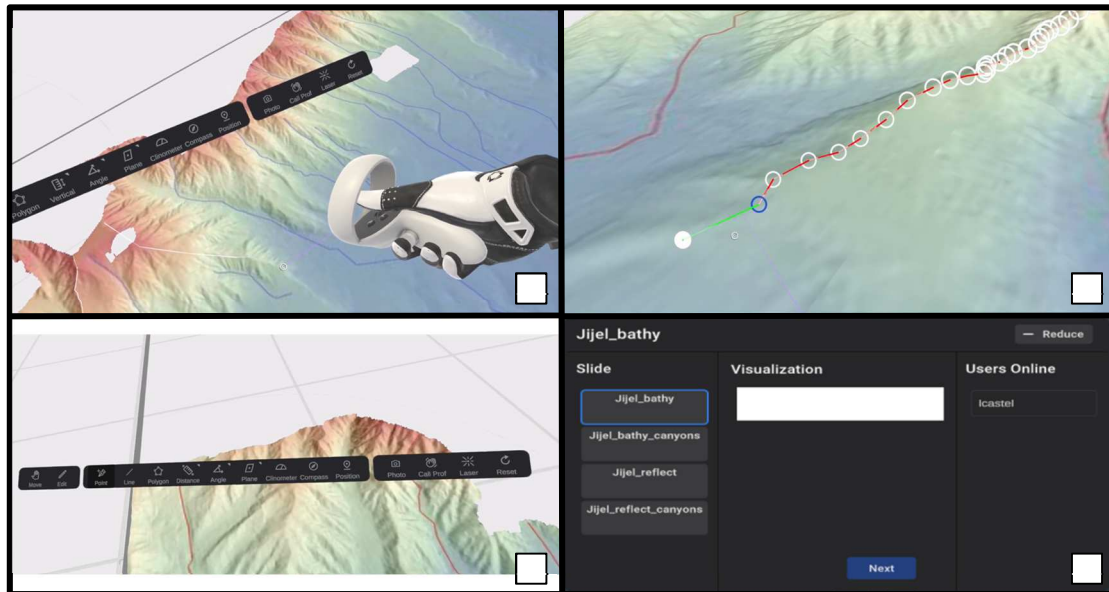
La visualisation des données en 3D est possible via des univers virtuels développés sous des plateformes comme Unity. C'est d'ailleurs grâce à ce logiciel que Maxime Kernec (ingénieur de Recherche Imagerie en réalité virtuelle et augmentée de l'Ecole Universitaire de Recherche ISblue) à développer un environnement 3D pour visualiser en réalité virtuelle les données du secteur d'Alger et Boumerdès lors du stage d'Antoine Barbé (Barbé, 2022). Aujourd'hui, des logiciels permettant de plus en plus d'interactions dans l'univers virtuel sont en développement.

Maxime Kernec et moi-même avons eu la chance de tester l'un de ces logiciels. En effet, la startup VR2 Planets (<https://vr2planets.com/>) a gracieusement prêté sa suite logicielle VRExplorer à l'EUR ISblue dans le cadre de ce stage. Cette startup créée en octobre 2016 par François Civet a entre autres permis à un large public de visualiser les données d'imagerie issues de l'exploration spatiale (planète Mars). La suite logicielle permet d'interagir directement avec les données dans un environnement 3D mais aussi 2D. Les interactions possibles sont nombreuses; on peut notamment :

- Mesurer des distances, hauteurs, angles ;
- Utiliser un pointeur ;
- Prendre des photos ;
- Poser des repères ;
- Tracer des lignes, polygone, plans.

Toutes ces actions sont réalisables depuis la barre d'outil (Figure 6C). De plus, il est à noter que tous les tracés et mesures réalisés dans cette suite logiciel (3D ou 2D) sont téléchargeables sur une plateforme en ligne sous des formats géoréférencés. Dans mon cas d'étude, tous les interfluves ont été tracés en une seule "plongée virtuelle". Celle-ci correspond à une session pendant laquelle nous utilisons le logiciel VRExplorer à l'aide d'un casque de réalité virtuelle (Casque Oculus Quest 2). Le "traçage" des profils est très intuitif car il suffit juste de "pointer" les sommets les plus hauts observés (Figure 6A et 6B; Annexe A3). A chaque "pointage" un nouveau point est ajouté à la ligne (ici les interfluves). Chaque tracé d'interfluve a ensuite été vérifié via l'outil "profil" de l'application QGIS. Comme décrit dans le point 5 de la partie 2B, sur les 25 profils reportés, seuls 2 ont subi des modifications notables (changement du tracé). Celles-ci résultent d'un changement d'interprétation d'un canyon, qui ne figurait pas sur les "slides" observées lors de la manipulation en réalité virtuelle. Les slides correspondent, dans le logiciel, aux différents terrains. Ainsi pour cette étude nous avons 4 "slides" (Figure 6D) :

- zone d'étude avec comme fond de carte, la bathymétrie et le tracé des canyons;
- zone d'étude avec comme fond de carte, la bathymétrie sans le tracé des canyons;
- zone d'étude avec comme fond de carte la réflectivité et le tracé des canyons;
- zone d'étude avec comme fond de carte la réflectivité sans le tracé des canyons.

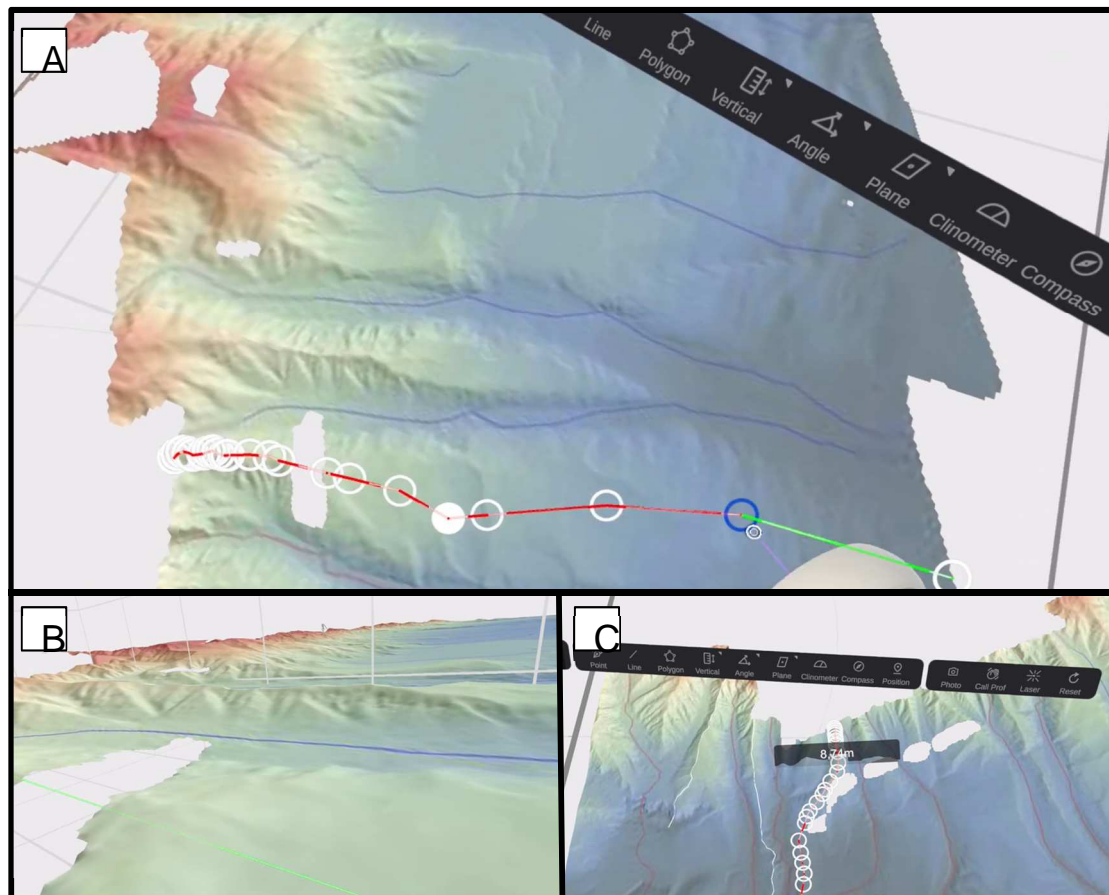


**Figure 6.** Différents outils proposés par le logiciel VRExplorer à la fois dans l'environnement virtuel et sur l'application 2D. A : Vue depuis le casque de réalité virtuelle montrant le traçage d'une ligne, celle-ci est représenté par le trait blanc, le trait violet est un guide pour indiquer la direction pointer par la manette. B : Vue depuis le casque de réalité virtuelle montrant l'édition d'une ligne, tout comme les logiciels SIG il est possible d'éditer point par point une ligne déjà tracée. C : Vue depuis le casque de réalité virtuelle montrant la barre d'outil. C : Vue depuis l'application 2D montrant le système des slides.

Grâce à cet outil, j'ai pu tracer les 25 interfluves en moins de 2 heures. Si l'on ajoute à cela le temps passé sur QGIS pour vérifier les tracés, j'obtiens un total de 4 heures de travail contre plus d'une dizaine d'heures pour le tracé de l'ensemble des 25 canyons avec QGIS. Il serait d'ailleurs intéressant de calculer la différence bathymétrique moyenne pour quelques canyons tracés avec ces deux méthodes. Faute de temps, cette comparaison n'a pu être réalisée.

L'outil VRExplorer permet donc une grande optimisation du temps de travail grâce à son interconnectivité. En effet, toutes les données tracées dans le logiciel sont exportables dans des logiciels de SIG tels que QGIS car elles sont géoréférencées.

Plus généralement, cette méthode permet de mieux comprendre la zone étudiée ainsi que les liens entre les différentes structures. Le fait de pouvoir observer tous les reliefs en 3D (Figure 7) est une gymnastique de l'esprit en moins à réaliser, ce qui permet de mieux se concentrer sur l'analyse.



**Figure 7.** Extraits d'une plongée sous-marine virtuelle dans le logiciel VRExplorer illustrant la morphologie sous-marine du secteur d'étude sous différents angles de vue. A : Vue plongeante sur la pente continentale située entre le massif de Collo et la ville de Jijel (voir localisation sur la Figure 5). B : Vue depuis le "fond de la mer" vers le canyon 018 (trait bleu). C : Vue plongeante sur la pente continentale au niveau du massif de Collo.

### III. Présentation des résultats

#### A. Canyons

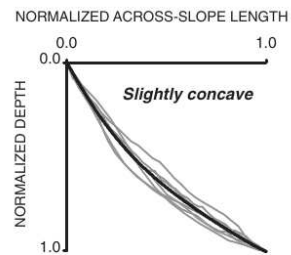
Dans cette partie, j'analyse les profils longitudinaux des canyons obtenus à la fois par utilisation du SIG et de la réalité virtuelle. Les régressions effectuées sur ceux-ci correspondent à celles effectuées par Covault et al. (2011) afin d'identifier trois principales catégories de canyons selon la forme de leur profil longitudinal :

- **Concave** : dont le profil est assimilable à une fonction logarithmique ;
- **Peu concave / linéaire** : dont le profil est assimilable à une fonction linéaire ;
- **Convexe** : dont le profil est assimilable à une fonction exponentielle (vers le haut).

Chaque catégorie a ensuite été associée à une architecture de marge ainsi qu'à un facteur dominant dans le modelé du relief (Figure 8).

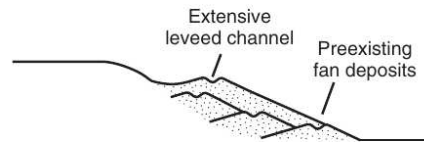
**Dominant control Long-profile shape Margin profile and architecture**

Preexisting  
depositional  
relief

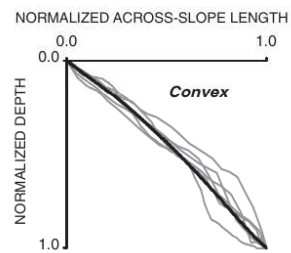


**Slightly concave**

Appreciable pre-existing depositional relief associated with mature margins



Tectonic uplift  
and deformation

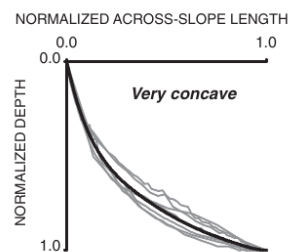


**Convex**

Tectonic uplift and deformation in passive-margin gravity-driven and convergent margins

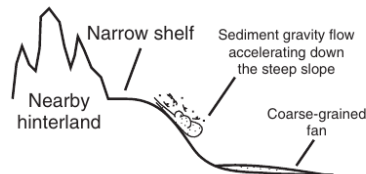


Erosional  
sedimentary  
processes



**Very concave**

Enhanced sediment-gravity-flow erosion associated with young, underfilled margins with steep slopes and close proximity to source areas



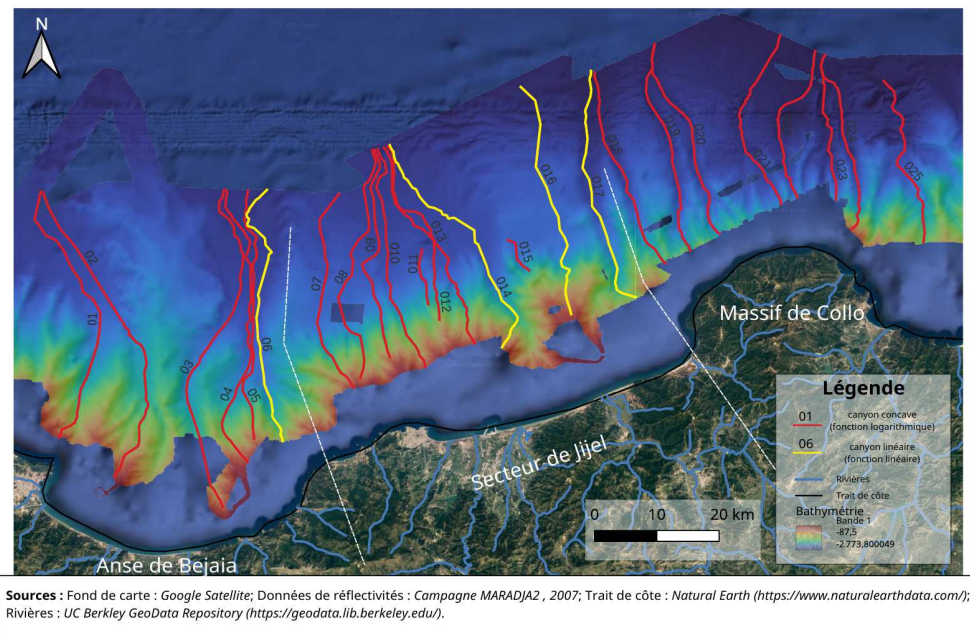
**Figure 8.** Schéma récapitulatif des processus contrôlant la forme des profils longitudinaux des canyons, d'après Covault et al. (2011). La courbe en gras noir dans les graphiques représente le profil moyen observé pour chaque catégorie.

