

Mémoire

Auteur : Darcis, Jean-Christophe

Promoteur(s) : Hubert, Aurelia

Faculté : Faculté des Sciences

Diplôme : Master en sciences géographiques, orientation global change, à finalité approfondie

Année académique : 2024-2025

URI/URL : <http://hdl.handle.net/2268.2/23899>

Avertissement à l'attention des usagers :

Tous les documents placés en accès ouvert sur le site le site MatheO sont protégés par le droit d'auteur. Conformément aux principes énoncés par la "Budapest Open Access Initiative"(BOAI, 2002), l'utilisateur du site peut lire, télécharger, copier, transmettre, imprimer, chercher ou faire un lien vers le texte intégral de ces documents, les disséquer pour les indexer, s'en servir de données pour un logiciel, ou s'en servir à toute autre fin légale (ou prévue par la réglementation relative au droit d'auteur). Toute utilisation du document à des fins commerciales est strictement interdite.

Par ailleurs, l'utilisateur s'engage à respecter les droits moraux de l'auteur, principalement le droit à l'intégrité de l'oeuvre et le droit de paternité et ce dans toute utilisation que l'utilisateur entreprend. Ainsi, à titre d'exemple, lorsqu'il reproduira un document par extrait ou dans son intégralité, l'utilisateur citera de manière complète les sources telles que mentionnées ci-dessus. Toute utilisation non explicitement autorisée ci-avant (telle que par exemple, la modification du document ou son résumé) nécessite l'autorisation préalable et expresse des auteurs ou de leurs ayants droit.



Faculté des sciences
Département de géographie

Première caractérisation des failles sous-marines du Golfe de Patras et évaluation de l'aléa sismique associé

Jean-Christophe Darcis

Mémoire en Master en sciences géographiques orientation Global Change à finalité approfondie géomorphologie et risques environnementaux

Année académique : **2024-2025**
Date de défense : **Septembre 2025**

Président de jury : **Pr. Xavier FETTWEIS**
Promoteur : **Pr. Aurelia HUBERT**
Jury de lecture : **Pr. Geoffrey HOUBRECHTS**
Dr. Quentin GLAUDE

Remerciements

Je tiens à remercier avant tout ma promotrice, la Pr. Aurélia Hubert pour son aide et son investissement tout au long de l'année. Ce travail ne serait rien sans ses précieux conseils, ses corrections et nos longues discussions que l'on a pu avoir. Merci de m'avoir donné l'opportunité de travailler sur ce sujet.

Ensuite, j'aimerais également remercier Basile Caterina qui m'a permis de prendre en main le logiciel SeaView, qui est la base de mon travail.

Je tiens à faire une petite mention spéciale au Pr. Pierre Ozer, tout d'abord pour le remercier de son accompagnement et de l'expérience enrichissante qu'a été le TFB à ses côtés. Mais également pour ses précieux conseils lors de notre discussion de début d'année sur le choix du sujet de mémoire.

De plus, je remercie tous les professeurs qui nous ont accompagnés lors de ces cinq belles années d'études. Et évidemment, tous mes camarades qui sont devenus des amis pour la vie suite à nos terrains et guindailles, avec une mention spéciale pour le GAGG et aussi Julien, avec qui tout a commencé sans s'arrêter depuis la maternelle.

Enfin, le meilleur pour la fin, je ne remercierai jamais assez ma maman et mon papa qui ont toujours tout fait pour que je sois dans les meilleures conditions tout au long de mon parcours scolaire, bien aidés par Papy et Mamy. Et plus globalement ma famille qui a toujours été là pour moi aussi. Je vous aime. Sans oublier Jade, avec qui on s'est soutenus l'un l'autre tous ces derniers mois.

Tout simplement, Merci !

Résumé

Le Golfe de Patras, situé dans l'ouest de la Grèce, constitue une zone tectonique complexe où se rencontrent différentes structures tectoniques majeures, associées à une forte sismicité régionale. Cependant, le Golfe de Patras soulève encore de nombreuses interrogations quant à sa dynamique et les structures sous-marines présentes. Ce mémoire a pour objectif de réaliser une cartographie précise des failles actives du golfe et d'en évaluer le potentiel d'aléa sismique. L'identification des failles est réalisée grâce à l'analyse conjointe de profils sismiques réflexion haute résolution acquis lors d'une mission en 2023 et d'une carte bathymétrique. Plusieurs paramètres ont été calculés à partir des profils sismiques et de la cartographie, comme le rejet vertical des failles ou leur orientation, pour compléter les analyses. Une comparaison avec les études morphosédimentaires antérieures du golfe a également été menée, afin de mieux comprendre la dynamique tectonique et de formuler des hypothèses sur le développement et l'évolution du Golfe de Patras. L'évaluation de l'aléa a été effectuée à partir des caractéristiques géométriques des failles.

Les résultats mettent en évidence deux systèmes tectoniques distincts : un ensemble de failles normales formant le graben dans la partie centrale et occidentale du golfe ; et un autre ensemble composé de failles décrochantes, incluant des structures en fleur, dans la continuité des systèmes de failles terrestres à l'est du golfe, aux abords de la ville de Patras. Ces systèmes sont désormais en interaction depuis au moins 20-30 ka, menant à la formation de différentes structures faillées accommodant les contraintes exercées par ces deux systèmes. L'évaluation de l'aléa a permis de souligner le risque présent pour Patras avec des magnitudes maximales potentielles supérieures à M_w 6 pour les plus grandes structures faillées du golfe. Cependant, le manque de compréhension du comportement de rupture des failles impose des recherches plus approfondies pour évaluer le risque réel associé à cet aléa maximal.

Abstract

The Gulf of Patras, located in western Greece, is a tectonically complex area where several major structures meet, characterized by significant regional seismicity. However, many questions remain regarding its tectonic dynamics and the nature of its submarine structures. This study aims to produce an accurate map of the active faults in the gulf and to assess their seismic hazard potential. Fault identification was carried out through the combined analysis of high-resolution seismic reflection profiles acquired during a 2023 survey and a detailed bathymetric map. Parameters such as vertical fault displacement and orientation were derived from the seismic profiles and mapping to complement the analyses. A comparison with previous morphosedimentary studies of the Gulf of Patras was also conducted to better understand its tectonic dynamics and to propose hypotheses regarding its evolution. The seismic hazard assessment was performed using the geometric characteristics of the faults.

The results highlight two distinct tectonic systems: a set of normal faults forming the graben in the central and western parts of the gulf, and a system of strike-slip faults, including flower structures, in continuity with onshore fault systems to the east of the gulf, near the city of Patras. These systems have been interacting for at least 20–30 ky, leading to the formation of various fault structures that accommodate the stresses imposed by both systems. The hazard assessment underscores a significant risk for Patras, with maximum potential magnitudes exceeding Mw 6 for the largest fault structures in the gulf. However, the lack of understanding of fault rupture behaviour requires further research to assess the actual risk associated with this maximum hazard.

Table des matières

1. Introduction	10
2. Etat de l'art	11
2.1. Failles normales	11
2.1.1. Modes de propagation des failles	13
2.1.2. Segmentation des failles.....	16
2.1.3. Distributions et lois d'échelles.....	18
2.1.4. Evaluation de l'aléa	20
3. Contexte et connaissances sur la zone d'étude	22
3.1. Contexte géographique et tectonique régional.....	22
3.2. Contexte géographique et tectonique local.....	24
3.3. Architecture sédimentaire du Golfe de Patras	32
3.4. Sismicité locale	35
4. Matériel et méthode	40
4.1. Données de base	40
4.1.1. Carte bathymétrique.....	40
4.1.2. Profils sismiques réflexion haute-résolution.....	41
4.2. Cartographie des failles.....	45
4.2.1. Cartographie détaillée.....	45
4.2.2. Simplification de la cartographie.....	49
4.2.3. Calcul semi-automatisé du rejet des failles.....	52
4.2.4. Mesure de l'orientation des failles	58
4.3. Mesure de l'aléa.....	59
5. Résultats	60
5.1. Organisation du réseau de failles	60
5.1.1. Partie occidentale	60
5.1.2. Partie centrale	65

5.1.3.	Partie orientale	68
5.1.4.	Evidences de failles décrochantes	71
5.1.5.	Orientation	72
5.2.	Mesures acquises sur les profils de failles par calculs semi-automatisés	74
5.2.1.	Difficultés rencontrées lors des mesures du rejet vertical	74
5.2.2.	Incertitudes des mesures.....	77
5.2.3.	Comparaison des deux méthodes de calcul.....	77
5.2.4.	Etude du profil des failles et leur rejet vertical	78
5.2.5.	Pente des escarpements de failles.....	89
5.2.6.	Analyse du coefficient de diffusion	91
5.2.7.	Asymétrie des escarpements	93
5.2.8.	Mesure de l'aléa	96
6.	Discussion	97
6.1.	Comparaison avec la littérature existante.....	97
6.1.1.	Cartographie des failles	97
6.1.2.	Continuité avec les failles terrestres	98
6.1.3.	Comparaison avec les profils et faciès morpho-sédimentaires de Chronis et al. (1991)	100
6.2.	Sismicité	102
6.2.1.	Discussion du calcul des magnitudes	102
6.2.2.	Comparaison des failles avec les mécanismes au foyer	105
6.3.	Autocritique	106
7.	Conclusion	108
	Références.....	110
8.	Annexes.....	115

Liste des figures

Figure 1 : Différents types de failles selon le rejet (Godefroy, 2018 d'après Fossen, 2016).....	11
Figure 2 : Types de zones d'endommagement autour des failles (Peacock, 2016).....	12
Figure 3 : Bloc diagramme schématique des différentes caractéristiques géométriques des failles normales (Peacock, 2000)	13
Figure 4 : Modes de propagation des failles normales (Bellhasen, 2011 d'après (Cowie, 1998)).....	14
Figure 5 : Modèle de croissance des failles par jonction de segments (Projection de profil) (Cartwright et al., 1995)...	15
Figure 6 : Scénario qualitatif de croissance de faille basé sur une faille idéale et isolée (Schlagenhauf et al., 2008).....	16
Figure 7 : Exemples de jonctions aux limites des segments le long de la zone de faille de Wasatch dans le nord de l'Utah (Burbank et al., 2001 d'après Machette et al., 1987)	17
Figure 8 : Relation d'échelle entre déplacement et longueur de faille (Godefroy, 2018 d'après Torabi & Berg, 2011)...	19
Figure 9 : Carte tectonique des régions de la Méditerranée centrale et orientale avec un modèle de plaque simplifiée (Pérouse et al., 2012).....	22
Figure 10 : Carte cinématique et tectonique actuelle de la Méditerranée centrale et orientale d'après les résultats de Pérouse et al., (2012).....	23
Figure 11 : Carte topographique, bathymétrique et des failles des bassins de Patras et Corinthe (Rubi et al., 2022)....	24
Figure 12 : Croquis géologique de la zone de connexion entre les golfs de Patras et de Corinthe.....	25
Figure 13 : Carte tectonique de synthèse de l'Ouest de la Grèce issue des résultats de la thèse de Pérouse (2013).....	26
Figure 14 : Coupe schématique de la bathymétrie depuis la mer Ionienne jusqu'à l'est du Golfe de Corinthe en passant par le Golfe de Patras (Beckers, 2017).....	26
Figure 15 : Carte de la bathymétrie et des failles actives dans le Golfe de Patras d'après Ferentinos et al., (1985)	27
Figure 16 : Contexte géodynamique du Golfe de Patras et de la zone de transition avec le Golfe de Corinthe, représentant les failles actives et les mécanismes au foyer des séismes superficiels (profondeur < 15 km) de Mw > 4 (modifié d'après Beckers et al., 2015)	28
Figure 17 : Carte illustrant les relations structurales entre les deux grabens subparallèles de Corinthe et Trichonis et un schéma décrivant le développement de la déformation de cisaillement latéral sénestre des failles aveugles entre ces deux bassins (Kiratzi et al. 2008)	30
Figure 18 : Evolution schématique du Golfe de Patras et du Golfe de Corinthe occidental d'après la théorie de Flotté et al. (2005)	31
Figure 19 : Carte de la distribution du gaz peu profond dans le sous-sol du Golfe de Patras (Chronis et al., 1991)	33
Figure 20 : Profil sismique avec les unités stratigraphiques A, B et C de Chronis et al. (1991)	35
Figure 21 : Carte épicentrale des séismes historique de 600 BC à 1985 autour du Golfe de Patras et de Corinthe (zone hachurée : seismic gap) (Melis et al., 1995).....	36
Figure 22 : Cartes des séismes au sein et à proximité du Golfe de Patras de 1970 à 2025	36
Figure 23 : Coupe en travers de la microseismicité à proximité du détroit de Rion-Antirion (Duverger et al., 2018).....	37
Figure 24 : Sismotectonique du Golfe de Corinthe et du Golfe d'Evoikos Nord (NEG). Les deux ellipses représentent les zones de ruptures suggérées des séismes de 552 AD (Papadopoulos et al., 2023)	38
Figure 25 : Epicentre relocé (Triangle) du séisme d'août 1889 et intensité estimées dans les villes alentours (Albini et al., 2017).....	39
Figure 26 : Localisation du séisme d'Achaïe-Elia de 2008 avec le mécanisme au foyer et la localisation des aftershocks (Margaris et al., 2010).....	39
Figure 27 : Localisation du séisme de Patras de 1993 avec mécanisme au foyer et localisation des aftershocks (Tselentis, 1998).....	39

Figure 28 : Carte bathymétrique Navionics SonarChart du Golfe de Patras (Garmin, 2025).....	40
Figure 29 : Schéma du principe de la sismique réflexion modifié d'après SIG France (Caroir, 2022).....	41
Figure 30 : Détection de faille sur un profil sismique réflexion.....	42
Figure 31 : Tracés des profils sismiques acquis en mai 2023, repris pour l'analyse des structures tectoniques	44
Figure 32 : Exemple du profil L4 bruité par la pluie	45
Figure 33 : Vue cartographique des profils dans le logiciel SeaView avec la localisation des structures interprétées : failles, delta, gaz, chenaux sous-marins ou encore discordances.....	46
Figure 34 : Analyse typique d'un profil sismique (L24) avec l'ensemble des structures cartographiées.....	47
Figure 35 : Détection des émissions de gaz brouillant les couches sédimentaires sur le profil sismique L15	47
Figure 36 : Légende des structures repérées sur les profils sismiques. Les décalages sont ceux induits par les failles en surface.....	48
Figure 37 : Arbre de décision d'agrégation des failles individuelles en des systèmes/zones de failles.....	50
Figure 38 : Schéma des structures de failles en fleur (Dubey, 2014).....	51
Figure 39 : Calcul semi-automatique du rejet de faille sur base de la sélection des pentes du fond marin du footwall et du hanging-wall dans l'étude de Wolfe et al. (2020).....	53
Figure 40: Exemple de mesure du rejet de faille issue du code Python avec la méthode linéaire, en prenant une section du footwall et du hanging-wall (F4 du profil L24).....	53
Figure 41 : Schéma de l'effet de la diffusion dans le temps sur un escarpement (Wei et al., 2015)	55
Figure 42 : Exemple de mesure du rejet de faille issue du code Python avec la méthode d'ajustement de la courbe de diffusion (F4 sur le profil L24).....	55
Figure 43 : Comparaison de la dégradation des escarpements de faille u_{end} après un temps t_{end} selon l'historique des ruptures (Holtmann et al., 2023b)	57
Figure 44 : Cartographie détaillée des failles identifiées dans le Golfe de Patras.....	61
Figure 45 : Cartographie des systèmes de failles simplifiés du Golfe de Patras	61
Figure 46 : Cartographie des failles de la partie occidentale du Golfe de Patras et profils sismiques associés	64
Figure 47 : Cartographie des failles de la partie centrale du Golfe de Patras et profils sismiques associés	67
Figure 48 : Cartographie des failles de la partie orientale du Golfe de Patras et profils sismiques associés	70
Figure 49 : Rosaces directionnelles des failles du Golfe de Patras	73
Figure 50 : Mesure de rejet vertical biaisée avec deux failles consécutives sur un seul escarpement (Profil L12).....	74
Figure 51 : a) Différentes options possibles pour calculer le rejet vertical avec un surcreusement au pied de l'escarpement de faille par la première méthode. b) Tracé de la courbe de diffusion avec un surcreusement par la seconde méthode. (Profil L6)	75
Figure 52 : Problème du fit de la diffusion pour la mesure du rejet vertical (Profil L11).....	76
Figure 53 : Mauvaise estimation de la pente du fond marin avec le fit de la diffusion (Profil L10).....	76
Figure 54 : Corrélation des mesures du rejet vertical avec les deux méthodes.....	78
Figure 55 : Profil de rejets cumulés des systèmes F1-F2-F3-F4-F5-F6-F8-F11.....	80
Figure 56 : Profil de rejets cumulés des systèmes F9 et F10.....	81
Figure 57 : Profil de rejets cumulés des systèmes F18-F19-F20-F21.....	82
Figure 58 : Profil de rejets cumulés de l'ensemble de la marge nord avec les différentes associations de systèmes de failles.....	83
Figure 59 : Profil de rejets cumulés des systèmes F22-F23-F25-F27-F31-F32-F33	84
Figure 60 : Profil de rejets cumulés des systèmes F24 et F25.....	85
Figure 61 : Surcreusement au pied de la faille principale du système F24 sur le profil sismique L6	85
Figure 62 : Profil de rejets cumulés des systèmes F28-F34-F35-F38.....	86

Figure 63 : Profil de rejets cumulés des systèmes F29-F36-F39.....	87
Figure 64 : Profil de rejets cumulés de l'ensemble de la marge sud avec les différentes associations de systèmes.....	88
Figure 65 : Comparaison des profils de rejets cumulés de la marge nord et sud du graben et bathymétrie maximale des profils sismiques.....	89
Figure 66 : Boites à moustaches de la distribution des pentes selon la classe de rejets	90
Figure 67 : Relation pente-rejet selon le pendage des failles.....	91
Figure 68 : Relation entre le paramètre de diffusion et le rejet vertical des failles	92
Figure 69 : Boites à moustaches de la distribution des valeurs du paramètre de diffusion selon la classe de rejet	92
Figure 70 : Mesures d'asymétrie obtenues avec le misfit et la courbure	94
Figure 71 : Profil et fit de la diffusion des failles avec une asymétrie positive mesurée par les deux méthodes	95
Figure 72 : Profil et fit de la diffusion des failles avec une asymétrie observée lors de la première mesure manuelle du rejet	95
Figure 73 : Tableau des magnitudes obtenues avec les formules empiriques de Wells & Coppersmith (1994) basée sur la longueur des ruptures en surface.....	97
Figure 74 : Superposition des systèmes de failles à ceux de Ferentinos et al. (1985).....	98
Figure 75 : Superposition des failles cartographiées avec les failles terrestres de Elias & Briole (2018) et les failles au large de Patras de Christodoulou et al. (2023)	100
Figure 76 : Superposition des systèmes de failles cartographiés avec la carte morpho-sédimentaire de Chronis et al. (1991)	101
Figure 77 : Déformations scellées sous la discordance dans le sud du Golfe de Patras	103
Figure 78 : Déformations scellées sous la discordance dans l'est du Golfe de Patras.....	104
Figure 79: Séismes relocalisés par Nikopoulou et al (s.d) avec mécanismes au foyer et tracés de l'axe des bandes reprise pour les coupes en travers de la figure 80	106
Figure 80 : Coupe en travers de la distribution verticale des hypocentres de séismes le long de A-A' (10 km de large) (a) et B-B' (19 km de large) (b) (Nikopoulou, et al., s.d.).....	106

1. Introduction

S'ouvrant sur la mer Ionienne à l'ouest de la Grèce, le Golfe de Patras est une zone qui cache encore de nombreux secrets pour les chercheurs, notamment dans le domaine de la sismotectonique. En effet, le golfe est au cœur d'une zone de transition entre différents mouvements tectoniques, ce qui le rend complexe à comprendre. Il s'agit d'un véritable carrefour permettant d'accorder les contraintes exercées par le Rift de Corinthe à l'est qui a un taux d'extension de 16 mm/an dans sa partie la plus occidentale (Beckers et al., 2015), la faille décrochante de Katouna-Stamna (KSF) au nord-ouest et la faille aveugle décrochante d'Achaïa-Elia au sud, qui ont respectivement une vitesse de 10 mm/an et 5 mm/an (Pérouse et al., 2017). Ces systèmes séparent la Grèce continentale du Péloponnèse ainsi que le Bloc des îles Ioniennes-Acarnanie (IAB), ce qui rend la zone instable (Beckers et al., 2015). De nombreuses failles formant un graben traversent le Golfe de Patras mais une cartographie précise de celles-ci n'a pas été effectuée. Ferentinos et al. (1985) ont déjà réalisé une première cartographie il y a maintenant 40 ans, qui est reprise dans différentes études portant sur le golfe. Cependant, leur carte, fort simpliste, comprend de nombreuses incertitudes et l'article mentionne que « l'histoire complète du mouvement le long de ces failles n'est pas connue ». Malgré la connaissance de la présence de failles normales orientées majoritairement ONO-ESE avec une probable composante décrochante dextre, plusieurs interrogations sont donc toujours d'actualité. Des séismes de magnitude faible à modérée sont recensés dans la zone, surtout autour du Golfe de Patras. Cependant l'activité sismique semble moins active et évidente au centre de celui-ci (Melis et al., 1995). Les études plus récentes réalisées sur le Rift de Corinthe ou encore la faille de transition de Katouna-Stamna pourraient permettre d'améliorer la compréhension des processus en jeu dans le Golfe de Patras.

Ce travail a donc pour but de cartographier la position précise et la géométrie des failles présentes dans le golfe en se basant sur la bathymétrie ainsi que sur des profils sismiques réflexion réalisés en mai 2023. De plus, une analyse du rejet vertical des failles vise à distinguer les structures majeures du golfe, potentiellement actives sur base de leur asymétrie, et d'évaluer le potentiel d'aléas sismiques à l'aide de formules empiriques. Cette évaluation est un enjeu majeur en connaissant le passif de la région de Patras, 3^{ème} ville la plus peuplée de Grèce, en termes de séismes destructeurs.

2. Etat de l'art

2.1. Failles normales

Une faille est une structure tectonique correspondant à un plan ou une zone de rupture entre deux volumes rocheux. Ce sont les contraintes mécaniques qui engendrent la rupture accompagnée d'une accumulation de déplacements différentiels entre les deux masses (Peacock et al., 2000, 2016; Godefroy, 2018). Les déplacements peuvent être verticaux, horizontaux ou transversaux (Figure 1). La combinaison de ces mouvements permet alors de définir le type de failles en présence, c'est-à-dire *faille normale*, *faille inverse* ou *faille décrochante*.

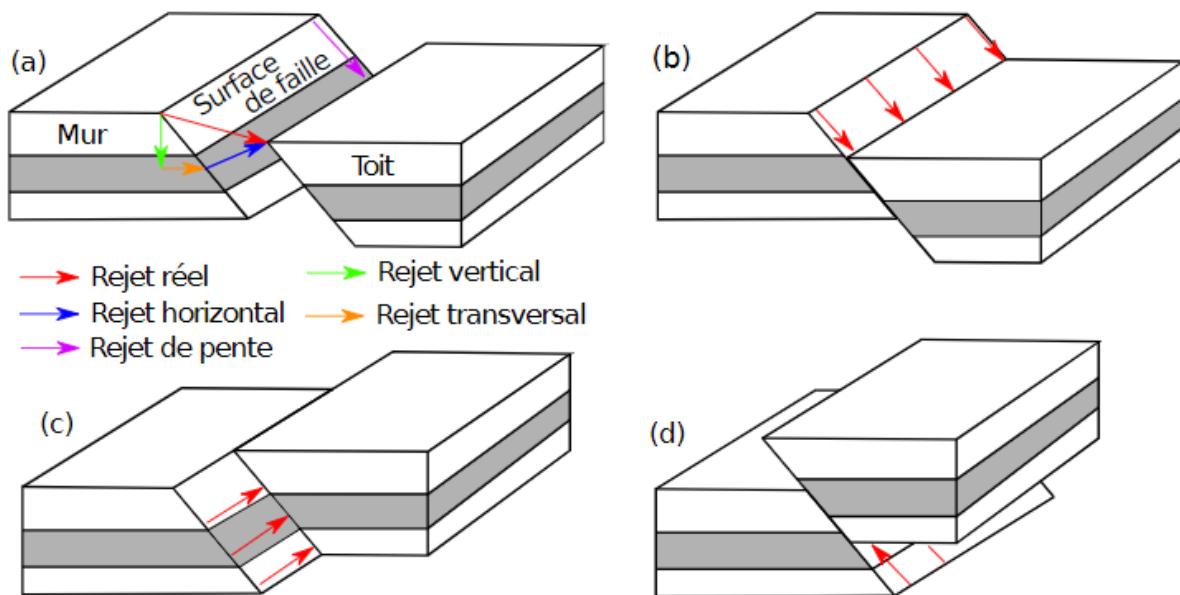


Figure 1 : Différents types de failles selon le rejet. (a) Les différentes composantes du rejet des failles. (b) Faille normale. (c) Faille décrochante. (d) Faille inverse (Godefroy, 2018 d'après Fossen, 2016)

Les failles normales sont des failles dont le hanging-wall (bloc situé au-dessus du plan de faille, également appelé le « toit » en français) se déplace vers le bas par rapport au footwall (bloc situé en dessous du plan de faille, également appelé le « mur » en français) (Peacock et al., 2016; Godefroy, 2018). Elles présentent un rejet vertical parallèle au pendage, c'est-à-dire à l'orientation et à l'angle avec lequel plonge la faille. Leur angle est typiquement élevé avec des valeurs aux alentours de 50° - 60° (Burbank et al., 2001). Si un rejet horizontal est couplé au vertical, on parlera alors de *failles obliques*, combinant les caractéristiques d'une faille normale et décrochante (Yeats et al., 1997). Ces failles

obliques peuvent avoir un tracé à la surface de la terre plus irrégulier qu'une faille purement décrochante. A cause de leur segmentation et leur mouvement vertical, elles ressemblent en général à des failles normales pures.

Les failles normales résultent d'un régime de contrainte extensif de la lithosphère où la contrainte principale maximale est la verticale (Yeats et al., 1997 ; Burbank et al., 2001). Ces failles ne sont pas un simple plan de rupture entre deux volumes rocheux comme schématisé sur la figure 1, mais une zone d'endommagement constituée d'un réseau de failles. De plus, une faille ne se termine pas abruptement comme sur la figure 1, ses extrémités sont également bordées par des zones d'endommagement. Toutes ces zones permettent d'accorder les contraintes mécaniques que subit le volume rocheux en plus du plan de faille principal. Lorsqu'une faille normale croît, elle se propage à travers ces zones d'endommagement préexistantes à ses extrémités. De plus, dans un régime de contrainte extensif, un réseau de failles normales va se mettre en place pour accomoder ces contraintes. Au cours de leur croissance, les failles peuvent interagir à mesure qu'elles se rapprochent, et parfois se connecter. Ce processus est souvent associé à la formation d'une large zone d'endommagement. Les différents types de zones de dommages comme celles au niveau des zones de transfert, des zones en bout de failles ou encore le long de la faille sont illustrées figure 2 (Peacock et al., 2016).

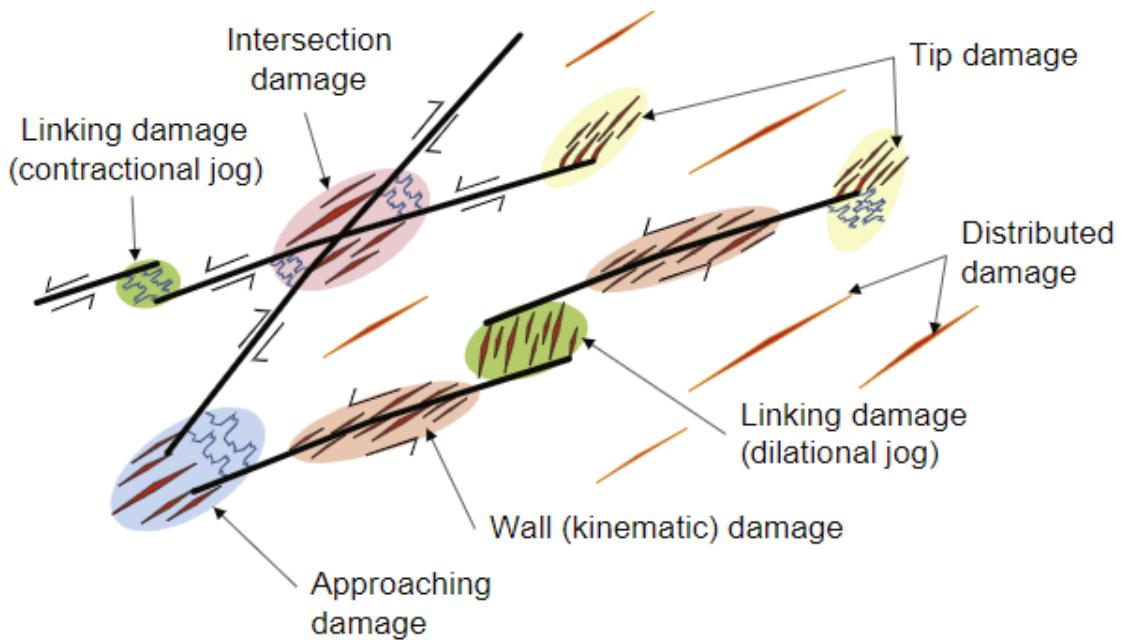


Figure 2 : Types de zones d'endommagement autour des failles (Peacock, 2016)

Les contextes extensifs sont aussi caractérisés par des réseaux de failles normales conjuguées qui forment des structures en horst et en graben (aussi appelé fossés d'effondrement) facilement identifiables dans la topographie (Figure 3) (Godefroy, 2018). Ces failles conjuguées présentent un sens de cisaillement opposé, mais un angle identique par rapport à la direction de la contrainte principale maximale. Les *grabens* sont définis comme des fossés d'effondrements, et les *horsts*, eux, sont des compartiments soulevés entre deux grabens (Figure 3). Pour les grabens à très grande échelle, la notion de *rift* peut également être évoquée. Dans ces réseaux de failles normales, on définit comme *synthétiques* les failles qui ont une direction de pendage parallèle à la structure tectonique principale, tandis que celles dont le pendage est opposé sont dites *antithétiques* (Figure 3) (Peacock et al., 2016).

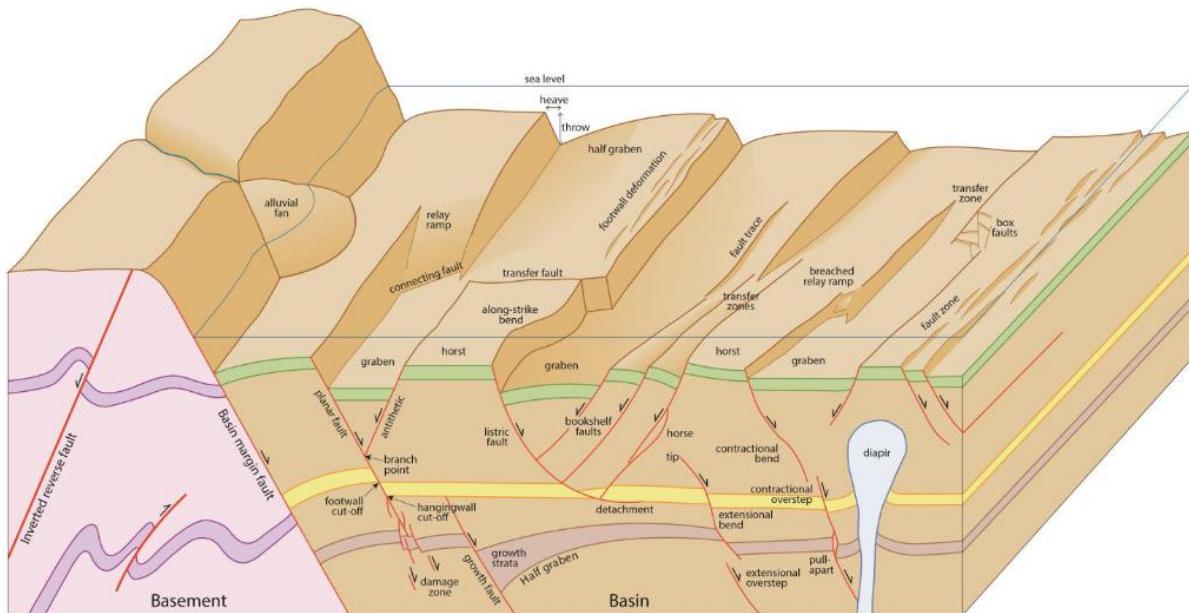


Figure 3 : Bloc diagramme schématique des différentes caractéristiques géométriques des failles normales (Peacock, 2000)

2.1.1. Modes de propagation des failles

La propagation et le développement des failles normales sont des concepts importants à cerner afin de comprendre leur genèse et anticiper leurs évolutions futures tout en évaluant les aléas associés. Plusieurs stades de propagation sont distingués. Tout d'abord, une faille normale va se développer selon le principe de croissance isolée (Isolated growth), c'est-à-dire de façon indépendante et symétrique comme le montre les figures 4a et 5a (Cartwright et al., 1995; Burbank & Anderson, 2001). En effet, en l'absence de

contraintes liées à l'interaction d'autres failles, le profil de rejet sera radial, avec un rejet maximal au centre de la faille qui décroît progressivement vers les extrémités. A chaque nouvelle accumulation de déplacement vertical durant les séismes, la faille s'allonge, se propageant dans la zone d'endommagement à ses extrémités. Il est possible de distinguer trois types de profils de rejet avec la propagation isolée :

- un profil elliptique (Figure 5a) correspondant à comportement des matériaux purement élastiques mais qui est peu réaliste dans les faits ;
- un profil en cloche avec un gradient de déplacement quasi nul aux extrémités, traduisant des déformations inélastiques ou des variations de friction le long du plan de faille ;
- un profil triangulaire qui est le plus couramment rencontré (Bellahsen, 2011).