Grâce au programme créé sous Octave, on voit se dégager deux grandes tendances sur les profils des canyons de la pente de Jijel. En effet, parmi les trois types de régressions calculées (Covault et al., 2011; voir Partie II), seules celles issues des fonctions logarithmiques et linéaires s'ajustent au mieux aux profils bathymétriques des canyons (Annexe A2). De plus, on observe que la majorité des canyons peuvent être assimilés à un profil de fonction logarithmique (c'est-à-dire très concave; Figure 8). Parmi les 25 canyons étudiés, seuls quatre d'entre eux (canyons 006, 014, 016 et 017; voir Figure 9, lignes jaunes) ont un profil correspondant à une fonction linéaire. Ces derniers se répartissent en deux zones :

- Partie centre-est du secteur de Jijel pour 3 d'entre eux, regroupés sur la même zone;
- Partie orientale de l'anse de Bejaia pour un seul d'entre eux, entouré de canyons aux profils très concaves.



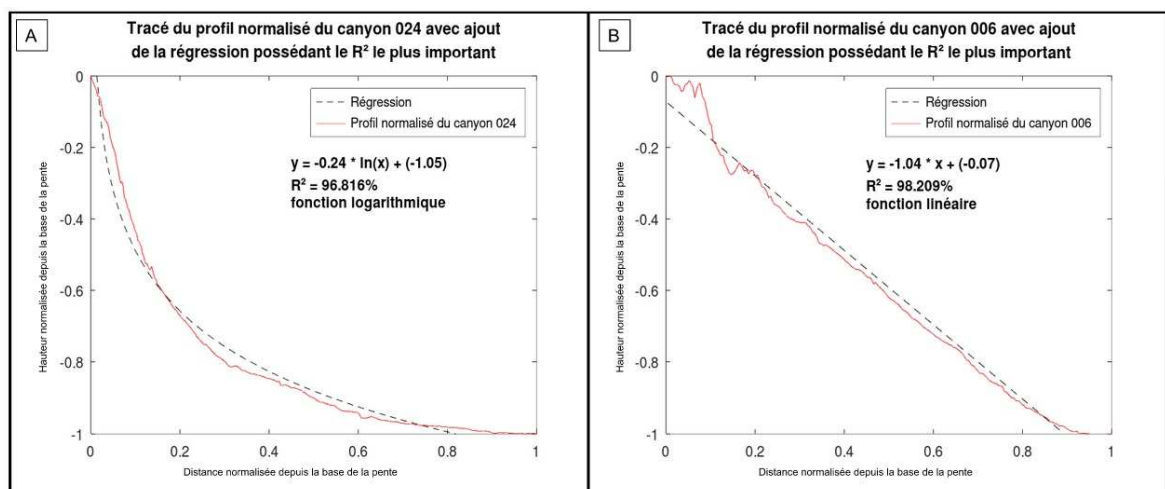
Liens entre structures profondes et de subsurface en relation avec l'inversion tectonique :  
l'exemple de la pente continentale au large de Jijel analysé par SIG et réalité virtuelle



**Figure 9.** Carte récapitulative des deux catégories de canyons observées dans le secteur d'étude. Les tiretés blancs représentent les délimitations de secteurs que j'ai définis en fonction de la morphologie de la côte.

Si l'on reprend l'étude de Covault et al. (2011), le comportement dominant dans la zone d'étude (canyons aux profils concave, lignes rouges sur la Figure 9 ; Figure 10A) est donc celui qui caractérise des pentes continentales raides, soumises à l'action d'une intense érosion gravitaire. Plus localement, ce comportement peut changer, possiblement perturbé par d'autres facteurs qui donnent aux canyons une forme faiblement concave (lignes jaunes sur la Figure 9 ; Figure 10B).

Si l'on observe avec attention les profils normalisés des canyons (Annexe A2), on remarque certaines ruptures de pente locale de faible amplitude, notamment sur les profils 002, 006, 016, 020, 022, 023 et 025.



**Figure 10.** Profils longitudinaux représentatifs de la zone d'étude. A: Profil 006 de type très concave (logarithmique). B: Profil 024 de type linéaire ou faiblement concave. Voir localisation sur la Figure 9.

## B. Interfluves

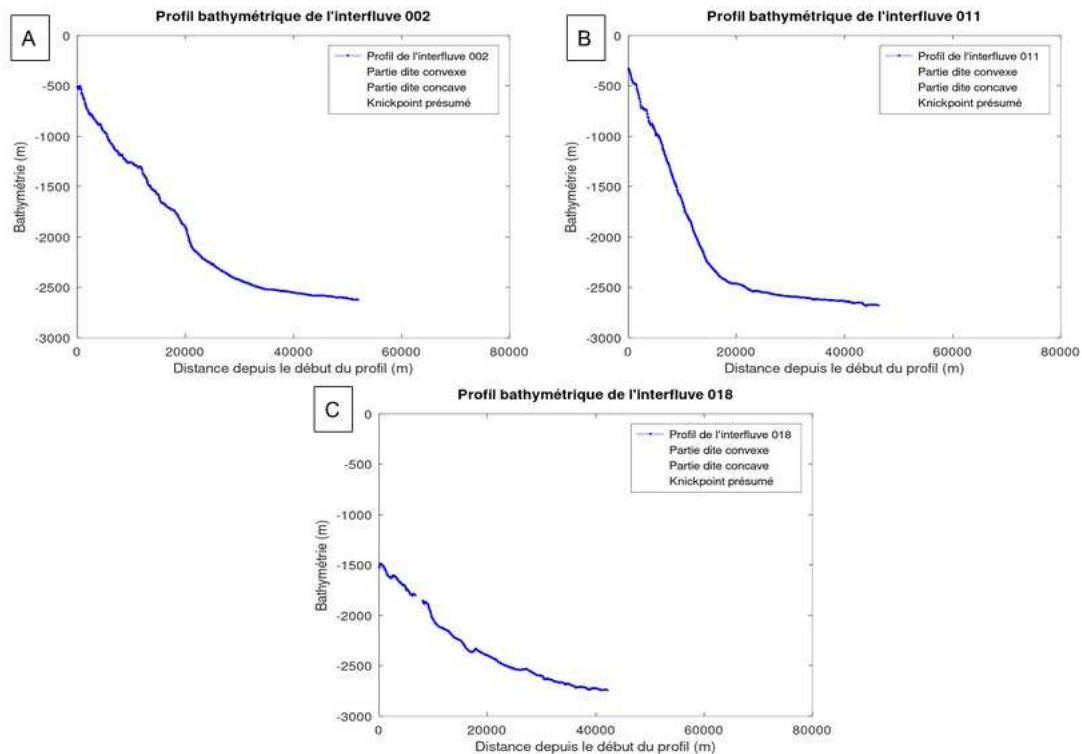
Outre les axes des canyons, il est important d'analyser la morphologie de la pente entre ces axes (interfluves), là où l'érosion sous-marine est beaucoup plus faible. Comme l'a montré l'étude de Barbé (2022), cela peut permettre de mieux détecter le rôle de la tectonique (basculement, jeu cumulé de failles actives), notamment quand la vitesse de déformation est faible, ce qui est le cas de la marge algérienne (Figure 2). Le traitement des données a été effectué via le programme créé sous Octave (Partie IIBii). Pour bien représenter la morphologie des interfluves, je choisis ici de ne pas utiliser les coupes normalisées (annexe A3), car contrairement aux profils des canyons, les "bases de pente" ne sont pas aussi aisées à identifier (voir Partie IIBii).

L'étude de la pente moyenne des profils des interfluves (annexe A4) permet la division des interfluves d'ouest en est en 3 secteurs :

1. **Secteur "Bejaia"** : Ce secteur comprend les interfluves 001 à 007. Si l'on observe la forme des profils (annexe A3), on constate que la pente oscille autour de  $50^\circ$  (valeur estimée avec une exagération verticale de 16, la pente réelle étant d'environ  $3$  à  $4^\circ$ , voir Équation 4), à l'exception des interfluves 003, 004, 005 et 006. Notons cependant que les interfluves 005 et 006 sont très petits et situés autour de deux canyons très proches, ce qui peut donc interférer avec ces mesures. L'interfluve 003 semble être positionné entre deux canyons, 002 et 003, très drainants. Enfin, l'interfluve 004 est "coupé" par un bassin perché incliné, ce qui impacte la mesure de pente. Ainsi, ces interfluves sont caractérisés par une pente modérée (Figure 11A).
2. **Secteur "Jijel"** : Ce secteur comprend les interfluves 008 à 017. La pente de ces interfluves fluctue autour de  $65^\circ$  (valeur estimée avec une exagération verticale de 16, la pente réelle étant d'environ  $7^\circ$ , voir Équation 4). Il est à noter que les interfluves plus à l'ouest (015, 016 et 017) ont des pentes de moins en moins abruptes. Ainsi, ces interfluves sont définis par une pente plutôt raide (Figure 11B).
3. **Secteur "Collo"** : Ce secteur comprend les interfluves 018 à 025. La pente de ces interfluves fluctue autour de  $40^\circ$  (valeur estimée avec une exagération verticale de 16, la pente réelle étant d'environ  $3^\circ$ , voir Équation 4). Il faut souligner que, contrairement aux interfluves étudiés précédemment, ceux-ci ne sont pas complets. En effet, hormis l'interfluve 024, tous commencent aux alentours de 1 500 à 2 000 m de profondeur : la couverture bathymétrique à cet endroit n'est donc pas suffisamment proche de la côte pour obtenir le tracé complet de ces interfluves. Malgré ce déficit d'information, j'ai pu catégoriser ces interfluves comme ayant une pente très faible (Figure 11C).



Liens entre structures profondes et de subsurface en relation avec l'inversion tectonique :  
l'exemple de la pente continentale au large de Jijel analysé par SIG et réalité virtuelle



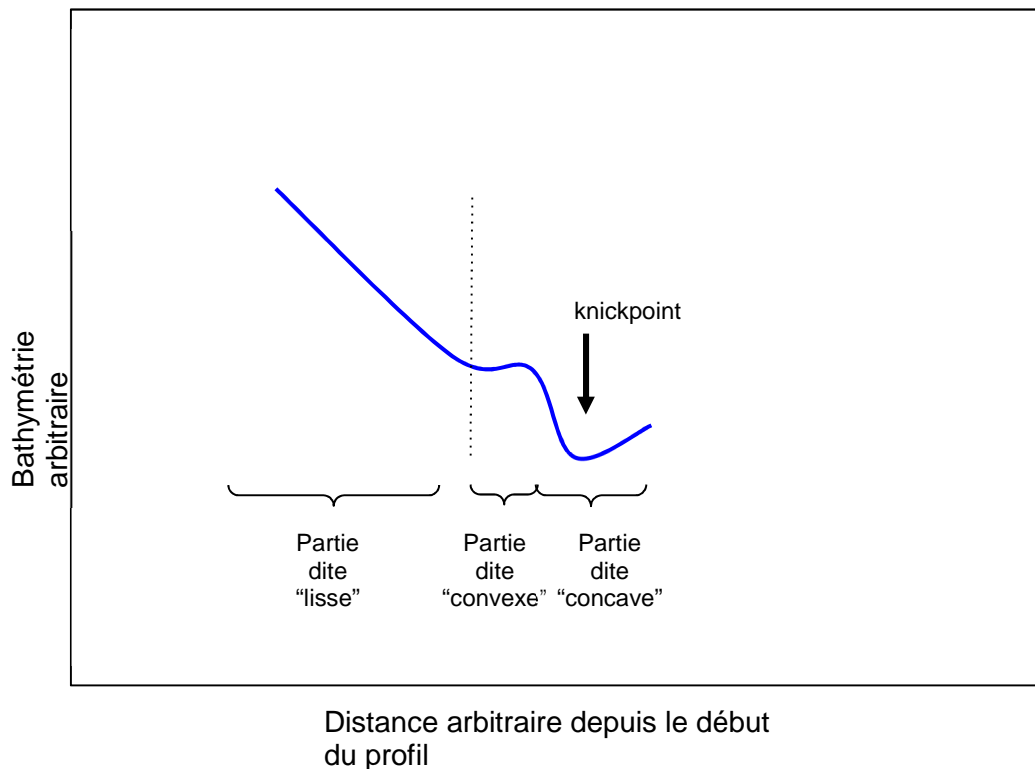
**Figure 11.** Représentation de trois profils d'interfluves caractéristiques de la zone d'étude (exagération verticale de 16). A : Profil de l'interfluve 002 dont la pente est modérée. B : Profil de l'interfluve 011 dont la pente est raide. C : Profil de l'interfluve 018 dont la pente est très faible.

$$\text{pente réelle} = \arctan [\tan (\text{pente mesurée}) / \text{exagération verticale}]$$

- pente réelle* : pente du profil non soumise à l'exagération verticale en degré (4)  
*pente mesurée* : pente mesurée graphiquement sur les graphiques soumis à une exagération verticale de 16  
*exagération verticale* : échelle verticale / échelle horizontale = 16

En observant les profils en Annexe A4, on remarque une alternance de deux morphologies :

- Partie dite "lisse", c'est-à-dire sans changement notable dans la pente du profil (Figure 12) ;
- Partie composée d'une zone convexe puis suivie d'une zone concave (Figure 12): les deux ensembles forment un point de brisure (ou *knickpoint* en anglais, voir Covault et al., 2011). Tous ces points sont représentés en carte sur la Figure 13.

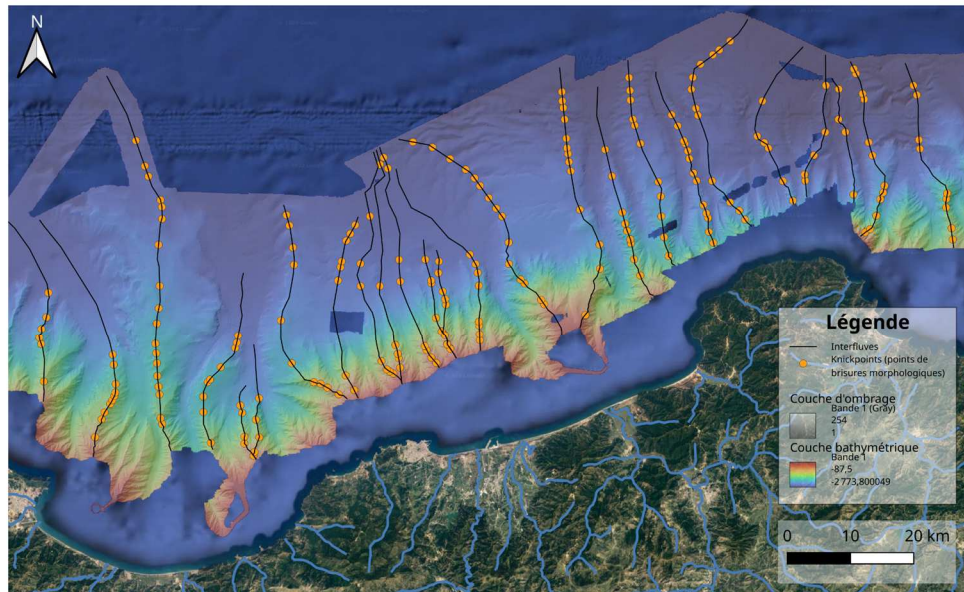


**Figure 12.** Schéma des différentes morphologies observées sur les profils des interfluves.

Certains profils des interfluves (003, 008, 011, 013, 015, 016, 018, 019, 020 et 024) présentent des ondulations régulières à la base des profils longitudinaux. Ces ondulations se caractérisent par des points de brisure rapprochés et "en cascade" (ou en enfilade). On retrouve entre deux et neuf points de brisure par profil dans ces zones des ondulations. L'origine de ces ondulations ou dunes sous-marines est typiquement assimilée à l'un de ces trois facteurs (Coleman et al., 2008) :

- Des mouvements de fluide turbulent ;
- Des instabilités du système d'écoulement à l'interface fluide-sédiment lorsque celui-ci (le sédiment) est perturbé ;
- Des mécanismes de transport granulaire.

De telles structures sont fréquemment retrouvées aux débouchés de canyons sous-marins actifs, formant des "sediment waves" qui résultent de la dynamique de débordement des courants de turbidité et des interactions avec la masse d'eau (voir par exemple Babonneau et al., 2012).



Sources : Fond de carte : Google Satellite; Données Bathymétrique : Campagne MARADJA2 , 2007; Rivières : UC Berkley GeoData Repository (<https://geodata.lib.berkeley.edu/>).

**Figure 13.** Carte reprenant le tracé des interfluves ainsi que l'ensemble des *knickpoints* (points de brisure) repérés sur la Figure 11. Les interfluves et les *knickpoints* ne sont pas nommés afin de ne pas surcharger la carte. Le premier interfluve (001) se situe à l'ouest de la carte et le dernier (025) à l'est.

Le profil longitudinal de l'interfluve 004 (Annexe A4) présente une singularité que l'on ne voit pas ou de façon moins marquée sur les autres profils. En effet, on observe un replat commençant à environ 7 700 m depuis le début du profil tracé et se terminant vers 20 000 m. Ce type de morphologie en replat marqué est caractéristique des bassins perchés (Barbé, 2022; Déverchère et al., 2022).

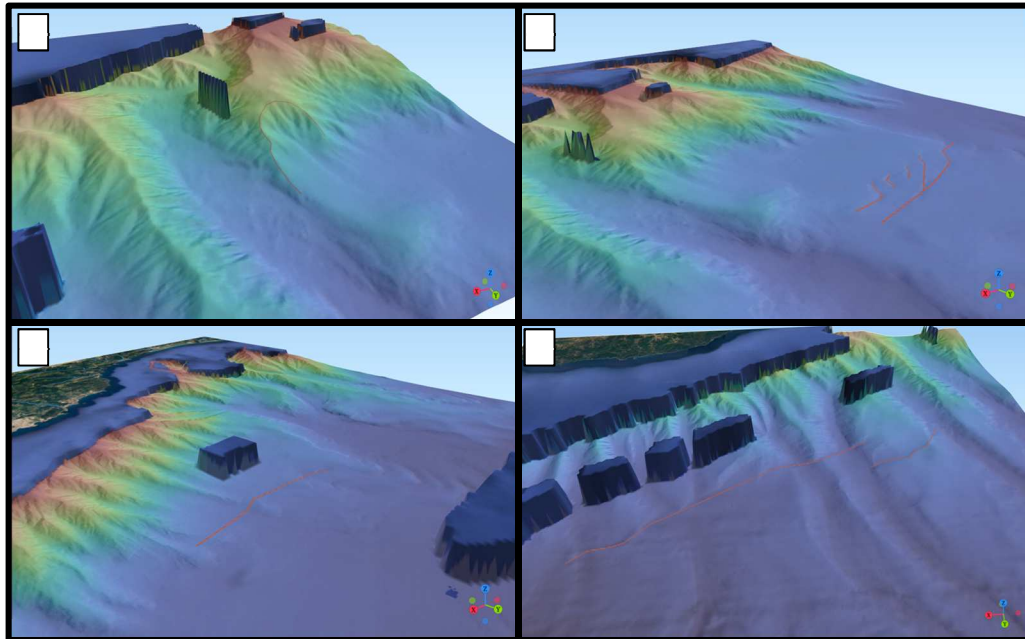
### C. Analyse sous réalité virtuelle

La réalité virtuelle m'a notamment permis de discerner de nombreux éléments géomorphologiques difficilement discernables sous SIG. Je cite ici plusieurs exemples représentatifs de cet apport :

- J'ai pu discerner immédiatement une disposition sigmoïde et en échelon des corps sédimentaires de forme ondulée en pied de pente (Figure 12, entre les interfluves 015 et 016 ; Figure 14B) qui n'était que difficilement discernable sur le SIG.
- Une anomalie du relief situé entre le canyon 016 et l'interfluve 017 et mesurant plus de 2 km de longueur a pu également être identifiée (Figure 14A) en visionnant à nouveau le film de la plongée en réalité virtuelle, alors qu'elle ne m'était pas apparue dans un premier temps, ni sur le SIG, ni lors de la plongée initiale. Cette anomalie m'a initialement semblé être une cicatrice d'arrachement liée à un glissement. Une étude faite par Migeon et al. (2011) sur la pente Ligure au large de Nice montre une largeur maximale des niches d'arrachement de 500 m environ. Une autre étude sur la pente algérienne au large d'Alger (Dan et al., 2010) a identifié un grand glissement de dimension comparable à l'anomalie observée dans mon secteur (environ 2000 m). Cependant, la forme de cette anomalie ne correspond pas à celle d'une

cicatrice d'arrachement et de son dépôt sédimentaire en aval. J'en ai donc déduit que cette anomalie correspondrait plutôt à un ensemble de glissement sédimentaire accompagné d'un drainage en aval matérialisé par un chenal (Figure 14A). La réalité virtuelle a été d'un précieux secours pour mener cette analyse.

- Deux lignes courbes recourent des parties du paysage et mesurent environ 20 km de long chacune. L'anomalie à l'ouest est située entre les interfluves 007 et 012 ; quant à celle située à l'est, elle est comprise entre les interfluves 018 et 022 (Figure 14D et C).



**Figure 14.** Compilation d'images issues de l'extension 3D de QGIS (Qgis2threejs). Les données bathymétriques proviennent de la campagne MARADJA2, le fond de carte provient de Google satellite. Les "piques" bleu foncé correspondent à des zones non couvertes par les données bathymétriques. Les traits oranges correspondent aux données tracées lors des plongées en réalité virtuelle. A : Vue plongeante sur la surface initialement présumée d'arrachement. B : Vue plongeante sur les formes ondulées observées lors des plongées virtuelles. C : Vue plongeante sur les anomalies linéaires observées en plongée au niveau du secteur du massif de Collo. D : Vue plongeante sur les anomalies linéaires observées en plongée au niveau du secteur de Jijel.

## IV. Discussion et conclusion

La marge continentale au large de Jijel est relativement jeune, sa formation résultant de l'ouverture d'est en ouest du bassin algérien (15 à 12 Ma). Il est intéressant de rappeler qu'elle a donc été témoin de la crise de salinité Messinienne (5.5 Ma), qui a fortement contribué à inciser les pentes continentales de la Méditerranée et a probablement influencé la distribution des canyons sous-marins quaternaires (Lofi et al., 2011).

### A. Compétition érosion - tectonique

Après étude des résultats, on peut dresser les constats suivants :

- La pente continentale de Jijel est très raide.
- La majorité des canyons qui la composent sont dominés par des processus sédimentaires érosifs, avec très peu d'indices de déformation d'origine tectonique, contrairement à la zone d'étude de Boumerdès plus à l'ouest.

En effet, la forme de profil longitudinal la plus observée dans la zone est celle des canyons concaves, c'est-à-dire des canyons assez matures et soumis à de forts processus érosifs selon Covault et al. (2011). Bien que ne faisant pas partie de l'objet de cette étude, on peut émettre l'hypothèse très probable que les sédiments, drainés par les canyons de la zone d'étude, proviennent de l'Atlas tellien (regroupant ici : le massif de Djurdjura, la chaîne des Bibans, la chaîne des Cahors ainsi que le massif de Collo). On retrouve donc une architecture typique de profil concave, comme évoqué sur la Figure 8, à savoir, une source sédimentaire proche, ici l'Atlas tellien, et une pente continentale raide.

De plus, le temps de récurrence des ruptures sismiques sur la faille responsable du séisme de 1856 est probablement très long, comme sur les autres secteurs de la marge algérienne, compte tenu des taux de déformation très faibles dans la zone côtière et sous-marine (Bougrine et al., 2019; Bahrouni et al., 2020; Figure 2). Ainsi, l'action de l'érosion est sans doute au moins aussi rapide dans les canyons que l'action de la tectonique. Il semble donc peu probable de trouver des traces de la tectonique dans les canyons. Néanmoins, cette explication n'est pas suffisante: en effet, dans le secteur de la marge de Boumerdès, plus à l'ouest, l'action de la tectonique a pu être détectée (Barbé, 2022; Déverchère et al., 2022), notamment dans les interfluves, mais aussi dans les canyons, alors que les taux de déformation y sont a priori similaires. Il faut donc envisager d'autres facteurs pour expliquer l'absence apparente de marqueurs tectonique dans les canyons du segment de Jijel.

## B. Indices de l'action de la tectonique dans les zones faiblement érodées

L'étude des interfluves a été plus concluante concernant l'analyse des marqueurs de la tectonique. Nous avons, en effet, observé un petit bassin perché et incliné au niveau de l'interfluve 004 qui est contrôlé par une faille (Yelles et al., 2009), ainsi que de nombreux *knickpoints* situés dans les profils des interfluves. Si l'on se réfère aux études de Arab et al. (2016) et Leffondré et al. (2021), certains d'entre eux (de la partie orientale du secteur de Jijel à la partie occidentale du secteur de Collo : interfluves 008 à 021) pourraient avoir été induits par des failles aveugles à faible pendage, sub-parallèles, qui restent relativement rectilignes (pendage inférieur à 20°). Ces failles ne se propagent pas dans les dépôts post-messiniens, elles interceptent cependant la base de cette couche à 10 km après le début des données bathymétriques (les profils sismiques ne débutent pas à partir du trait de côte, tout comme les données bathymétriques). Cette distance correspond à environ 5 km avant la base de la pente des profils longitudinaux des canyons que j'ai estimée (Annexe A2). Ces failles se trouvent donc dans une zone profonde, soumise à une érosion plus intense que sur la pente. Celles-ci se prolongent de façon continue le long de la côte: Leffondré et al. (2021) a estimé leur longueur à 120 km. Les *knickpoints* repérés sur les interfluves (017 à 025) coïncident avec l'anomalie linéaire qui semble découper le relief observée dans l'environnement virtuel. Ces anomalies linéaires pourraient correspondre à des failles aveugles sub-rectilignes.



Enfin, nous avons aussi observé de nombreuses ondulations présentes à l'extrémité des profils des interfluves. Ces ondulations pourraient être liées à la déformation de la couche de sel messinien, qui est présente sous les sédiments plio-quadernaires en pied de pente (Yelles et al., 2009). Cette couche est fréquemment activée vers le large par "gravity spreading" ou "gravity gliding" sur les marges méditerranéennes profondes (Lofi et al., 2011).

### C. Comparaison avec Boumerdès

Bien que les données issues du secteur de Boumerdès n'aient pas été normalisées, on peut tout de même effectuer une comparaison assez simple. En effet, d'après l'analyse de Barbé (2022), ce secteur peut être divisé en deux zones:

- À l'ouest, hors de la zone de rupture du séisme de Boumerdès, les canyons peuvent être qualifiés de "concaves" : on y observe peu de tectonique, elle est qualifiée de zone relais.
- À l'est, dans la zone de rupture de Boumerdès, sur environ 60 km de marge, on observe sur la pente des marqueurs de la tectonique tels que des replats, ruptures de pente ainsi que de nombreuses cicatrices d'arrachement, situés à mi-pente ou en bas de pente. Les profils des canyons ont une forme "convexe".

Pour expliquer une telle différence entre ces deux secteurs proches ayant sensiblement la même lithologie et connaissant les mêmes conditions géodynamiques et tectoniques (tous deux localisés à la limite de plaque diffuse entre l'Afrique et l'Eurasie), deux hypothèses peuvent être envisagées :

1. La tectonique serait plus lente (moins forte) au niveau de la pente de la marge de Jijel, ce qui expliquerait l'absence de marqueurs tectoniques dans la zone d'étude.
2. L'action de la tectonique serait localisée dans des parties autres que la pente et le glaciais, ici étudiés, c'est-à-dire plus en amont ou plus en aval. Ainsi, les failles n'intercepteraient pas la pente continentale.

Si l'on étudie les données GPS nous indiquant la vitesse de raccourcissement en mer des secteurs de Boumerdès et Jijel (Figure 2), on mesure des valeurs très similaires, de l'ordre de 1.5 mm/an (Bougrine et al., 2019; Bahrouni et al., 2020). Il est donc peu probable que la vitesse de déformation tectonique soit très différente entre ces deux secteurs de marge.

La réponse semblerait plutôt tenir à la position des grandes failles actives par rapport à la pente continentale, telles que repérées sur les profils sismiques des deux zones (Leffondré et al., 2021):

- des marqueurs de la tectonique tels que des *knickpoints*, cicatrices d'arrachements et des surfaces ou bassins perchés sont clairement repérables dans la pente de Boumerdès, à l'aplomb de l'émergence des rampes et plats identifiés dans le prolongement de la rupture de Boumerdès (Kherroubi et al., 2017).
- Ce n'est pas le cas dans le secteur de Jijel, où l'émergence des failles actives est repérée plus au large: les traces des failles aveugles sub-rectilignes sont en effet localisées aux alentours de 2 500 mètres de profondeur (Leffondré et al., 2021). Ceci permet donc d'expliquer pourquoi on n'y observe pas de



bassins perchés d'origine tectonique à moins de 1 000 mètres de profondeur. Les seuls indices de tectonique que nous avons pu collecter dans notre étude sont en effet tous localisés à plus de 1 750 m de profondeur (début du petit bassin perché incliné repéré sur l'interfluve 004, Figure 13 ; Annexe A4).