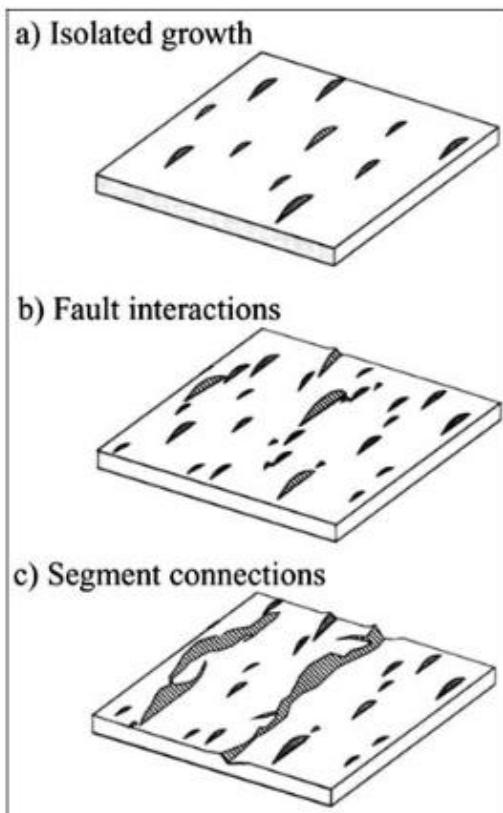


Figure 4 : Modes de propagation des failles normales a) croissance isolée b) interaction de segments c) connexion de segments (Bellahsen, 2011 d'après (Cowie, 1998))

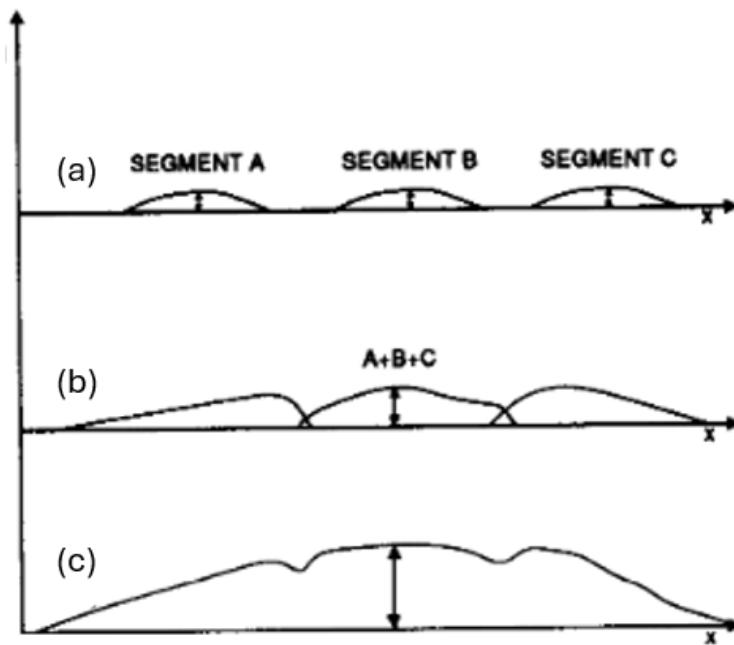


Figure 5 : Modèle de croissance des failles par jonction de segments (Projection de profil) a) croissance isolée b) interaction de segments c) connexion de segments (Cartwright et al., 1995)

Dans un second stade, les failles peuvent entrer en interaction entre elles (Figure 4b). On obtient alors des profils de rejet asymétriques (Figure 5b) dus à la superposition des champs de contraintes des failles voisines. Le rejet continue alors d'augmenter tandis que la croissance en longueur de la faille est freinée (Cartwright et al., 1995; Bellahsen, 2011).

Enfin, le troisième stade est celui de la connexion des différents segments (Figure 4c). Un profil de rejet irrégulier est alors obtenu pour cette faille composite en raison d'un rejet moins important au niveau de la connexion entre les segments (Figure 5c) (Cartwright et al., 1995; Bellahsen, 2011; Godefroy, 2018). La connexion peut se produire de deux manières : soit par la simple propagation d'un ou des deux segments jusqu'à leur jonction, soit par la formation d'une nouvelle rupture dans la zone relais, appelée *faille de transfert*. Cette faille est généralement oblique par rapport au sens de propagation des deux failles se joignant. Il est également possible d'observer une *rampe de relais* qui fait le pont entre deux failles de direction similaires où la contrainte est relayée d'une faille à l'autre (Figure 3) (Burbank et al., 2001 ; Peacock et al., 2016).

Le mécanisme de croissance des failles en lien avec les zones d'endommagement et de concentration de contraintes est bien illustré par Schlagenhauf et al. (2008) dans leur scénario de croissance qualitatif d'une faille isolée (Figure 6). Dans sa phase initiale, la faille s'allonge rapidement et forme un profil plutôt triangulaire avec une zone de

dommage à ses extrémités, également de forme triangulaire, pour compenser les contraintes excédentaires. Ensuite, une fois que la propagation est bloquée due à l'interaction avec d'autres failles, le profil devient plus vertical et les contraintes aux extrémités s'accumulent sans pour autant dépasser la résistance de la roche. En outre, la zone de dommage se densifie comprenant davantage de segments secondaires et micro-fractures qui sont cependant peu actives. Enfin, une fois le seuil de résistance franchi, la faille reprend sa croissance, principalement en se connectant à d'autres segments préexistants. Le profil garde une allure triangulaire mais peut devenir asymétrique en cas d'obstacles qui entravent sa progression. Ce processus peut par la suite se répéter plusieurs fois afin de perpétuer la propagation.

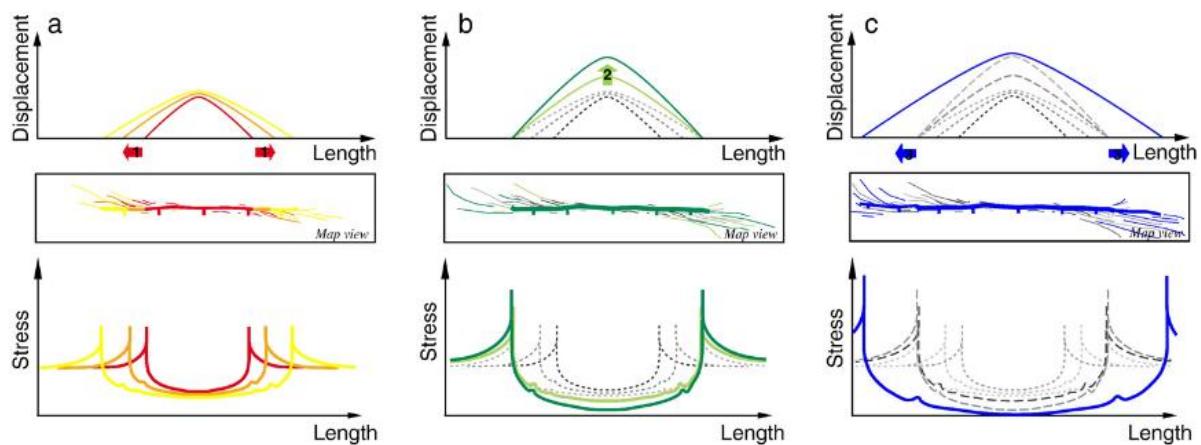


Figure 6 : Scénario qualitatif de croissance de faille basé sur une faille idéale et isolée. Sur les graphiques du haut représentation la distribution du rejet le long de la faille, au centre représentation cartographique des failles et en bas représentation de la distribution des contraintes (Schlagenhauf et al., 2008)

En ce qui concerne les facteurs contrôlant le développement et la propagation des failles, les principaux paramètres à considérer sont les propriétés mécaniques de la lithosphère de la zone étudiée (Yeats et al., 1997; Bellahsen, 2011). En effet, l'épaisseur et la rhéologie conditionnent fortement la taille, le nombre et la distribution des failles. Une lithosphère plus fine et fragile engendrera la formation de nombreuses failles rapprochées, assez courtes et avec un déplacement faible. A l'inverse, la présence d'une lithosphère plus rigide et épaisse favorise le développement de failles plus longues et continues.

2.1.2. Segmentation des failles

La segmentation des failles normales est un principe fondamental pour comprendre leur comportement et particulièrement les ruptures sismiques. Un réseau de failles accommodant un régime de contrainte extensif ne relâche pas l'énergie en une seule

rupture, mais rompt successivement lors de plusieurs séismes (Yeats et al., 1997). Chaque rupture engendre un changement de contraintes dont la dynamique de transferts est contrôlée notamment par la segmentation des failles, ce qui joue sur l'occurrence des séismes. Les segments de faille vont être limités géométriquement ou structurellement par des changements d'orientation ou encore la présence de zones relais. Ces limites peuvent agir comme un frein à la propagation d'une rupture, mais cela n'empêche pas l'occurrence de rupture en cascade, d'un segment à l'autre. D'un point de vue géomorphologique, les segments peuvent être repérés par des escarpements discontinus notamment. La reconnaissance de la segmentation est donc primordiale pour comprendre et évaluer l'aléa sismique potentiel d'un système de faille via l'estimation de la longueur maximale susceptible de rompre en un événement.

Différents types de structures, illustrés sur la figure 7, caractérisent la terminaison et la transition entre deux segments (Machette et al., 1991; Burbank et al, 2000). La faille de Wasatch dans l'Utah aux Etats-Unis illustre bien la diversité de ces jonctions entre ces différents segments. On peut y retrouver des jonctions « saillantes » (*salient* en anglais) où les fronts de failles dépassent de leur trajectoire initiale lors de la rencontre des segments. Ensuite, on observe des jonctions « en échelons » où les extrémités sont subparallèles sans se recouper. Enfin, deux autres types de transition complètent cette classification : les « jonctions en T », aussi appelées jonction à faille transversale, et les jonctions avec des « gaps », correspondant à une absence de rupture entre deux segments. La reconnaissance de ces formes est donc importante pour la délimitation des segments.

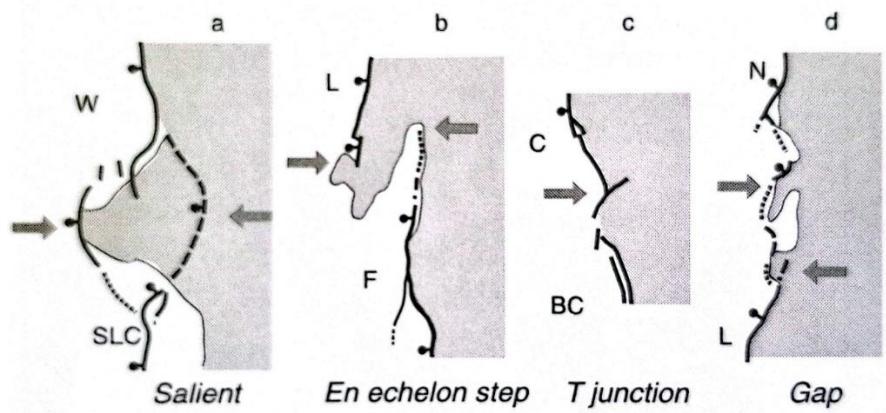


Figure 7 : Exemples de jonctions aux limites des segments le long de la zone de faille de Wasatch dans le nord de l'Utah (Burbank et al., 2001 d'après Machette et al., 1987)

2.1.3. Distributions et lois d'échelles

Les distributions statistiques et les lois d'échelles sont des éléments clés dans la compréhension de la formation de réseaux et de croissance des failles, afin de prédire leur géométrie. Ces relations sont basées sur des paramètres géométriques comme la longueur, l'aire et le déplacement des failles.

Une première loi concerne l'adéquation entre le champ de failles et le champ de contraintes. La distribution des orientations de failles est généralement unimodale, ce qui reflète la direction principale de l'extension à l'origine de leur formation (Bellahsen, 2011). Il est néanmoins possible d'avoir des variations d'orientations dans le cas de failles préexistantes au champ de contraintes extensif. Dans ce cas, ces failles sont réactivées avec un mouvement oblique.

D'autres paramètres peuvent être associés à l'étude de l'orientation du champ de failles afin de mettre en lumière certains facteurs explicatifs. Par exemple, la position géographique du réseau de failles permet d'évaluer la localisation de la déformation, diffuse ou concentrée. Ainsi, des mesures de la densité du réseau ou de l'espacement des failles existent. Bellahsen (2011) mentionne par exemple les méthodes de la dimension fractale ou du taux de participation qui sont détaillées dans le papier de Davy et al. (1995). Ces méthodes se basent sur le rapport entre la surface occupée par une/des faille(s) et la surface totale de la zone étudiée. En outre, étudier l'orientation selon les pendages met en évidence la symétrie ou l'asymétrie de la déformation. Ce facteur est important, puisqu'une asymétrie de la déformation peut être liée à la présence d'un décollement sur lequel s'enracinent les failles normales.

Concernant les lois d'échelle, la principale est la relation entre le déplacement (D) et la longueur d'une faille (L). D'après Burbank et al. (2001), cette loi n'est pas applicable de façon universelle mais peut être appliquée à des échelles régionales à condition d'avoir une certaine homogénéité des propriétés des roches. La relation suit une loi de puissance :

$$D_{Max} = a \cdot L^n$$

Cette loi prédit une croissance self-similaire où la longueur de la faille croît tout en augmentant son rejet. La constante a permet de prendre en compte les paramètres liés aux propriétés de la roche et au champ de contrainte. Pour l'exposant n , aucun consensus

n'est établi quant à la valeur exacte de ce paramètre (Bellahsen, 2011). Il varie entre des valeurs légèrement inférieures ou supérieures à 1 selon les contextes. Cette loi s'applique à toutes les échelles de failles isolées, quel que soit le type de faille, comme l'illustre la figure 8 où une relation linéaire s'établit avec des échelles logarithmiques.

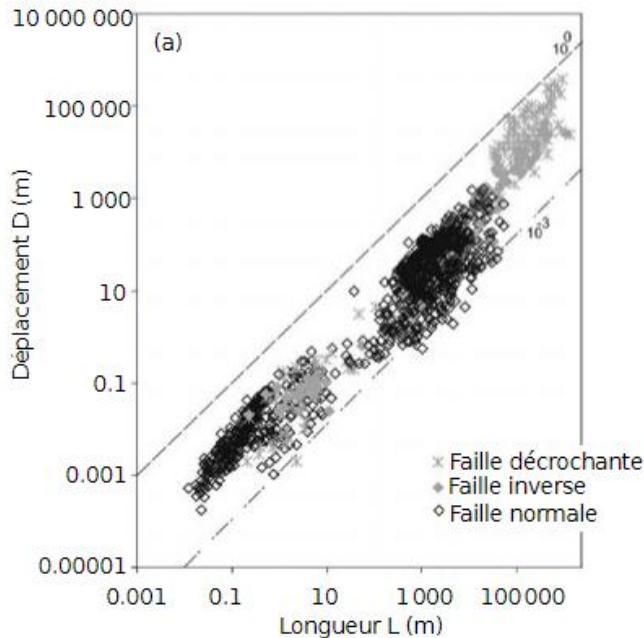


Figure 8 : Relation d'échelle entre déplacement et longueur de faille (Godefroy, 2018 d'après Torabi & Berg, 2011)

Les réseaux de failles peuvent également être étudiés d'un point de vue statistique, puisque la distribution de fréquence des longueurs de failles suit la loi de puissance suivante (Peacock et al., 2000; Bellahsen, 2011; Godefroy, 2018) :

$$N \propto L^{-c}$$

Cette loi définit le nombre N de failles ayant une longueur égale ou supérieure à L , selon un paramètre c qui joue le rôle d'exposant dans cette loi de puissance. La valeur de c varie en fonction du contexte. De plus, une analyse statistique des longueurs de failles permet d'obtenir des éléments d'analyse concernant l'âge du système et l'épaisseur de la lithosphère (voir sections précédentes).

Les relations déplacement-longueur et distribution des longueurs sont souvent analysées conjointement afin d'évaluer la contribution des petites failles non-observables sur la déformation totale de la zone étudiée (Bellahsen, 2011).

Ces relations et statistiques sont un outil pratique afin de caractériser les réseaux de failles. Cependant, il est important de noter que ces lois ne sont pas universelles et dépendent fortement du contexte local (Bellahsen, 2011). L'estimation des valeurs de l'exposant par exemple exercera une influence non-négligeable sur les résultats obtenus. Il est donc essentiel d'avoir une relation bien calibrée qui permette d'obtenir des statistiques à caractère indicatif, sans pour autant les considérer comme des règles strictes et absolues.

2.1.4. Evaluation de l'aléa

L'évaluation de l'aléa sismique est essentielle afin de protéger les populations, par exemple en construisant des infrastructures avec des normes sismiques adaptées. L'évaluation de la magnitude maximale potentielle est un bon indicateur du niveau d'alerte que doit garder la population d'une région sismique active. Elle peut être obtenue d'après les caractéristiques géométriques des failles. Ainsi, Wells & Coppersmith (1994) ont développé une première approche empirique basée sur des relations statistiques. Différentes relations ont été déterminées sur base de paramètres géométriques à la suite d'analyses menées sur 421 séismes historiques, et sont de type $M_w = a + b \cdot \log(X)$. Elles sont déclinées pour chaque type de faille. Le paramètre X représente une des caractéristiques géométriques de la faille tandis que a et b sont des valeurs constantes déduites par Wells & Coppersmith (1994). Les paramètres géométriques utilisables sont la longueur de la rupture en surface (L_{surf}), la longueur de la rupture en subsurface (L_{sub}), la largeur de la rupture (W), l'aire de la rupture (A), le déplacement maximum (D_{max}) ou le déplacement moyen (D_{moy}). Une estimation rapide de la magnitude peut alors être opérée tout en tenant compte d'une incertitude. Les formules pour les failles normales sont reprises ci-dessous :

$$M_w = 4,86 + 1,32 \cdot \log_{10}(L_{surf})$$

$$M_w = 4,34 + 1,54 \cdot \log_{10}(L_{sub})$$

$$M_w = 4,04 + 2,11 \cdot \log_{10}(W)$$

$$M_w = 3,93 + 1,02 \cdot \log_{10}(A)$$

$$M_w = 6,61 + 0,71 \cdot \log_{10}(D_{max})$$

$$M_w = 6,78 + 0,65 \cdot \log_{10}(D_{moy})$$

Une deuxième méthode, ayant une base plus physique, existe également. La relation proposée par Hanks & Kanamori (1979) se base sur le calcul du moment sismique M_0 , c'est-à-dire l'énergie libérée par la rupture (en N.m). Le moment sismique est calculé sur base notamment de la surface de la rupture A , qu'il est possible d'obtenir par simplification en multipliant la longueur de la rupture L par la profondeur ou largeur de la rupture W . En y intégrant le module de cisaillement μ et le déplacement moyen cumulé D , on obtient :

$$M_0 = \mu \cdot A \cdot D$$

La conversion en magnitude peut ensuite être effectuée :

$$M_w = \frac{2}{3} \cdot \log_{10}(M_0) - 10,7$$

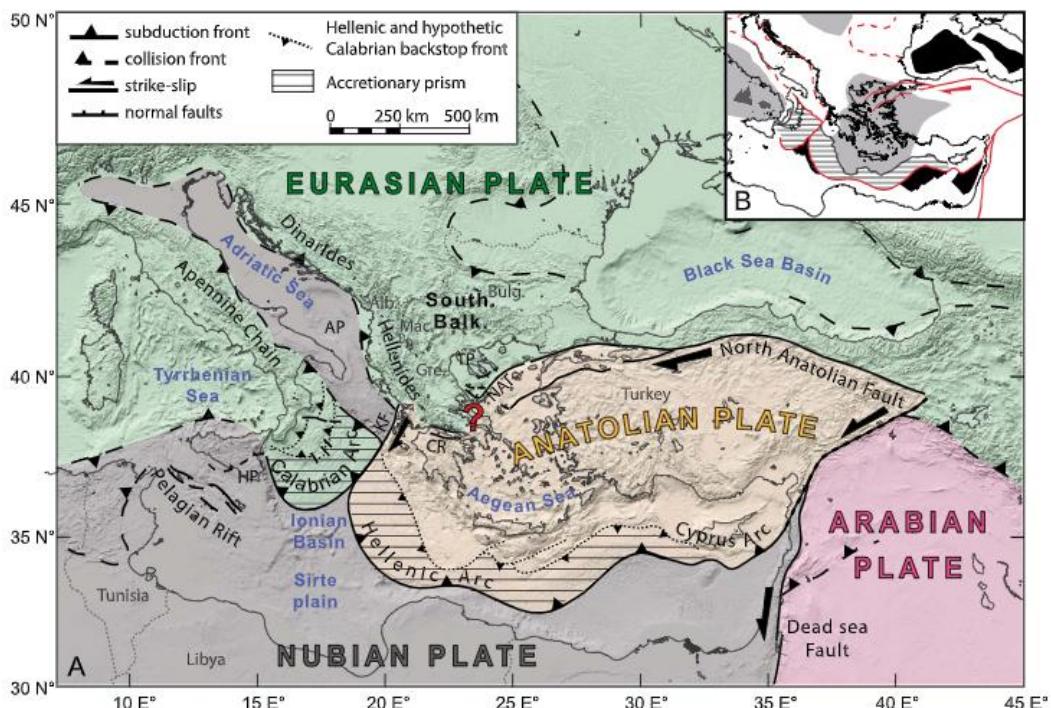
Cette méthode permet également d'obtenir une magnitude potentielle rapidement. Elle est surtout utile lorsque les vitesses de glissement et les périodes de récurrence sont connues, afin d'estimer un rejet moyen malgré l'absence de séismes historiques.

Combiner ces deux méthodes permet d'avoir une approche complémentaire et critique dans le but d'acquérir des résultats crédibles. Cependant, quelques nuances doivent être ajoutées. D'abord, ces méthodes ne tiennent pas vraiment compte du contexte local comme les propriétés physiques de la croûte telle la rhéologie ou encore la considération de barrières physiques dans l'analyse. De plus, on peut également noter l'absence d'un paramètre comme la récurrence. En effet, c'est un élément clé pour étudier les contraintes accumulées au cours du temps. Plus le temps entre deux ruptures est important, plus une grande quantité d'énergie peut s'accumuler et se relâcher, provoquant un séisme de forte magnitude. Enfin, les ruptures sont susceptibles de se produire en cascade selon la géométrie des segments de failles (Kaviris et al., 2021). L'élaboration de scénarios de rupture est alors un bon moyen de prendre en considération ce paramètre qui peut totalement changer les résultats finaux compte tenu de l'allongement de la faille composite.

3. Contexte et connaissances sur la zone d'étude

3.1. Contexte géographique et tectonique régional

La Grèce se situe dans une zone tectonique active et complexe liée à la fermeture de l'ancien océan Téthys, actuel mer Méditerranée (Pérouse et al., 2012). La géodynamique dans la Méditerranée centrale et orientale est encore l'objet de nombreuses recherches pour comprendre les mécanismes en jeu entre les plaques eurasienne, nubienne et anatolienne (Figure 9).



Deux éléments principaux sont les moteurs de la dynamique actuelle où s'entremêlent collision, subduction et décrochement (Pérouse, 2013). D'une part, la convergence entre la plaque nubienne vers la plaque eurasienne provoque une subduction. En effet, la plaque nubienne s'enfonce sous la mer Égée au niveau de l'Arc Hellénique. Cela provoque le retrait de dalle hellénique vers le sud par rapport aux Balkans ainsi que le développement d'un arc volcanique dans la mer Egée. D'autre part, l'extrusion en direction de l'ouest de la plaque anatolienne poussée par la plaque arabique entraîne de nombreuses contraintes et déformations en Méditerranée orientale. Cela se traduit notamment par la rotation du Bloc Anatolien dans le sens antihoraire (Figures 9 et 10). Ces différents éléments regroupés mènent à un régime d'extension de l'ouest de la plaque (Bloc Egén) à

proximité de la frontière avec la plaque eurasienne (Pérouse et al., 2017). Cela provoque l’amincissemement de la croûte à différents endroits via la formation de grabens et de rifts, notamment « en échelon » comme le Golfe de Corinthe et le Golfe de Patras.

La sismicité de la région est donc relativement importante. Cependant, il n'est pas encore clairement établi si la dynamique tectonique du Bloc Égéen, est causée principalement par la propagation de la faille Anatolienne du nord (NAF) vers l'ouest ou par les mouvements et contraintes induits par la subduction au sud (Pérouse et al., 2012).

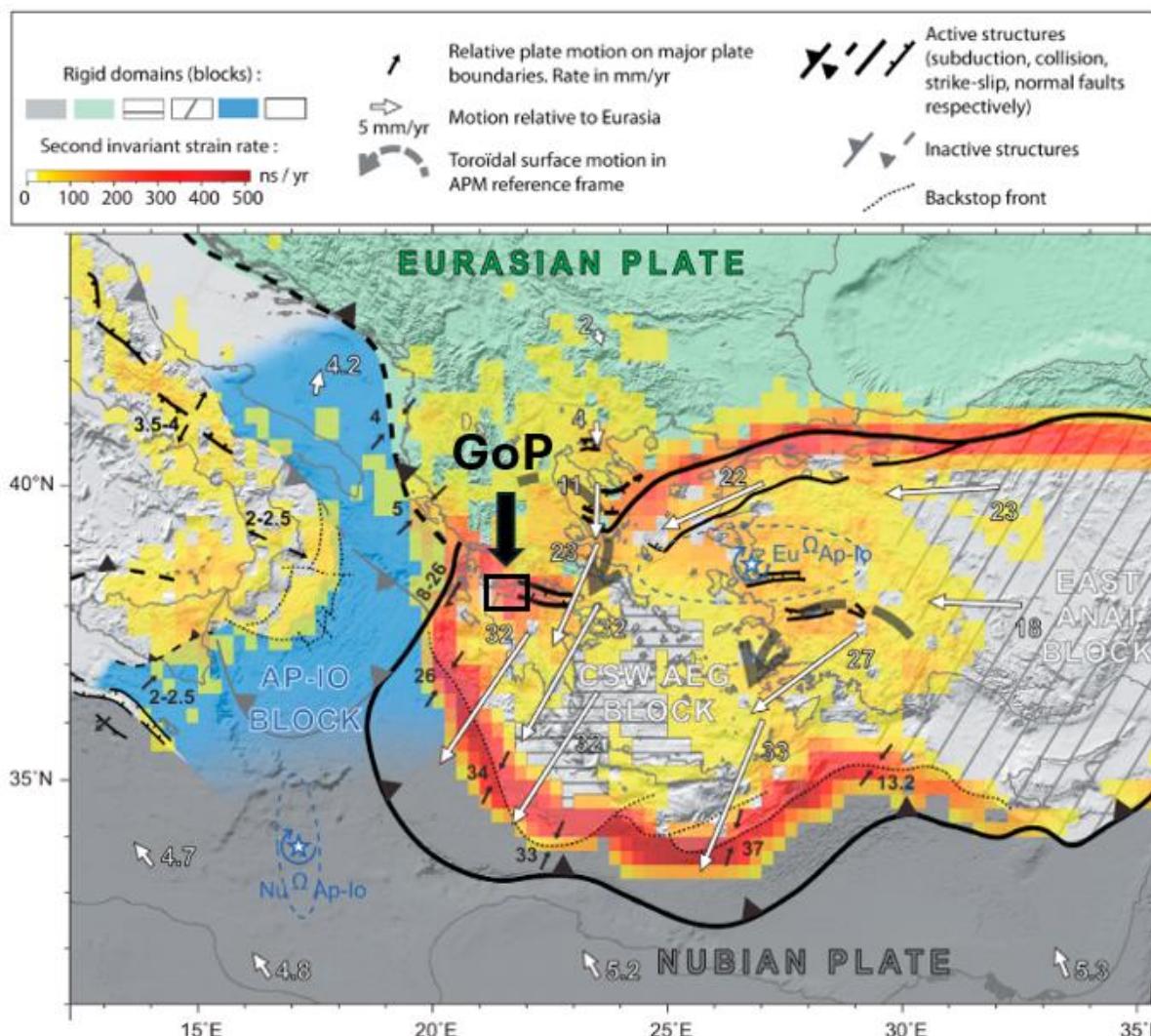


Figure 10 : Carte cinématique et tectonique actuelle de la Méditerranée centrale et orientale d'après les résultats de Pérouse et al., (2012). GoP : Golfe de Patras, Ce modèle cinématique utilise ses données géodésiques et définit différents blocs rigides et des zones de déformation localisées (rouge) et diffuse (jaune/orange). Le GoP se trouve proche de la jonction entre la plaque Eurasienne en vert au nord, les blocs en gris Anatolien (East Anat.) et Egéen (CSW AEG) au SO et le bloc Apulien-Ionien (AP-IO) en bleu à l'ouest.

3.2. Contexte géographique et tectonique local

Analysons plus en détail le Golfe de Patras, dans l'ouest de la Grèce (Figure 11). Celui-ci est entouré au nord par les montagnes de Varasova et Klokova, composées de calcaire Crétacé et de flysch Eocène (Figure 12). Ce relief résulte de l'orogenèse Hellénide, qui a créé depuis la fin du Paléozoïque une chaîne de montagnes allant du nord au sud de la Grèce. Au nord-ouest du golfe, des dépôts deltaïques des rivières Acheloos et Evinos composent le rivage tandis qu'au sud se trouvent des dépôts plio-quaternaire marins et lagunaires, que l'on retrouve également dans le golfe (Ferentinos et al., 1985; Chronis et al., 1991; Rubi et al., 2022). A l'est se trouve la ville de Patras, 3^{ème} ville la plus peuplée de Grèce avec un peu plus de 220 000 habitants (COE, 2025), situé au pied de la montagne de Panachaikon. Le golfe s'ouvre à l'ouest sur la mer Ionienne à partir du Cap Áraxos (Figures 11, 12 et 13) tandis que le Détroit de Rion assure la transition avec le Golfe de Corinthe au nord-est. Ce détroit, large de 2 km, forme un seuil bathymétrique atteignant 68 m de profondeur (Figure 14) (Rubi et al., 2022).

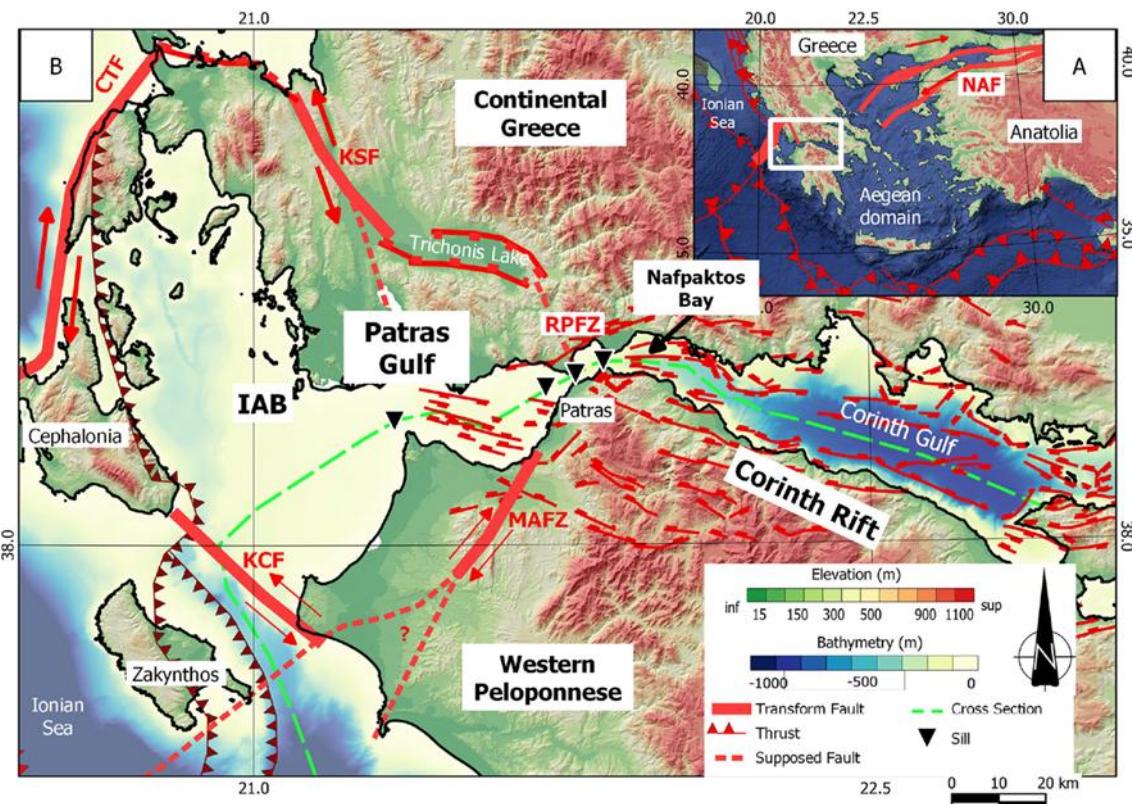


Figure 11 : Carte topographique, bathymétrique et des failles des bassins de Patras et de Corinthe (Rubi et al., 2022). IAB : Bloc asismique Ionien-Akarnanie limité par la faille de Kyllini Cephalonia (KCF), la faille transformante de Cephalonia (CTF), la faille de Katouna-Stamna (KSF), la zone de faille de Rion-Patras (RPFZ) et la zone de faille d'Achaïe ou de Movri Amaliada (MAFZ) suivant les publications.

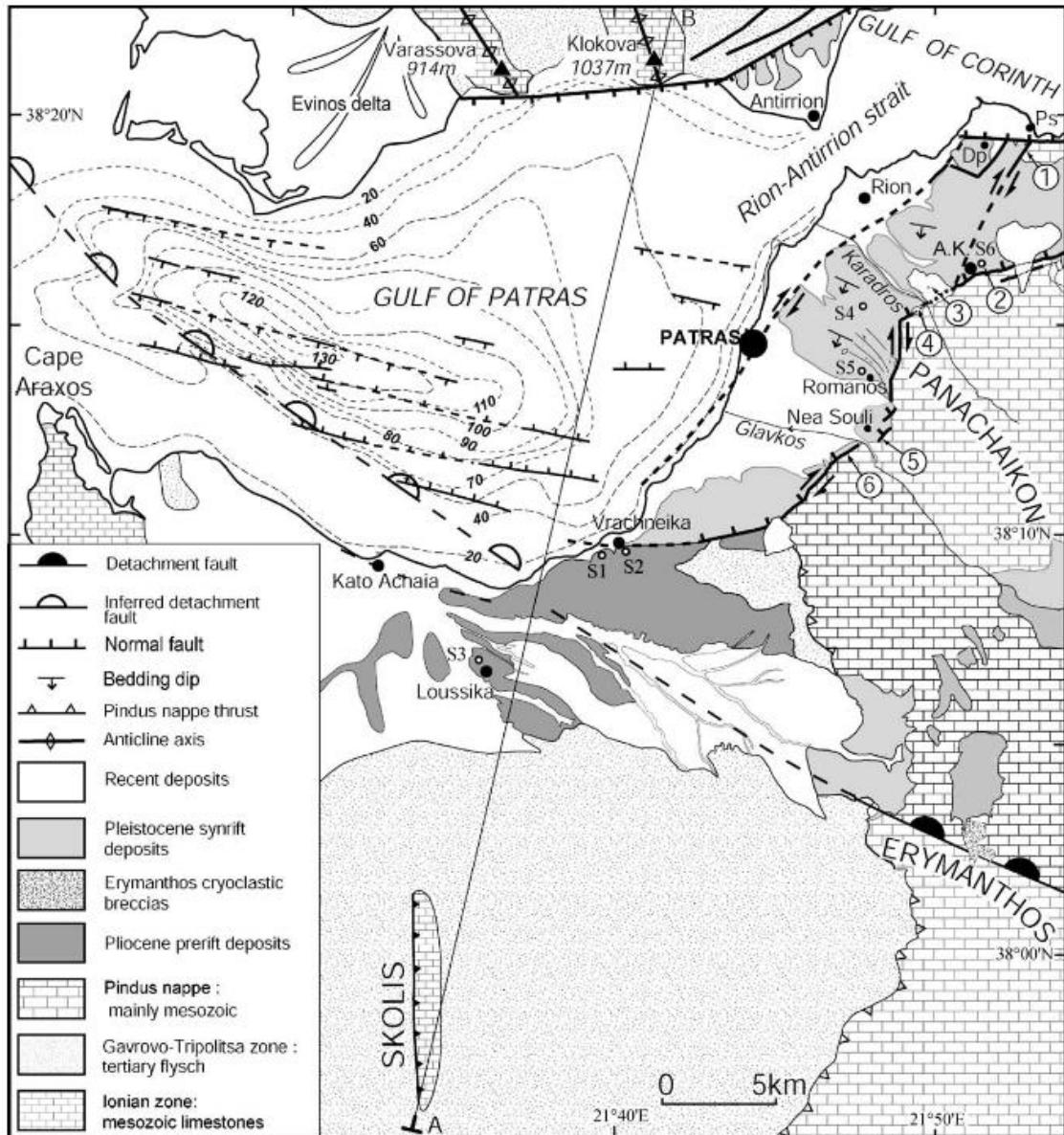


Figure 12 : Croquis géologique de la zone de connexion entre les golfes de Patras et de Corinthe. RPTF : Failles de transfert Rion-Patras. PTF : Failles de transfert de Panachaïkon. SF : Failles de Sella. PsF : Faille de Psathopyrgos. SF : Failles de Selianitika. LF : Faille de Lakka. AF : Faille d'Aigion. HF : Faille d'Helike. PF : Faille de Pirkaki. LF : Faille de Leondion. DeF : Faille de Demestika. KF : Faille de Kernitsa. DoF : Faille de Doumena. K-TF : Faille de Kerpini-Tsivlos. MF : Faille de Marmati. VF : Faille de Valimi (Notez que la faille d'Achaïe n'était pas encore identifiée et cartographiée) (Flotté et al., 2005)

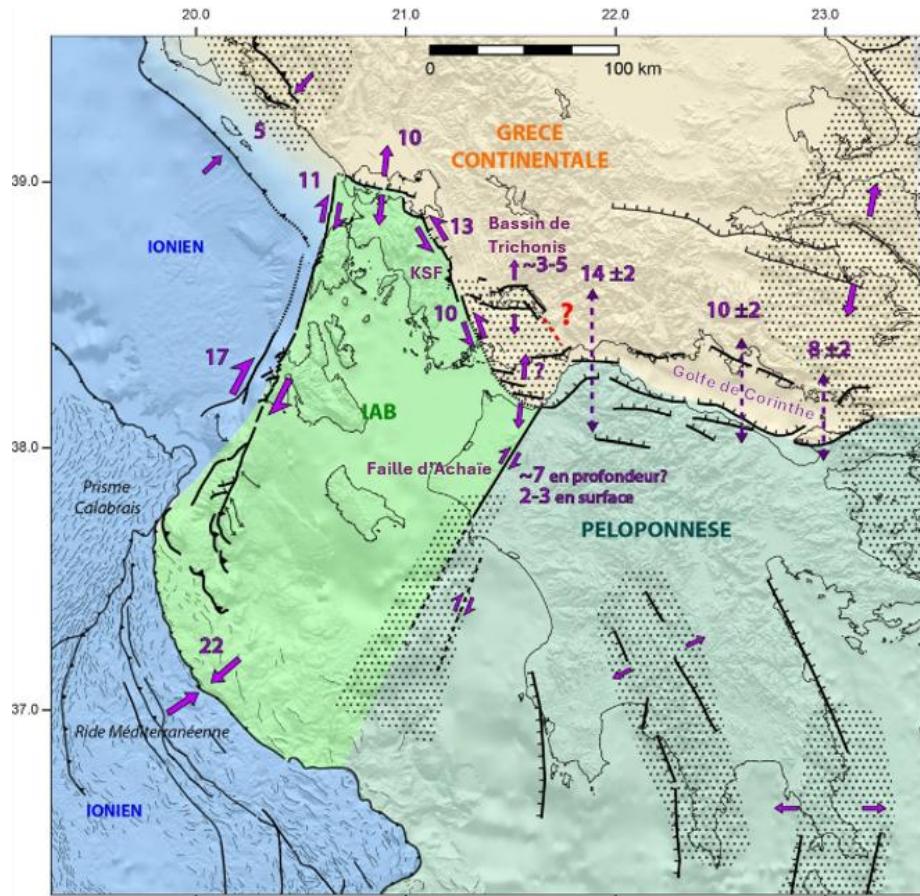


Figure 13 : Carte tectonique de synthèse de l'Ouest de la Grèce issue des résultats de la thèse de Pérouse (2013). Pointillés : zone de déformation distribuée. Flèches : Mouvements relatifs des structures (en pointillés = extension N-S) avec les vitesses associées (modifié d'après Pérouse, 2013)

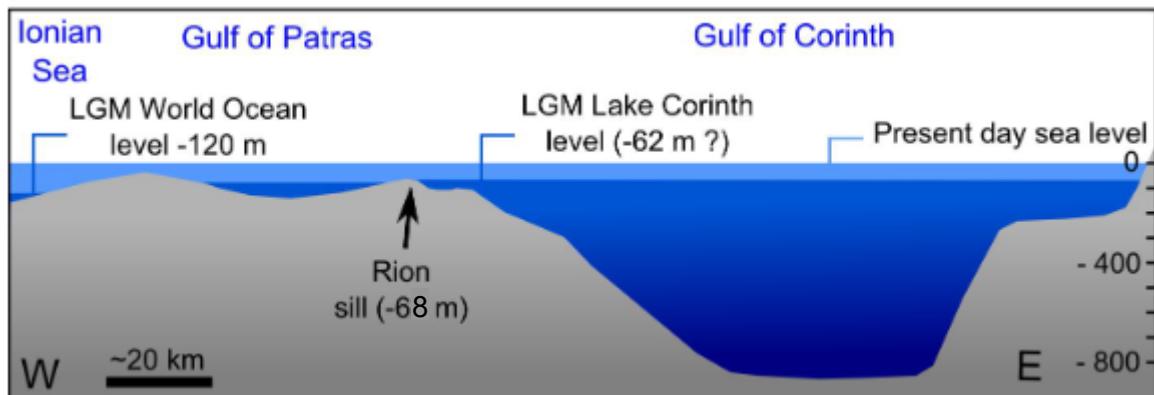


Figure 14 : Coupe schématique de la bathymétrie depuis la mer Ionienne jusqu'à l'est du Golfe de Corinthe en passant par le Golfe de Patras (confiné entre le détroit de Rion [-67,7 m] (Rubi et al., 2022) et le seuil bathymétrique de Paralimni [-50 m]) et représentation du niveau moyen actuel de la mer et lors du dernier maximum glaciaire (LGM) (Beckers, 2017)

Le Golfe de Patras, de 10 km de large pour environ 25 km de long occupe un graben dont l'axe central est orienté ONO-ESE en lien avec l'extension N-S de la région d'après Flotté et al. (2005). Ce graben, tout comme le rift de Corinthe à l'est, s'est formé de manière transversale par rapport à l'orogenèse Hellénide, dont les chevauchements sont orientés

N-S. L'ensemble des études tectono-sédimentaires existantes (Ferentinos et al., 1985; Chronis et al., 1991; Flotté et al., 2005) montre que ce golfe est découpé par de nombreuses failles normales « en échelons » actives lors de l'Holocène. La figure 15 montre la cartographie des failles au sein du graben de Patras à partir de profils de sismique réflexion de Ferentinos et al. (1985). Le tracé de ces failles paraît très simplifié avec des failles très linéaires dont la longueur exacte n'est pas contrainte. Cependant, cette cartographie souligne une structure générale en graben au sein du golfe. Par ailleurs, Chronis et al. (1991) évaluent le taux de subsidence du graben central à 3-5 mm/an contre 1-2 mm/an au nord de celui-ci, alors que le taux est nul au sud.

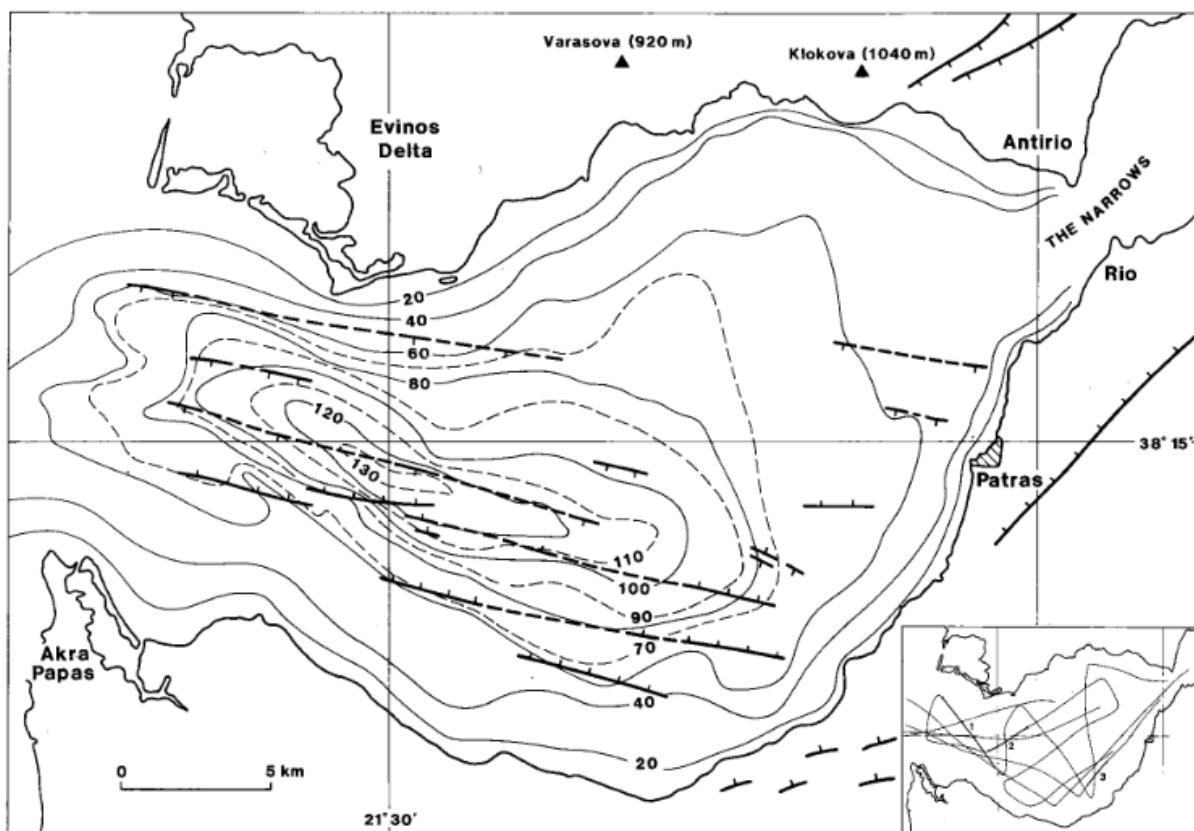


Figure 15 : Carte de la bathymétrie et des failles actives dans le Golfe de Patras d'après Ferentinos et al., (1985), montrant la cartographie connue des failles dans le golfe de Patras avant ce mémoire. L'encadré reprend les trajectoires des levés de terrain avec un air-gun pour les profils sismiques réflexion.

Plusieurs failles terrestres importantes se situent autour du Golfe de Patras. Tout d'abord, la faille d'Achaïe, à composante décrochante dextre, est supposée s'étendre depuis le Péloponnèse jusqu'à la bordure sud du Golfe de Patras (Figures 13 et 16) (Vassilakis et al., 2011; Beckers et al., 2015). Cependant, ce système aveugle ne présente pas d'évidence morphologique et géologique en surface. Sa localisation et géométrie exactes ne sont donc pas bien contraintes. Elle se base sur la localisation de répliques sismiques du séisme de

magnitude M_w 6,4 en 2008 et du mécanisme au foyer (Margaris et al., 2010; Elias, 2013). Avant cet événement, cette faille aveugle n'était pas connue (Zygouri et al., 2015). La faille d'Achaïe est donc intégrée dans le modèle tectonique de Beckers et al. (2015) (Figure 16) et le modèle de Pérouse (2013) basé sur les données GPS lui attribue une vitesse de déplacement d'environ 5 mm/an (Figure 13).

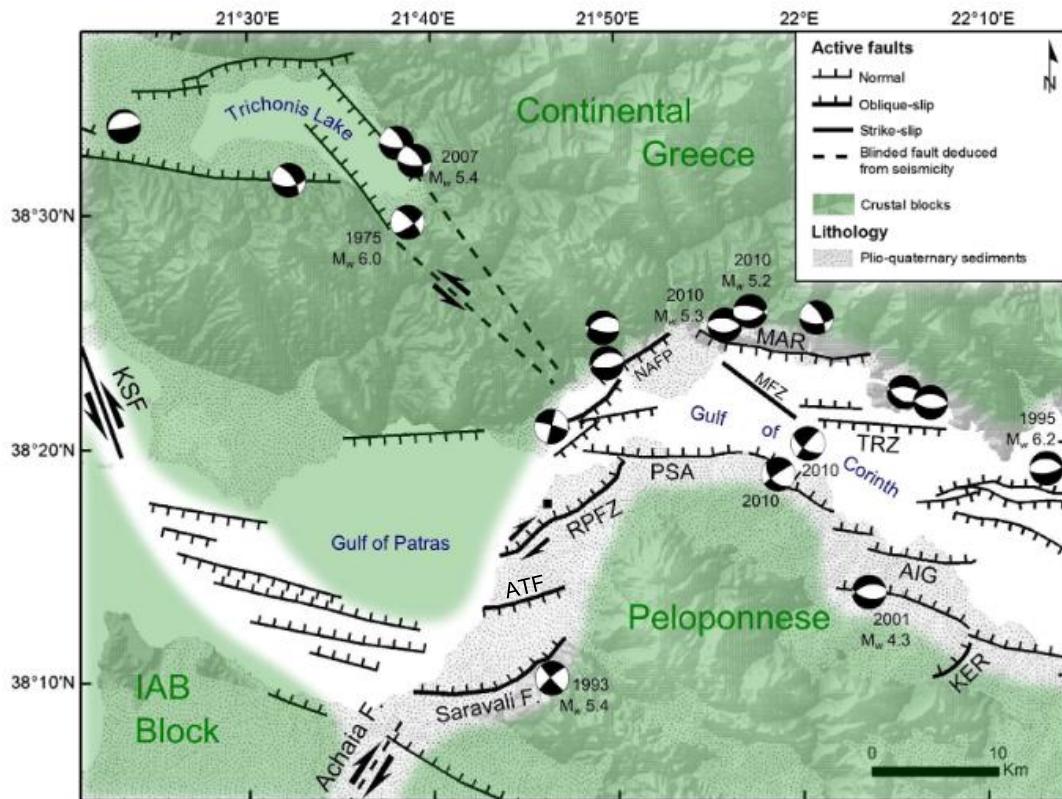


Figure 16 : Contexte géodynamique du Golfe de Patras et de la zone de transition avec le Golfe de Corinthe, représentant les failles actives (KSF - faille de Katouna-Stamna ; RPFZ - zone de failles de Rion-Patras ; PSA - faille de Psathopyrgos ; ATF - Faille d'Agia-Triada ; AIG - faille d'Aigion ; MAR - faille de Marathias ; TRZ - faille de Trizonia ; KER - faille de Kerinitis ; NAFP - faille de Nafplaktos ; MFZ - zone de failles de Managouli) et les mécanismes au foyer des séismes superficiels (profondeur < 15 km) de M_w > 4 (modifié d'après Beckers et al., 2015)

A l'ouest du golfe, se trouve la faille décrochante majeure de Kephalonia, limite de plaque entre le bloc ionien-apulien à l'ouest et les blocs égéen-anatolien au sud-est (Vassilakis et al., 2011). La faille de Kephalonia marque la transition entre la collision continentale au nord-ouest de la faille et la subduction océanique au sud-ouest sous le Péloponnèse (Figures 13)

Au nord-ouest du golfe se trouve la faille décrochante sénestre de Katouna-Stamna (KSF) qui s'étend jusqu'à la côte nord du Golfe de Patras (Figures 13 et 16) (Beckers et al., 2015; Pérouse et al., 2017). Pérouse et al. (2017) interprètent la déformation du graben de Patras comme étant directement liée à cette faille, qui joue le rôle de zone diffuse

accompagnant les champs de contrainte. Nikolopoulou et al. (s. d.) suggèrent que le graben serait une extension en queue de cheval de la KSF dans le Golfe de Patras. La KSF est une faille connue depuis longtemps et bien localisée grâce aux données GPS et évidences géomorphologiques (Pérouse, 2013; Pérouse et al., 2017). Ce système relie le Golfe de Patras au Golfe d'Amvrakikos, jouant le rôle de frontière tectonique entre la Grèce continentale et un bloc moins déformé, appelé IAB par Pérouse et al. (2017) (Figure 13). Active depuis environ 1,5 millions d'années, la vitesse de la KSF mesurée par GPS est de 10 mm/an, tandis que sa vitesse géologique vaut au moins 4 mm/an.

Juste à l'est de la faille de Katouna-Stamna se trouve le Bassin de Trichonis (Figures 13 et 16). Ce bassin, long d'une trentaine de kilomètres d'orientation E-O, encadré de relief, est un graben asymétrique d'extension nord-sud. Sa faille principale est située au sud du bassin avec un pendage nord, ce qui est similaire au Golfe de Patras (Pérouse, 2013). Il s'agit d'une structure typique de type *pull-apart* (Vassilakis et al., 2011). L'extrémité est de ce bassin montre un changement avec une orientation NO-SE. Dans le prolongement de cet axe NO-SE, une sismicité marquée est observée, s'étendant jusqu'à l'extrémité occidentale du Golfe de Corinthe. Les mécanismes au foyer indiquent un régime extensif avec une légère composante sénestre qui serait associée à deux failles aveugles en cours de propagation (Figure 17) (Kiratzi et al., 2008). Pérouse (2013) interprète ainsi le Bassin de Trichonis comme une nouvelle liaison potentielle entre la KSF et le Golfe de Corinthe.

Au nord-ouest du Golfe de Patras, de l'autre côté du Détrroit de Rion, se trouve le Golfe de Corinthe, il s'agit d'un rift asymétrique très actif d'une longueur de 120 km, orienté N120°E (Figure 13). Celui-ci est même considéré comme l'un des rifts intracontinentaux les plus actifs au monde (Beckers et al., 2015). Sa formation a commencé il y a 5 millions d'année environ et s'est accélérée, il y a 2 M d'années. Le réseau de failles normales a progressivement migré vers le nord et s'est propagé vers l'ouest. Le taux d'extension y est rapide, avec un fort gradient est-ouest. L'extension maximale atteint environ 16 mm/an à

l'extrême ouest du rift, à proximité du Détrroit de Rion (Figure 13) (Vassilakis et al., 2011; Beckers et al., 2015; Rubi et al., 2022).

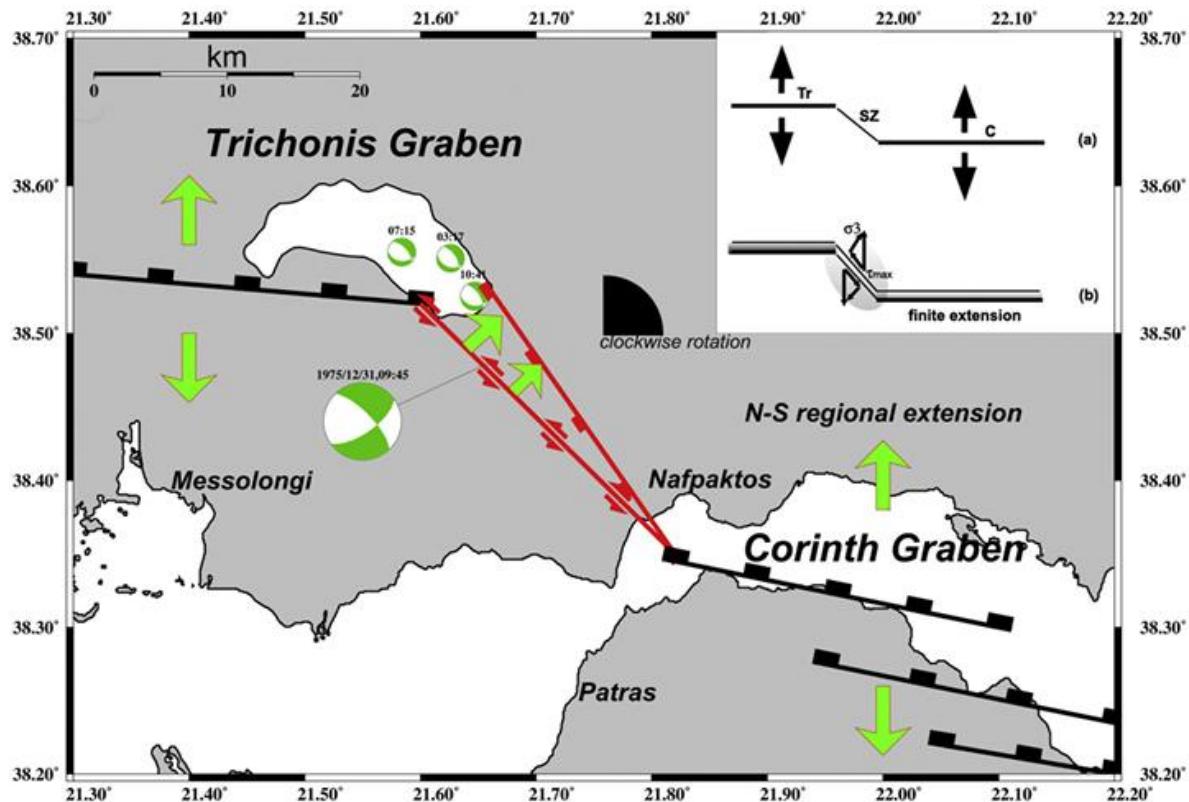


Figure 17 : Carte illustrant les relations structurales entre les deux grabens subparallèles de Corinthe et Trichonis et un schéma décrivant le développement de la déformation de cisaillement latéral sénestre des failles aveugles entre ces deux bassins (Kiratzi et al. 2008)

Alors que le rift de Corinthe est caractérisé par des failles normales pures en échelon d'orientation E-O, son extrémité occidentale présente des mouvements décrochants. Ainsi, Beckers et al. (2015) cartographient, à proximité de la bordure nord du golfe, une faille décrochante de 7,5 km de long avec une orientation SE (MFZ dans la figure 16). Plus à l'ouest, au niveau du bassin de Nafpaktos, Beckers et al. (2015) mettent en évidence deux systèmes de failles : des failles normales E-O et des failles transtensives d'orientation NE-SO (Figure 16). Cette zone partiellement en décrochement est parfois appelée graben de Rion-Antirion (Melis et al., 1995). Les failles décrochantes de ce graben ont la même orientation que le réseau de failles décrochantes Plio-Quaternaire orientées SO-NE, documenté à terre à l'est du Golfe de Patras. Ces failles en échelon comprennent la zone de failles de Rion-Patras (RPFZ), la faille d'Agia-Triada (ATF), la faille de Saravali et la faille de Panachaikon (Flotté et al., 2005; Beckers, 2017). Les failles de la RPFZ et de Nafpaktos sont toujours actives et présentent un mouvement asismique (creep) mis en évidence par

interférométrie radar (Elias, 2013 ; Elias & Briole, 2018). Ce mouvement asismique pourrait être partiel ou total, dans ce deuxième cas le risque sismique associé à ces failles serait nul. À l'inverse, la faille de Saravali a provoqué un important tremblement de terre en 1993 qui est discuté dans la section 3.4.

Un modèle tectonique intégrant à la fois les deux golfes et la zone de décrochement a été proposé par Flotté et al. (2005) (Figure 18). Ces derniers proposent que les deux graben soient asymétriques, formés à partir d'une même faille listrique : la faille majeure du nord du Péloponnèse (NPMF), active sur toute la longueur du Péloponnèse depuis environ 1,3 à 1,5 million d'années (Ferentinos et al., 1985 ; Flotté et al., 2005). La séparation de Patras et Corinthe par une zone de décrochement serait due à un blocage tectonique à l'est du Golfe de Patras, au niveau des montagnes de l'Erymanthos (Figure 18). Cependant, les modèles tectoniques récents d'évolution du Rift de Corinthe (Moretti et al., 2003; Ford et al., 2013) ne reprennent pas ce scénario, dont la validité doit donc être débattue. L'existence d'un décollement avec un pendage de 25°-30° s'enfonçant vers le nord dans la partie ouest du Golfe de Corinthe jusqu'au détroit de Rion-Antirion est cependant bien attesté (Melis et al., 1995) mais sa géométrie diffère de celle suggérée par Flotté et al. (2005).

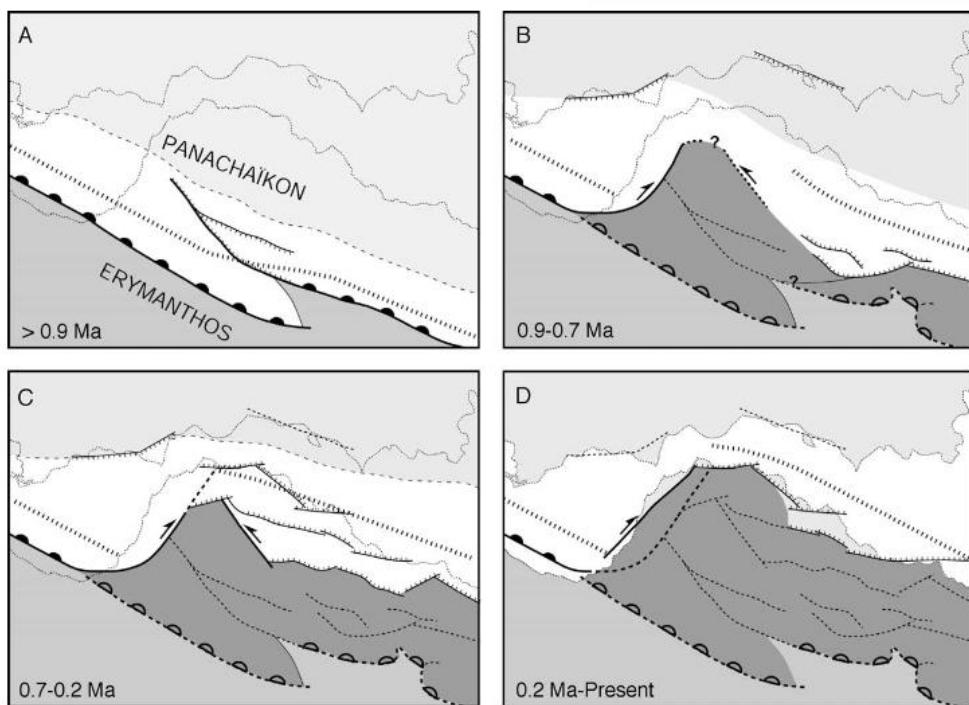


Figure 18 : Evolution schématique du Golfe de Patras et du Golfe de Corinthe occidental d'après la théorie de Flotté et al. (2005)

Le Golfe de Patras se localise donc au niveau d'une frontière de plaque diffuse caractérisée d'après les données GPS par un très fort taux de déformation et un contexte tectonique complexe marqué par des déformations extensives et décrochantes. C'est un véritable carrefour comme le montrent les figures 9, 10, 11 et 13. Cependant, le réseau de failles le traversant n'avait jamais été cartographié et caractérisé précisément.

Enfin, certaines caractéristiques géologiques du Golfe de Patras sont à noter. Celui-ci se situe au sein des nappes hellénides du Gavrono. A l'est du golfe, proche du détroit de Rion-Antirion, se trouve le contact avec les nappes plus anciennes du Pindos. A l'ouest, plus précisément juste à l'est du Cap Áraxos et de la faille de Katouna-Stamna, se localise le contact avec la nappe ionienne active jusqu'au Pliocène, qui repose sur une épaisseur de 1 à 3,5 km d'évaporites triasiques continues (gypse, anhydrite, halite). Ces évaporites se retrouvent le long du couloir de 65 km formé par la KSF (Pérouse et al., 2017). D'ailleurs, un forage sur la marge sud du golfe atteint aussi les anhydrites triasiques sous une épaisseur de 1800 m de Néogène et Plio-Quaternaire (Ferentinos et al., 1985).

3.3. Architecture sédimentaire du Golfe de Patras

D'un point de vue morpho-sédimentaire, Chronis et al. (1991) ont étudié les fonds du Golfe de Patras en détail sur base de 270 km de profils de sismique réflexion acoustiques (3,5kHz), de 150 km de profils de sismique réflexion avec un canon à air de 0,66 l et dont le signal est filtré entre 200 et 400 Hz. Le premier type de profil a une meilleure résolution verticale (résolution centimétrique ; pénétration : 10 m) et le second une meilleure pénétration (résolution métrique à décamétrique ; pénétration : centaine de mètre). Ils ont aussi échantillonné les fonds avec 93 carottages. Cette étude a permis de comprendre les différentes phases sédimentaires par lesquelles le golfe est passé au cours du glaciaire jusqu'à l'Holocène. Lors du stade isotopique 2, il y a 20 000 ans, Chronis et al. (1991) suggèrent que le golfe a été marqué très certainement par un épisode lacustre, estuarien ou de plaine alluviale, le niveau marin était environ 120 m plus bas que l'actuel ce qui coupait l'accès à la mer au niveau du seuil bathymétrique actuel de Paralimni (-50 m), situé du côté du Cap Áraxos (Rubi et al., 2022) et séparant le « lac » de Corinthe de celui de Patras (Figure 14) (Chronis et al., 1991). Cela est bien mis en évidence dans la stratigraphie par une discordance basale très réfléchissante, composée de dépôts grossiers comme du sable et des graviers.

Par ailleurs, le gaz présent dans les sédiments du Golfe de Patras serait originaire de cette période de basses eaux où une couche terrestre de sédiments riches en matière organique de marais s'est déposée (Chronis et al., 1991; Christodoulou et al., 2023). Le bas niveau marin coïncide avec une progradation des deltas, où la matière organique est généralement abondante dans ce type de milieu. Cette théorie liée au cycle glaciaire/interglaciaire est également retrouvée à d'autres endroits dans le monde comme au Canada par exemple (Broster & Legere, 2018). Le gaz a ensuite pu migrer verticalement et former des dômes intrasédimentaires dans les couches Holocène ou encore des pockmarks (Christodoulou et al., 2023). La répartition du gaz dans le golfe est illustrée sur la figure 19. Ce gaz brouille notamment les profils sismiques ce qui complique l'interprétation de certaines couches en profondeur par endroit.

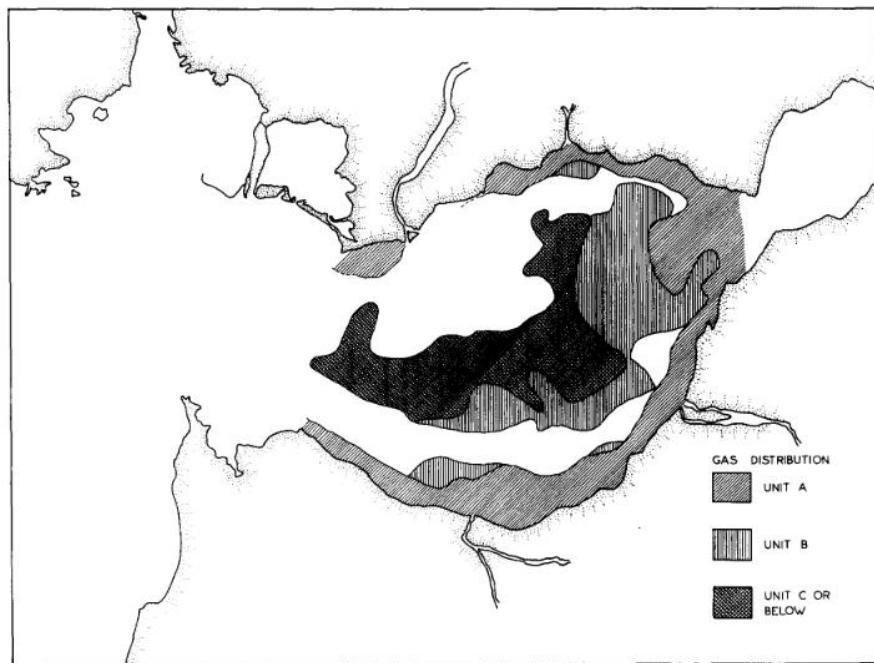


Figure 19 : Carte de la distribution du gaz peu profond dans le sous-sol du Golfe de Patras. L'unité cartographiée est la moins profonde, où Chronis et al. ont observé des masques réfléchissants dus au gaz sur leurs profils sismiques. Les unités sont des séquences sédimentaires avec des propriétés réflectives différentes décrite ci-dessous (A la plus proche de la surface et C la plus profonde) (Chronis et al., 1991)

Sur la discordance, Chronis et al. (1991) distinguent trois unités stratigraphiques (Figure 20). L'unité C, la plus profonde, correspond aux premiers dépôts marins mis en place lors de la transgression suite à la déglaciation. L'unité est composée de sédiments sableux et deltaïques. Elle est particulièrement bien visible dans le centre du graben. Par-dessus, se trouve l'unité B, qui est assez transparente sur les profils (Figure 20) et correspondrait à une sédimentation prodeltaïque plus fine et boueuse. Enfin, l'unité A est composée de

dépôts Holocènes bien stratifiés, associés aux deltas modernes (Figure 20). Ces dépôts mettent aussi en évidence un changement au niveau du delta Evinos avec un lobe sédimentaire initialement vers l'ouest, désormais abandonné.

La chronologie de ces dépôts est très mal contrainte et repose sur la courbe de remontée du niveau des mers. Pour la partie la plus récente (~ 6 000 ans), la chronologie est la plus fiable car elle repose sur des datations à proximité de la côte nord associées aux deltas de l'Acheloos et de l'Evinos (Chronis et al., 1991). Chronis et al. (1991) ont contraint la base de l'unité A grâce à la datation radiocarbone d'une coquille de *Pinna* prélevée à 70 cm de profondeur dans la partie sud du golfe, donnant un âge de 1480 ± 160 ans B.P. Comme l'unité A dans cette zone est de 4 m environ, ils obtiennent par extrapolation un âge de 8 500 ans. La datation d'une autre coquille près du détroit de Rion-Antirion, au niveau de la base de l'unité A, donne un âge de 9 000 ans, en accord avec l'estimation précédente. L'unité B aurait été déposée entre 14 000 et 9 000 ans. Un pic de sédimentation est observé lors du ralentissement de la transgression entre 13 000 à 10 500 ans, marqué par des surfaces d'érosion deltaïque dues aux courants. L'unité C se serait déposée il y a 14 000 ans.

Chronis et al. (1991) notent aussi des vitesses de sédimentation très variables. Sur la côte sud, la datation ^{14}C indique une vitesse de sédimentation de 0,2 mm/an, mais l'importante pile sédimentaire dans le centre du bassin au-dessus de la discordance glaciaire représente un taux de sédimentation de 2-3 mm/an. Chronis et al. (1991) interprètent cela en lien avec la décharge de la rivière Acheloos durant le dépôt de l'unité B principalement dans le golfe. Cette rivière a un débit plus de six fois supérieur à celui de toutes les autres rivières débouchant dans le golfe.

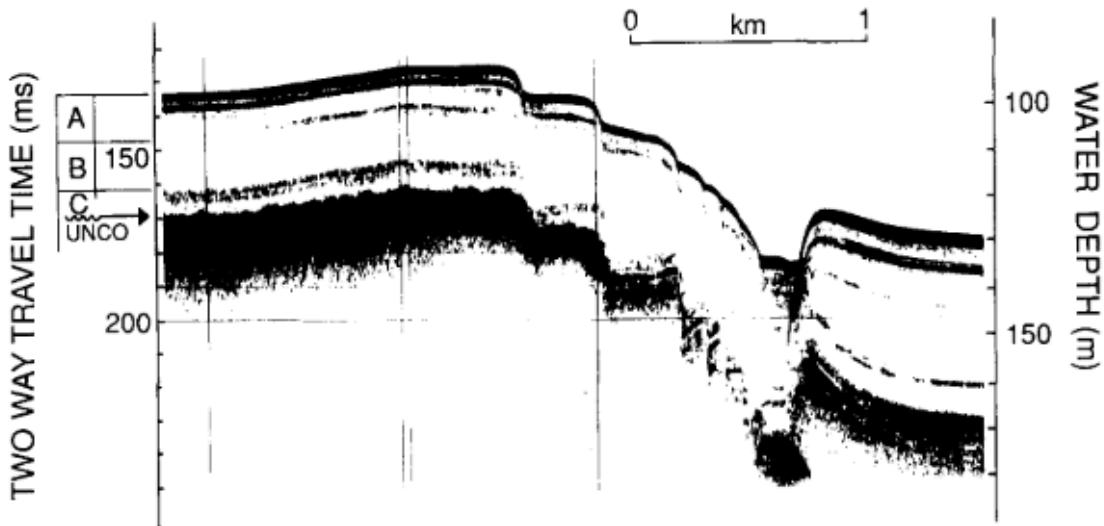


Figure 20 : Profil sismique avec les unités stratigraphiques A, B et C de Chronis et al. (1991) au-dessus d'une discordance. L'unité C est la première unité marine déposée lors de la remonté Holocène du niveau des mers. La chronologie de Chronis et al. (1991) est relativement spéculative, mais l'unité A aurait commencé à se déposer il y a 9 000 ans.