## D. Perspectives

Si nous avons eu plus de temps, il aurait été intéressant d'améliorer le programme créé sous Octave pour les canyons afin de l'adapter aux interfluves. En effet, ce programme permet d'obtenir les données nécessaires à l'étude du degré de maturité des canyons. Cependant, lorsqu'il est appliqué aux interfluves, les régressions qui sont calculées n'ont pas de sens, elles ne peuvent pas être interprétées.

De plus, le programme a rencontré plus de difficulté à "calculer" la base de pente des interfluves. Ceux-ci étant plus sujet aux variations de profils que les canyons, on observe parfois des plateaux de type bassin perché. Étant donné que le programme cherche le premier moment où la pente est inférieure à  $0.2^\circ$  ces plateaux sont alors sélectionnés par le programme comme base de pente. On peut d'ailleurs observer ces "erreurs" sur les profils longitudinaux des interfluves 003, 004, 077 et 016 (annexe A3).

Bien que nous n'ayons pas observé de niche d'arrachement (ou *scar* en anglais), ceci ne veut pas dire qu'il n'y en a pas dans la zone d'étude. La pente continentale algérienne a déjà été le témoin d'instabilités gravitaires déclenchées par une activité sismique locale (Dan et al., 2010).

Enfin, les données utilisées dans cette étude ont une résolution spatiale de 25 m. Or, si l'on se réfère par exemple à l'étude de Migeon et al. (2011) sur la pente continentale niçoise, les données bathymétriques de haute résolution (résolution spatiale de 2 m) collectées par AUV (Autonomous Underwater Vehicle) ont permis l'identification de 5 fois plus de *scars* qu'avec les données de l'EM 300. Un changement de résolution des données bathymétriques sur la pente de la marge de Jijel pourrait donc certainement améliorer notre connaissance fine des processus tectoniques et gravitaires qui affectent la pente.

## Références

Armijo, R., Pondard, N., Meyer, B., Uçarkus, G., de Lépinay, B. M., Malavieille, J., Sarikavak, K. (2005). Submarine fault scarps in the sea of marmara pull-apart (north anatolian fault): Implications for seismic hazard in istanbul. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6 (6). doi: 10.1029/2004gc000896

Babonneau, N., Cattaneo, A., Savoye, B., Barjavel, G., Déverchère, J., Yelles, K. (2012). The Kramis deep-sea Fan off western Algeria: Role of sediment waves in turbiditic levee growth. *SEPM Special Publication*, in : "Application of the Principle of Seismic Geomorphology to Continental-Slope and Base-of-Slope Systems: Case Studies from Seafloor and Near-Seafloor Analogues", B.E. Prather, M.E. Deptuck, D. Mohrig, B. Van Hoorn, & R.B. Wynn (Eds.), v. 99, ISBN: 978-1-56576-304-3, 293-308, doi:10.2110/pec.12.99.0293

Bahrouni, N., Masson, F., Meghraoui, M., Saleh, M., Maamri, R., Dhaha, F., & Arfaoui, M. (2020). Active tectonics and GPS data analysis of the maghrebien thrust belt and africa-eurasia plate convergence in Tunisia. *Tectonophysics*, 785, 228440. doi:10.1016/j.tecto.2020.228440

Barbé, A. (2022). *Déformation active au large de l'Algérie : liens entre structures profondes et superficielles - applications aux secteurs de Boumerdès (2003) et Jijel (1856)*. Rapport de stage de Master 2 en Sciences de la Mer et du Littoral, Mention Géosciences Océan, IUEM, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 66 pages.

Benouar, D. (2004). Materials for the investigation of historical seismicity in Algeria from the records of past earthquakes. *Annals of Geophysics*, 47 (2-3). doi:0.4401/ag-3321

Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4 (3). doi:10.1029/2001gc000252

Bougrine, A., Yelles-Chaouche, A. K., & Calais, E. (2019). Active deformation in Algeria from continuous GPS measurements. *Geophysical Journal International*, 217 (1), 572–588. doi: 10.1093/gji/ggz035

Chazot, G., Abbassene, F., Maury, R. C., Déverchère, J., Bellon, H., Ouabadi, A., & Bosch, D. (2016). 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, 27–41. doi : 10.1016/j.jafrearsci.2016.10.005

Coleman, S., & Nikora, V. (2008). Initiation and growth of fluvial dunes. In J. B. Parsons T. Garlan (Ed.), *Marine and river dune dynamics III* (p. 43-49). University of Leeds, UK.

Covault, J. A., Fildani, A., Romans, B. W., & McHargue, T. (2011). The natural range of submarine canyon-and-channel longitudinal profiles. *Geosphere*, 7 (2), 313–332. doi:10.1130/ges00610.1

Dan, G., Sultan, N., Cattaneo, A., Déverchère, J., & Yelles, K. (2010). Mass-transport deposits on the Algerian margin (algiers area): Morphology, lithology and sedimentary processes. In *Submarine mass movements and their consequences* (pp. 527–539). Springer Netherlands. doi: 10.1007/978-90-481-3071-943

Déverchère, J., & Savoye, B., (2005). MARADJA/2 cruise, RV Le Suroît, <https://doi.org/10.17600/5020080>

Déverchère, J., Barbé, A., Kernec, M., Jaud, M., & Ruault, R. (2022). A submarine morphotectonic analysis combining gis-based methods and virtual reality: Case study of the low-rate active thrust faulting off boumerdès (algeria). *Frontiers in Earth Science*, 10 , 2524.

Fichtner, A., & Villaseñor, A. (2015). Crust and upper mantle of the western mediterranean – constraints from full-waveform inversion. *Earth and Planetary Science Letters*, 428 , 5262. doi: 10.1016/j.epsl.2015.07.038

Frizon de Lamotte D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Michard, A. (2009). Mesozoic and cenozoic vertical movements in the atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): An overview. *Tectonophysics*, 475 (1), 9–28. doi:10.1016/j.tecto.2008.10.024

Haidar, S., Déverchère, J., Graindorge, D., Arab, M., Medaouri, M., & Klingelhofer, F. (2022). Back-arc dynamics controlled by slab rollback and tearing: A reappraisal of seafloor spreading and kinematic evolution of the eastern algero-balearic basin (western mediterranean) in the middle-late miocene. *Tectonics*, 41 (2). doi: 10.1029/2021tc006877

Hamai, L., Petit, C., Abtout, A., Yelles-Chaouche, A., & Déverchère, J. (2015). Flexural behaviour of the north algerian margin and tectonic implications. *Geophysical Journal International* , 201 (3), 1426–1436. doi: 10.1093/gji/ggv098

Hamai, L., Petit, C., Pourhiet, L. L., Yelles-Chaouche, A., Déverchère, J., Beslier, M.-O., & Abtout, A. (2018). Towards subduction inception along the inverted north african margin of algeria? insights from thermo-mechanical models. *Earth and Planetary Science Letters*, 501 , 13–23. doi: 10.1016/j.epsl.2018.08.028

Harbi, A., Meghraoui, M., & Maouche, S. (2011). The djidjelli (Algeria) earthquakes of 21 and 22 august 1856 (i0 VIII, IX) and related tsunami effects revisited. *Journal of Seismology*, 15 (1), 105–129. doi: 10.1007/s10950-010-9212-9

Harbi, A., Sebäi, A., Benmedjber, M., Ousadou, F., Rouchiche, Y., Grigahcene, A., Ayadi, A. (2015). The Algerian homogenized macroseismic database (267–1989): A deeper insight into the Algerian historical seismicity. *Seismological Research Letters*, 86 (6), 1705– 1716. doi: 10.1785/0220150092

Jaud, M., Geoffroy, L., Chauvet, F., Durand, E., & Civet, F. (2022). Potential of a virtual reality environment based on very-high-resolution satellite imagery for structural geology measurements of lava flows. *Journal of Structural Geology*, 158, 104569. doi:10.1016/j.jsg.2022.104569

Jolivet, L., Baudin, T., Calassou, S., Chevrot, S., Ford, M., Issautier, B., Vidal, O. (2021). Geodynamic evolution of a wide plate boundary in the western mediterranean, near-field versus far-field interactions. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, 192 , 48. doi:10.1051/bsgf/2021043

Kherroubi, A., Déverchère, J., Yelles, A., de Lépinay, B. M., Domzig, A., Cattaneo, A., Graindorge, D. (2009). Recent and active deformation pattern off the easternmost algerian margin, western mediterranean sea: New evidence for contractional tectonic reactivation. *Marine Geology*, 261 (1-4), 17–32. doi: 10.1016/j.margeo.2008.05.016

Leffondré, P., Déverchère, J., Medaouri, M., Klingelhoefer, F., Graindorge, D., & Arab, M. (2021). Ongoing inversion of a passive margin: Spatial variability of strain markers along the algerian margin and basin (mediterranean sea) and seismotectonic implications. *Frontiers in Earth Science*, 9 . doi: 10.3389/feart.2021.674584

Lentas, K., Giacomo, D. D., Harris, J., & Storchak, D. A. (2019, apr). The ISC bulletin as a comprehensive source of earthquake source mechanisms. *Earth System Science Data*, 11 (2), 565–578. doi: 10.5194/essd-11-565-2019

Lofi, J., Sage, F., Deverchere, J., Loncke, L., Maillard, A., Gaullier, V., Gorini, C. (2011). Refining our knowledge of the messinian salinity crisis records in the offshore domain through multisite seismic analysis. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182 (2), 163–180. doi:10.2113/gssgfbull.182.2.163

Mayer, L., Jakobsson, M., Allen, G., Dorschel, B., Falconer, R., Ferrini, V., Weatherall, P. (2018). The nippon foundation—GEBCO seabed 2030 project: The quest to see the world's oceans completely mapped by 2030. *Geosciences*, 8 (2), 63. doi: 10.3390/geosciences8020063

Meghraoui, M., Jaegy, R., Lammali, K., & Albarède, F. (1988). Late holocene earthquake sequences on the El Asnam (Algeria) thrust fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 90 (2), 187–203. doi: 10.1016/0012-821x(88)90100-8

Migeon, S., Cattaneo, A., Hassoun, V., Dano, A., Casedevant, A., & Ruellan, E. (2011). Failure processes and gravity-flow transformation revealed by high-resolution AUV swath bathymetry on the nice continental slope (ligurian sea). In *Submarine mass movements and their consequences* (pp. 451–461). Springer Netherlands. doi:10.1007/978-94-007-2162-340

Nesbit, P. R., Boulding, A., Hugenholtz, C., Durkin, P., & Hubbard, S. (2020). Visualization and sharing of 3d digital outcrop models to promote open science. *GSA Today*, 30 (6), 4–10. doi: 10.1130/gsatg425a.1

Nocquet, J.-M. (2012). Present-day kinematics of the mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*, 579 , 220–242. doi:10.1016/j.tecto.2012.03.037

Powell, R. E., & Weldon, R. J. (1992). Evolution of the San Andreas Fault. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20 (1), 431–468. doi:10.1146/annurev.es.20.050192.002243

Recanati, A., Missenard, Y., Leprêtre, R., Gautheron, C., Barbarand, J., Abbassene, F., Haurine, F. (2018). A Tortonian onset for the algerian margin inversion: Evidence from low-temperature thermochronology. *Terra Nova*, 31 (1), 39–48. doi:10.1111/ter.12367

Smith, B. R., & Sandwell, D. T. (2006). A model of the earthquake cycle along the san andreas fault system for the past 1000 years. *Journal of Geophysical Research*, 111 (B1). doi:10.1029/2005jb003703

Stirling, M., Goded, T., Berryman, K., & Litchfield, N. (2013). Selection of earthquake scaling relationships for seismic-hazard analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103 (6), 2993–3011. doi:10.1785/0120130052

Strzeczynski, P., Déverchère, J., Cattaneo, A., Domzig, A., Yelles, K., de Lépinay, B. M., Boudiaf, A. (2010). Tectonic inheritance and pliocene-pleistocene inversion of the algerian margin

around algiers: Insights from multibeam and seismic reflection data. *Tectonics*, 29 (2), n/a–n/a. doi: 10.1029/2009tc002547

Strzeczynski, P., Dominguez, S., Boudiaf, A., & Déverchère, J. (2021). Tectonic inversion and geomorphic evolution of the algerian margin since messinian times: Insights from new onshore/offshore analog modeling experiments. *Tectonics*, 40 (2). doi:0.1029/2020tc006369

Van-Hinsbergen, D. J. J., Vissers, R. L. M., & Spakman, W. (2014). Origin and consequences of western mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics*, 33 (4), 393–419. doi: 10.1002/2013tc003349