3.4. Sismicité locale

Du point de vue de la sismicité, le Golfe de Patras ne présente pas une activité très forte dans sa partie centrale. Déjà Melis et al. (1995) mentionnaient la présence d'un « seismic gap » au niveau du golfe comme le montre la figure 21.

L'activité sismique majeure se situe au niveau du Détroit de Rion et sur les marges sud et sud-est du Golfe de Patras où se trouvent des failles décrochantes et une forte microsismicité (Figures 12 et 16). Cela s'observe sur la figure 22a qui illustre la localisation des 5 570 séismes recensés de janvier 1970 à janvier 2025 (NSF SAGE, 2025). Ces archives ont été obtenues sur le site de la National Science Foundation's Seismological Facility for the Advancement of Geoscience (SAGE) qui compile les catalogues de l'USGS et d'autres centres sismologiques internationaux. C'est au niveau du détroit que se trouve la densité la plus élevée de séismes de forte magnitude (Figure 22c). À l'inverse, les petits séismes de magnitude inférieure à 3 (4 894 au total) se concentrent fortement au niveau du système décrochant de la bordure sud-est du golfe et dans la zone du détroit (Figure 22b). Enfin, on remarque une proportion non négligeable de séismes profonds entre 20 km et 85 km, en particulier au niveau du golfe (Figure 22c). Lorsqu'on les compare à la répartition des séismes $M_w < 3$ (Figure 22b), on constate une forte adéquation, ce qui implique que les séismes profonds ont principalement $M_w < 3$ et que l'on a une très faible sismicité dans la croûte supérieure au niveau du golfe (Figure 22d). Ces séismes profonds semblent s'aligner selon une direction NO-SE. À contrario, le détroit de Rion connaît lui

des séismes crustaux superficiels. Depuis 20 ans, tous les séismes de magnitude $M > 4$ se sont produits au niveau du Détriot de Rion à des profondeurs inférieures à 10 km (NSF SAGE, 2025).

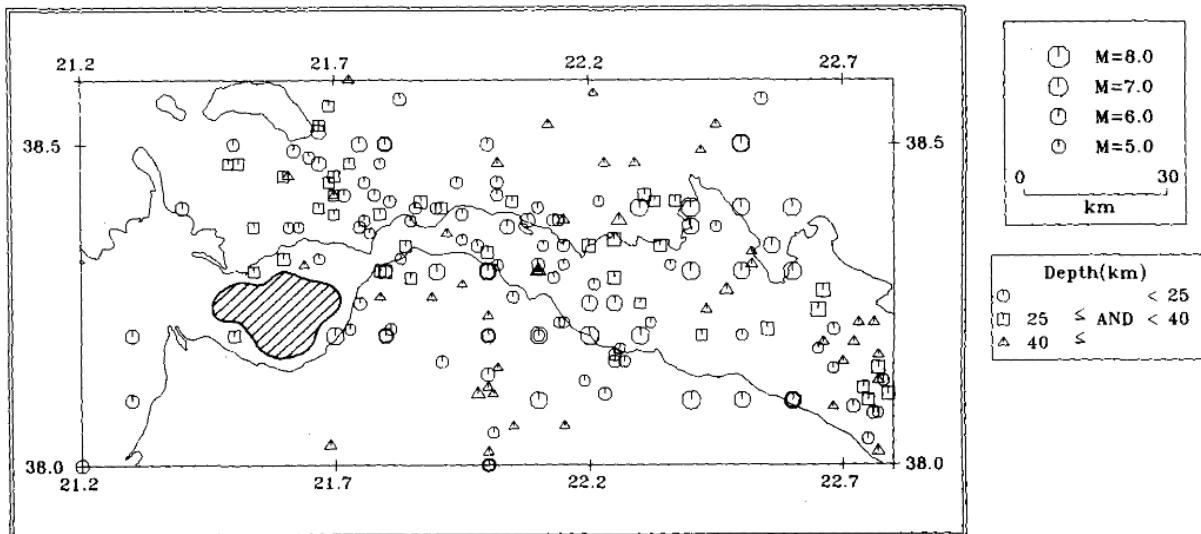


Figure 21 : Carte épicentrale des séismes historique de 600 BC à 1985 autour du Golfe de Patras et de Corinthe (zone hachurée : seismic gap) (Melis et al., 1995)

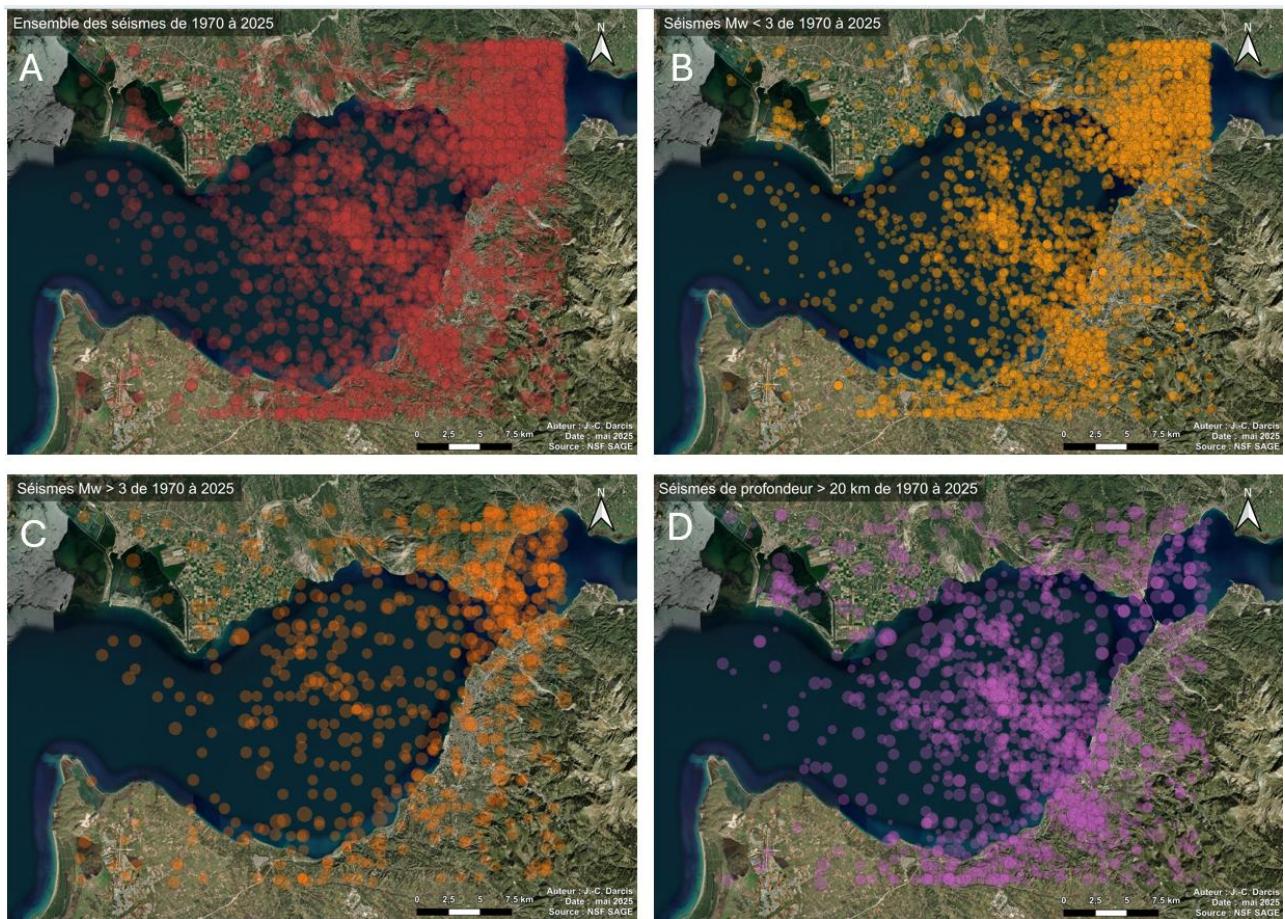


Figure 22 : Cartes des séismes au sein et à proximité du Golfe de Patras de 1970 à 2025. A) Ensemble des séismes B) Séismes de magnitudes inférieures à 3 C) Séismes de magnitudes supérieures à 3 D) Séismes à plus de 20 km de profondeur

L'étude de la microsismicité de l'extrême ouest du Rift de Corinthe par Duverger et al. (2018) montre une distribution structurée. La microsismicité se concentre sur un large plan faiblement incliné à 20° vers le nord. C'est sur ce plan que s'enracinent toutes les failles de la marge sud du Rift de Corinthe sur plus de 50 km, ainsi que celle de Rio-Patras. D'après les données sismologiques, ce niveau géologique de 1-2 km d'épaisseur à 6-8 km de profondeur serait fortement fracturé, sujet à des variations significatives de pression de pores déclenchant des swarms (essaims sismiques). La figure 23 montre sa présence en face de la faille de Rion-Antirion, mais ce niveau est absent plus à l'ouest. Cela peut être mis en parallèle avec un changement majeur géologique de part et d'autre du détroit : à l'ouest se situent les nappes de l'Éocène du Gavrono et à l'est, on retrouve celles, plus anciennes, du Pindos.

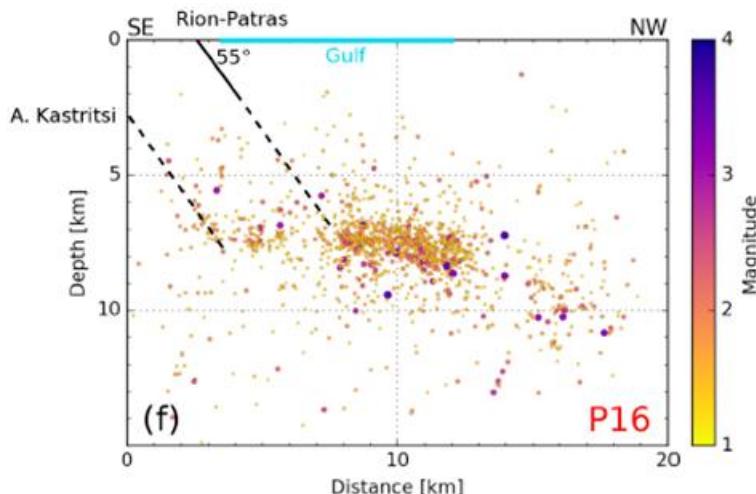


Figure 23 : Coupe en travers de la microsismicité à proximité du détroit de Rion-Antirion (Duverger et al., 2018)

La région de Patras a connu plusieurs séismes historiques de forte magnitude. Certains sont connus grâce à des sources historiques ou à des traces archéologiques. Un des plus anciens est celui décrit par Procope, historien officiel de l'empereur Justinien Ier, au VI^{ème} siècle (Papadopoulos et al., 2023). D'après ses écrits, un séisme de magnitude d'environ 6,5 se serait produit en 552 AD dans la région entre Patras et Nafpaktos, et un autre au nord-est du Golfe de Corinthe, en Béotie (Figure 24).

L'occurrence de séismes de magnitude 6 à 6,5 à moins de 15 km de la ville de Patras est aussi mise en évidence à la suite de fouilles archéologiques réalisées sur place (Stiros & Pytharouli, 2014). La principale évidence consiste en une séquence de dépôts comprenant à la base une route et des colonnes romaines renversées probablement du I^{er} siècle et

enfouies sous une large masse de débris avant une nouvelle phase de construction de style byzantin (avant 1000 AD). Deux autres destructions pourraient être attribuées à des séismes : celle d'un atelier peu après 300 AD et celle de l'Odéon à la fin du III^e siècle AD.

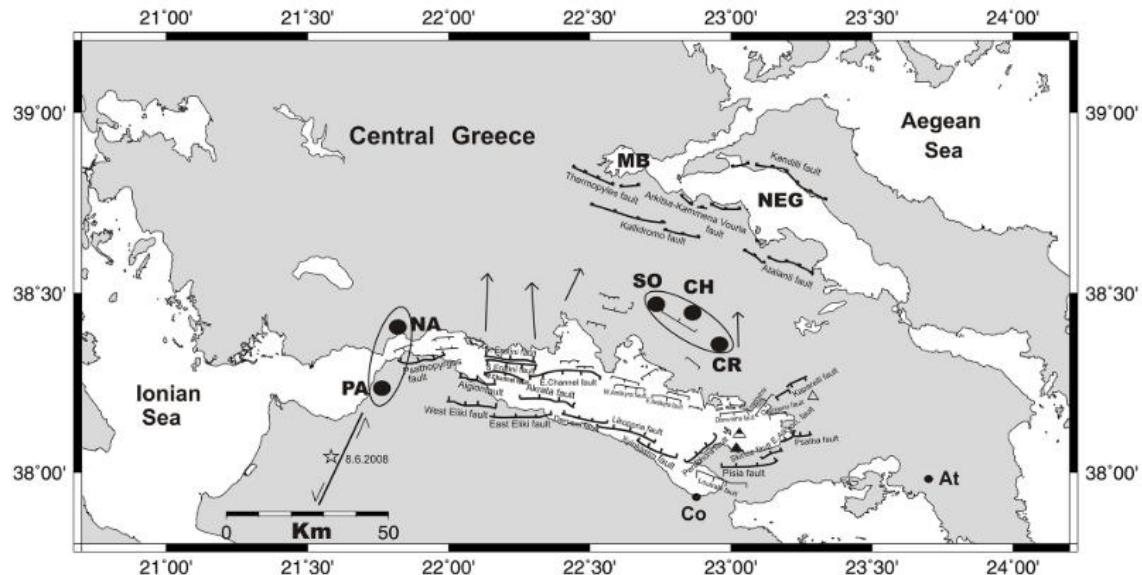


Figure 24 : Sismotectonique du Golfe de Corinthe et du Golfe d'Evoikos Nord (NEG). Les deux ellipses représentent les zones de ruptures suggérées des séismes de 552 AD (A = Patras, NA = Nafpaktos, CH = Chaeronia, CR = Coronia, SO = Schisti Odos) (Papadopoulos et al., 2023)

Un autre séisme important a frappé la région du Golfe de Patras en 1889. Albini et al. (2017) ont réinterprété les sources historiques et ont proposé une nouvelle localisation de l'épicentre (Figure 25). Celui-ci se situerait sur la faille de Katouna-Stamna, proche de la ville d'Aitoliko. Ce séisme de magnitude 6,4-6,6 a frappé Patras avec une intensité élevée, estimée entre 7 et 8 sur l'Échelle Macrosismique Européenne 1998.

À la fin du XX^{ème} siècle, le séisme le plus important à proximité directe de Patras a eu lieu en juillet 1993, avec une magnitude Ms de 5,4 (Plicka et al., 1998; Tselentis, 1998). La rupture s'est produite le long de la faille de Saravali orientée approximativement E-O à OSO-ENE, au sud de la ville de Patras, à une profondeur de 5 km (Figure 26). La figure montre aussi la localisation des répliques sur une ligne orientée NO-SE, perpendiculaire à la faille qui a rompu.

Le dernier séisme majeur dans la région est celui de 2008 mentionné précédemment (Margaris et al., 2010; Zygouri et al., 2015). L'hypocentre de ce séisme de magnitude 6,8 se situe à une trentaine de kilomètres au sud du golfe (Figure 27). Le mécanisme au foyer et les répliques ont permis de déceler la faille aveugle d'Achaïe, qui a été activée.

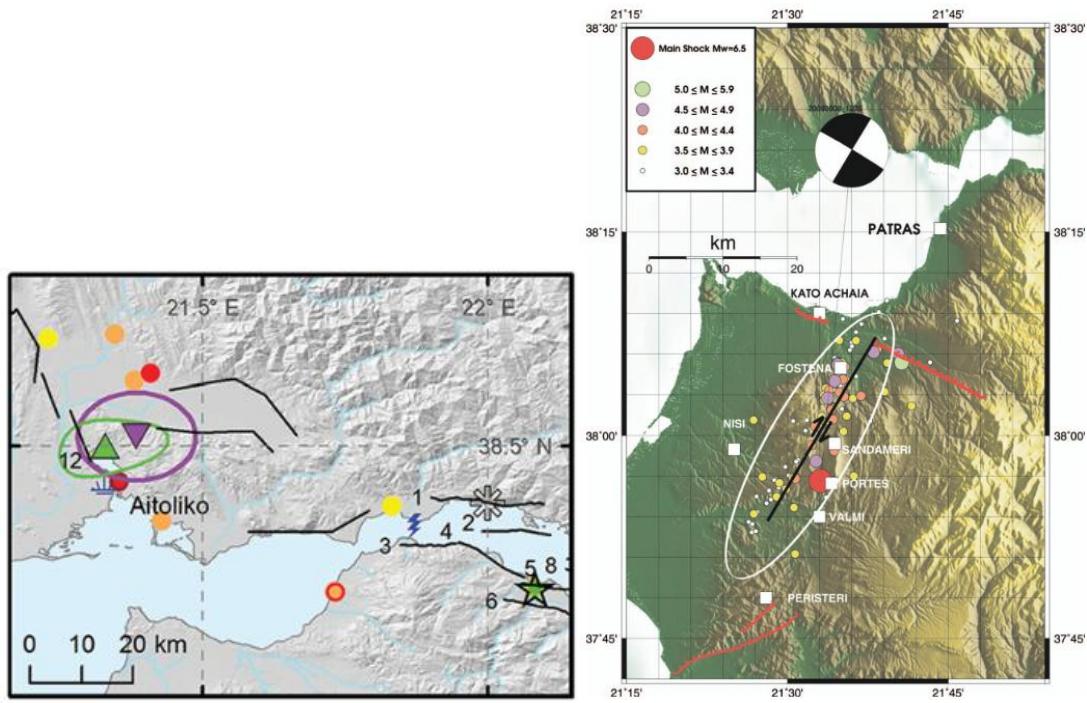


Figure 25 (gauche) : Epicentre relocalisé (Triangle) du séisme d'août 1889 et intensité estimée dans les villes alentours (Albini et al., 2017)

Figure 26 (droite) : Localisation du séisme d'Achaïe-Elia de 2008 avec le mécanisme au foyer et la localisation des aftershocks (Margaris et al., 2010)

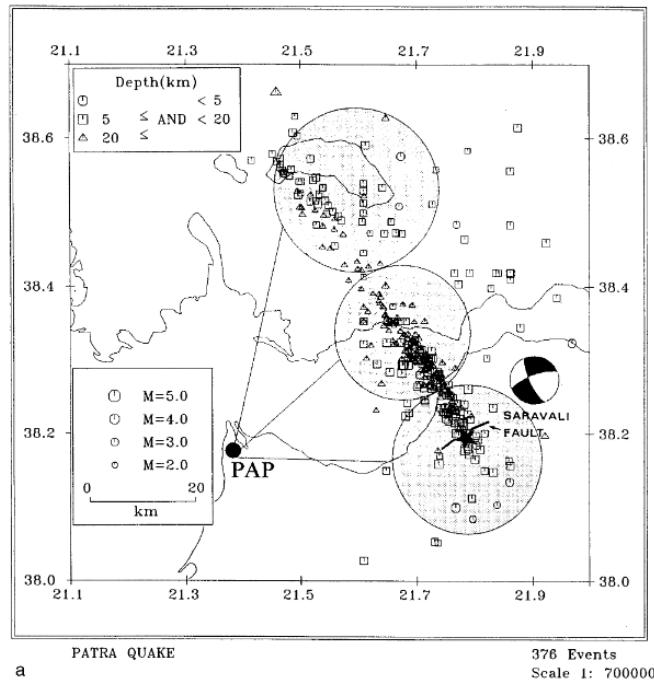


Figure 27 : Localisation du séisme de Patras de 1993 avec mécanisme au foyer et localisation des aftershocks (Tselentis, 1998)

On constate donc que la région autour du Golfe de Patras est relativement fort active, avec des séismes majeurs d'une magnitude se rapprochant de M_w 6.

4. Matériel et méthode

4.1. Données de base

4.1.1. Carte bathymétrique

La carte bathymétrique de Navionics SonarChart du Golfe de Patras a été un élément central dans la cartographie des failles actives (Figure 28). Cette carte, dont les courbes ont une équidistance de 2 m, a été choisie car c'est la seule source de données bathymétriques couvrant toute la région d'étude. Sa précision a été jugée satisfaisante suite à la comparaison entre cette carte et le modèle bathymétrique obtenu par Rubi et al. (2022) au niveau du Détroit de Rion. En effet, les différents microreliefs sous-marins obtenus par le Multi Beam Echosounder sont bien retracés par la carte Navionics alors qu'il s'agit d'une des zones les plus accidentées du golfe. De plus, les profils sismiques, détaillés ci-dessous, ont également confirmé la pertinence de cette carte.

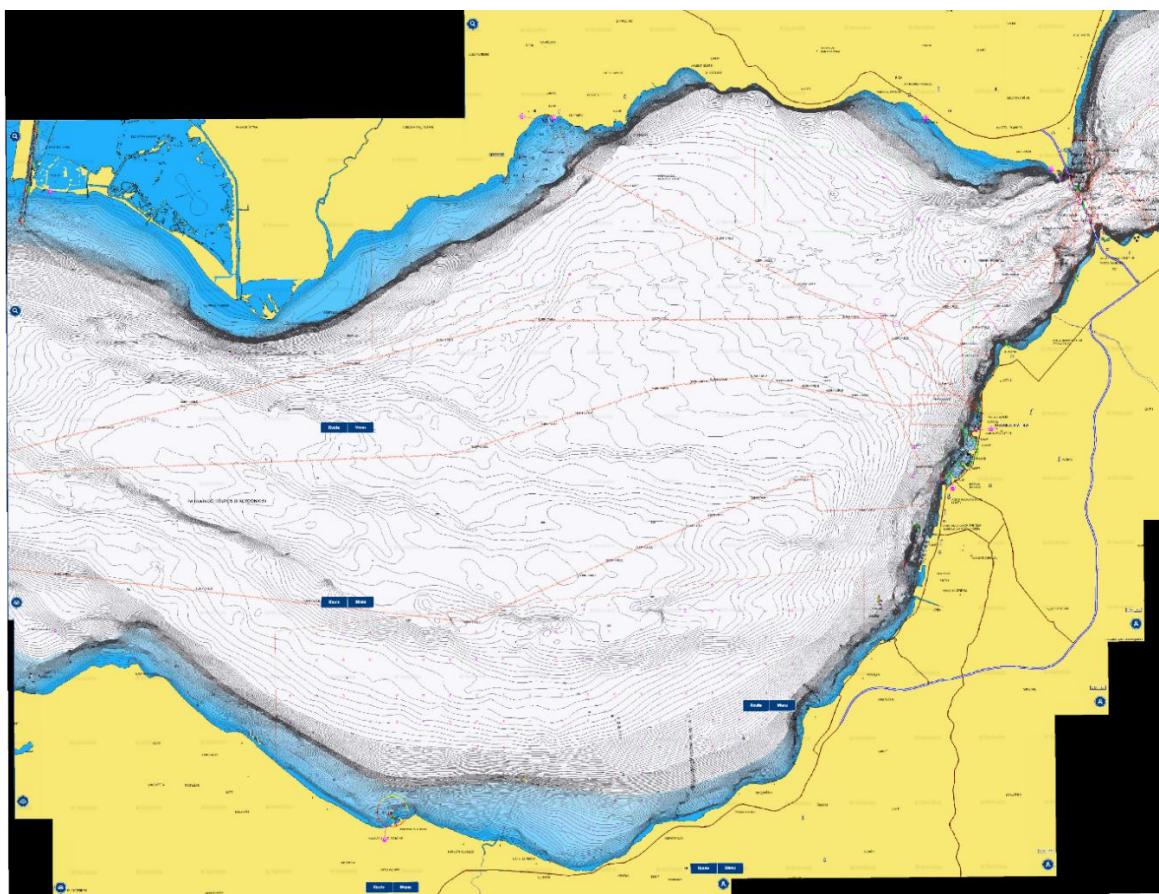


Figure 28 : Carte bathymétrique Navionics SonarChart du Golfe de Patras (Garmin, 2025)

4.1.2. Profils sismiques réflexion haute-résolution

Une série de profils sismiques réflexion haute-résolution a été utilisée afin d'identifier les failles ou autres structures sous-marines. La méthode de sismique réflexion est une technique géophysique d'exploration qui consiste à générer une onde envoyée vers les fonds marins qui sera réfléchie par les différentes couches du sous-sol afin d'obtenir un profil sismique (Figure 29) (Piwakowski et al., 2002; Beckers, 2017; Godefroy, 2018; Caroir, 2022; Rubi et al., 2022). Depuis un bateau, une source génère un pulse acoustique soit via un compresseur pneumatique envoyant des bulles d'air (air-gun), soit via des électrodes créant une décharge électrique qui va vaporiser l'eau salée et former des bulles (sparker) (Figure 29), soit par des explosifs. Un câble composé de différents hydrophones, appelé flûte sismique, est également tiré par le bateau pour collecter les ondes réfléchies qui vont directement être traitées et filtrées. La visualisation des différentes couches s'obtient grâce aux contrastes d'impédance acoustique des roches et sédiments. Un profil sismique réflexion peut alors être obtenu à partir des temps de retour et de la quantité d'énergie réfléchie des ondes. Le profil se base d'abord sur des temps de trajets aller-retour (TWTT : two-way travel time) des ondes qui doivent être convertis en mètres.

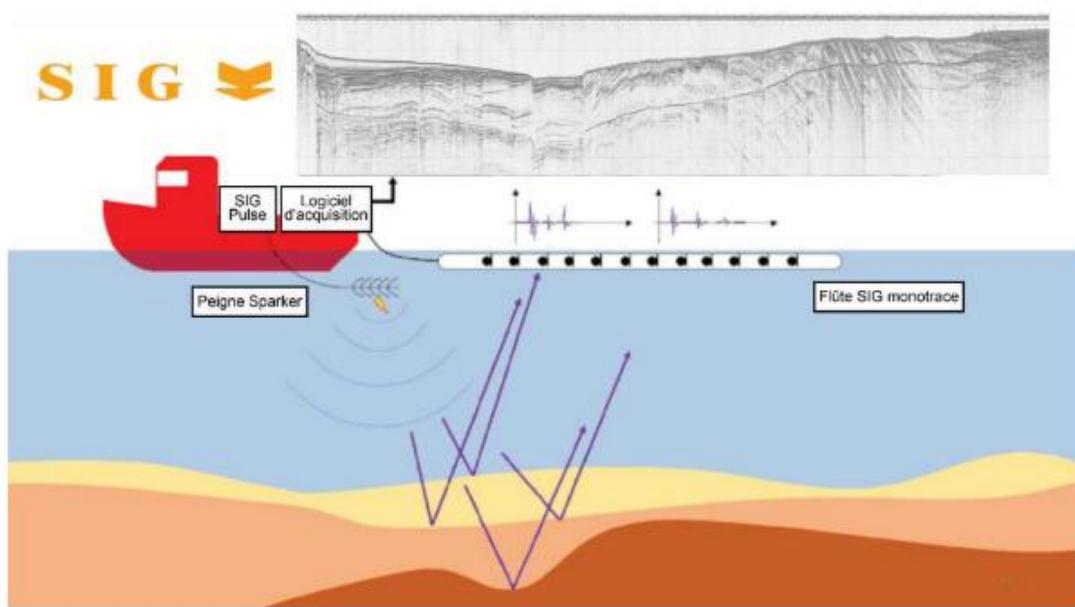


Figure 29 : Schéma du principe de la sismique réflexion modifié d'après SIG France (Caroir, 2022)

Selon les besoins des missions, le type de source et les fréquences utilisées pour les ondes peuvent varier. Cela permet d'acquérir des données avec une résolution et une profondeur de pénétration adaptées aux besoins. Par exemple, des fréquences basses

permettront une pénétration très profonde mais avec une résolution verticale plus faible. Dans le cadre de ce travail, nous travaillons uniquement sur les données sparkers. Ces derniers permettent d'obtenir une résolution assez élevée, de l'ordre du mètre et peuvent pénétrer jusqu'à 100 à 300 m de profondeur en sous-sol, selon les conditions (Center for Marine Acoustics, 2023). L'avantage du sparker par rapport aux air-guns est sa plus grande puissance et sa capacité à émettre des hautes fréquences (de 50 Hz à 4 kHz). Cela permet d'allier une pénétration relativement profonde avec une haute résolution. Il est donc particulièrement bien adapté pour analyser les déformations récentes en milieux peu profonds. Les décalages de failles de l'ordre du mètre peuvent alors être aisément identifiés par un utilisateur, en observant le décalage du fond marin et celui des couches sédimentaires en profondeur (Figure 30). Cependant, un inconvénient majeur du sparker pour l'interprétation des profils est qu'il lisse le fond marin et ne donne pas un niveau de détail comme les multibeam echosounders qui numérisent la bathymétrie avec un niveau de précision élevé.

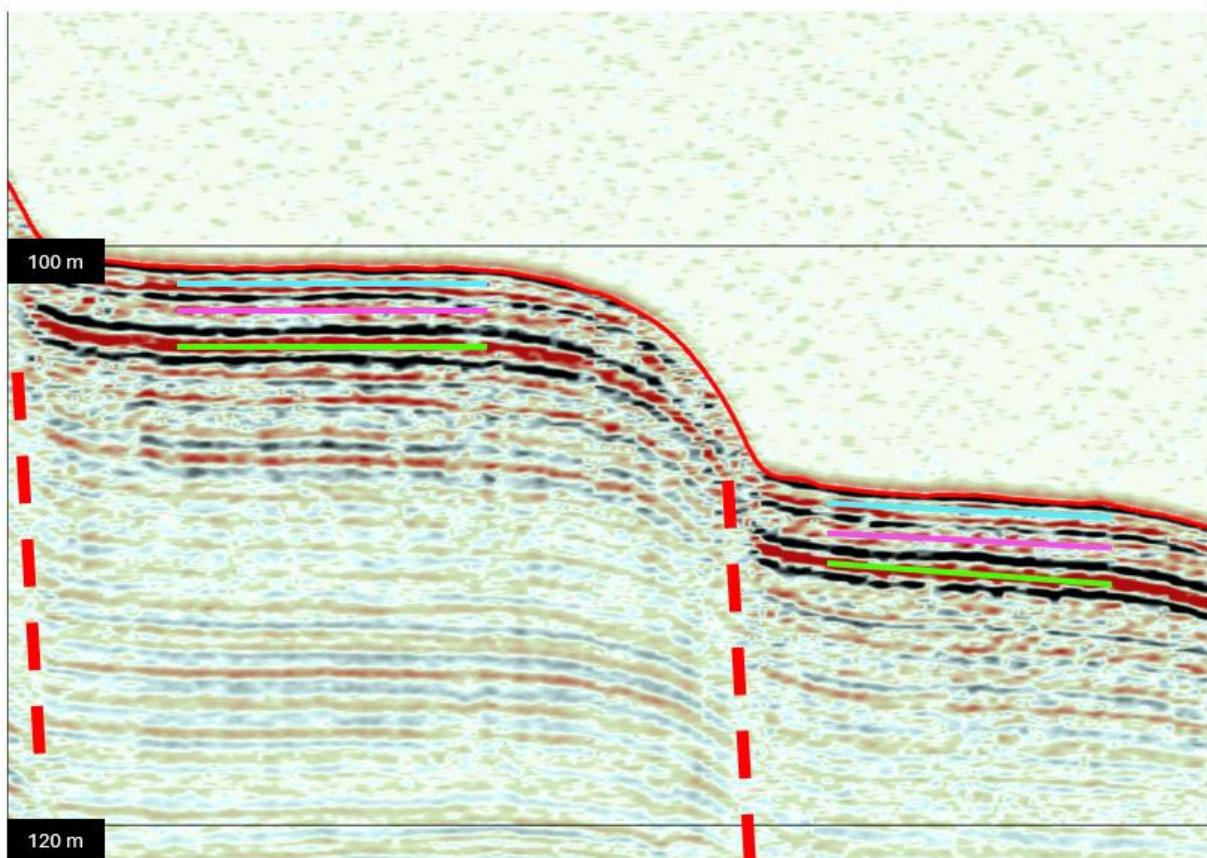


Figure 30 : Détection de faille sur un profil sismique réflexion (exagération horizontale x100) (Tiretés rouge : plan de faille ; lignes turquoise, rose et verte : horizons sédimentaires décalés)

Ces profils sismiques haute réflexion ont été obtenus en mai 2023 à l'aide d'un multi-électrodes sparker produisant un signal sismique à large spectre, d'une fréquence moyenne d'environ 1,3 kHz. Un streamer haute résolution monocanal a servi de récepteur. Ces données ont été importées au format SGY dans le logiciel SeaView 5.7 de MogaSoftware afin de visualiser les profils géoréférencés en 2D. Avec ce sparker, la résolution verticale est d'environ 1 m et le fond marin apparaît légèrement lissé. L'un des avantages de ce logiciel est qu'il affiche à la fois le temps aller-retour (TWTT) et les profondeurs directement exprimées en mètres, sans nécessité de conversion. En outre, un filtre passe-bande (150–300 à 1 500–3 000 Hz) a été appliqué sur les profils afin d'éliminer les bruits hors signal. Un facteur de gain, variant de 5 à 40 dB selon les profils, a également été appliqué pour améliorer la visualisation des différentes couches sédimentaires réfléchies. Pour des facilités d'interprétation, une exagération verticale a également été appliquée, en général de x100. Ceci permet de mettre en évidence les structures mais il est important de garder à l'esprit que les pentes réelles sont très différentes de ce qui est observé sur les profils.

Le tracé des profils qui ont été retenus pour l'analyse est présenté à la figure 31. L'orientation de ceux-ci a été pensée pour être perpendiculaire aux failles suggérées par Ferentinos et al. (1985) (hors profils de transition). La perpendicularité est nécessaire afin de mesurer plus tard correctement certains paramètres de l'escarpement comme sa largeur et la pente. Une mauvaise orientation du profil par rapport aux structures de failles pourrait alors influencer leur interprétation, notamment en les masquant ou en créant des artefacts (Hodge et al., 2019; Cunningham et al., 2021). Les profils sont espacés d'environ 2 km dans la partie nord et occidentale du golfe tandis qu'au centre, dans le sud et dans l'est de celui-ci, l'espacement moyen est d'environ 1 km. Cette densité de profils permet une analyse des failles à une échelle relativement satisfaisante par rapport à la taille du Golfe de Patras.