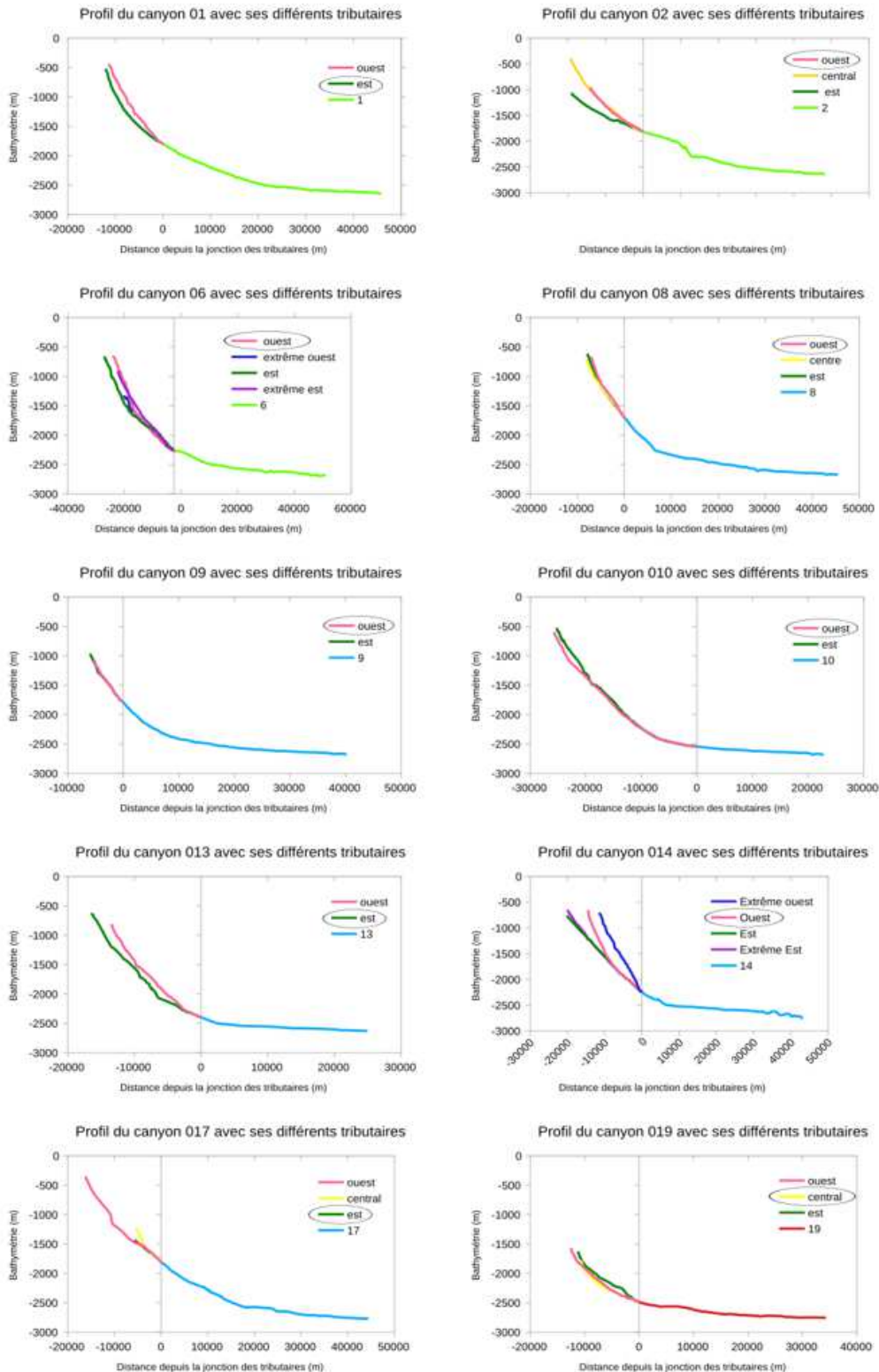
Yelles-Chaouche, A., Boudiaf, A., Djellit, H., & Bracene, R. (2006). La tectonique active de la région nord-algérienne. *Comptes Rendus Geoscience*, 338 (1-2), 126–139. doi:10.1016/j.crte.2005.11.002

Yelles-Chaouche, A., Roger, J., Déverchère, J., Bracène, R., Domzig, A., Hébert, H., & Kherroubi, A. (2009). The 1856 tsunami of Djidjelli (eastern Algeria): Seismotectonics, modelling and hazard implications for the Algerian coast. *Pure and Applied Geophysics*, 166 , 283–300.

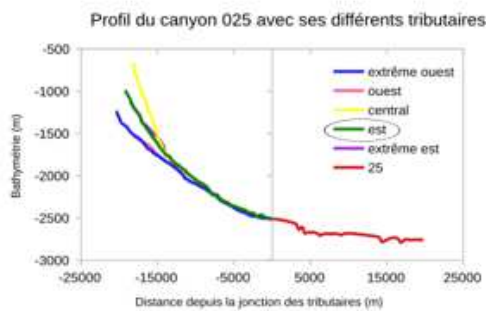
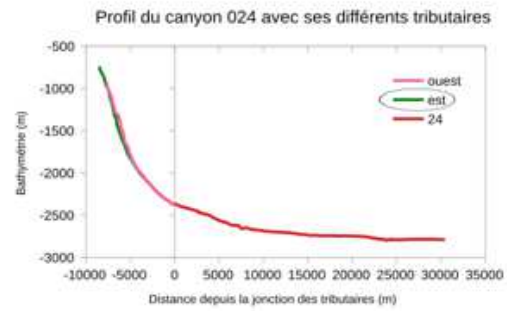
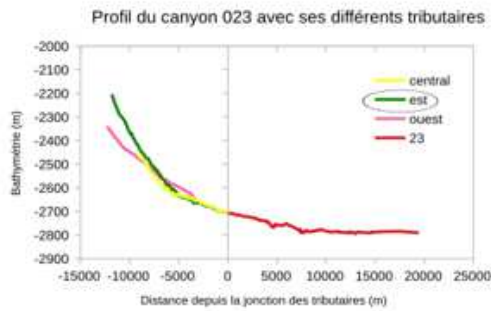
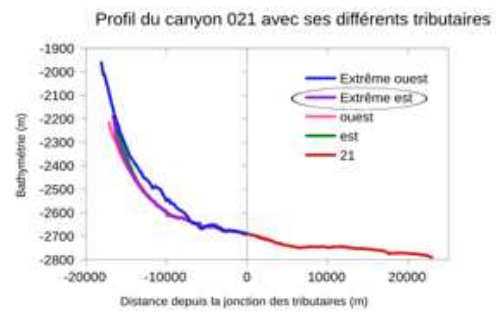
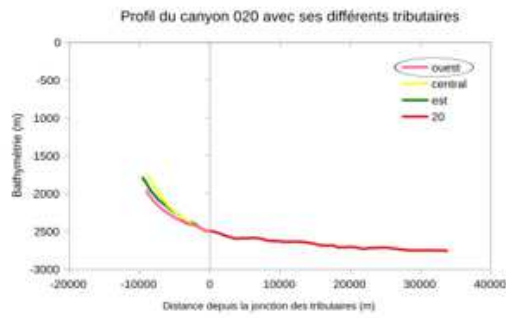


## Annexe

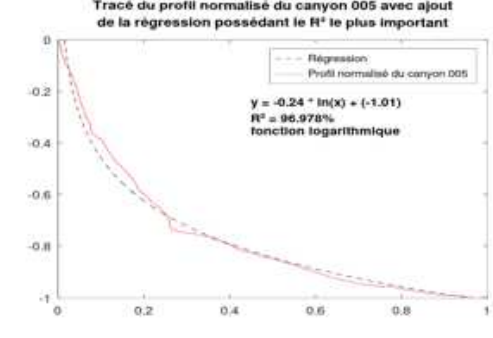
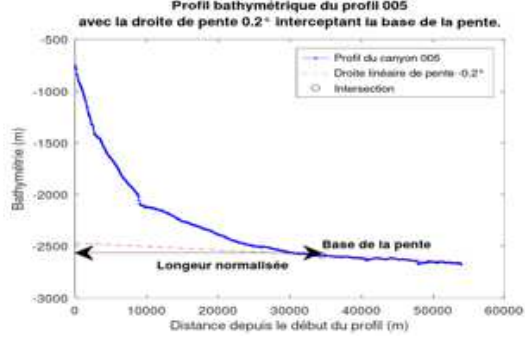
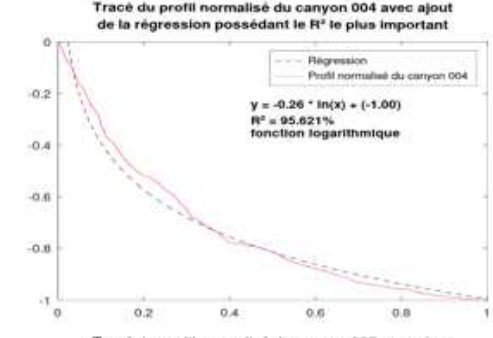
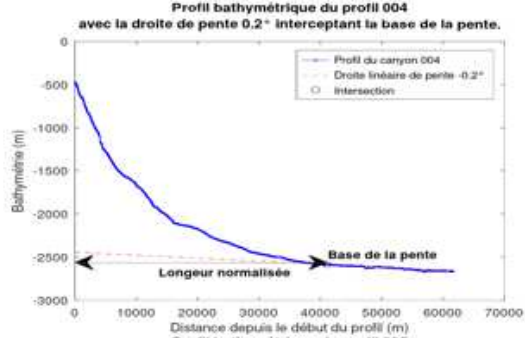
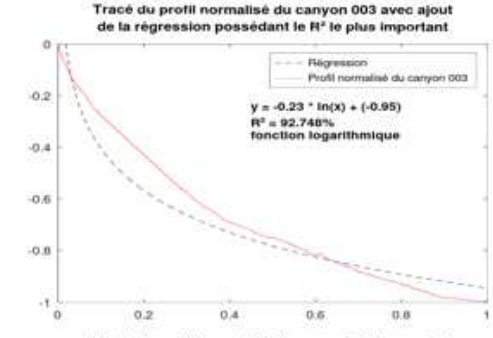
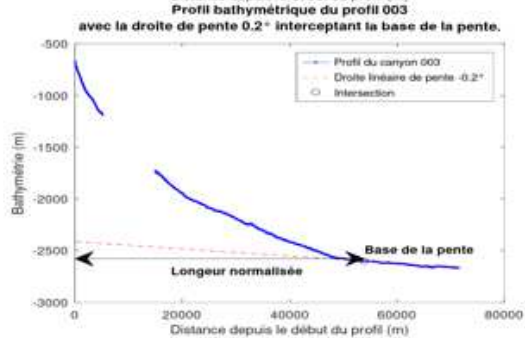
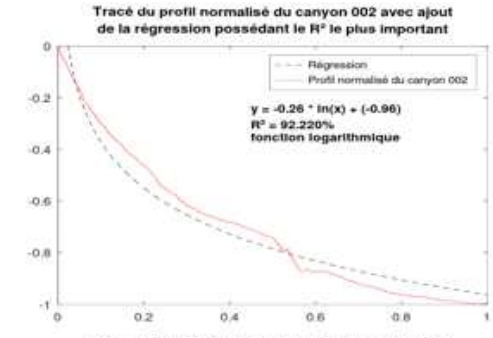
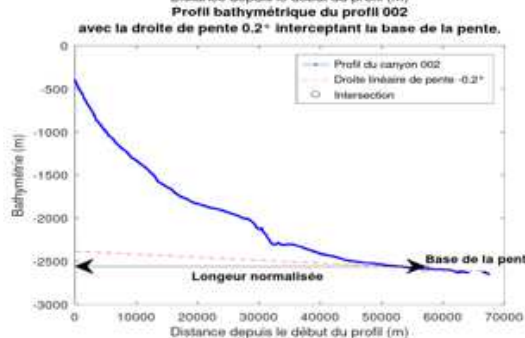
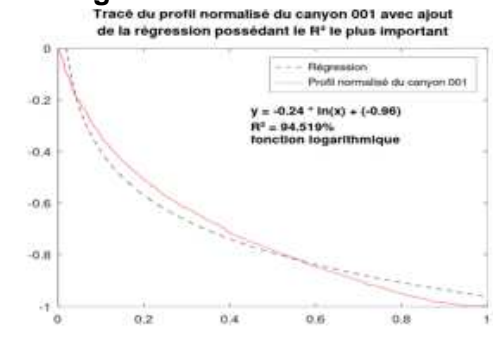
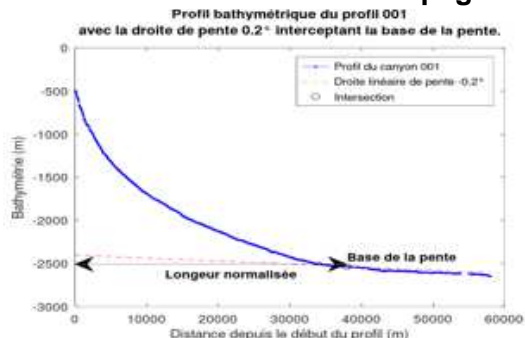
### Annexe A1 - Ensemble des profils des tributaires appartenant aux canyons de la zone d'étude. Les tributaires entourés correspondent à ceux identifiés comme étant le tributaire "majeur".



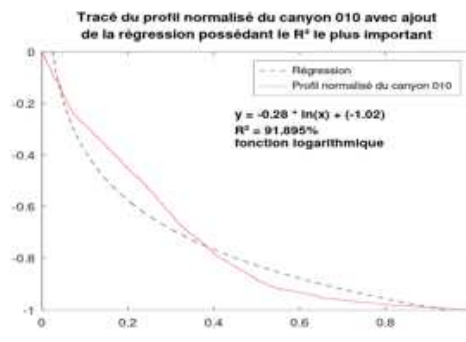
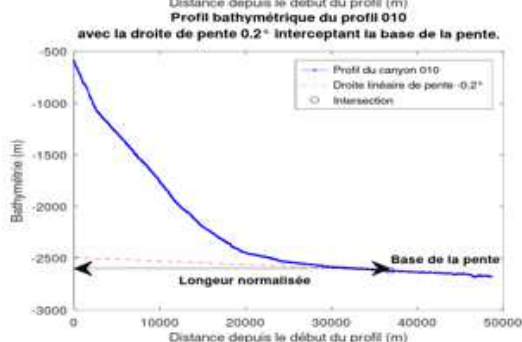
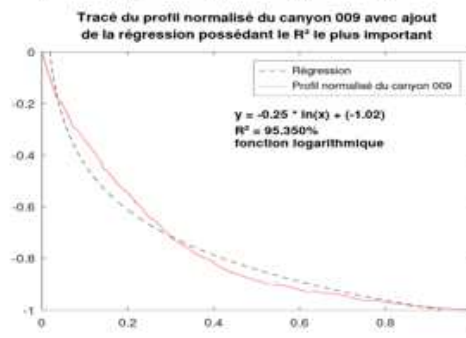
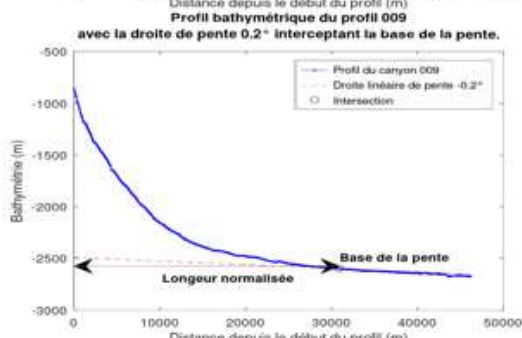
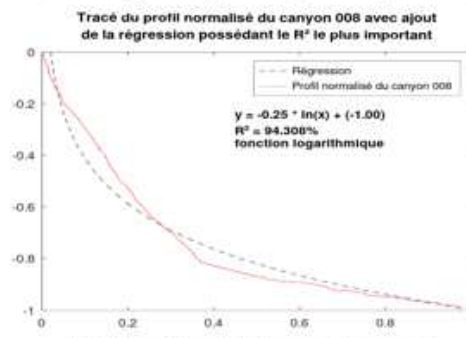
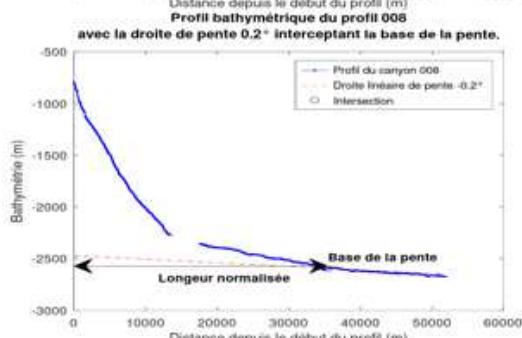
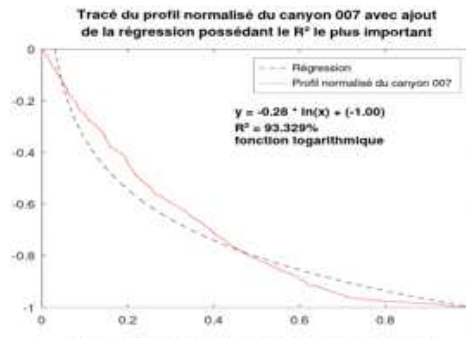
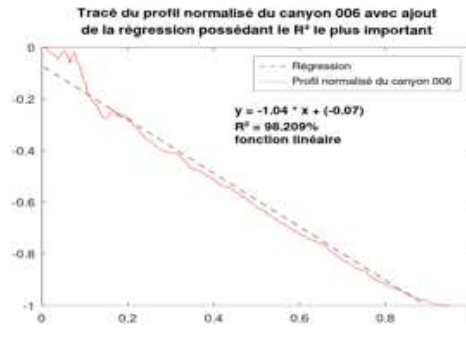
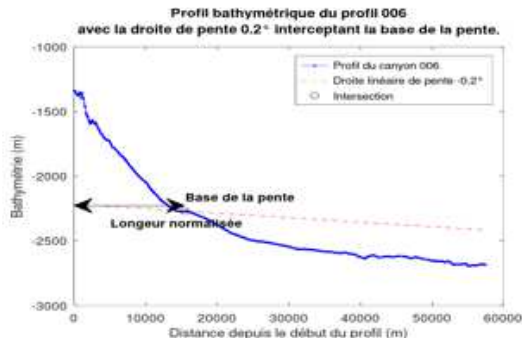
Annexe A1 - suite