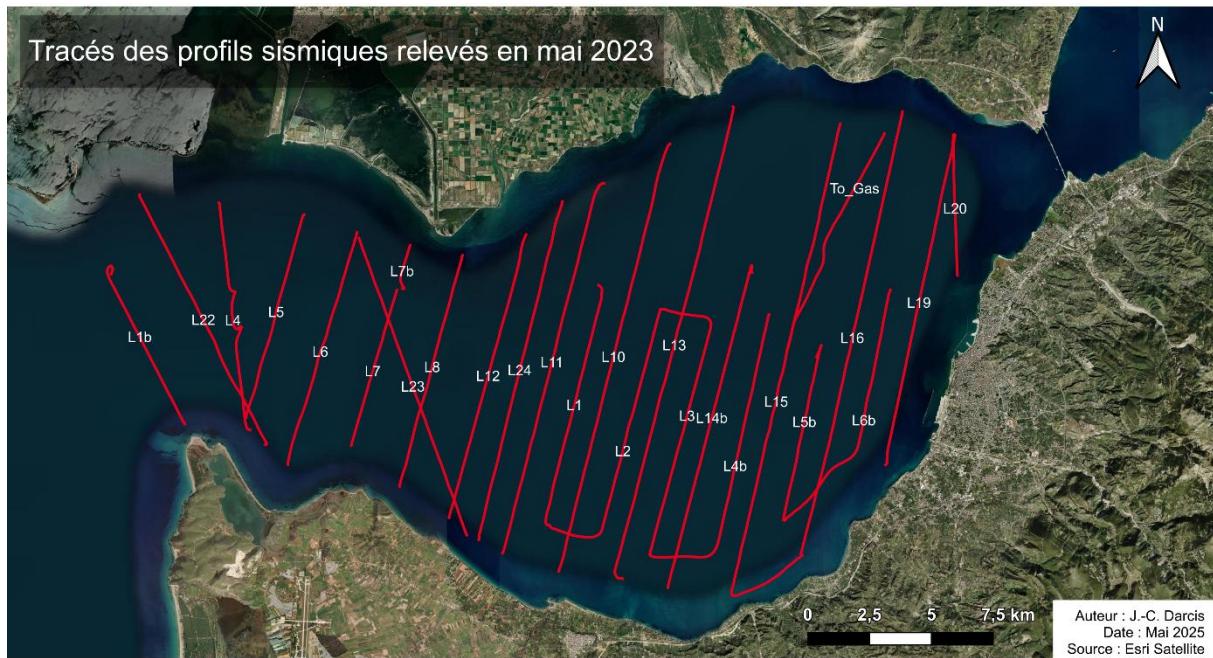


Figure 31 : Tracés des profils sismiques acquis en mai 2023, repris pour l'analyse des structures tectoniques

Les fonds marins ont également été tracés à partir des profils. Cela a été réalisé grâce à l'outil « Reflectors » de SeaView qui détecte le fond marin à l'aide d'un *box tracker*, un outil d'assistance permettant de repérer automatiquement le fond parmi une zone sélectionnée. L'eau étant censée être transparente dans les valeurs échantillonnées et le sol la partie la plus réfléchie, le tracker détecte donc la valeur absolue la plus élevée en chaque point le long du profil. Des paramètres comme une fenêtre de lissage et un seuil d'amplitude minimal ont été configurés pour obtenir pour chaque profil, un tracé du fond marin aussi précis que possible tout en limitant le bruit. Ces tracés seront la base du calcul du rejet des failles.

La base d'une couche de l'Holocène très réfléactive a également été tracée, manuellement cette fois-ci, sur certains profils afin d'approfondir certaines analyses. Le multiple de la réflexion du fond marin a aussi été tracé sur ces profils. Les profils atteignent une profondeur maximale de 115 m dans le sous-sol, correspondant à la zone de re-réflexion au centre du graben. Cette profondeur atteinte en sous-sol diminue vers les parties moins profondes du golfe. De plus, le signal s'atténue plus son trajet est long ; il est donc difficile d'observer certaines structures peu réfléctives à partir d'une certaine profondeur.

Enfin, il convient de signaler que, durant la mission de mai 2023, certains jours de relevés ont dû être effectués sous la pluie. Cette dernière est l'une des contraintes les plus

difficiles à résoudre pour l'interprétation de profils. La chute des gouttes provoque des ondes acoustiques à la surface, ce qui bruite fortement les profils. Cela complexifie l'interprétation des couches même après application de certains filtres qui ne garantissent pas un bon résultat. Un exemple de profil bruité par la pluie est présenté à la figure 32.

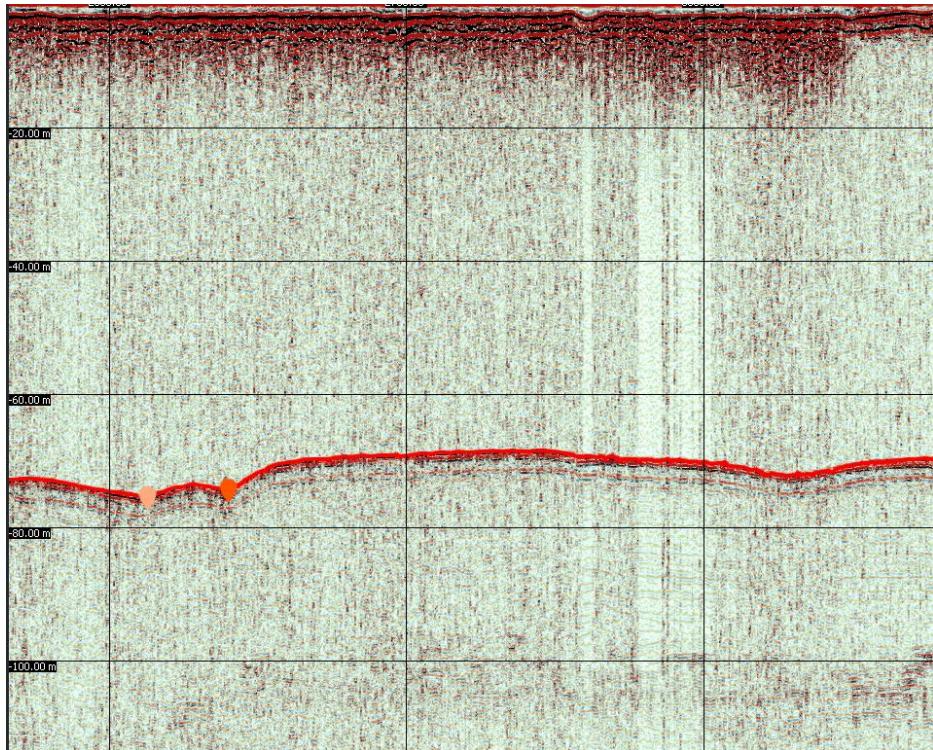


Figure 32 : Exemple du profil L4 bruité par la pluie (Exagération verticale X100)

4.2. Cartographie des failles

4.2.1. Cartographie détaillée

La cartographie des failles a représenté un long processus de réflexion, d'analyse et d'hypothèses basé sur les profils et la carte bathymétrique. Ce travail s'est concentré principalement sur la partie centrale et sud du Golfe de Patras. Les failles majeures du côté du Détrict de Rion ont déjà été mises en avant dans l'étude de Rubi et al. (2022). Cette étude affirme que la morphologie sous-marine du détroit n'est pas liée aux failles, mais plutôt aux courants qui le traversent.

La première étape dans SeaView a été de pointer tous les points de contact des failles sur les profils (Figure 33 et 34) aussi bien les déformations à la surface (pins) ou de failles anciennes ou aveugles (étoiles). Les failles peuvent être distinguées par leur structure

linéaire qui crée un décalage entre les horizons sédimentaires (réflecteurs) semblables de part et d'autre de la faille (Figure 30) (Beckers et al., 2015; Caroir, 2022). D'autres structures que les failles ont également été marquées comme les deltas (carrés), la présence de gaz (têtes de mort), des chenaux sous-marins (bateaux) ou encore des discordances (cercles). Cela permet d'obtenir différents éléments qui peuvent être importants lors de l'interprétation. Par exemple, le gaz brouille la réflexion des différents horizons sédimentaires (Figure 35). La légende des symboles est détaillée figure 36.

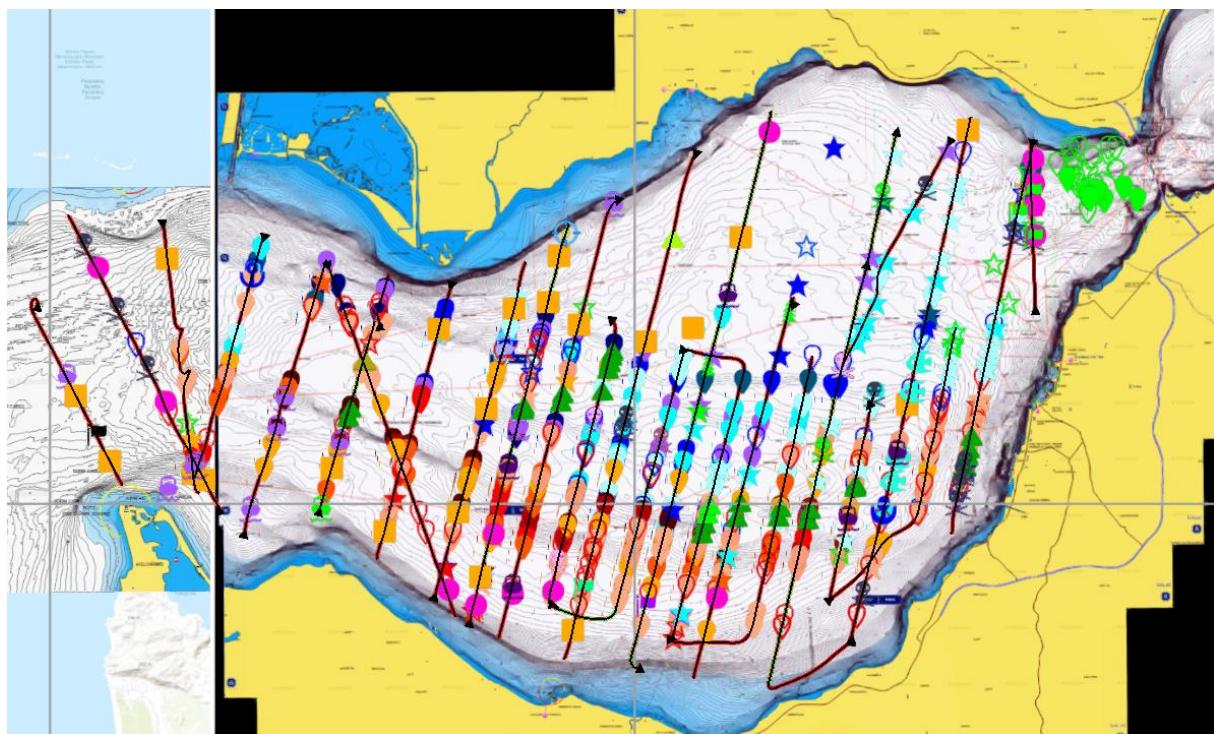


Figure 33 : Vue cartographique des profils dans le logiciel SeaView avec la localisation des structures interprétées : failles, delta, gaz, chenaux sous-marins ou encore discordances.

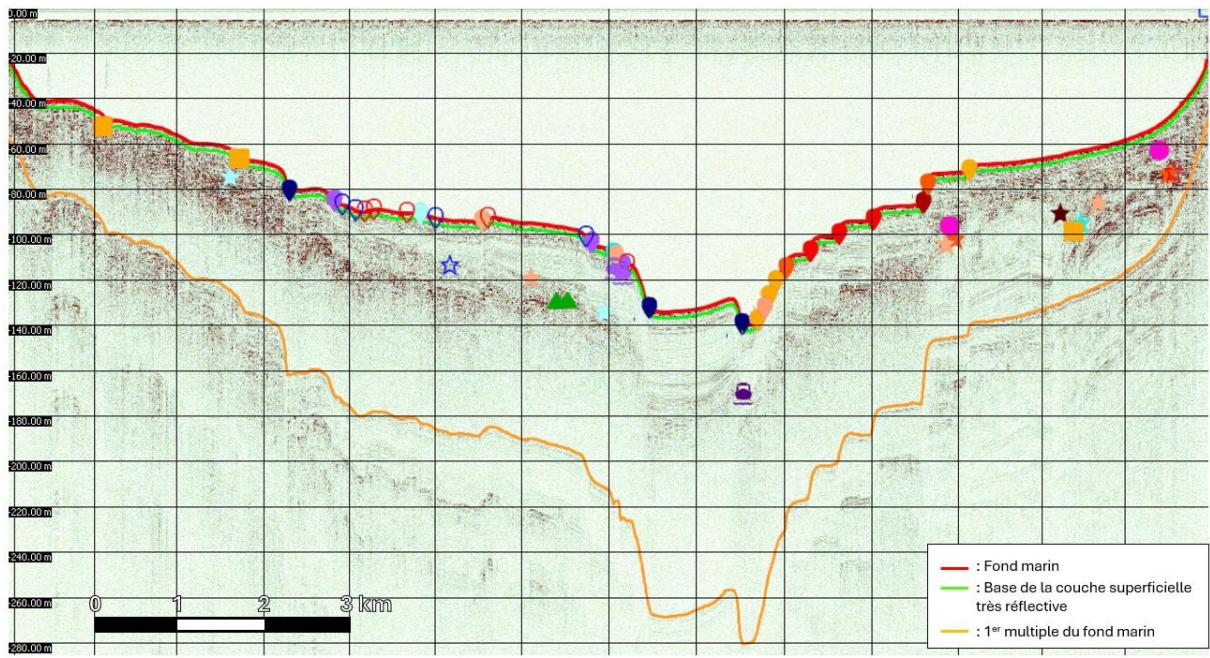


Figure 34 : Analyse typique d'un profil sismique (L24) avec l'ensemble des structures cartographiées (Exagération X200)

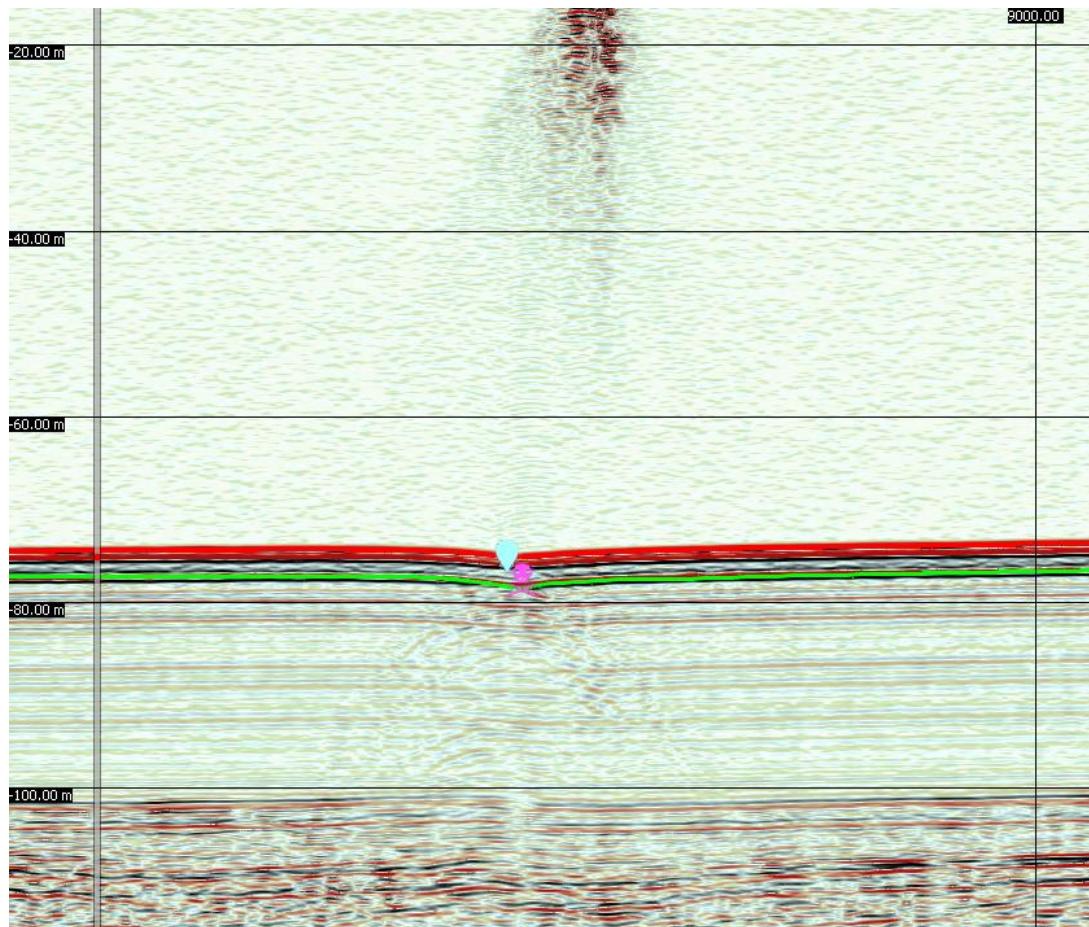


Figure 35 : Détection des émissions de gaz brouillant les couches sédimentaires sur le profil sismique L15 (Exagération X50)

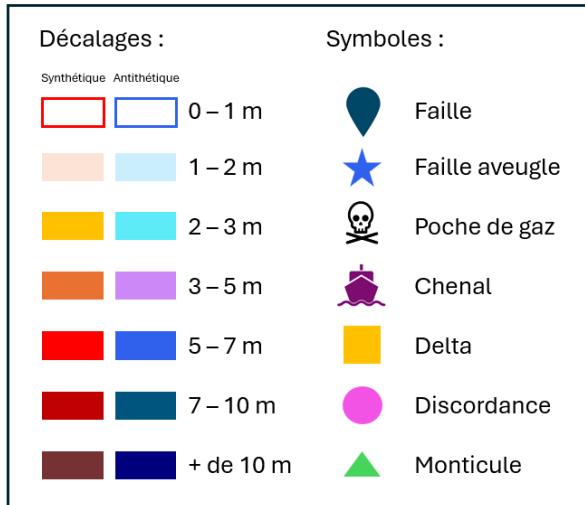


Figure 36 : Légende des structures repérées sur les profils sismiques. Les décalages sont ceux induits par les failles en surface.

Tout en relevant chaque point de contact de faille, une mesure manuelle approximative du rejet vertical de la faille a été effectuée. Un code couleur a ainsi été créé selon la hauteur du rejet (Figure 36), en distinguant failles synthétiques et antithétiques pour pouvoir cartographier correctement les différents segments de failles.

Comme cela est mentionné dans la section 2.1.1, le développement théorique des failles normales implique que le rejet maximal est au centre du segment (Figure 5). Le profil de rejet peut aussi se développer sous une forme triangulaire asymétrique en cas de contrainte d'un côté de la faille (Figure 5). On s'attend donc à observer les rejets les plus importants dans la partie centrale de la faille, plutôt qu'à ses extrémités. En outre, plus le rejet est élevé plus la faille est susceptible d'avoir une longueur également importante. Les grandes structures composant le golfe seront donc plus facilement distinguables au début de l'analyse, en s'appuyant sur cette théorie.

Les différents points de contact des failles identifiés sur les profils ont ensuite été reliés selon leur rejet, la morphologie du fond marin sur les profils ainsi que sur le fond bathymétrique Navionics. La bathymétrie est un paramètre important à prendre en compte car les failles normales du graben ont un rejet vertical et façonnent les fonds marins dans le Golfe de Patras (Ferentinos et al., 1985; Chronis et al., 1991).

Les points de contact des failles aveugles ou anciennes failles inactives n'atteignant pas la surface ont été également pointés. Néanmoins, ils n'ont pas été intégrés à la cartographie

finale, l'objectif étant de se concentrer sur la dynamique actuelle. Ils pourront toutefois servir à interpréter certaines évolutions passées de la structure du golfe.

Il convient de mentionner certains biais et incertitudes. Tout d'abord, la détection de failles est limitée par la densité de profils recueillis. Comme cela a été dit précédemment, la couverture des profils, espacés d'un à deux kilomètres, reste assez bonne. Malgré tout, une petite faille se trouvant entre deux profils ne peut donc être détectée si elle a une longueur inférieure à 1 ou 2 km (selon la localisation). Cependant, ce type de faille est considéré comme secondaire/mineure et n'influence pas l'analyse globale de la structure du graben. Les petites failles secondaires peuvent malgré tout aider à comprendre certaines interactions comme des zones de transfert (Figure 2). Par ailleurs, la longueur des failles n'est pas précise au mètre près. En effet, l'extension d'une faille après le dernier point d'identification sur un profil sismique a été estimée d'après la taille du rejet à cet endroit et de l'escarpement associé sur la carte bathymétrique. De plus, certaines failles étaient aveugles, montrant des décalages en profondeur sans expression de surface. Il a donc été décidé de ne prolonger, de part et d'autre des profils sismiques, que les failles non aveugles.

La combinaison de la bathymétrie et des profils sismiques permet d'obtenir une cartographie des failles avec une précision satisfaisante à l'échelle du golfe : l'incertitude maximale est de quelques centaines de mètres. Dans leur étude sur la dépression d'Afar présentant des grabens également, Manighetti et al. (2001) estiment une marge d'erreur de 50 m à partir, eux, de la bathymétrie et d'images de side-scan sonar dans la région. Les sonars balayaient une plus grande partie du fond marin avec une résolution plus précise, réduisant l'incertitude qui pour notre cas est limitée par la densité de profils.

4.2.2. Simplification de la cartographie

Une fois la cartographie précise réalisée, une simplification des réseaux de failles est apparue nécessaire afin de faire ressortir les structures majeures du Golfe de Patras. Dans les contextes extensifs, il est fréquent que des systèmes de failles subparallèles et proches (<1 km) forment des *damage zones* ou des *fault zones* actives. L'ensemble de ces failles peut être interprété comme une zone de glissement composite, surtout si les failles voisines présentent une cinématique cohérente, comme dans le cas du graben de Patras (Manighetti et al., 2001)

Pour ce faire, un arbre de décision a été créé pour sélectionner et agréger les failles cartographiées en zone de failles composite. L'arbre de décision est repris figure 37. L'agrégation ne s'est faite que sur un rayon de 500 m, ce qui correspond à l'épaisseur typique des zones d'endommagement décrites dans la littérature (Caine et al., 1996). Ce choix permet de garder certaines segmentations importantes des failles et les systèmes subparallèles successifs.

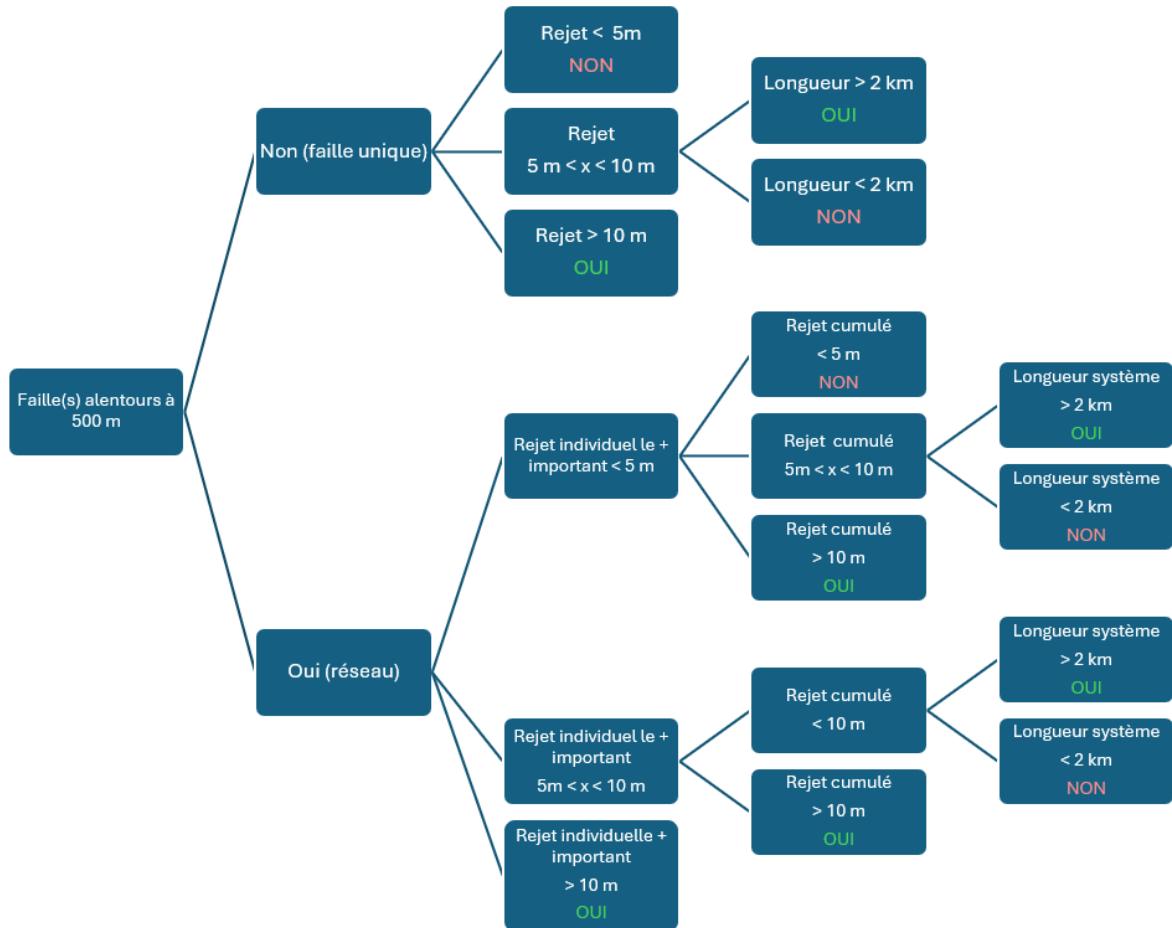


Figure 37 : Arbre de décision d'agrégation des failles individuelles en des systèmes/zones de failles

La première étape est de déterminer si la faille fait partie d'une même zone d'endommagement ou bien si elle est isolée. Nous considérons ici les failles subparallèles faisant partie d'une même zone d'endommagement si la distance les séparant, mesurée perpendiculairement à l'axe de propagation, est inférieure à 500 m. Les failles doivent dès lors soit être toutes synthétiques, soit toutes antithétiques pour pouvoir être considérées comme appartenant à un même système. La seule exception à cette règle concerne les systèmes décrochant où il est possible de retrouver des failles avec des pendages opposés, formant une structure en fleur (Figure 38). Ces systèmes sont facilement distinguables à

partir des profils. Ils sont soit positifs, créant du relief à cause d'une transpression, soit négatifs formant un bassin dû à une transtension.

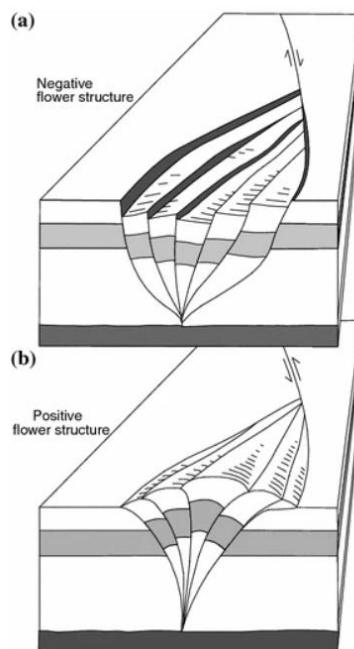


Figure 38 : Schéma des structures de failles en fleur a) Structure en fleur négative (transtension) b) Structure en fleur positive (transpression) (Dubey, 2014)

Le second critère pris en considération est le rejet maximal de la faille. Ce critère est considéré comme plus important que la longueur, car il reflète directement l'intensité de l'activité tectonique de la faille. Le troisième critère est la longueur des failles cartographiées.

Cette arbre de décision (Figure 37) permet de reprendre d'office les failles dont le rejet individuel, ou cumulé, atteint 10 m. Ensuite, il permet de prendre en considération les systèmes avec un rejet supérieur à 5 m seulement si la longueur est supérieure à 2 km.

Au moyen de ces différents critères, une cartographie simplifiée mais néanmoins explicite quant aux structures tectoniques formant le graben a pu être réalisée. L'axe de ces zones de failles reprend le tracé approximatif de la faille majeure du système. Il pouvait être également légèrement prolongé si des failles secondaires subparallèles allaient au-delà de la longueur de la faille principale. La carte sera présentée dans la partie Résultats

4.2.3. Calcul semi-automatisé du rejet des failles

Une fois la cartographie réalisée, nous cherchons à comprendre les différents mouvements tectoniques liés aux failles cartographiées. L'étude des variations longitudinales des escarpements permet de mieux comprendre le développement géomorphologique et structural des failles. Cette analyse est donc essentielle pour appréhender les aléas sismiques potentiels dans le Golfe de Patras.

Pour ce faire, un calcul du rejet vertical des failles à l'aide d'un script Python semi-automatisé a permis d'obtenir des résultats précis et sans être trop chronophage. Un plus grand nombre de mesures peut être effectué, et cela réduit la subjectivité liée aux mesures manuelles. De plus, même les structures de petite échelle sont prises en compte. L'efficacité et l'uniformité des calculs tout en gardant un contrôle utilisateur sont les grands atouts de cette méthode. D'autres études ont déjà utilisé ce genre de programme comme Hodge et al. (2019) ou Wolfe et al. (2020). Dans notre cas, un code similaire d'un autre travail nous a été fourni comme base et a par la suite été adapté, notamment en utilisant l'intelligence artificielle.

L'application des codes de calcul du rejet vertical des failles se fait en général sur des zones à terre et à l'aide d'un modèle numérique de terrain (MNT). Nous avons utilisé le fond marin tracé à partir des profils sismiques pour réaliser, en premier lieu, des mesures du rejet, à l'instar de l'étude de Wolfe et al. (2020), illustrée en figure 39. Un exemple de mesure basé sur des profils sismiques est également illustré figure 40.

Notre premier code Python est exécuté profil par profil. Chaque faille, reprise dans un fichier CSV, est associé aux coordonnées correspondantes sur le profil. Une zone zoomée est alors définie autour de chaque faille. L'utilisateur peut alors sélectionner une section du footwall et une du hanging-wall sur une distance approximative d'au moins 200 m

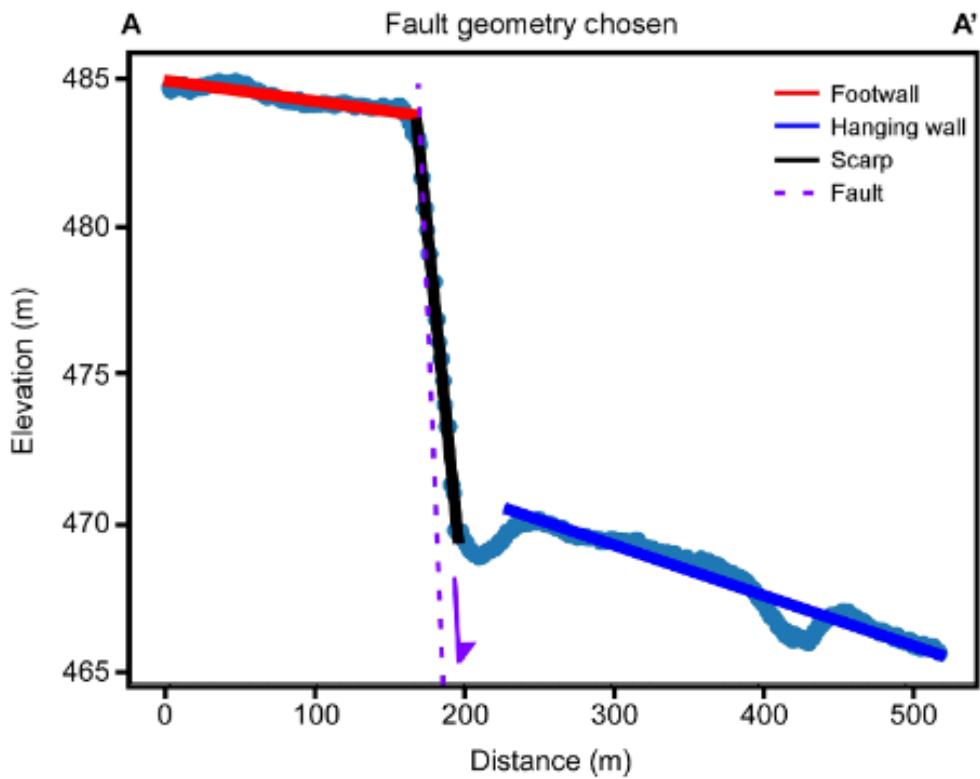


Figure 39 : Calcul semi-automatique du rejet de faille sur base de la sélection des pentes du fond marin du footwall et du hanging-wall dans l'étude de Wolfe et al. (2020)

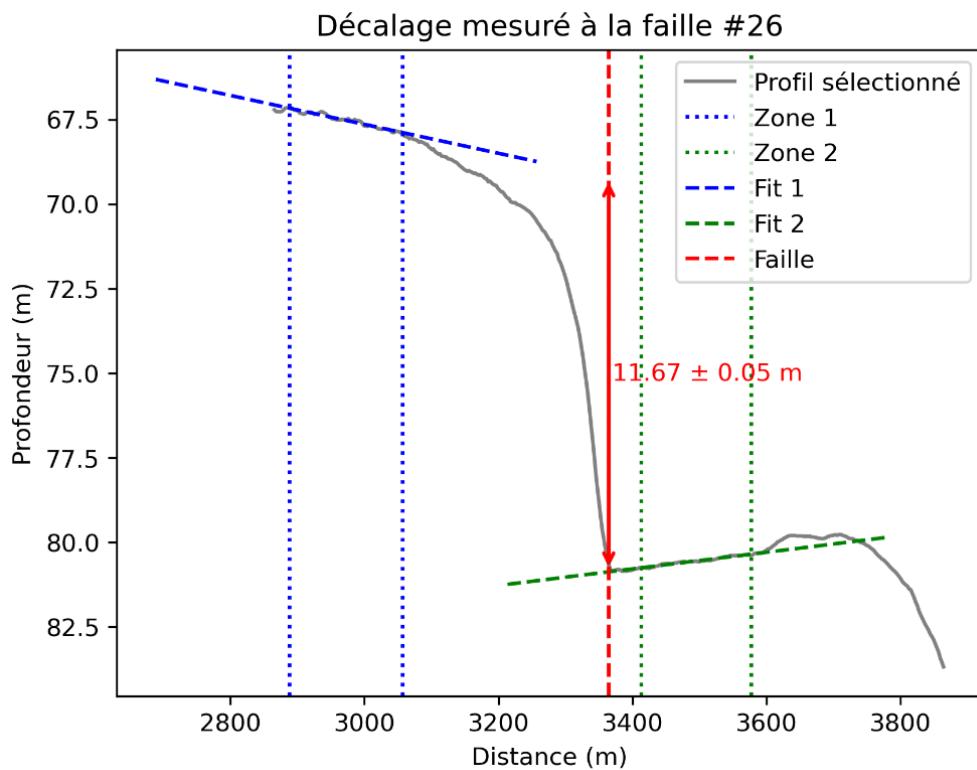


Figure 40: Exemple de mesure du rejet de faille issue du code Python avec la méthode linéaire, en prenant une section du footwall et du hanging-wall (F4 du profil L24)

chacun, en excluant la zone de l'escarpement de faille. Cette valeur de 200 m a été choisie en fonction des études précédentes utilisant cette méthodologie (Wolfe et al., 2020) et de l'espacement de nos failles. Cette distance est adéquate pour avoir les pentes représentatives du fond marin dans le Golfe de Patras. Si les pentes semblaient uniformes sur une plus longue distance, la sélection pouvait être étendue. Au contraire, certaines failles consécutives ne laissaient pas la possibilité de prendre une section de 200 m, ce qui pose problème pour obtenir une pente correcte. Une fois les sélections faites, une droite de régression linéaire est tracée pour chacune des deux pentes, permettant ensuite d'obtenir un rejet vertical au niveau de la faille en prolongeant ces droites (Figure 39 et 40). En outre, une valeur d'incertitude est calculée. Cela est répété pour chacune des failles, sur chacun des profils. Une base de données est ainsi constituée pour chaque profil, et chaque faille peut être reliée d'un profil à l'autre grâce à un identifiant unique.