**Annexe A2 - ensemble des profils bathymétrique des canyons 001 à 025 accompagnés de leur régression**

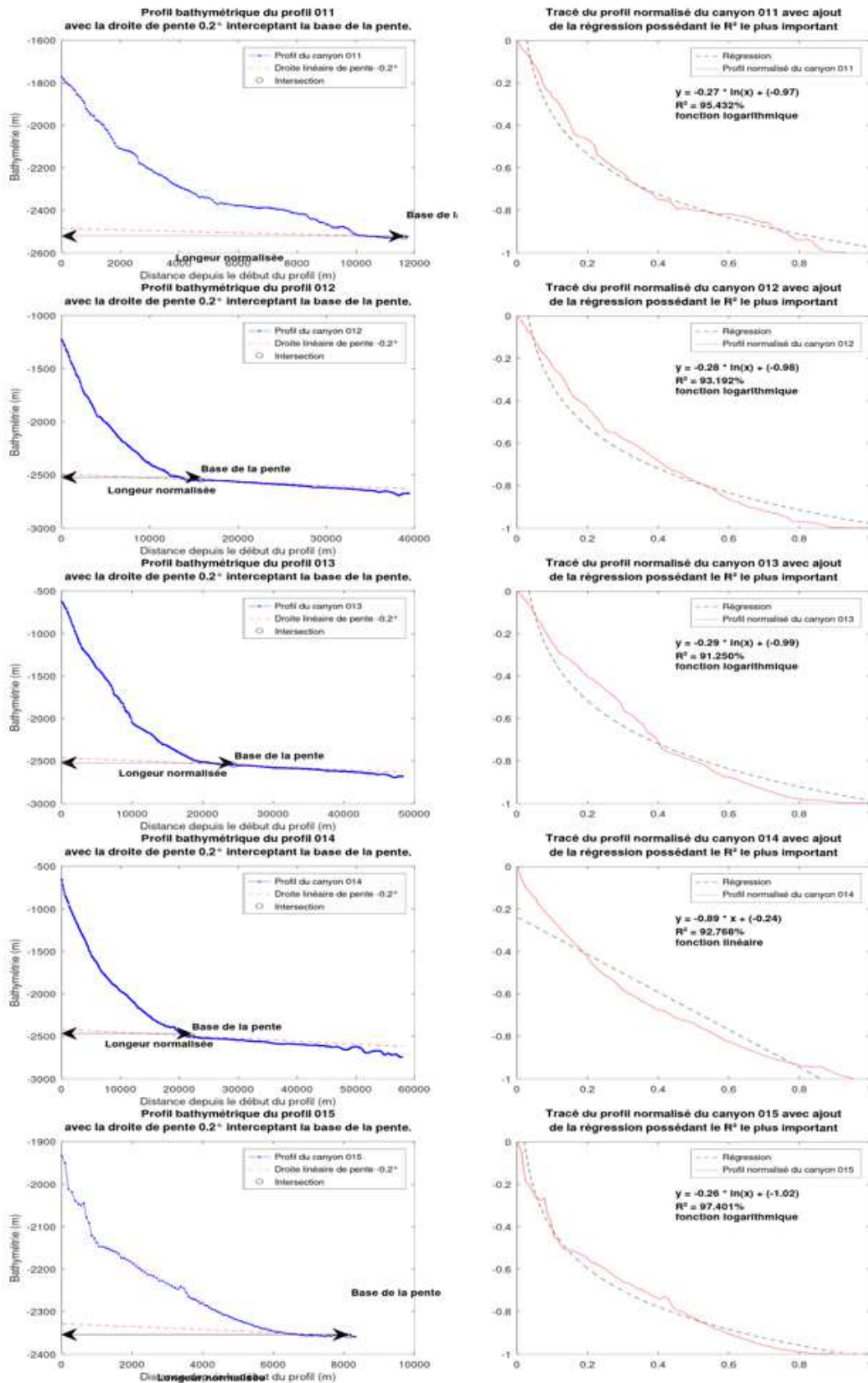


Annexe A2 - suite



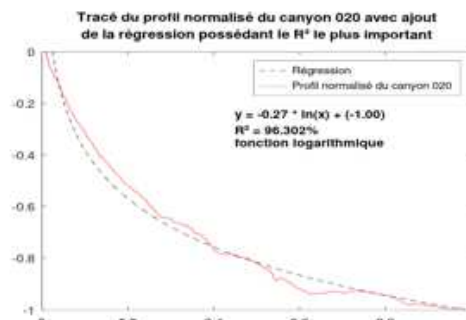
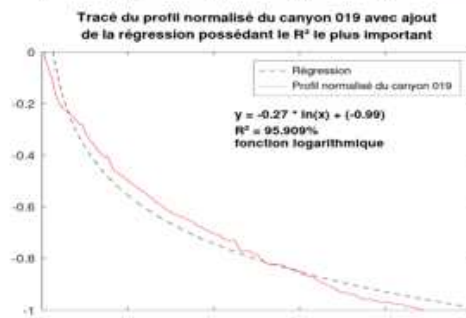
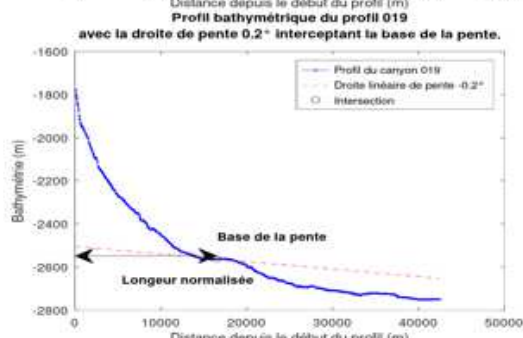
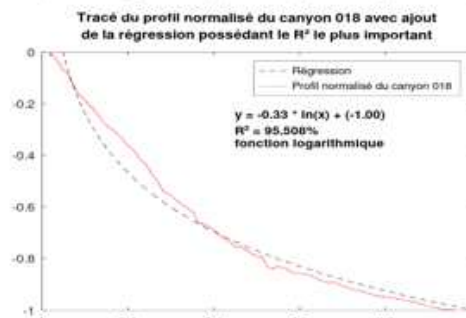
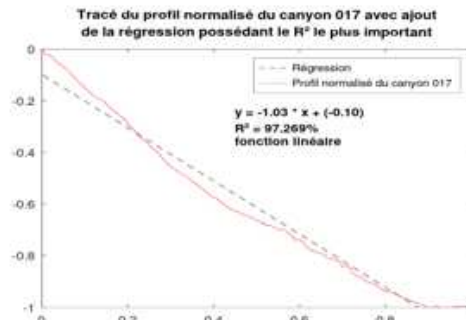
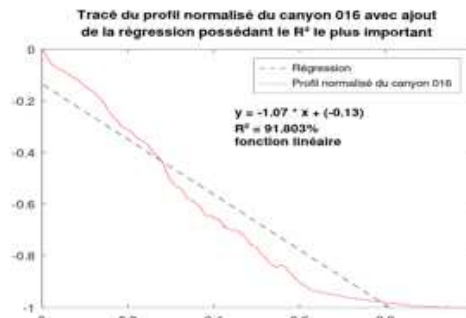


Annexe A2 - suite

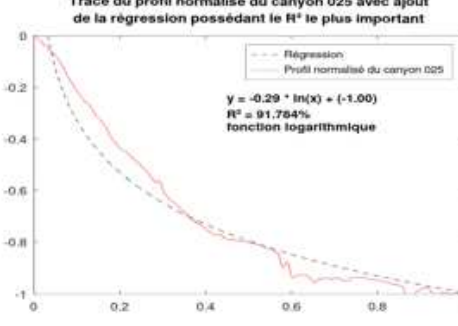
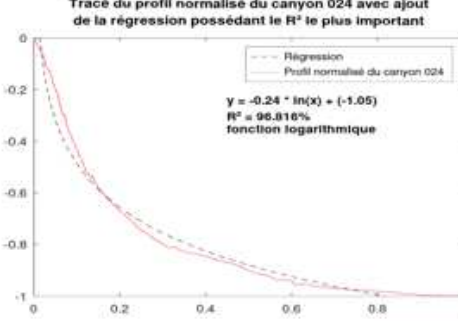
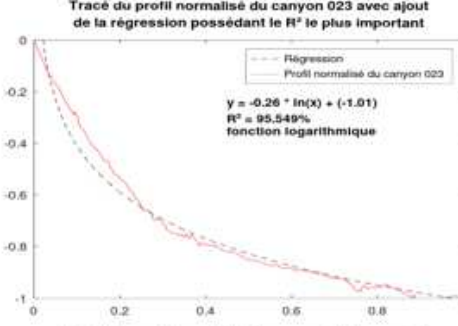
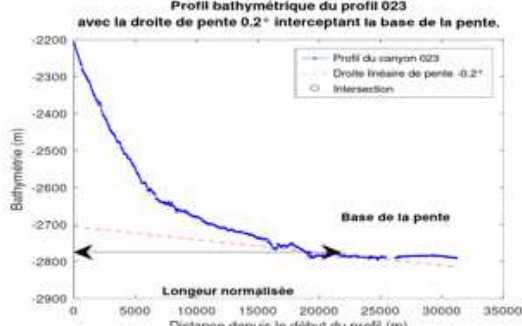
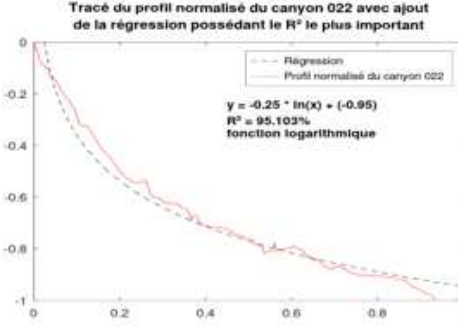
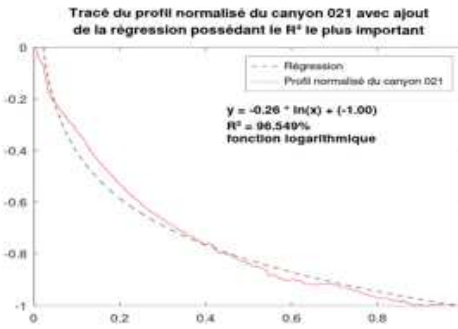
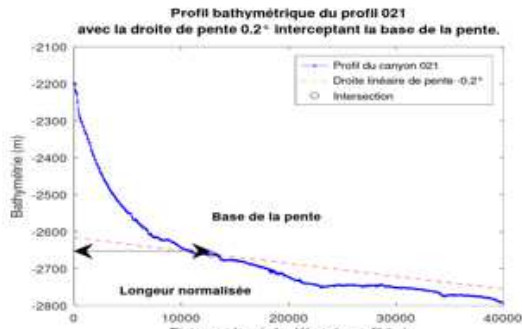