De plus, la pente du segment central de l'escarpement est également mesurée. Pour ce faire, l'utilisateur sélectionne sur le profil zoomé de la faille deux points « haut » et « bas » de l'escarpement, toujours en évitant les deux zones de changement de pente en extrémité. Une droite est tracée par le programme entre ces deux points pour calculer l'angle de la pente. Une valeur de misfit, correspondant à l'écart moyen de la droite tracée par rapport au profil, est aussi calculée.

Enfin, un troisième code a été réalisé pour mieux prendre en compte l'évolution dans le temps des failles intégrant un paramètre de diffusion. Par conséquent, un modèle diffusif a été programmé à partir d'une section sélectionnée par l'utilisateur, comprenant la faille et les pentes naturelles du fond marin sur le footwall et hanging-wall. Ce modèle permet de prendre en compte l'adoucissement de la pente au fur et à mesure du temps par diffusion topographique. Cette dernière est le résultat de l'érosion ou encore de glissements de terrain en haut de l'escarpement, et de l'accumulation et sédimentation en contrebas (Figure 41) (Wei et al., 2015; Hodge et al., 2019; Holtmann et al., 2023b). Un exemple de la courbe de diffusion issu du code Python est illustré figure 42.

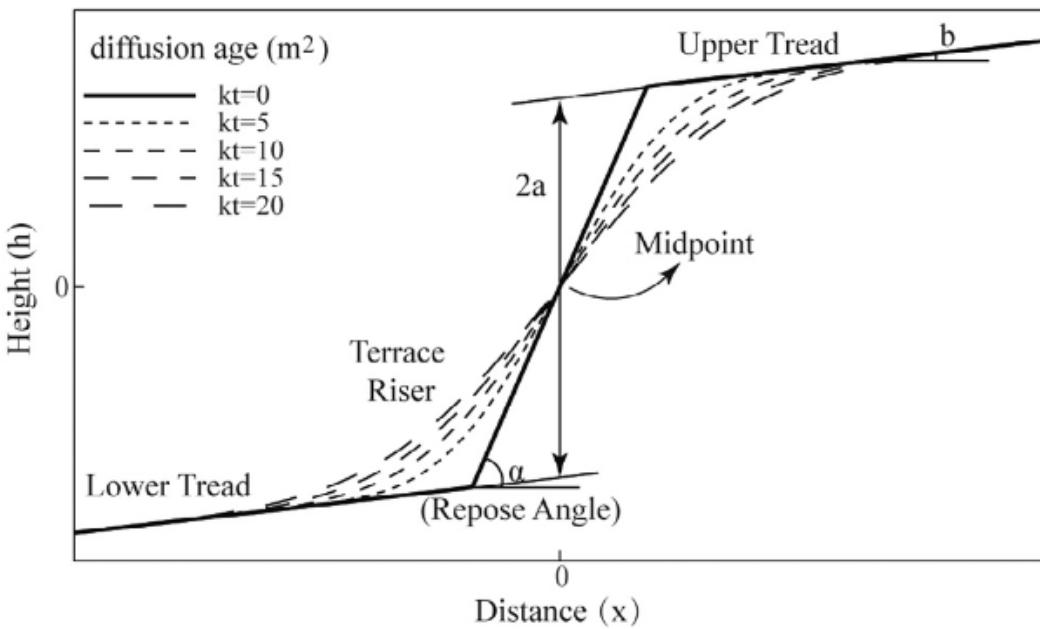


Figure 41 : Schéma de l'effet de la diffusion dans le temps sur un escarpement (Wei et al., 2015)

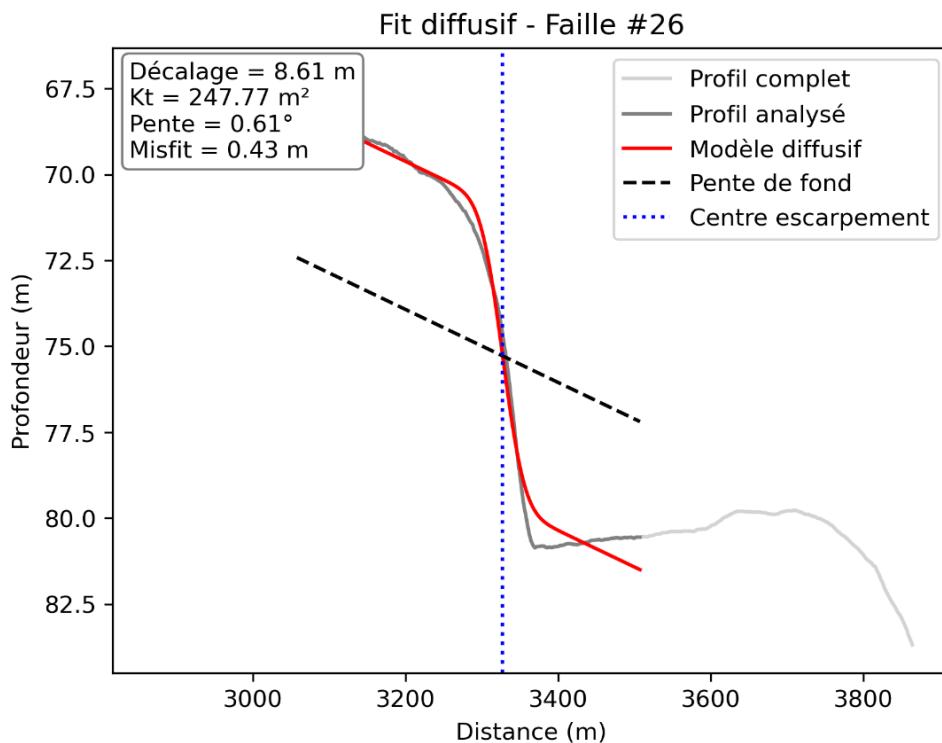


Figure 42 : Exemple de mesure du rejet de faille issue du code Python avec la méthode d'ajustement de la courbe de diffusion (F4 sur le profil L24)

Différentes mesures sont obtenues en ajustant au mieux une courbe au profil réel. L'équation utilisée par le modèle est reprise ci-dessous (Andrews & Hanks, 1985) :

$$Z(x) = a + s \cdot x + \frac{u}{2} \cdot \operatorname{erf}\left(\frac{x - x_0}{2\sqrt{kt}}\right)$$

Les différents paramètres de cette équation sont obtenus dans le fichier de sortie. On a le terme a qui représente une constante d'altitude, s la pente moyenne du fond marin de part et d'autre de la faille, u le décalage vertical de la faille, x_0 la position du centre de la faille, kt le paramètre de diffusion en m^2 issu du produit de la diffusivité κ et du temps t (qui sont inconnus séparément) et enfin erf une fonction d'erreur de la forme sigmoïdale qui modélise la transition douce du relief.

Le paramètre de diffusion provient de l'équation de la diffusion (1D) (Andrews & Hanks, 1985; Pelletier et al., 2006) :

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = \kappa \cdot \frac{\partial^2 Z}{\partial x^2}$$

Le côté gauche de l'équation représente la variation de l'élévation au cours du temps. Cela équivaut à la partie droite qui modélise la courbure de la surface multipliée par le coefficient de diffusivité κ (en m^2/an), supposé constant dans le temps et l'espace. Cela traduit donc l'aplanissement de l'escarpement au cours du temps, où les zones convexes vont subir de l'érosion et perdre de la matière tandis que les zones concaves vont, elles, accumuler cette matière issue des zones convexes. Au final, plus la valeur de kt sera grande, plus l'escarpement est alors élargi. Cela signifiera probablement qu'il n'y a pas eu de rupture récemment. Pour deux failles ayant des rejets très similaires, on s'attend à ce que kt soit également similaire pour les deux failles.

Cette méthode est relativement expérimentale car l'application d'un modèle de diffusion se fait généralement sur des escarpements à terre pour estimer l'âge des décalages et donc les vitesses de failles (Beckers et al., 2018). En milieu sous-marin, la modélisation en se basant sur la diffusion peut aussi être effectuée et adaptée pour caractériser l'architecture marine, mais le paramètre clé kt , la diffusivité représente la quantité d'énergie de lissage cumulée depuis la mise en place du relief. Sous l'eau, kt est un paramètre morphologique qui comprend le temps d'exposition mais aussi la vigueur des processus gravitaires et biologiques (Schlager & Adams, 2001 ; Mitchell & Huthnanace, 2007). Il n'est donc pas possible de reconstruire l'histoire des glissements de l'escarpement. En mer, ce paramètre n'a pas d'après notre recherche bibliographique, été étudié pour des

escarpements de failles, seulement pour des reliefs liés à la mise en place par des glissements de terrain (Vargas et al., 2011).

De plus, Holtmann et al. (2023a, 2023b) présentent un modèle selon lequel les effets de la diffusions ont des signatures différentes en fonction du nombre de glissement ou si le glissement est principalement du creep. Mais ce modèle s'applique une nouvelle fois sur les failles à terre. Il a été choisi de ne pas utiliser leur formule spécifique pour les ruptures multiples et le creep dans le code, n'étant pas sûr d'obtenir des résultats probants pour le milieu marin :

$$\frac{z(x, t_{end})}{u_{end}} = \frac{1}{2 \times n} \sum_{i=1}^n \left[1 + \operatorname{erf} \left(x / \sqrt{4\kappa t_{end} \times \frac{i}{n}} \right) \right]$$

Dans cette équation, n représente le nombre d'événements, qui tend vers l'infini pour le creep. La figure 43 montre les différentes formes de dégradation par diffusion des escarpements, selon des historiques de ruptures divers.

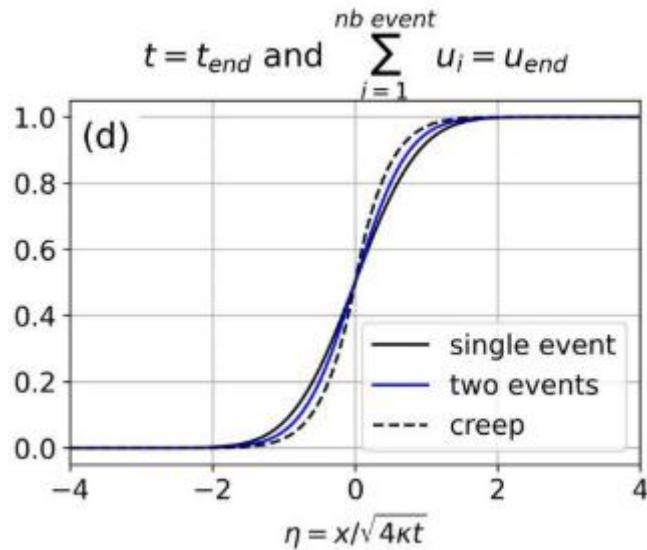


Figure 43 : Comparaison de la dégradation des escarpements de faille u_{end} après un temps t_{end} selon l'historique des ruptures (Holtmann et al., 2023b)

En plus des différents paramètres de l'équation, le code permet d'obtenir en sortie des éléments caractérisant l'asymétrie du profil. En effet, une pente plus abrupte en bas d'un escarpement est un signe d'activité sismique récente potentielle. Il est donc important de détecter ces détails lors de l'analyse afin d'identifier les failles actives dans le Golfe de Patras. Pour ce faire, le misfit moyen du profil modélisé a été extrait. Mais en plus de cela,

un misfit a été généré pour la partie haute et pour la partie basse du profil, qui a été coupé en deux. La soustraction du misfit bas par le misfit haut permet d'obtenir une valeur qui, si elle se rapproche de 0, indique un profil relativement symétrique. Si la valeur obtenue est positive, cela signifie que le profil correspond moins bien en bas de la faille que le haut où la diffusion est mieux modélisée. Cela peut donc être un signe potentiel d'activité sismique récente, où la diffusion et la sédimentation n'ont pas encore fait réellement effet pour compenser la pente abrupte. Un autre paramètre similaire a également été calculé pour compléter l'analyse et la rendre la plus robuste possible. Cela a été calculé sur base de la courbure moyenne ($z(x)$), donnée par la dérivée seconde du profil :

$$z(x) = \frac{d^2 z}{dx^2}$$

Cette donnée a aussi été calculée pour la partie haute et la partie basse de la faille. En soustrayant de la même manière la courbure du bas par la courbure du haut, une valeur supérieure à 0 indique que la base de la faille est plus incurvée. Cela constitue également un signe d'un probable glissement récent. L'analyse conjointe du misfit et de la courbure, pour les parties haute et basse, permet de vérifier la cohérence des deux paramètres et de valider l'information obtenue.

En complément de ces paramètres, l'observation de la morphologie du pied de la faille est essentielle. En effet, une transition anguleuse entre l'escarpement de faille et la pente du fond marin, plutôt qu'une forme arrondie, indique des mouvements tectoniques relativement récents. L'identification de ces failles potentiellement actives permettra ainsi de focaliser l'attention sur elles lors de l'évaluation de l'aléa sismique.

4.2.4. Mesure de l'orientation des failles

Un autre paramètre important à étudier pour comprendre la structure tectonique du Golfe de Patras est l'orientation des failles. La comparaison de l'orientation entre différents groupes de failles pourrait permettre d'acquérir des informations clés pour mieux comprendre la formation et la dynamique des failles présentes dans le golfe. Pour ce faire, la mesure a été réalisée avec un programme Python. Le segment linéaire le plus long de chaque faille est sélectionné automatiquement par le code. À partir de ce segment, son azimut est mesuré en degrés. Ces orientations sont ensuite représentées sous la forme d'un diagramme en rose afin de synthétiser l'information. Il est possible de réaliser une

sélection en fonction de leur localisation ou de leur pendage afin de mener des analyses comparatives.

4.3. Mesure de l'aléa

À l'aide des failles cartographiées et des associations de failles, le calcul de magnitudes maximales potentielles peut être réalisé sur la base des formules de Wells & Coppersmith (1994). Seules les équations pour les failles normales avec la longueur de la rupture en surface seront utilisées, nos données ne permettant pas d'estimer les déplacements moyens et maximaux au niveau du plan de rupture :

$$M_w = 4,86 + 1,32 \cdot \log_{10}(L_{surf})$$

Un premier travail sera effectué sur les plus longues failles du réseau. Dans un second temps, un aléa sera aussi estimé sur base d'association de plusieurs systèmes. Ce postulat est motivé par la possibilité de rupture en cascade entre les systèmes car ceux-ci sont pratiquement continus, sans barrière géologique ou morphologique apparente, et la proximité entre l'ensemble des systèmes de failles dont les plans se rejoignent ou du moins se rapprochent fortement en profondeur.

Pour les systèmes qui ont une composante décrochante majeure, la formule adaptée aux failles décrochantes sera utilisée :

$$M_w = 5,08 + 1,16 \cdot \log_{10}(L_{surf})$$

Il est important de garder en tête que le chiffre obtenu est représentatif du scénario le plus catastrophique et qu'il pourrait même être surévalué si les décalages en surface sont principalement ou en partie le résultat de glissements asismiques (creep). L'attention devra surtout se porter sur les failles présentant une asymétrie marquée sur la partie basse de l'escarpement.

5. Résultats

5.1. Organisation du réseau de failles

La cartographie précise des failles est illustrée à la figure 44 et la simplification en système issu de l'arbre de décision se trouve à la figure 45. On peut noter que le nord et le nord-est du Golfe de Patras sont pratiquement vierges de failles, à l'exception du détroit. Plus au sud, la structure en graben est bien mise en avant avec une séparation claire entre, au sud, les failles à pendage nord synthétiques et, au nord, les antithétiques à pendage sud. On observe aussi une différence d'organisation entre la partie occidentale, centrale et orientale du graben (Figure 45). Une troisième classe « décrochement » a ainsi été créée lors de la simplification afin de bien cerner les différentes caractéristiques des structures de failles. N'ayant qu'une vision 2D avec les profils, il était évidemment difficile de dire si la composante majeure était normale ou décrochante. Cependant, différents indices ont motivé ce choix qui sera détaillé dans les sections 5.1.3 et 5.1.4.

5.1.1. Partie occidentale

La zone occidentale correspond à la partie du graben où celui-ci est le plus large. Dans sa partie ouest, il y a un bassin de 3,3 km de large de 110 m de profondeur (Figure 46c) délimité par les failles à pendage nord sur la marge sud et principalement à pendage sud sur la marge nord. Les failles sont assez continues, moins segmentées que dans les parties centrale et orientale du golfe.

La déformation au sud est accommodée par quatre failles principales réparties sur 3 km de large. Du nord au sud, on note F22, F23, F24 et F25, séparées respectivement de 400 m, 900 m et 1,5 km (Figure 46c et d). La plus grande structure est F23, longue de 12,6 km. C'est la seule faille du graben de Patras ayant une longueur supérieur à 10 km. F24, sa subparallèle, mesure 9,8 km de long. F22 et F25 ont des longueurs de 3,5 et 6,3 km respectivement. Chacune de ces failles est associée à un saut bathymétrique. Le décalage le plus important du graben se situe au niveau de F23 allant jusqu'à 44,2 m de hauteur, tandis que F22, F24 et F25 ont respectivement un décalage maximal de 28,2 m, 20,2 m et 9,6 m. Ces systèmes de failles sont individuellement associés avec peu de failles subparallèles secondaires (Figure 46b). F25 et F23 montrent, cependant, de petites

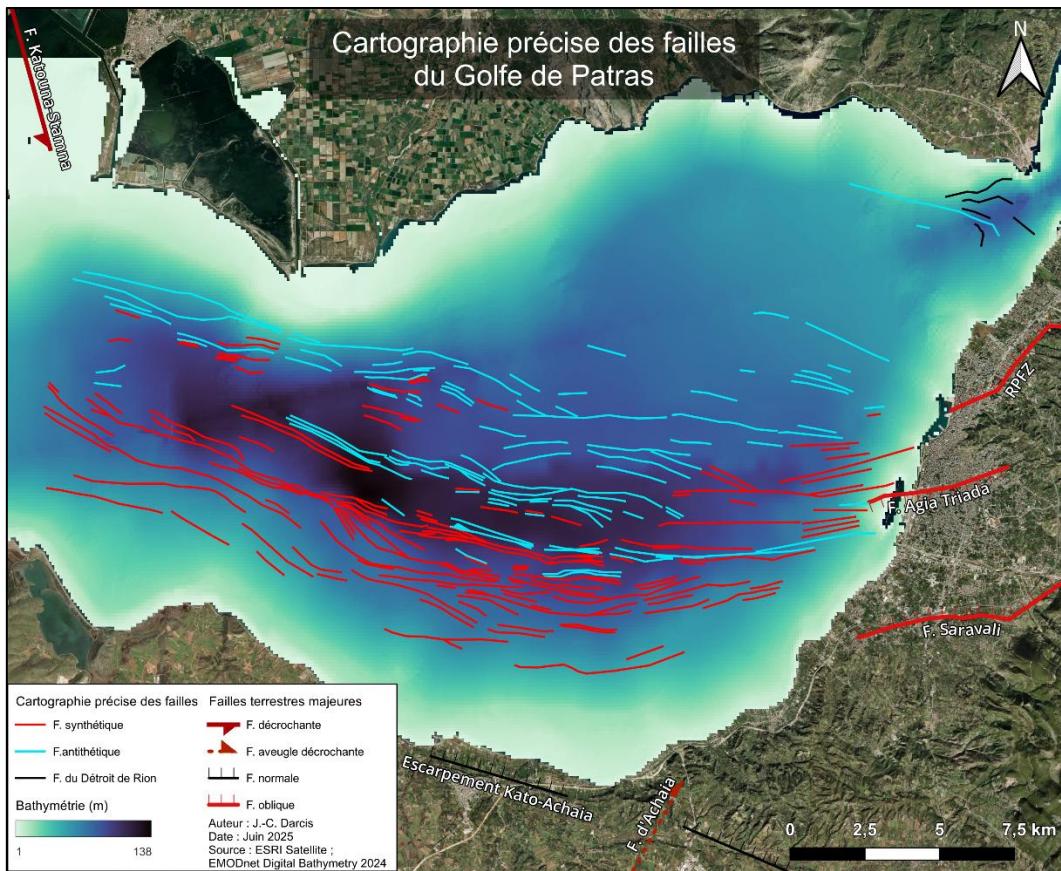


Figure 44 : Cartographie détaillée des failles identifiées dans le Golfe de Patras

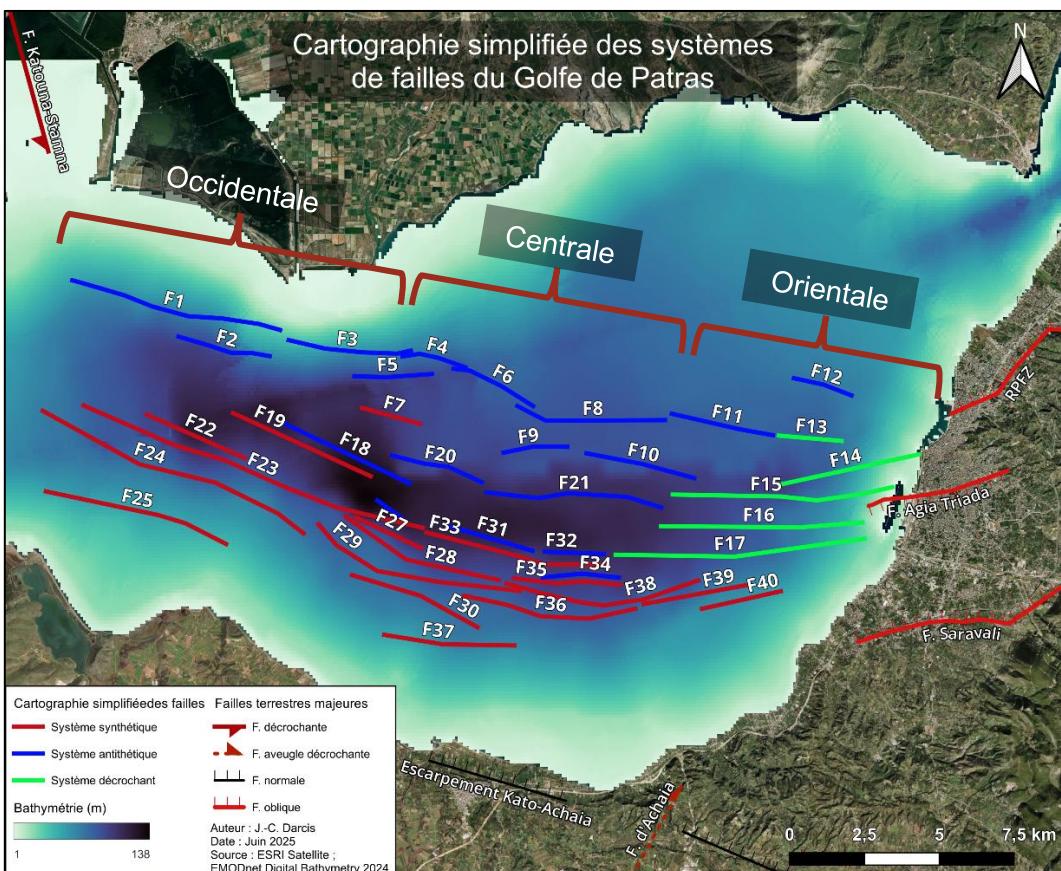
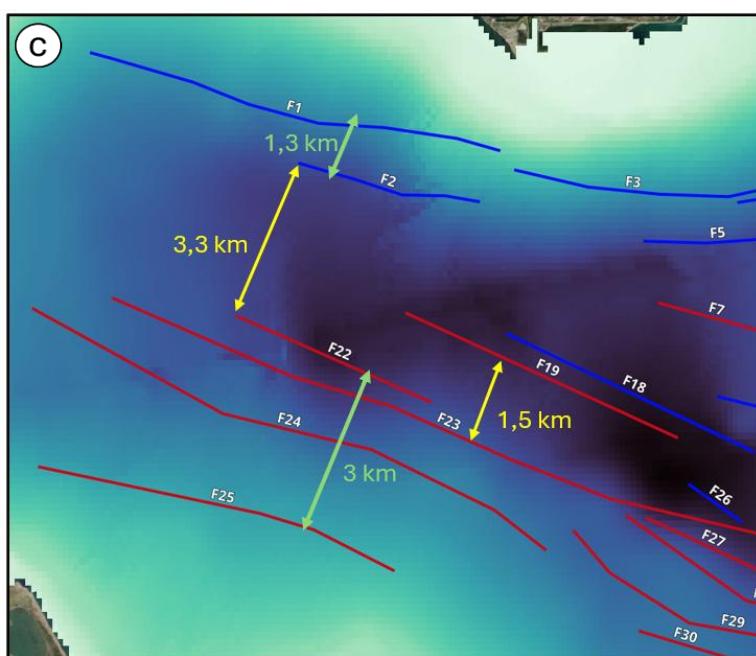
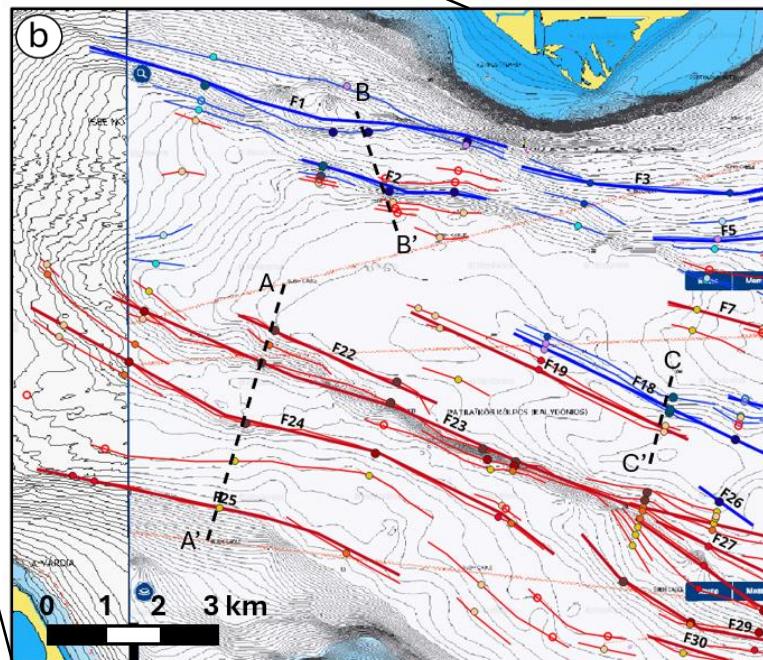
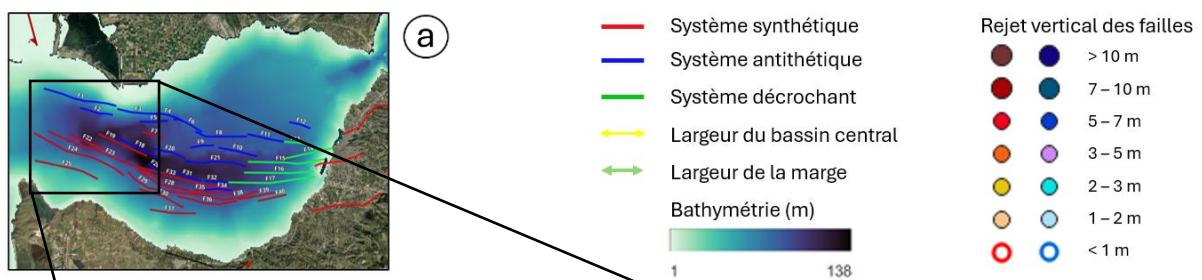
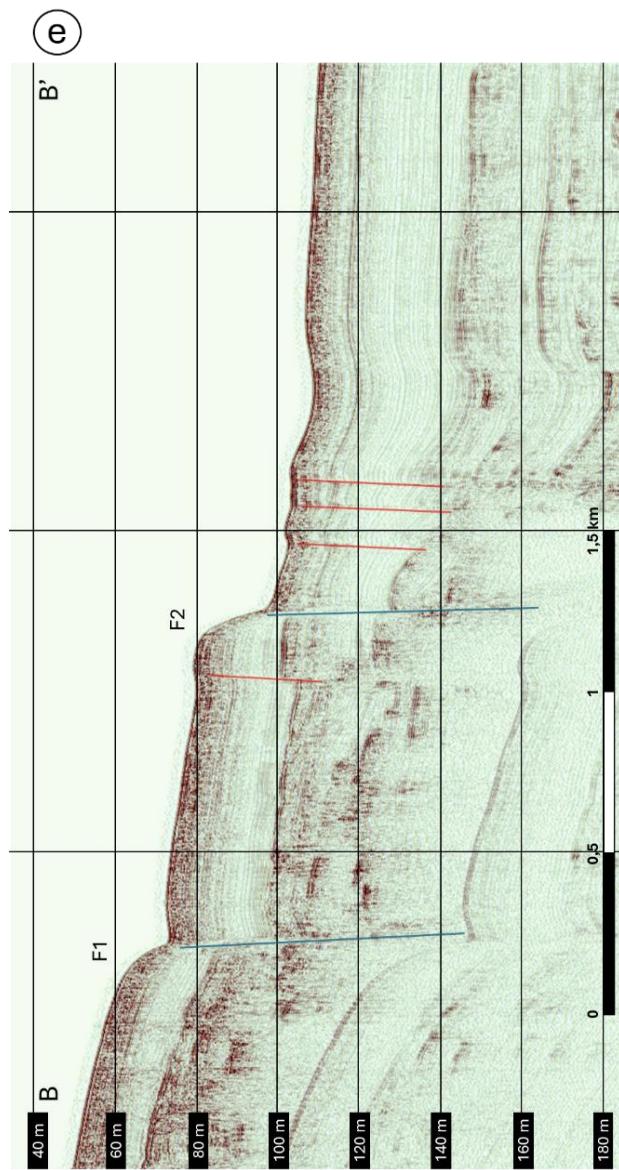
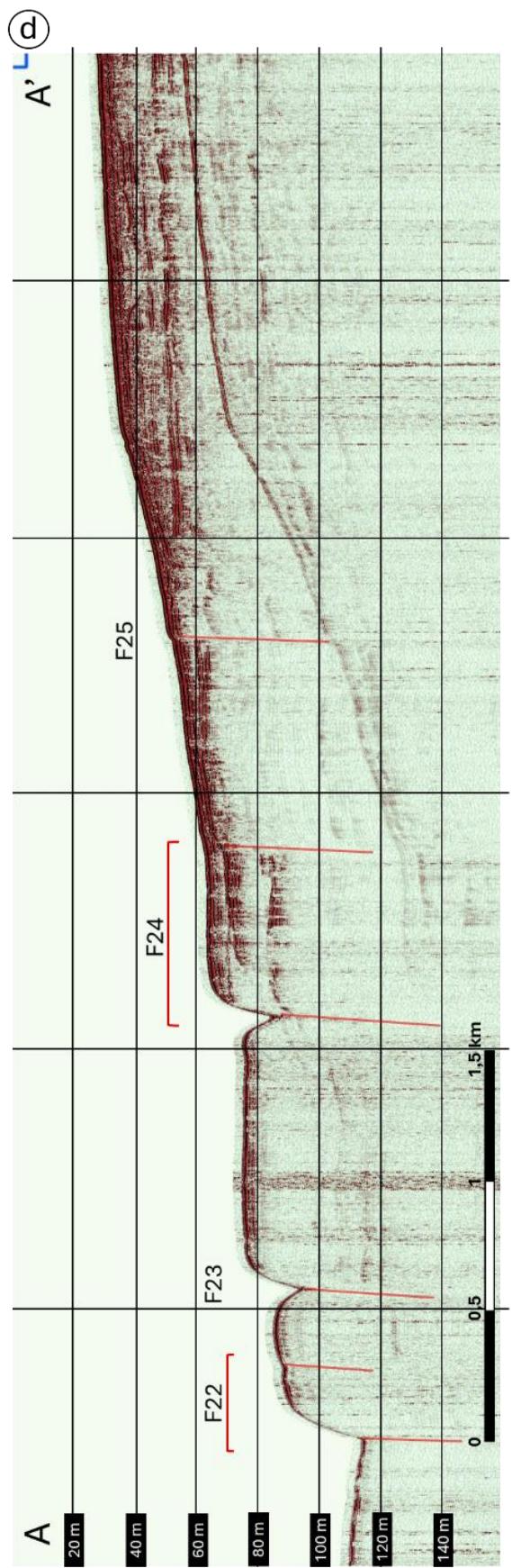


Figure 45 : Cartographie des systèmes de failles simplifiés du Golfe de Patras





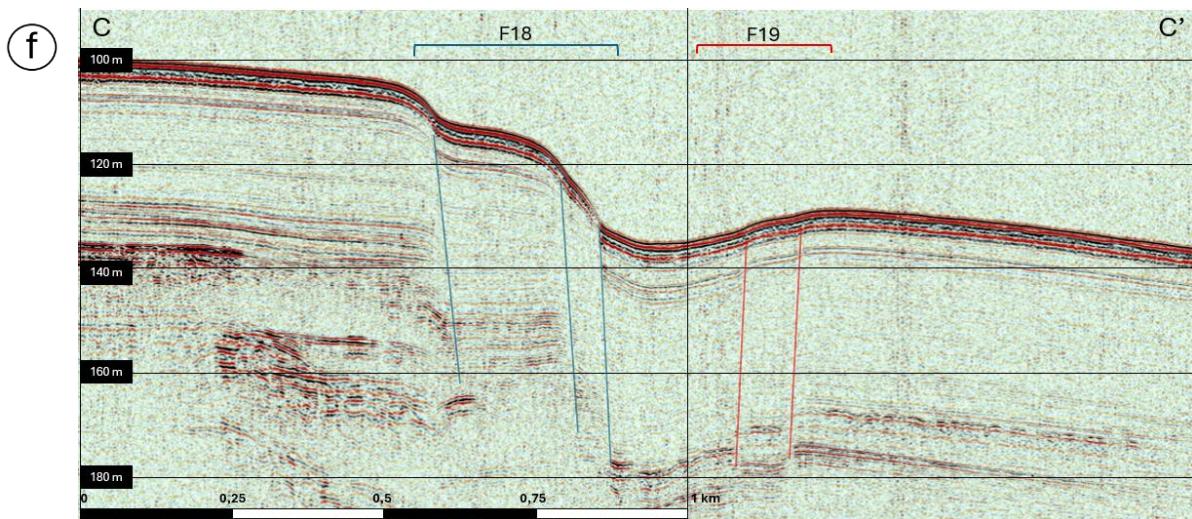


Figure 46 : Cartographie des failles de la partie occidentale du Golfe de Patras – b) Cartographie précise avec les valeurs de rejets (calculés manuellement) – c) Cartographie simplifiée avec les flèches jaune représentant la largeur du dépocentre et en vert la largeur des marges – d) Profil sismique A-A' (marge sud) – e) Profil sismique B-B' (marge nord) – f) Profil sismique C-C' (Structure en fleur F18-F19) (Exagération verticale x100)

structures en queue de cheval (horsetail) à leur extrémité ouest, et F23 une large structure en queue de cheval ou de relais à son extrémité est.

Les failles sur la marge nord ont des caractéristiques légèrement différentes. La marge est formée seulement d'un double saut bathymétrique en lien avec 2 systèmes principaux de failles, F1 et F2 (Figure 46b), séparés d'environ 1 km, associées à deux sauts bathymétriques distincts de 18,3 m et 18,6 m. F1 a une longueur de 7,1 km. Il faut noter que ce système est composé d'une faille principale, avec un saut bathymétrique important, entouré de différentes failles subparallèles. F2 quant à lui est un système plutôt secondaire mesurant 3,1 km, mais associé autour à de nombreux segments de failles antithétiques à pendage nord avec un faible décalage (Figure 46b et e).

Dans l'est de la partie occidentale, la déformation se complexifie avec un nouveau couple de failles F19-F18 de 6,5 km de long à pendage nord et sud, séparées de seulement 200 m dans la partie centrale du graben. Ces failles se prolongent plus à l'est par un autre système uniquement à pendage sud (F20, F21) (Figure 46b et c). Cette structure marque la délimitation nord d'un dépocentre plus étroit d'environ 1,5 km de large mais plus profond (130 m) (Figure 46b). Les pendages opposés de F19-F18 et leur proximité (Figure 44, 45 et 46f) suggèrent une structure en fleur (Figure 38), de même, la géométrie en échelon des failles F19, F18, F20 suggère une composante décrochante le long de cette structure centrale. Cette nouvelle structure implique aussi une déformation moins localisée sur la marge nord, répartie sur 4,5 km.

Au nord de cette structure décrochante, la déformation se répartit sur F3, dans la continuité de F1, et F5, dans le prolongement de F2 (Figure 45, 46b et c). Ces systèmes mesurent respectivement 3,7 km et 2,6 km, avec des sauts bathymétriques de 14,8 m et 8,4 m.

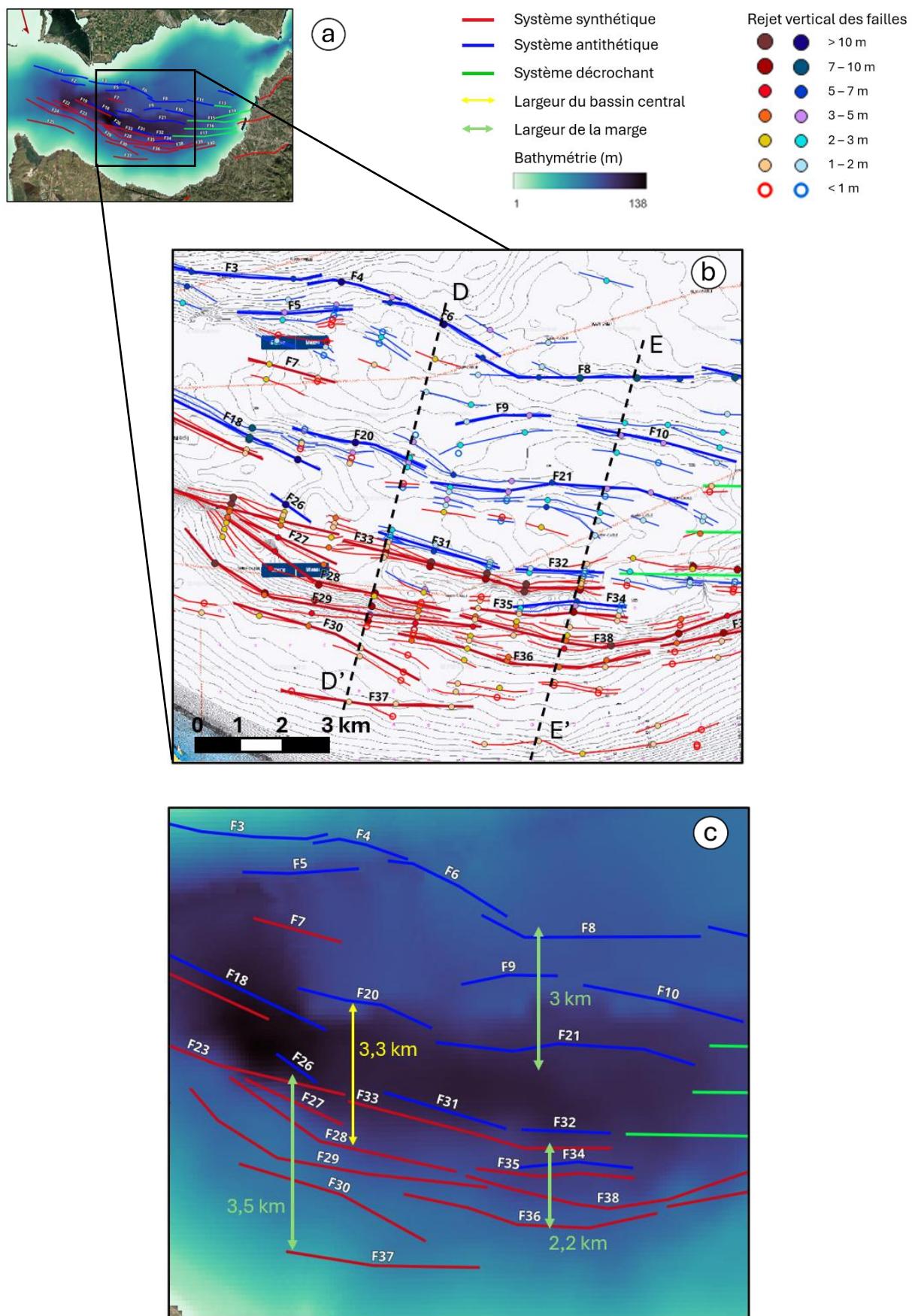
Au sud, seules sont présentes F23 et F24, les failles les plus longues du graben (Figure 46b et c) et donc une forte localisation de la déformation.

5.1.2. Partie centrale

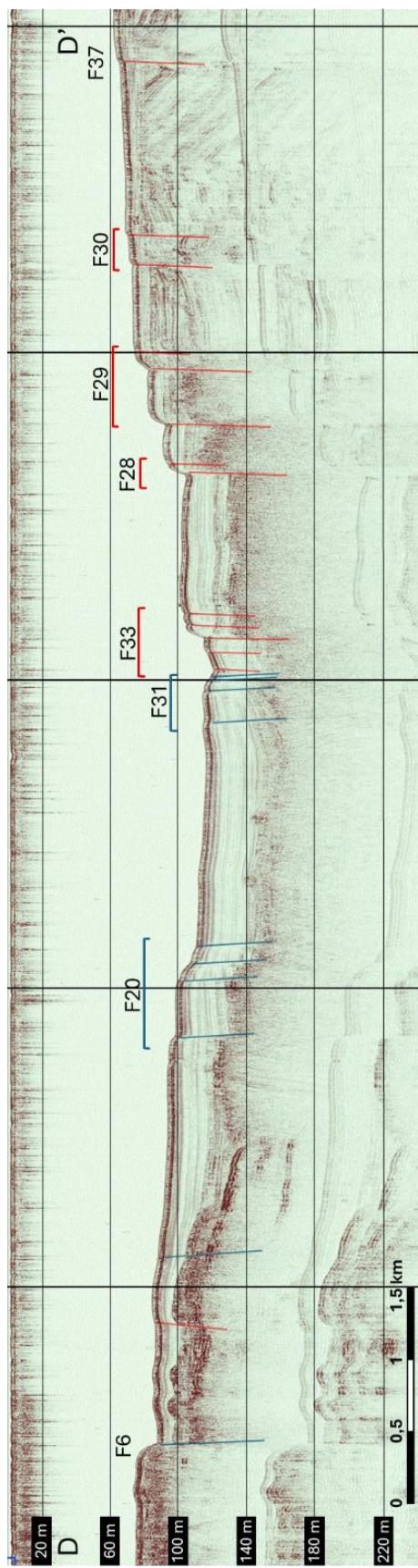
La partie centrale du graben montre un changement de structure par rapport à la partie occidentale. La déformation est plus diffuse avec des failles davantage segmentées (Figure 44). Cela se remarque notamment avec l'enchainement en dent de scie des rejets verticaux (Figure 47b). Cette partie centrale peut être divisée en deux avec des caractéristiques distinctes décrites ci-dessous.

Du côté ouest, on observe un approfondissement à -140 m, la plus grande profondeur du golfe, et un élargissement du centre du graben à 3,3 km, lié au décalage vers le sud des principales failles normales bordières à pendage nord (Figure 47c). F23, la faille normale principale de la partie occidentale, se termine en une structure en queue de cheval (Peacock et al., 2016) avec deux segments principaux F27 (long. 3 km ; décal. max 7,5 m) et F28 (long. 5,9 km ; décal. max 13,3 m) (Figure 47b et d). Cette structure en queue de cheval est aussi une large zone de relais vers le prolongement de F28 et F29 (long. 7,3 km ; décal. max 17,9 m), ainsi que les failles normales principales de l'ouest de la partie centrale situées plus au sud (Figure 47c et d). Plus au nord, le système subparallèle F30 (long. 4,7 km ; décal. max 4 m) est secondaire. Il y a aussi le système F33 dans le prolongement de F23, d'une longueur de 6 km et un décalage atteignant 34,4 m, mais avec une déformation très faible à son extrémité ouest. Cet ensemble de failles forme une zone de déformation de plus de 3,5 km de large avec une forte densité de failles en comparaison avec la marge nord.

Au nord, deux groupes de systèmes distincts sont identifiés. Dans la partie la plus septentrionale, on observe aussi un décalage vers le sud du système à cause d'un changement de direction de F4 (long. 2,1 km ; décal. max 11,7 m) et F6 (long. 2,9 km ; décal. max 12,4 m) par rapport à F3 (Figure 47b et c). Plus au sud à 3,2 km, on retrouve le



(d)



(e)

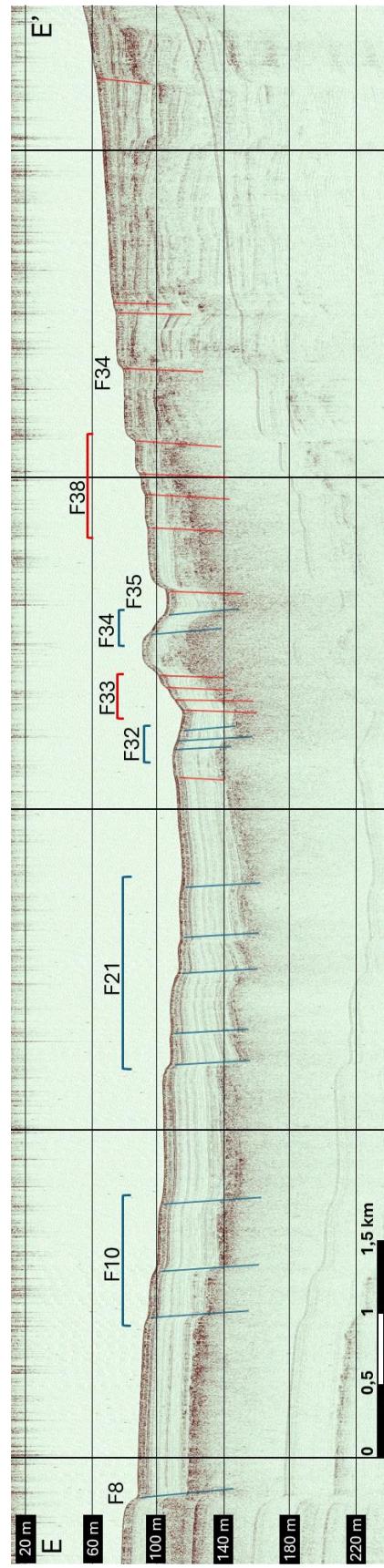


Figure 47 : Cartographie des failles de la partie centrale du Golfe de Patras - b) Cartographie précise avec les valeurs de rejets (calculés manuellement) - c) Cartographie simplifiée avec les flèches jaune représentant la largeur du dépocentre et en vert la largeur des marges - d) Profil sismique D-D' (Zone ouest de la partie centrale) - e) Profil sismique E-E' (Zone est de la partie centrale)

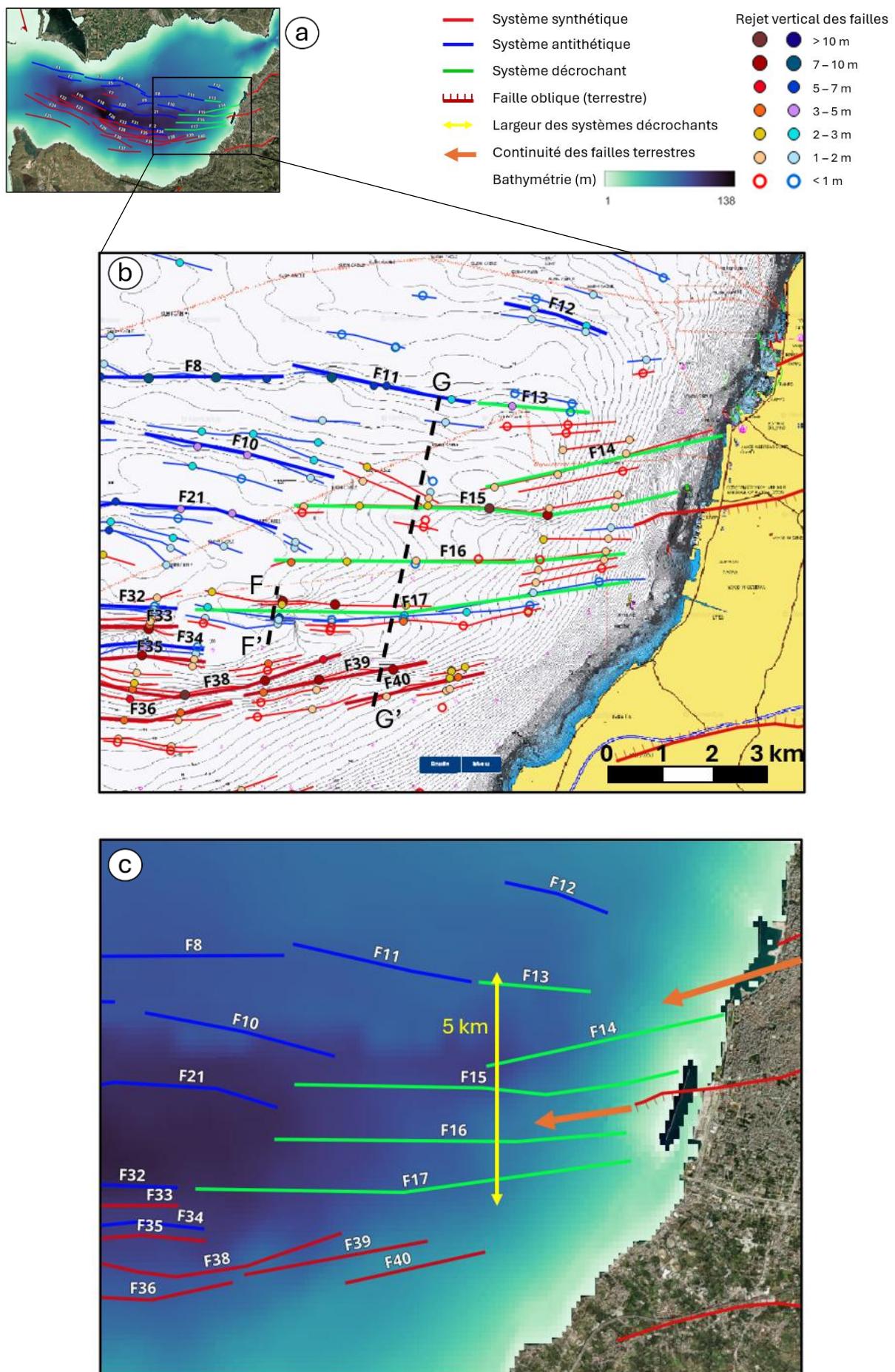
deuxième système déjà décrit, avec probablement une composante décrochante, comprenant F20 (long. 3,2 km ; décal. max 19,7 m), en continuité avec F18 (Figure 47b, c et d). La zone de faille est composée de nombreux petits segments de failles ne dépassant pas les 2 km (Figure 47b).

Analysons le côté est de la partie centrale à présent. La marge nord devient à son tour plus diffuse avec trois systèmes distincts (Figure 47b, c et e). Tout au nord, F8 (long. 5,2 km ; décal. max 8,4 m) a de nouveau une orientation E-O dans la continuité de l'ensemble F1-F2-F3-F4-F5-F6. Au niveau du système plus décrochant F19-F18-F20, F21 (long. 6 km ; décal. max 16,4 m), dans la continuité, est aussi associé à un grand nombre de failles secondaires subparallèles. Le troisième système, comprenant F9 (long. 2,3 km ; décal. max 8,4 m) et F10 (long. 3,8 km ; décal. max 11,2 m), vient s'intercaler entre les deux systèmes précédents. L'ensemble des trois systèmes s'étale en tout sur 3 km.

Pour la partie sud, au pied du saut bathymétrique majeur, une nouvelle structure en fleur apparaît, composée dans sa partie nord de F31 (long. 2,8 km ; décal. max 7,3 m) et F32 (long. 2 km ; décal. max 2,1 m) avec un pendage sud, et, au sud, F33 avec un pendage nord (Figure 47c et e). À 300 m au sud de F33-F32, on retrouve un deuxième système semblable composé de F34 (long. 2,6 km ; décal. max 8,8 m) et F35 (long. 3,6 km ; décal. max 9,6 m) (Figure 47c). À 500 m au sud, se situe F38 (long. 6,6 km ; décal. max 17 m) suivi de F36 (long. 5,9 km ; décal. max 8 m) qui complète la marge sud. La largeur de la zone de déformation, sur la marge sud, diminue à 2,2 km. Seuls quelques petites failles mineures se situent encore plus au sud mais celles-ci ne sont pas reprises dans un système (Figure 47b).

5.1.3. Partie orientale

Dans la partie orientale, un changement complet survient marqué par la disparition du graben morphologique (Figure 44 et 45). On constate une succession de failles quasiment subparallèles sur environ 5 km de large (Figure 48b et c). On peut citer, du nord au sud, F13 (long. 2,1 km), F14 (long. 4,6 km), F15 (long. 6,4 km), F16 (long. 6,7 km), et F17 (long. 8,4 km), en continuité avec les systèmes de failles décrits précédemment. Plusieurs de ces failles sont en continuité avec les failles décrochantes dextres terrestres (Figure 48c). F13-F14 sont dans l'axe de la RPFZ tandis que la faille d'Agia Triada et les failles associées,



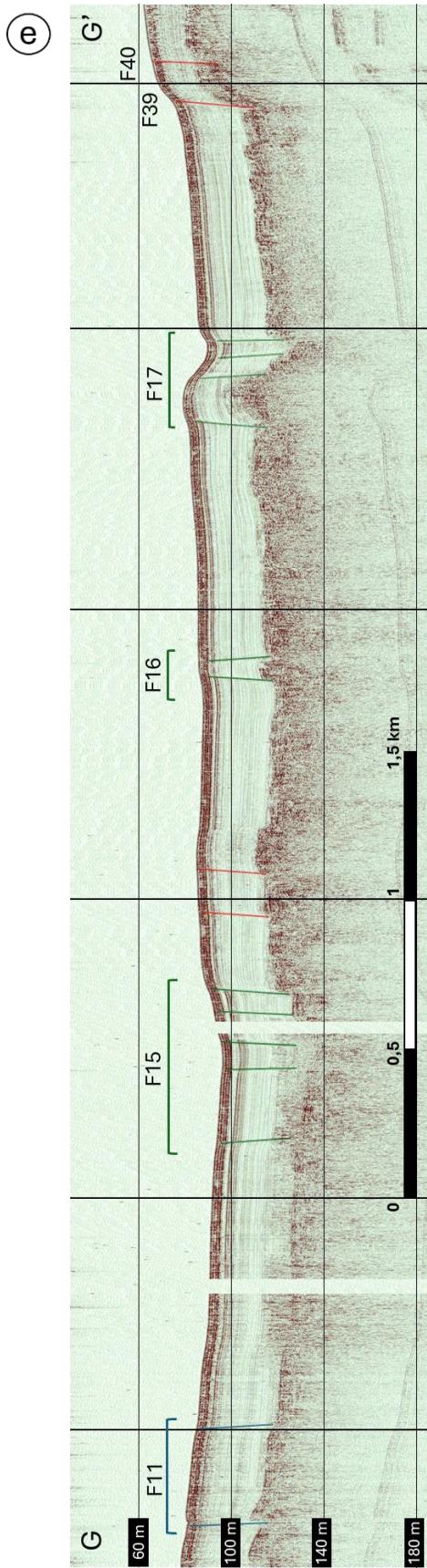
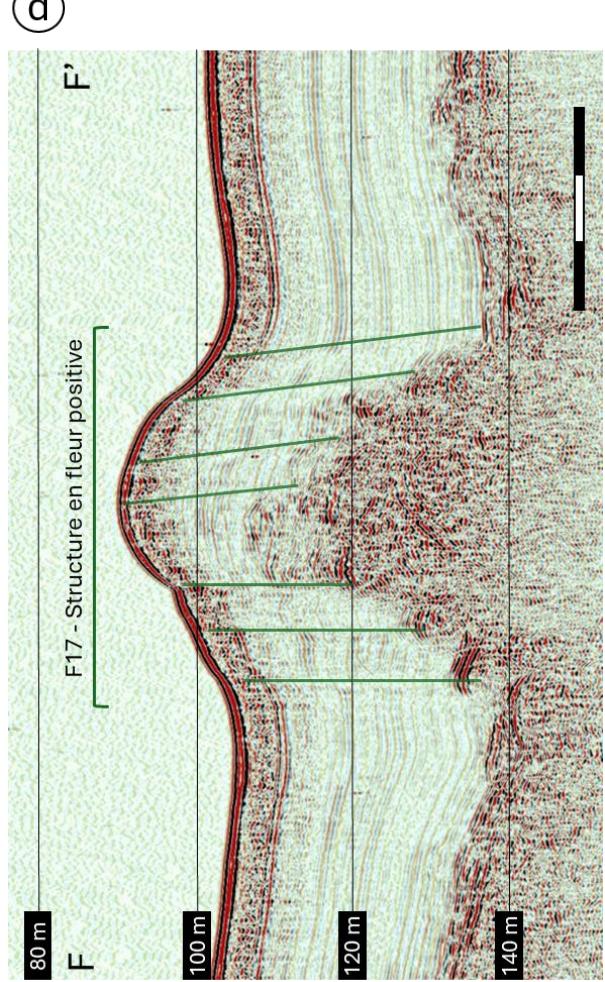


Figure 48 : Cartographie des failles de la partie orientale du Golfe de Patras – b) Cartographie précise avec les valeurs de rejets (calculés manuellement) – c) Cartographie simplifiée (flèches jaune : largeur des failles en échelons) – d) Profil sismique F-F' (Structure en fleur F17) – e) Profil sismique G-G' (Systèmes décrochants)

passant par Patras et le champ de pockmarks en mer (Koukis et al., 2005; Elias & Briole, 2018; Christodoulou et al., 2023), correspondent à F15 et F16. On note ainsi une bonne continuité entre notre réseau de failles et celui cartographié par Christodoulou et al. (2023) sur la base d'une grille beaucoup plus serrée que la nôtre et de données bathymétriques haute résolution. Ces systèmes présentent très probablement une composante décrochante au regard de cette continuité avec les failles terrestres, la bathymétrie et les pendages opposés retrouvés dans les mêmes systèmes. Tout cela va être discuté dans la section suivante.

Au sud de ce système décrochant, on trouve le système en échelon F38-F39-F40 à pendage sud, avec une composante normale plus marquée (Figure 48b, c et e).

5.1.4. Evidences de failles décrochantes

Comme cela vient d'être évoqué, la plupart des failles de la partie orientale sont classifiées comme dextre pour plusieurs raisons. Premièrement, la disparition du graben morphologique est clairement visible avec la carte bathymétrique et avec le réseau de failles (Figure 44 et 45). Si les systèmes de failles de la partie occidentale s'alignent avec ceux de la partie centrale, ils n'ont pas forcément le même pendage. Ainsi, F15 et F16 ont un pendage vers le nord, alors qu'elles s'alignent avec les systèmes F10 et F21 de la partie centrale à pendage sud (Figure 48b).

De plus, l'identification de structures en fleur positive indique généralement la présence de mouvements décrochants. Les systèmes F13, F14 et F17 sont composés de failles en regard avec des changements de pendages répétés, ce qui les distingue du reste du réseau de failles du graben. Le système le plus au sud, F17, le plus long et le plus développé, illustre parfaitement cette structure en fleur positive (Figure 48b et d). En outre, ces systèmes en fleur de la partie orientale semblent se poursuivre dans les parties centrale et occidentale. En effet, on retrouve en continuité de F17 les systèmes F31-F32 et F33, ainsi que F34 et F35 (Figure 48b et c). Même constat avec F16 qui se poursuit vers l'ouest avec le système central décrochant F21-F20-F18-F19.

Finalement, la continuité avec les failles terrestres permet de confirmer cette interprétation de mouvement décrochant (Figure 48c). La RPFZ est soumise à une composante décrochante dextre tandis que la faille d'Agia Triada est souvent

cartographiée comme faille normale, mais Beckers et al. (2015) l'indiquent comme faille oblique sur leur carte (Figure 16) et les données d'interférométrie radar indiquent une déformation latérale dextre (Parcharidis et al., 2009). Ce mouvement décrochant paraît donc bien présent dans la partie orientale et se propage et interagit avec la structure en graben du centre et de l'ouest du golfe.

5.1.5. Orientation

L'analyse statistique de l'orientation des failles permet encore d'appuyer notre distinction entre les systèmes décrochants et ceux ayant une composante principalement normale. Les failles sont, au global, majoritairement orientées ONO-ESE avec un angle d'environ 110° par rapport au nord, d'après la rosace figure 49a. Les orientations ont ensuite été calculées dans les parties occidentale, centrale et orientale, séparément. La partie occidentale montre une orientation de 110° par rapport au nord (Figure 49b), la partie orientale, principalement décrochante, elle, se distingue par son orientation de 90° par rapport au nord (Figure 49d). La partie centrale sert clairement de transition entre ces deux « blocs » de failles (Figure 44 et 45) avec un partage de ces deux orientations (Figure 49c).

Une analyse basée sur la nature des systèmes identifiés a également été effectuée. Les systèmes décrochants (en vert) qui comptaient déjà la grande majorité des failles de la partie orientale, sont orientés à 90° par rapport au nord (Figure 49g). Cela confirme bien que les failles ayant cette orientation sont principalement décrochantes, tandis que celles orientées à 110° sont principalement normales, et qu'on observe d'est en ouest une diminution de la composante décrochante.

Rosace directionnelle des failles dans le Golfe de Patras

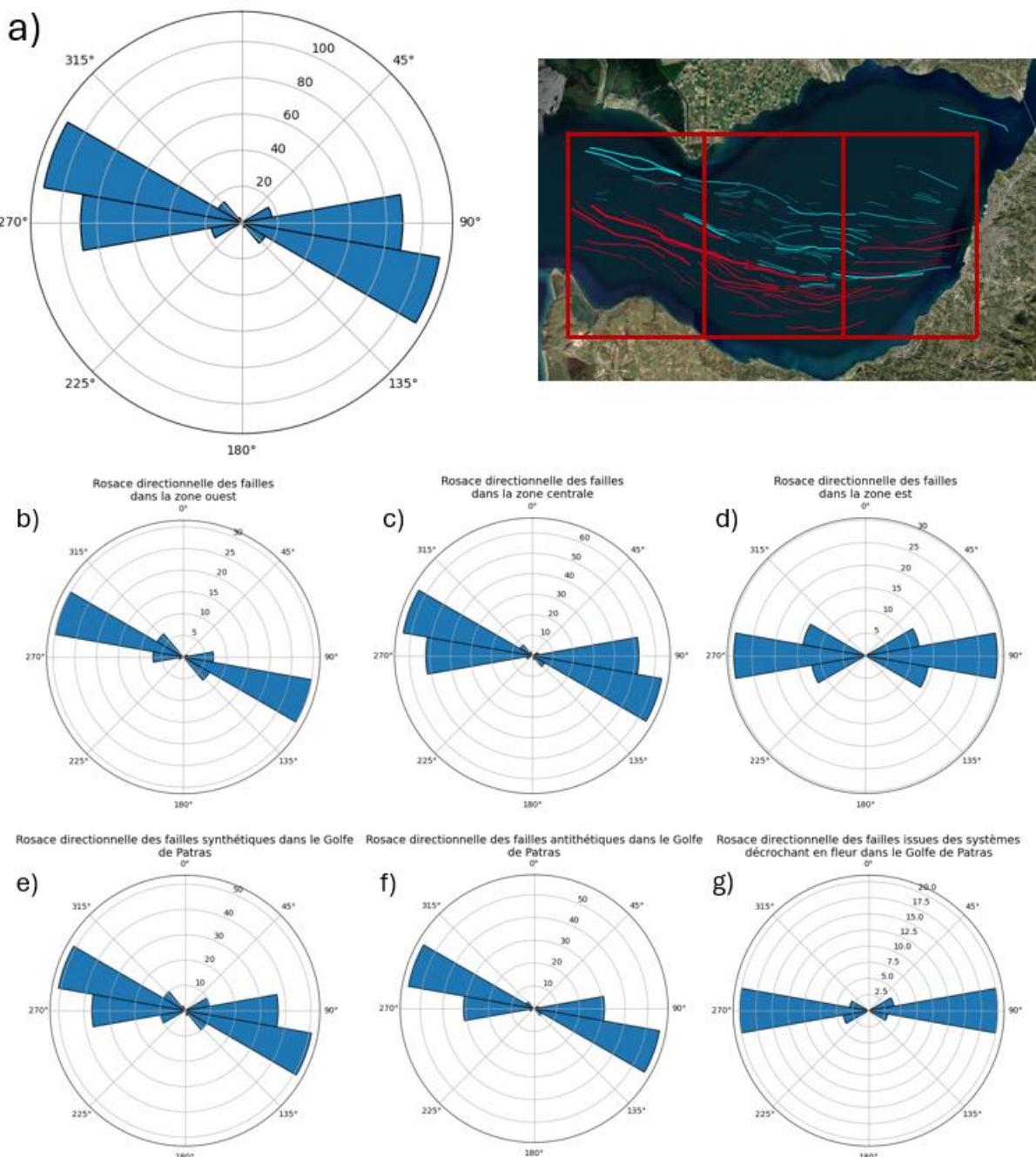


Figure 49 : Rosaces directionnelles des failles du Golfe de Patras

5.2. Mesures acquises sur les profils de failles par calculs semi-automatisés

5.2.1. Difficultés rencontrées lors des mesures du rejet vertical

Lors des mesures des rejets, certains profils de faille particuliers ont posé problème quelle que soit la méthode de calcul.

Pour commencer, la proche succession de plusieurs failles sur un même escarpement rend difficile la mesure individuelle de chacun d'eux quelle que soit la méthode (Figure 50). Pour la première méthode, la pente du footwall n'est généralement pas représentative (trop forte) car elle inclut le haut de l'escarpement. Le décalage ne peut être représenté par les droites de régression de façon réaliste. Pour la deuxième méthode, l'absence de rupture de pente nette entre l'escarpement et la pente séparant les deux failles pose problème pour le fitting. Pour pallier ces problèmes, certaines mesures ont été réalisées en combinant les différentes failles successives pour n'obtenir qu'une seule mesure. Lorsque cela n'a pas pu être réalisé, ces données ont été filtrées lors de leur traitements.

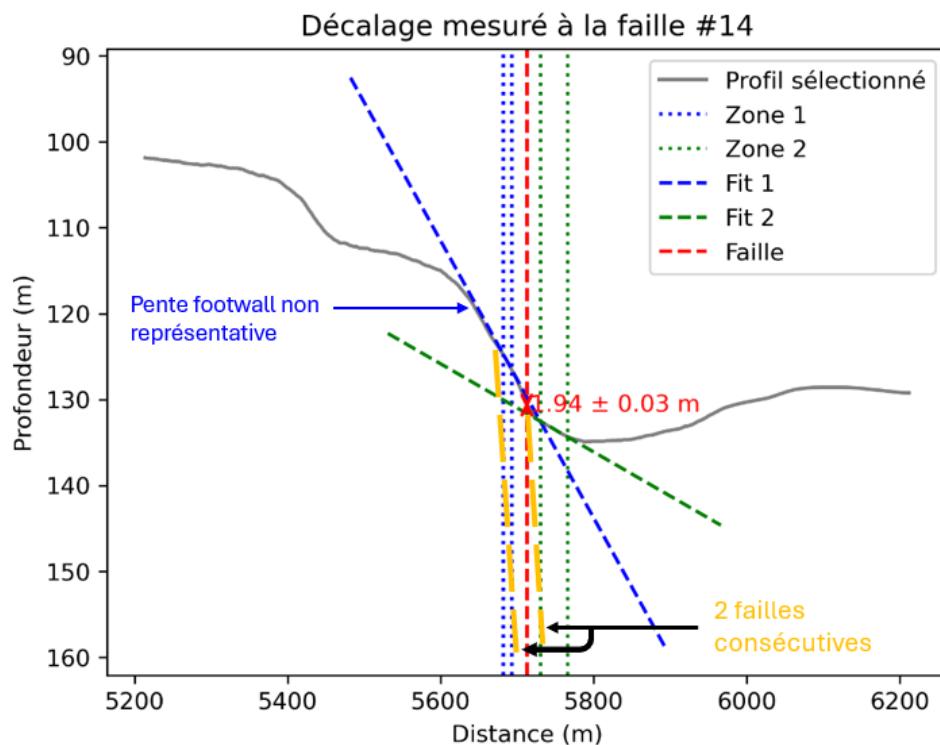


Figure 50 : Mesure de rejet vertical biaisée avec deux failles consécutives sur un seul escarpement (Profil L12)

En outre, les failles présentant un surcreusement à leur pied étaient également problématiques. Pour la première méthode, le choix de la pente du fond marin côté hanging-wall était délicat. Un choix devait être fait en prenant soit la pente du fond marin qui suivait le surcreusement, soit la pente qui remontait du surcreusement, soit le fond du surcreusement sur une très courte distance. La première option aurait certainement sous-évalué le rejet calculé surtout au niveau des grands surcreusements (Figure 51a). La deuxième option aurait engendré une mauvaise interprétation de la pente du fond marin au niveau du hanging-wall. De plus, cela aurait eu comme conséquence une surévaluation du décalage. Enfin, la troisième option semblait la plus juste. Cependant, certains surcreusements très étroits rendaient la sélection de la section de profil difficile et devait se faire sur une distance bien moindre de celle optimale de 200 m (Figure 51a).

Pour la deuxième méthode, le code n'arrivait pas non plus à approximer correctement l'escarpement également à cause d'une mauvaise représentation de la pente en bas de la faille. Cela avait même tendance à surestimer le décalage vertical sur certaines failles malgré un fit semblant relativement concluant. Certaines failles ont donc été filtrées une nouvelle fois en cas de résultats aberrants. La figure 51b présente un fit correct avec surcreusement malgré une valeur de rejet vertical plus élevée que la première méthode.

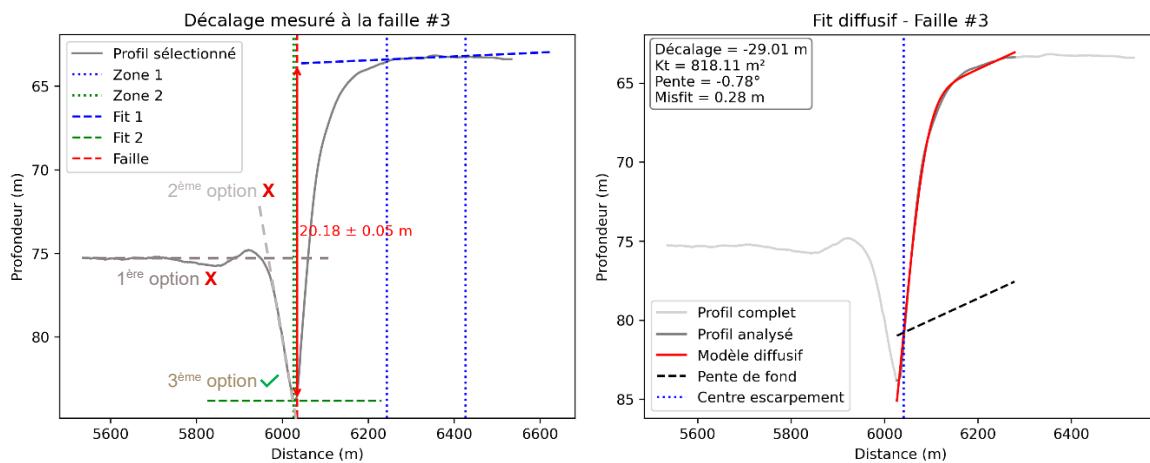


Figure 51 : a) Différentes options possibles pour calculer le rejet vertical avec un surcreusement au pied de l'escarpement de faille par la première méthode. b) Tracé de la courbe de diffusion avec un surcreusement par la seconde méthode.
(Profil L6)

En outre, ces surcreusements posaient d'ailleurs question sur leur origine. Une hypothèse émise est une forme d'érosion due à une ancienne rivière mais cela semble peu probable, d'une part sur base des interprétations des profils sismiques de Chronis et al. (1991) qui ne mentionnent la présence de chenal qu'à certains endroits spécifiques, et d'autre part

au vu des dimensions lorsque l'exagération verticale est retirée. Une autre hypothèse, qui semble la plus plausible, serait que ces affaissements soient le résultat de petits mouvements décrochants entraînant la formation de très petites structures en fleur, dont les petites failles ne sont pas visibles sur nos profils. Cette théorie est confortée par ses dimensions qui semblent correctes même sans exagération verticale et par la largeur des déformations en sous-sol qui reste identique à la largeur de la déformation en surface. Il ne faut cependant pas écarter la possibilité que ces affaissements soient en plus à l'heure actuelle soumis à une érosion légère, qui pourrait provenir de courants de fond par exemple.