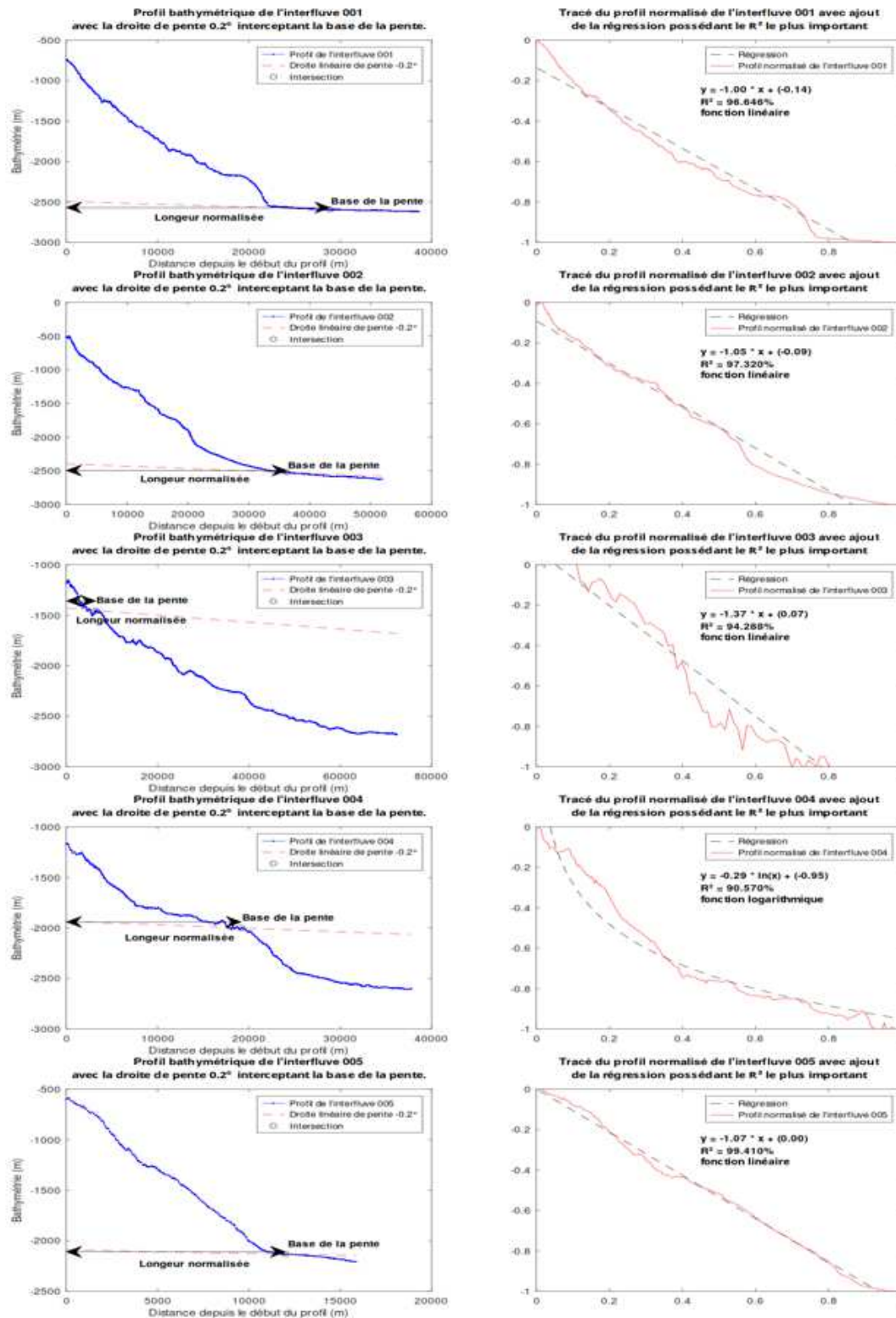
Annexe A2 - suite



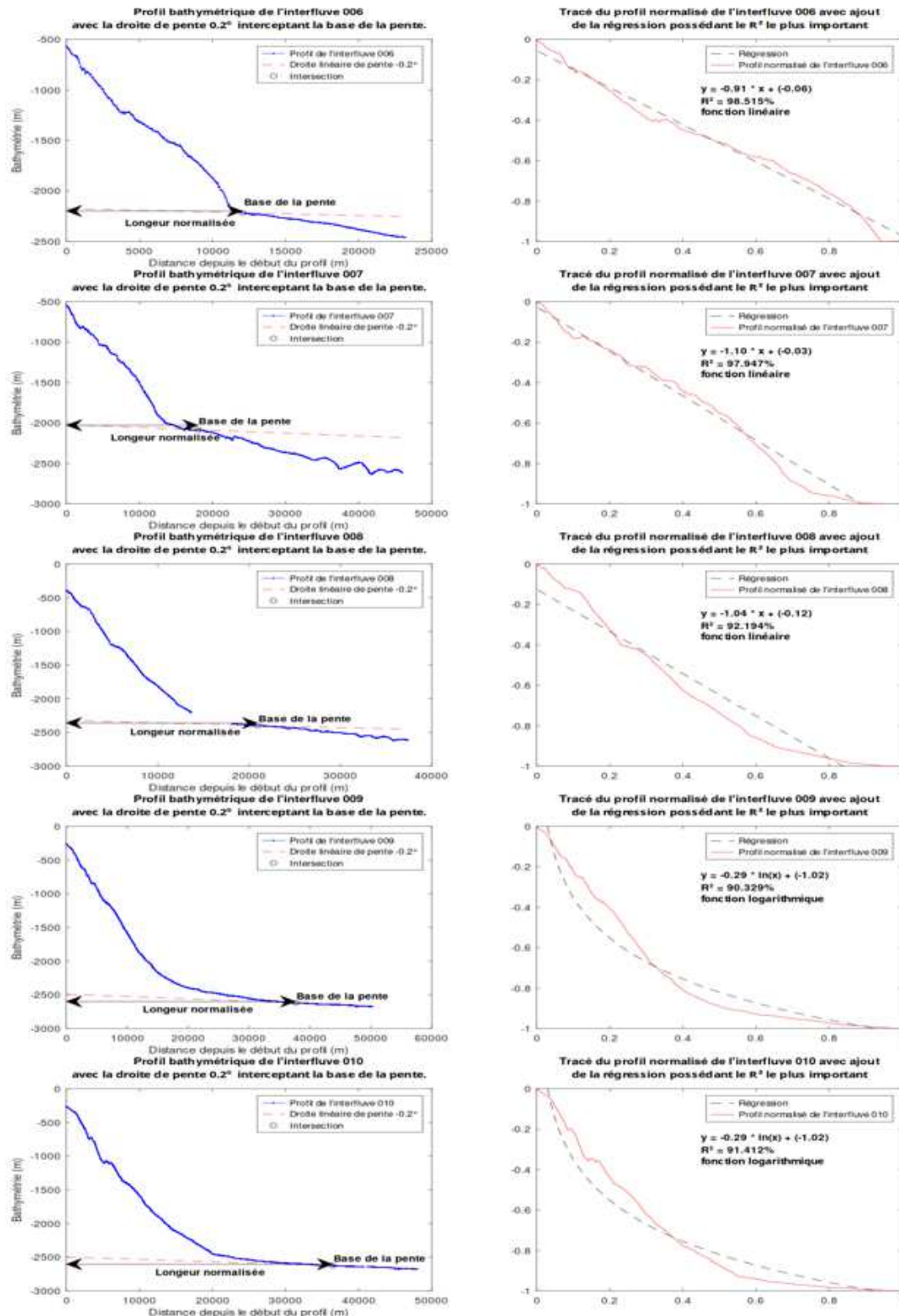
Annexe A2 - suite



**Annexe A3 - ensemble des profils bathymétriques des interfluves 001 à 025 accompagnés de leur régression**

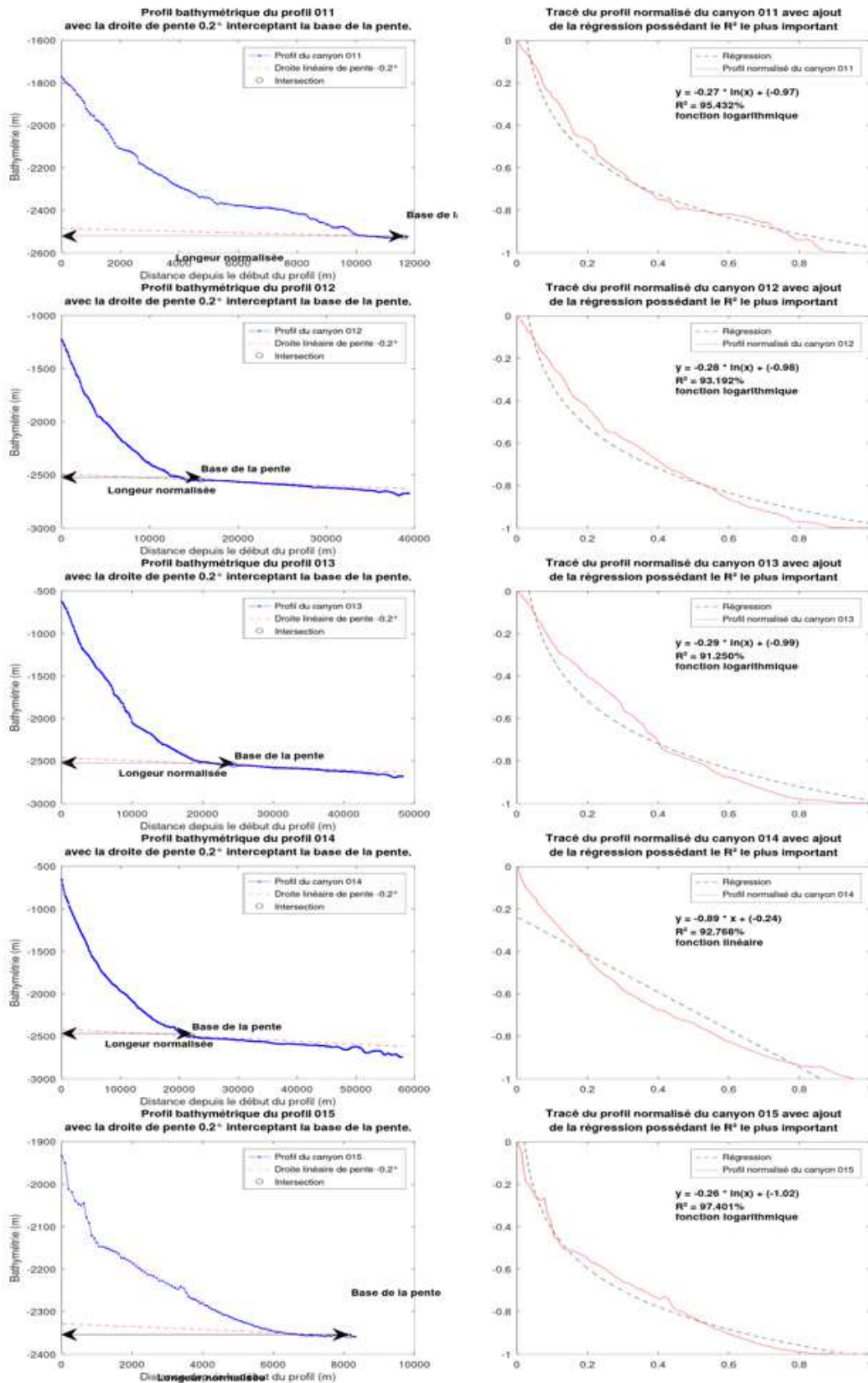


Annexe A3 - suite



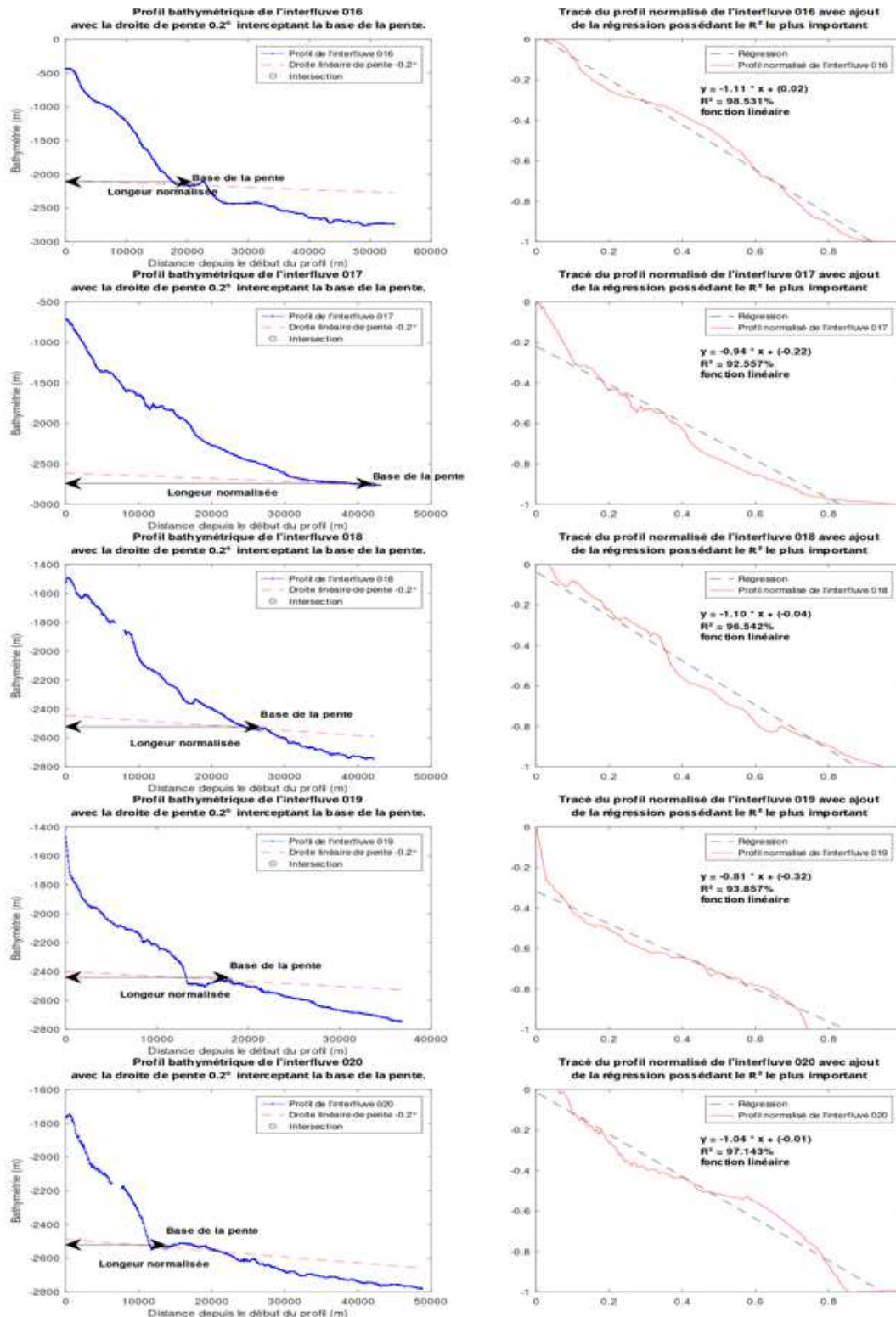


Annexe A3 - suite

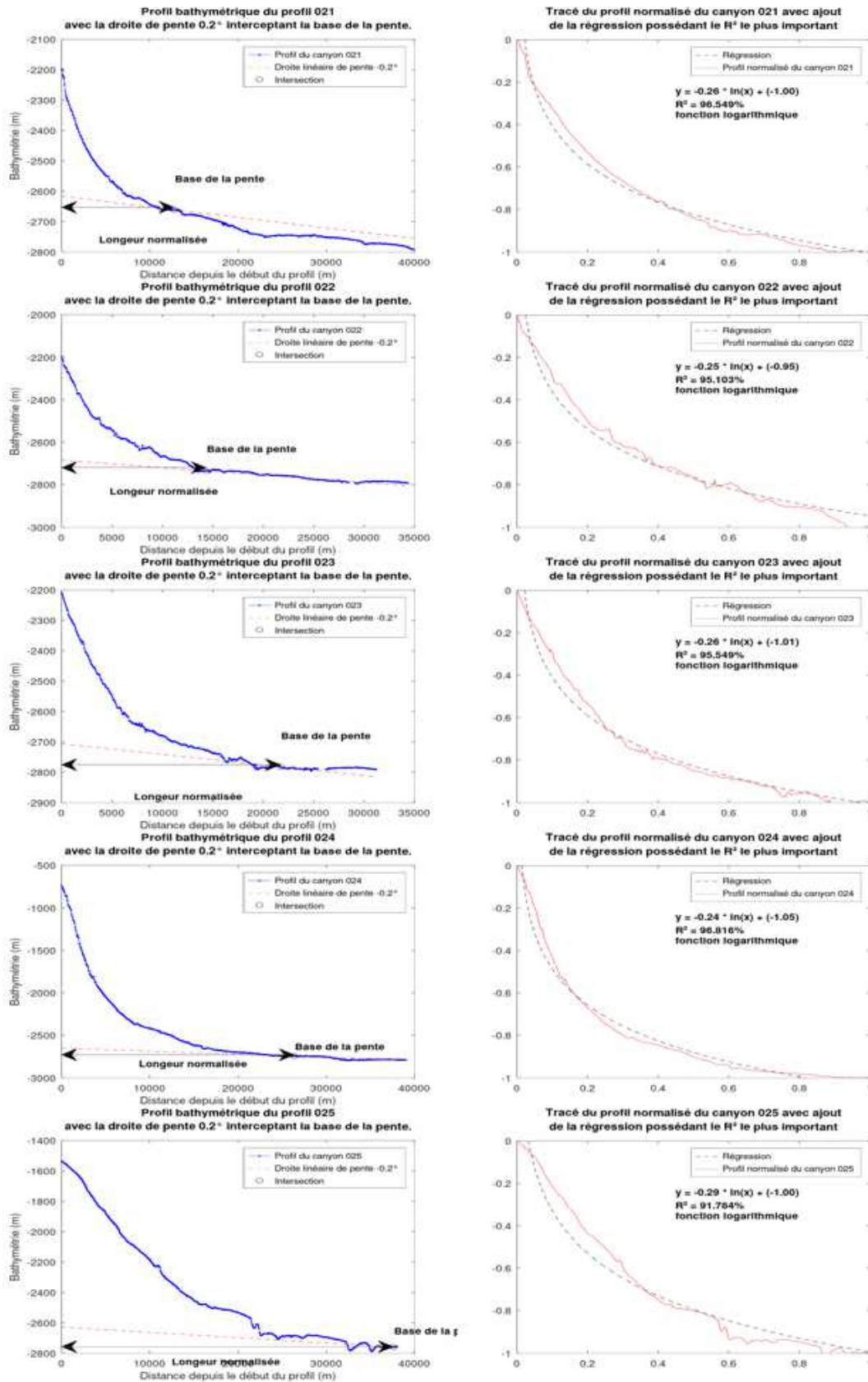




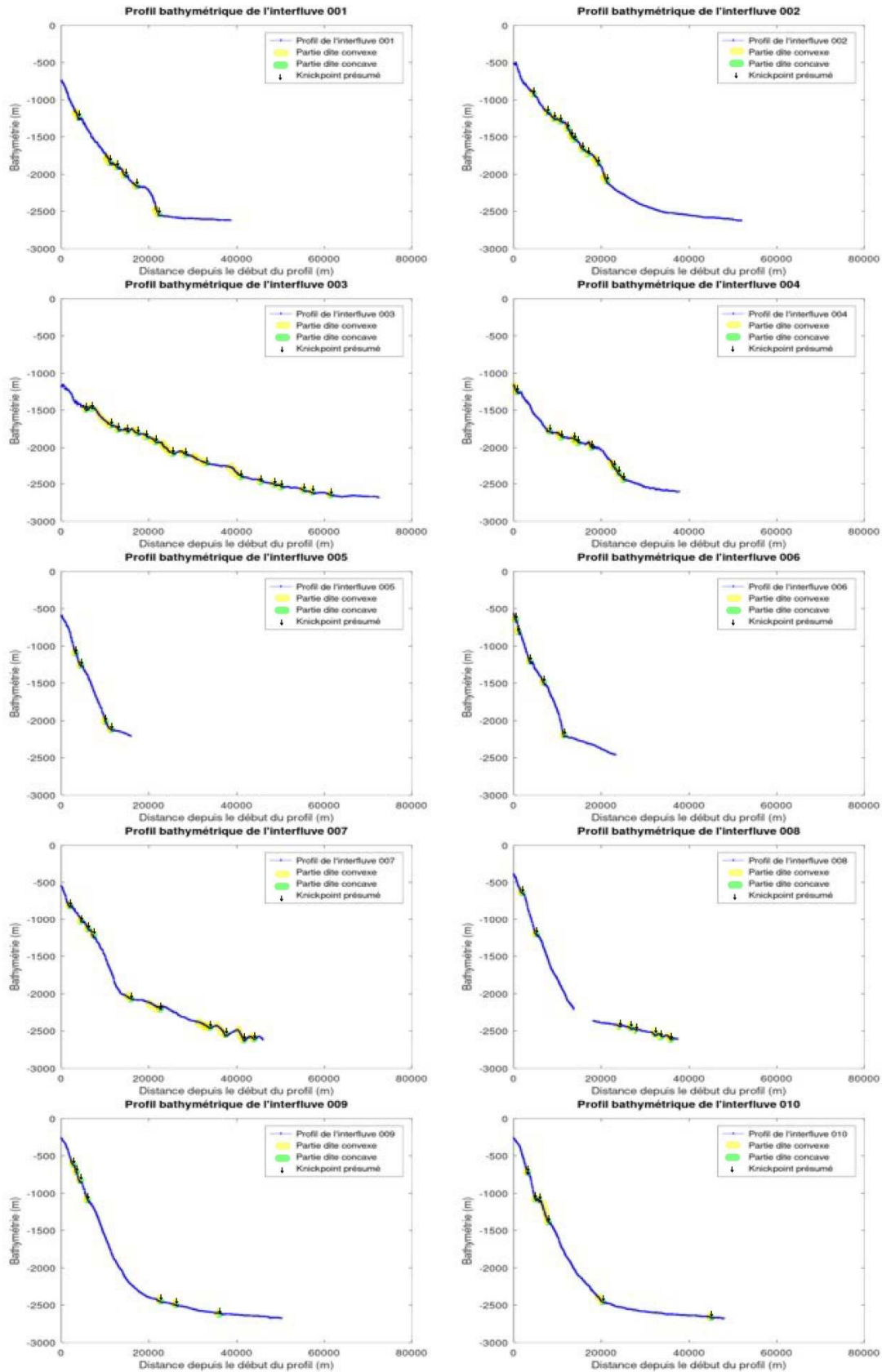
Annexe A3 - suite



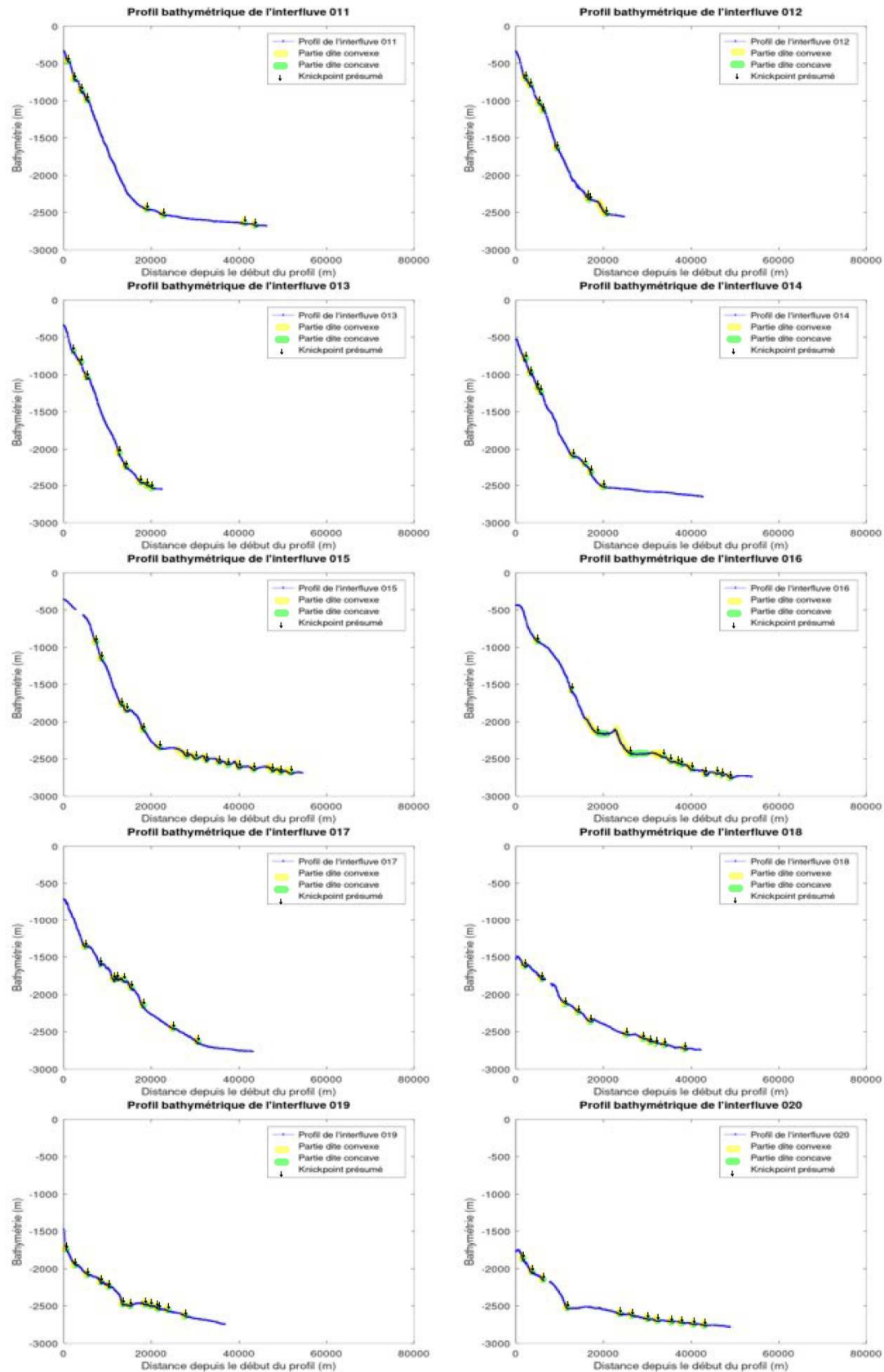
Annexe A3 - suite



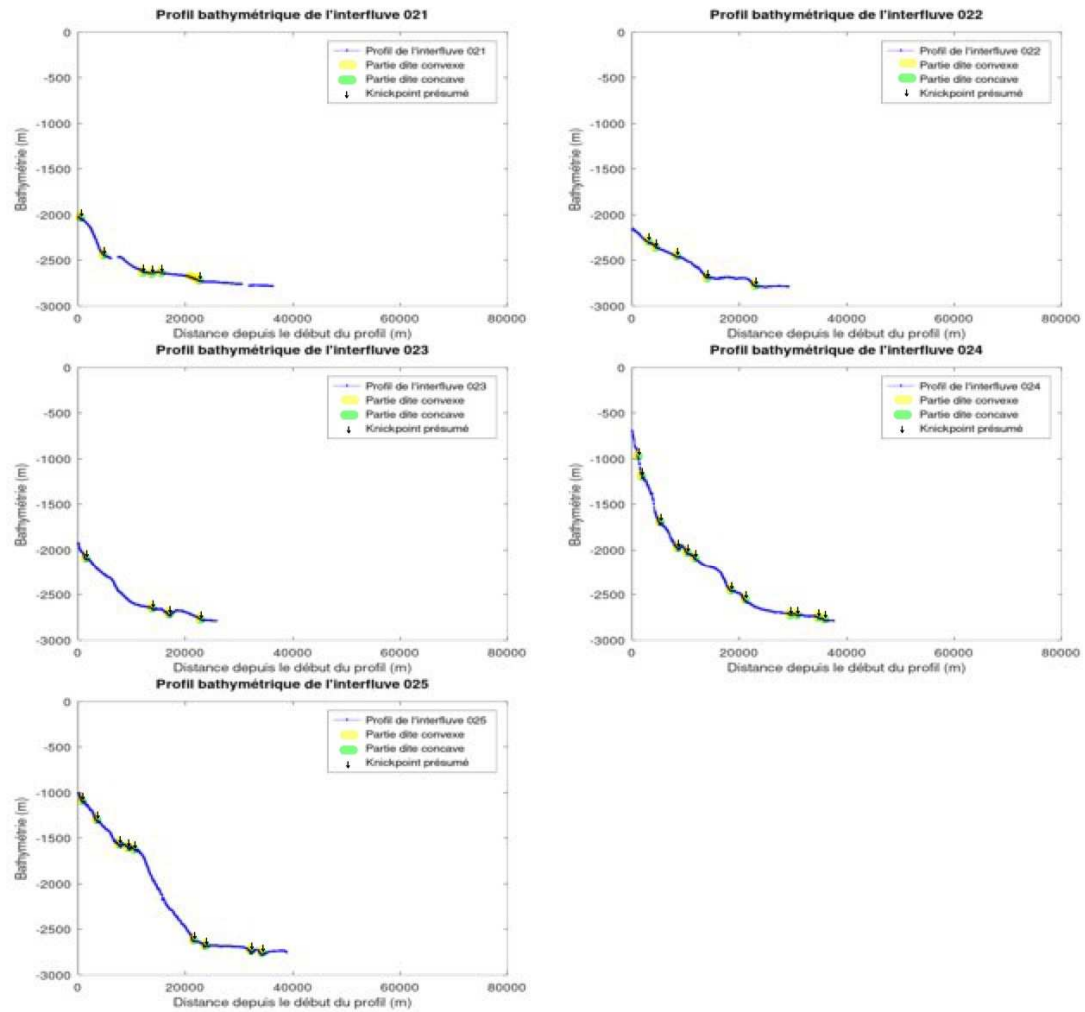
**Annexe A4 - Ensemble des profils bathymétriques des interfluves 001 à 025 accompagné de tous les knickpoints**



Annexe A4 - suite



Annexe A4 - suite





Liens entre structures profondes et de subsurface en relation avec l'inversion tectonique :  
l'exemple de la pente continentale au large de Jijel analysé par SIG et réalité virtuelle

**Annexe A5 - Vidéo réalisée par Maxime Kernec reprenant des moments des  
différentes plongées virtuelles réalisée dans la zone d'étude**

[Lien Google Drive permettant d'accéder à la vidéo](#)

[https://drive.google.com/file/d/1vfuKR4q4hj6K6SXVmmli7S6V4sVFNXAi/view?usp=drive link](https://drive.google.com/file/d/1vfuKR4q4hj6K6SXVmmli7S6V4sVFNXAi/view?usp=drive_link)