Enfin, certaines mesures obtenues par le fit de la courbe de diffusion étaient également aberrantes sur quelques failles sans cause apparente. Cela pouvait arriver par un échec du programme à approximer correctement la forme de l'escarpement (Figure 52) ou même lorsque celui-ci arrivait à l'approximer correctement à première vue, la mesure du décalage résultant et de la pente du fond étaient aberrantes. Pour ce deuxième cas, l'origine de ce problème pourrait être due à une série de failles très proches avec une mauvaise estimation de la pente du fond marin (Figure 53). Plusieurs tentatives de recalcul de ces profils problématiques ont été effectuées pour compléter au maximum notre base de données. Cependant, certains cas n'ont pas pu être menés à bien. Ces données frauduleuses ont alors été une nouvelle fois filtrées pour les analyses qui suivront. Les données utilisées préférentiellement dans la suite des analyses seront donc celles obtenues avec la méthode linéaire.

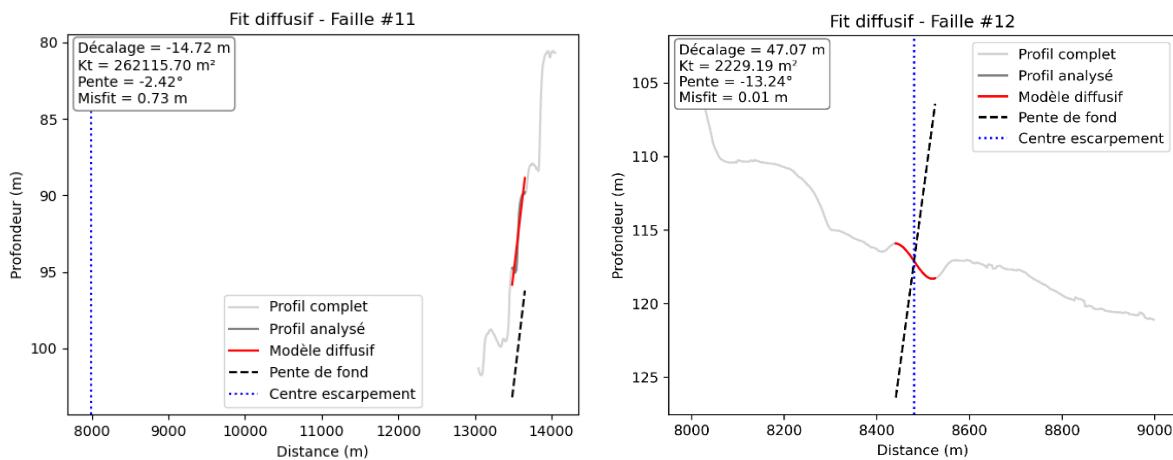


Figure 52 (gauche) : Problème du fit de la diffusion pour la mesure du rejet vertical (Profil L11)

Figure 53 (droite) : Mauvaise estimation de la pente du fond marin avec le fit de la diffusion (Profil L10)

5.2.2. Incertitudes des mesures

5.2.2.1. Méthode linéaire

Tout d'abord, nous pouvons examiner la valeur d'incertitude moyenne de la mesure du rejet avec la méthode linéaire. En ne prenant que les valeurs filtrées, la moyenne est de 5,5 cm, ce qui est une incertitude très faible. La totalité des valeurs d'incertitude se trouve sous les 20 cm sauf deux anomalies : la faille la moins profonde du système F33 sur le profil L1 qui a pourtant un rejet léger de 1,63 m mais avec une incertitude de 60 cm ; et la faille principale du système F5 sur le profil L12 ayant un rejet de 4,78 m pour une incertitude de 32 cm. Cette incertitude semble venir dans les deux cas d'une certaine irrégularité du profil pour la section sélectionnée au niveau du footwall.

5.2.2.2. Méthode de diffusion

Pour la méthode de la diffusion, le misfit moyen vaut 10 cm. Cela souligne la bonne adéquation entre la fonction tracée et le profil réel. Une nouvelle fois, seules quelques valeurs se distinguent avec un misfit maximum de 92 cm. Seuls 46 profils de failles ont un misfit supérieur à 20 cm, ce qui représente environ 12% du total des profils de faille étudiés. On peut donc être confiant sur la mesure du rejet calculée avec cette méthode au vu des ajustements assez proches de la réalité.

5.2.3. Comparaison des deux méthodes de calcul

Désormais, la comparaison des deux méthodes peut être effectuée à partir du jeu de données nettoyé. Cette comparaison va permettre de valider (ou non) la précision et la robustesse des mesures.

Les valeurs du rejet vertical obtenues avec les mesures semi-automatisées correspondent, dans la grande majorité des cas, à la classe précédemment attribuée via la mesure manuelle de premier ordre des rejets.

Pour le confirmer, le graphique illustrant la corrélation des deux types de mesures de chaque faille est repris figure 54. Le résultat obtenu est satisfaisant, avec une droite de régression dont la pente est proche de 1 et un R^2 également satisfaisant de 0,856. Les deux jeux de données peuvent alors être utilisés. Cependant, il convient de rester conscient de la marge d'erreur possible pour chacune des méthodes, qu'il s'agisse de sous-estimation ou de surestimation. Comme le montre le graphique, certains rejets semblent surestimés

par l'une ou l'autre méthode par rapport à l'autre, mais globalement les mesures obtenues par la méthode linéaire sont supérieures à celles obtenues par la méthode diffusive. Le calcul par décalage en approximant l'escarpement par l'équation de la diffusion semble également produire des valeurs plus extrêmes lorsqu'il tend à surestimer.

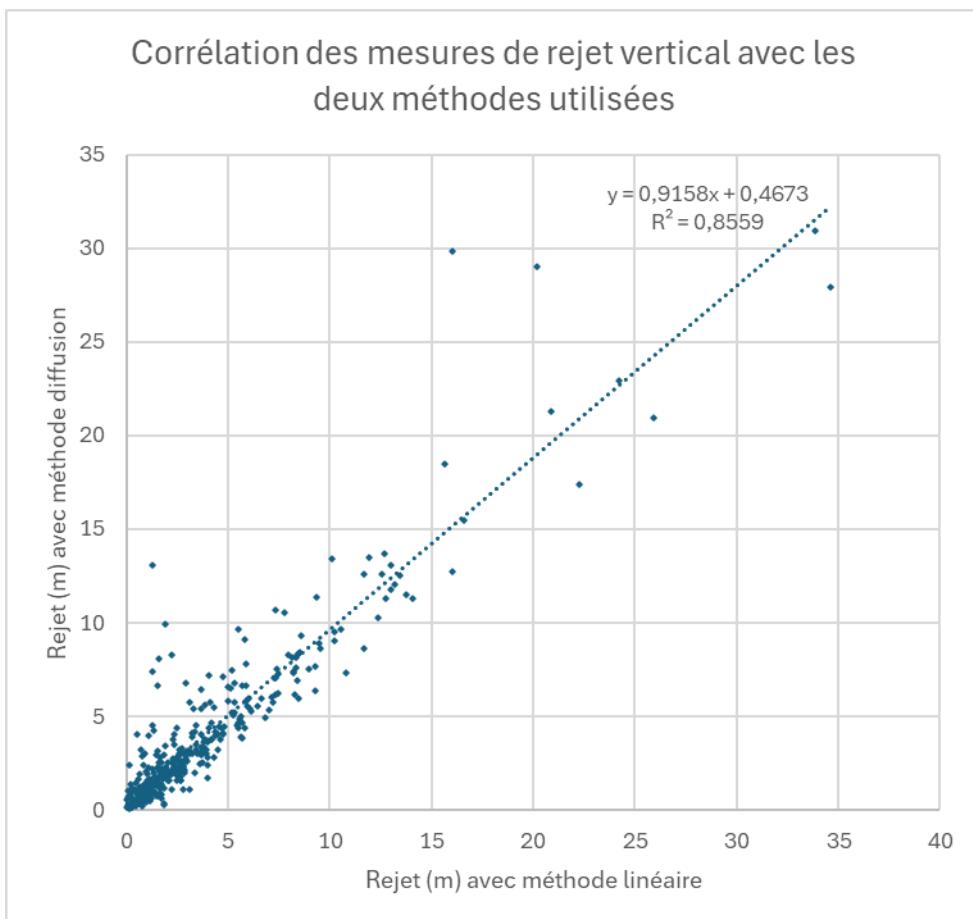


Figure 54 : Corrélation des mesures du rejet vertical avec les deux méthodes

5.2.4. Etude du profil des failles et leur rejet vertical

L'analyse des rejets verticaux est primordiale dans la compréhension des mouvements des failles au sein du Golfe de Patras. Les mesures manuelles ont déjà permis la création de la cartographie précise des structures faillées au sein du golfe. Désormais, les mesures semi-automatiques permettent de formaliser les rejets de faille et d'approfondir certaines analyses pour comprendre les dynamiques présentes.

L'étude du rejet d'une faille individuelle a déjà permis de repérer les failles majeures du système. Cependant, certains systèmes sont plus diffus spatialement mais leur importance est non négligeable une fois l'ensemble des décalages cumulés. Le calcul

précis des rejets de chaque faille, ainsi que leur somme, permet de visualiser le déplacement vertical total d'un système, dont les failles sont par définition interconnectées et accommodent ensemble un même régime de contraintes. Les profils des rejets cumulés de chacun des systèmes (à l'exception des systèmes décrochants), tracés d'ouest en est, sont repris dans l'annexe A. Une analyse approfondie de chacun de ces profils semblait peu pertinente en raison d'une segmentation parfois importante dans le golfe, ce qui peut conduire à des profils ne contenant que deux points de mesure.

Pour tout de même décrire brièvement les figures en annexe A, ces profils ont une forme simple dans la globalité, souvent avec une légère asymétrie droite ou gauche. On retrouve néanmoins la présence de certains profils symétriques comme celui de F27. Certaines structures, parmi les systèmes les plus longs, présentent un profil irrégulier. On peut citer F1 et F8 au nord, et F23, F25, F28, F29, F36 et F38 au sud, soulignant déjà la complexité des contraintes présentes sur cette marge méridionale.

Plutôt que d'étudier les systèmes individuellement, il semble plus judicieux de les associer et de sommer leurs rejets. Ces associations peuvent s'effectuer selon une logique de continuité entre les systèmes, en faisant l'hypothèse que ceux-ci puissent rompre en cascade en cas de rupture majeure. Dans le cas où la continuité d'un système avec d'autres paraît moins évidente, il est aussi possible d'intégrer les structures subparallèles sur une même marge. Au final, l'analyse de l'ensemble des rejets sur une marge entière, qu'elle soit nord ou sud, permettra de mettre en évidence l'importance des escarpements de failles dans la bathymétrie du golfe. L'identification des zones les plus déformées sera alors aisée.

5.2.4.1. Analyse des profils de la marge nord du graben

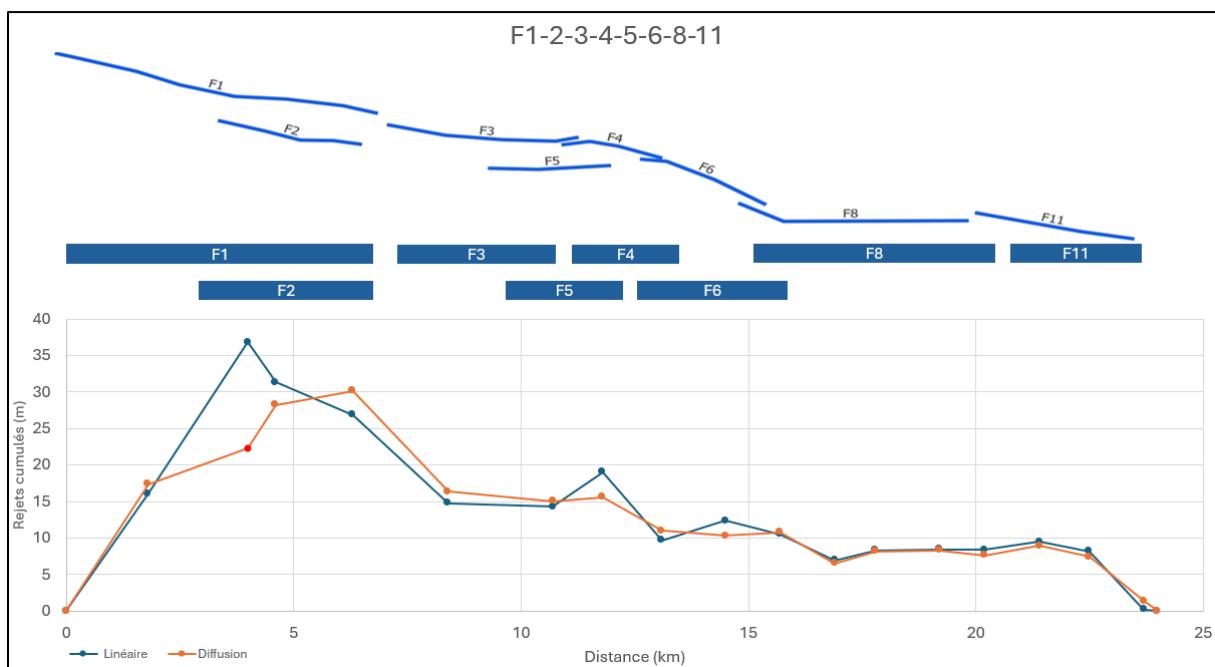
Une première association de failles a été effectuée au niveau du système, le plus au nord, F1-F3-F4-F6-F8-F11, qui forme une continuité ouest-est, et qui pourrait rompre en cascade. Par la suite, F2 et F5 ont été ajoutés en raison de leur proximité et de leur orientation subparallèle au système précédent. Leur inclusion permet ainsi d'obtenir un profil avec moins d'irrégularités localisées.

Le profil, illustré figure 55, présente une forte asymétrie vers l'ouest où les rejets individuels sont les plus importants. Le maximum de rejet cumulé atteint est de 36,9 m avec la méthode linéaire, aux environs de 4 km, au niveau du centre de F1. Ce maximum

correspond donc aux failles individuelles les plus longues de la marge nord incluses dans F1, comme cela a été mentionné dans la section 5.1.1.

À partir de F3, dans la zone est de la partie occidentale du graben, la décroissance est fortement marquée et le rejet cumulé dépasse à peine les 15 m, entre 8 et 12 km (Figure 53). Le reste du profil semble assez régulier, avec une légère décroissance encore au niveau de F4 et F6 dans la partie centrale du graben avant d'obtenir un plateau oscillant entre 7 et 9 m.

Cette décroissance marquée vers l'est mène à deux hypothèses. La première serait qu'un unique système initié à l'ouest, avec F1 et F3, se propage vers l'est avec une zone de relais à hauteur de F6. Celle-ci permettrait la propagation vers F8 et F11 tout en accommodant des contraintes empêchant une propagation rectiligne vers l'est. L'autre hypothèse serait la rencontre de deux systèmes différents : un système normal formant le graben à l'ouest et un système à l'est probablement lié aux mouvements décrochants sur terre. Le système décrochant aurait acquis une composante normale à la suite de l'interaction et de la connexion des systèmes. Cette théorie semble la plus plausible au vu des résultats de la cartographie et des orientations différentes entre les failles des zones orientale et occidentale mises en évidence plus tôt.



Ensuite, sur la marge nord, dans la partie centrale, les systèmes F9 et F10 ont aussi été combinés sur base de leur continuité spatiale. Cependant, malgré la succession de ces deux systèmes, aucune faille n'a été repérée le long du profil sismique L13 entre F9 et F10 (Figure 56). On peut supposer que ces deux systèmes se rejoindront tôt ou tard lors de futurs mouvements.

F10, situé à l'extrémité du graben morphologique, atteint un rejet cumulé allant jusqu'à 11,2 m (méthode linéaire) (Figure 56). Le système F9, moins long que F10, atteint seulement 8,4 m de décalage vertical.

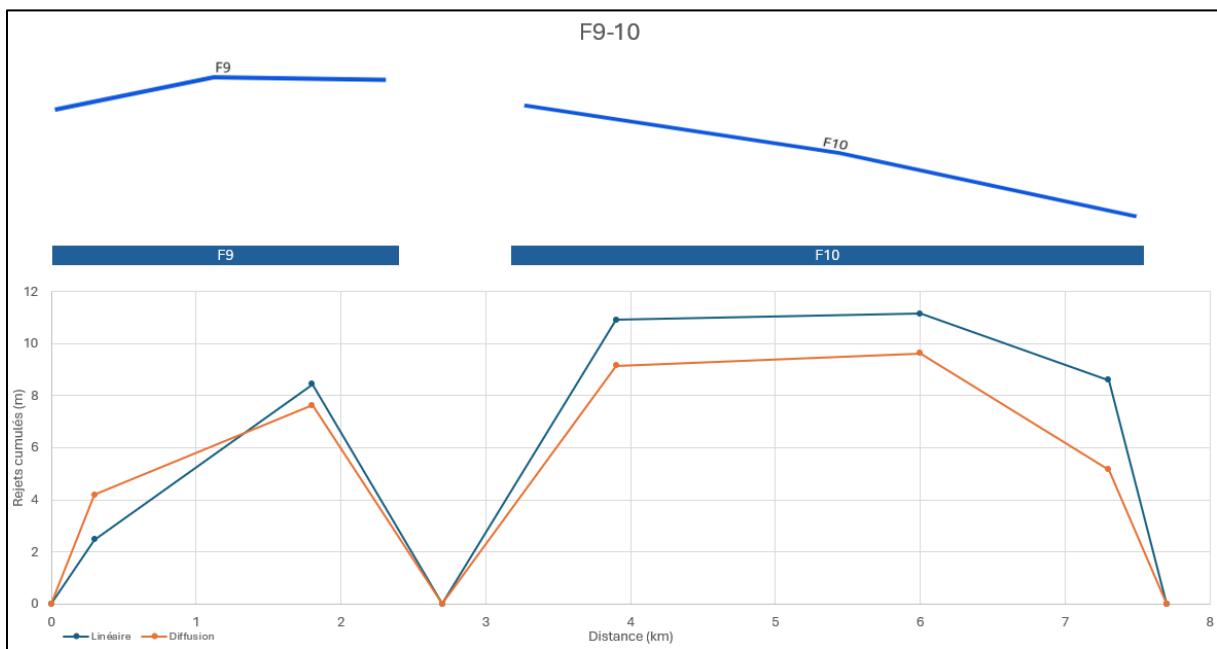


Figure 56 : Profil de rejets cumulés des systèmes F9 et F10. A noter la bonne concordance entre les deux méthodes pour F9 mais un écart plus marqué pour F10 allant jusqu'à 3,4 m pour le dernier point.

Pour finir les rejets du système à pendage sud, le plus méridional, F18, F20 et F21 est représentés sur la figure 57 malgré la probable composante décrochante à ne pas négliger, expliquée précédemment. Ce choix est motivé par le saut bathymétrique important présent au niveau de la transition entre F18 et F20 (Figure 47b et d). C'est la première élévation importante du fond marin côté nord depuis la zone centrale la plus profonde. Afin de représenter au mieux l'ensemble des déformations, le système F19, à pendage nord, est lui aussi ajouté.

Le rejet maximal se trouve au niveau de la transition entre F18 et F20, avec une valeur de 32,1 m. Il correspond sur le système le plus au nord à une augmentation ponctuelle du

rejet observée au niveau du début de la transition (F4) vers le système plus décrochant (Figure 55).

De plus, le déplacement vertical des failles décroît aussi fortement vers l'est avec un plateau situé aux alentours de 10-15 m (Figure 57). Cette décroissance va de pair avec une augmentation du nombre de failles subparallèles accommodant la déformation, passant de 3 à l'ouest (Figure 46b) à 5 du côté est (Figure 47b) de cet association. Plus il y a de failles sur un même escarpement, plus celles-ci présentent un décalage faible. On observe cela généralement à l'extrémité d'une structure majeure, plus mature comme à l'ouest, où un réseau de failles secondaires se développe pour accomoder les contraintes résiduelles à cette extrémité.

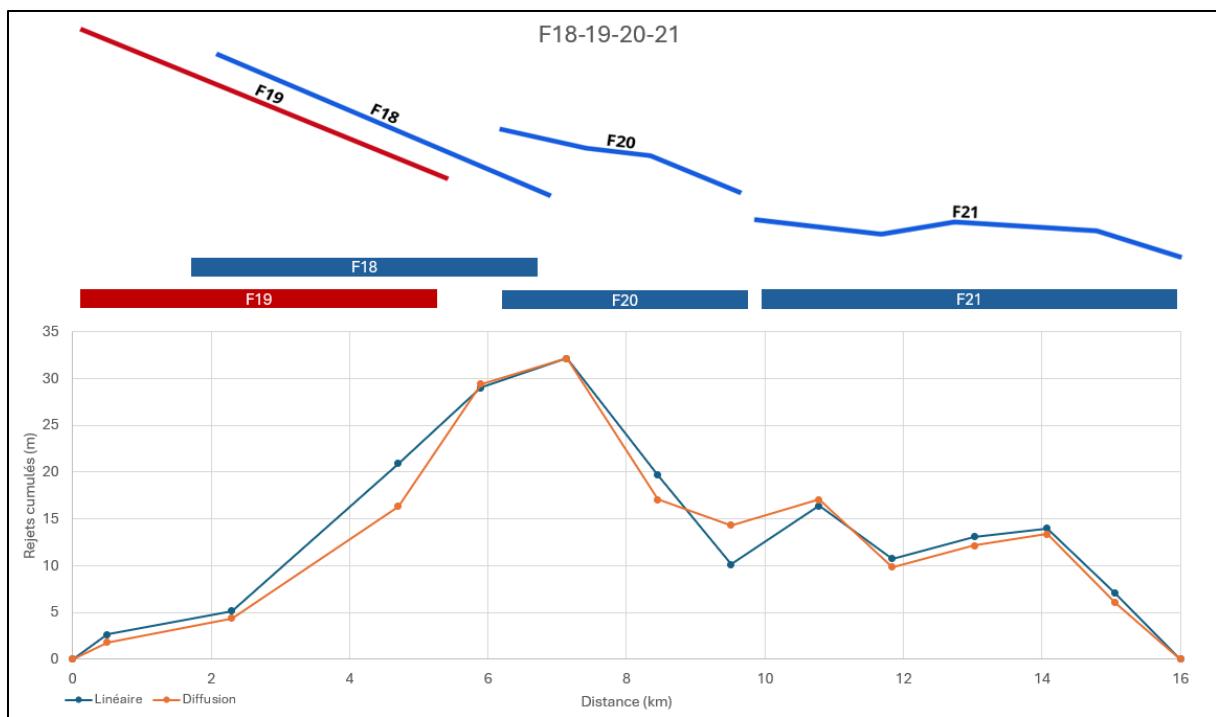


Figure 57 : Profil de rejets cumulés des systèmes F18-F19-F20-F21. A noter la bonne concordance entre les deux méthodes à l'exception de deux points à environ 5 km et 9,5 km.

Dans le but de comparer ensuite l'ensemble des déplacements de la marge nord et de la marge sud, tous les systèmes nord analysés ci-dessus ont été regroupés en une seule figure (Figure 58). On observe que l'addition des trois structures mène à un profil relativement symétrique, avec un maximum au centre (51,1 m), mais un décalage légèrement plus élevé dans la partie occidentale (environ 35 m) que l'orientale (entre 20 et 30 m). De plus, le décalage maximal correspond au profil où se trouve le maximum bathymétrique. Le fait que le maximum se situe au centre, c'est-à-dire entre la structure à

composante normale à l'ouest et celle à composante principalement décrochante à l'est, indique déjà une certaine maturité de la jonction des deux systèmes.

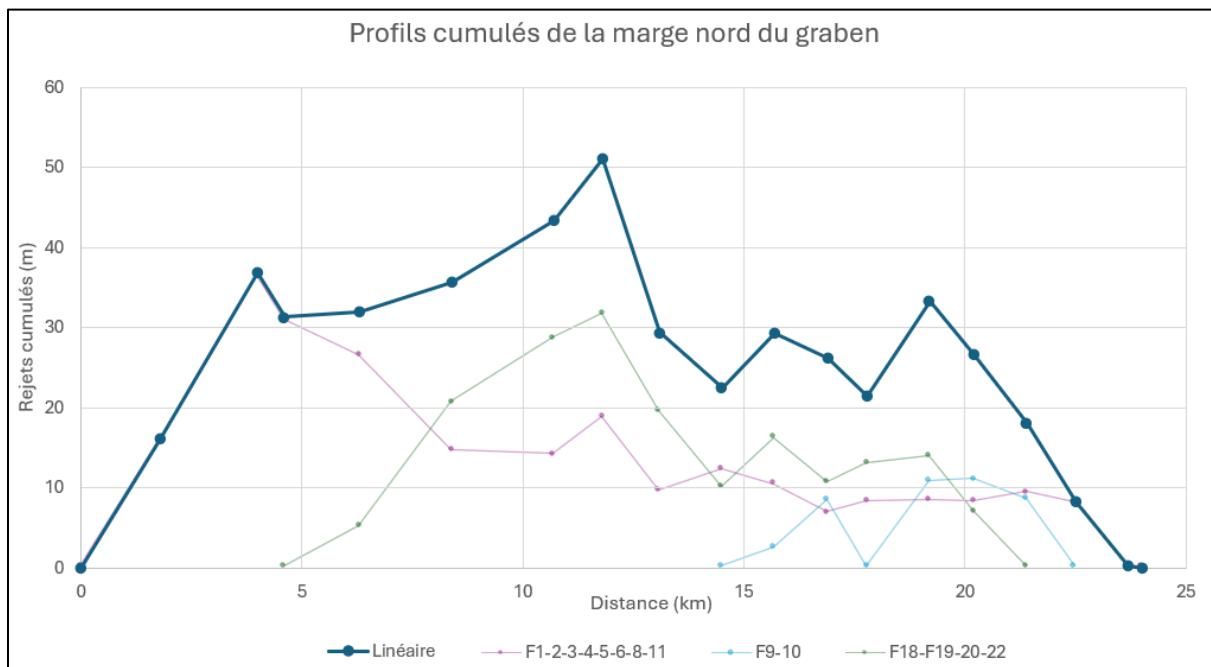


Figure 58 : Profil de rejets cumulés de l'ensemble de la marge nord avec les différentes associations de systèmes de failles

5.2.4.2. Analyse des profils de la marge sud du graben

Penchons-nous désormais sur la marge sud du graben, autrement dit sur les failles synthétiques à pendage nord.

Une première combinaison de systèmes a été effectuée avec F23 (le système le plus long avec le plus grand rejet) plus F22, subparallèle à moins de 300 m au nord, pour la partie occidentale. Il a été ajouté dans son prolongement direct dans la partie centrale, F33 avec F27 subparallèle à moins de 300 m au nord. Afin de tenir compte des déformations totales, les systèmes antithétiques à pendage sud F26, face à F23, et F31 et F32, face à F33, ont été rajoutés (Figure 45).

La figure 59 illustre les rejets verticaux cumulés de cette combinaison. On retrouve un schéma relativement similaire aux associations de systèmes du nord avec un rejet cumulé plus important à l'ouest, avec un maximum de 48,6 m, puis décroissant vers l'est. Il faut cependant noter que les rejets réaugmentent à l'extrême est. Cela confirme que ce système est composite : il était initialement formé de deux systèmes distincts qui se sont maintenant rejoints. Cela est cohérent avec notre identification d'une terminaison de faille

en queue de cheval au niveau de F27, avec un relais complexe vers l'ouest et un système plus décrochant en fleur formé de F33 et de failles antithétiques F31 et F32 (Figure 47c).

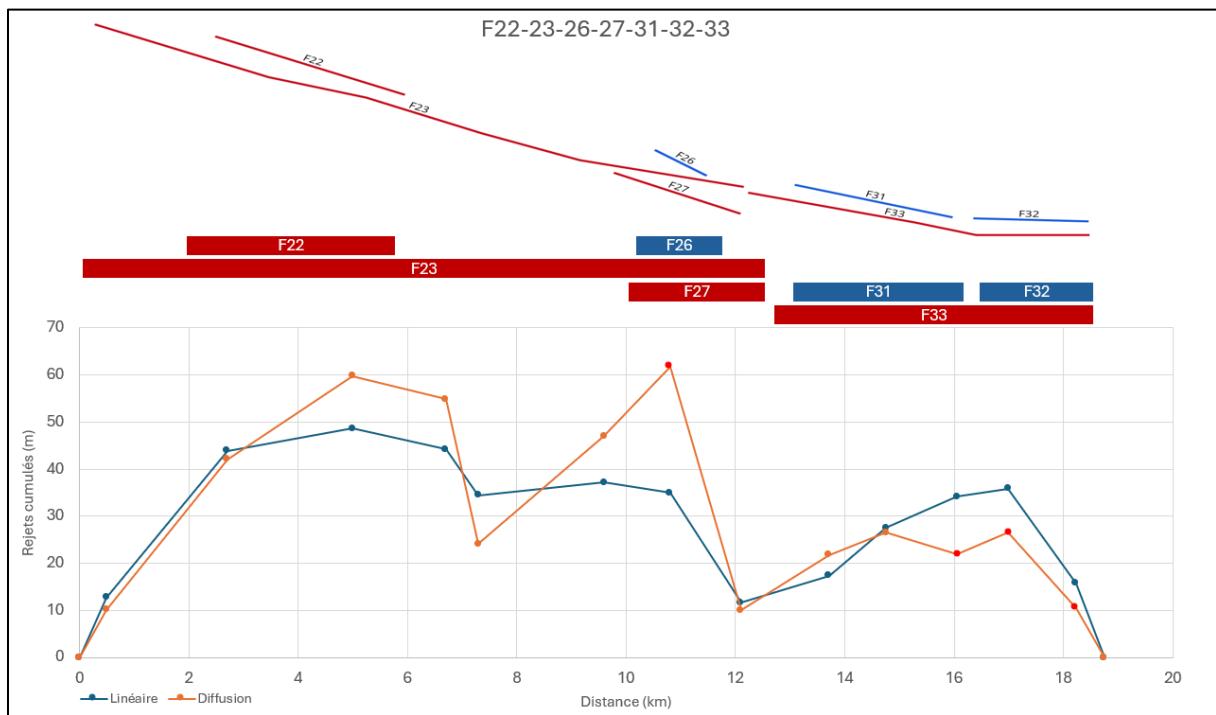


Figure 59 : Profil de rejets cumulés des systèmes F22-F23-F25-F27-F31-F32-F33. A noter la différence plus marquée entre les deux méthodes qu'avec les systèmes au nord : cela s'explique en partie par la succession de failles sur un même escarpement, le principal du graben, qui complique le calcul de la courbe de diffusion. Par conséquent, certains résultats sont sous ou surestimés, en plus des valeurs qui n'ont pas pu être calculées correctement (Points rouge)

Plus au sud dans la partie occidentale, les systèmes F24 et F25 sont dans une zone bien moins densément faillée qu'ailleurs. Malgré la distance qui les sépare, au vu de leur (sub)parallélisme, les rejets de ces systèmes ont été rassemblés et présentés sur la figure 58. On observe un profil légèrement asymétrique vers l'ouest avec un maximum à 22,3 m.

En outre, une différence marquée de 10 m entre les deux méthodes de mesure est visible au niveau du maximum (Figure 60). Cette hétérogénéité des résultats obtenus s'explique par un surcreusement en pied de faille (Figure 61). Comme cela a été exposé précédemment dans la section 5.2.1., l'analyse du rejet est rendue difficile, aussi bien avec la méthode linéaire que par l'ajustement de la courbe de diffusion, et peut engendrer des différences marquées.

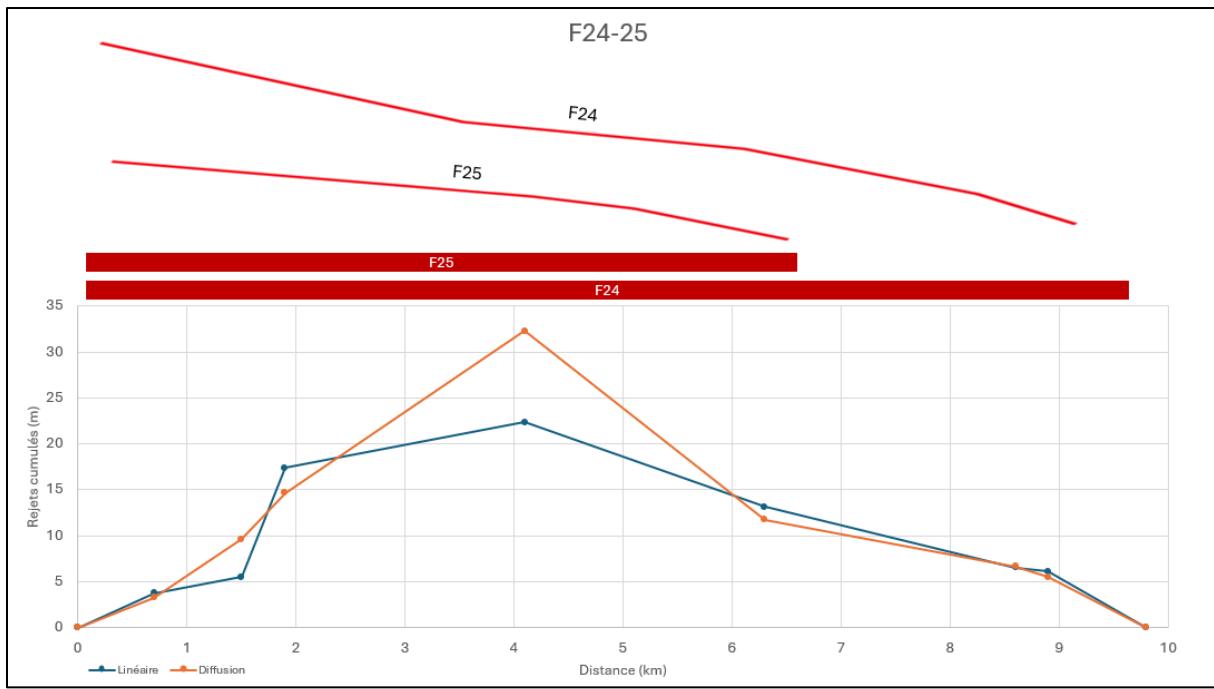


Figure 60 : Profil de rejets cumulés des systèmes F24 et F25

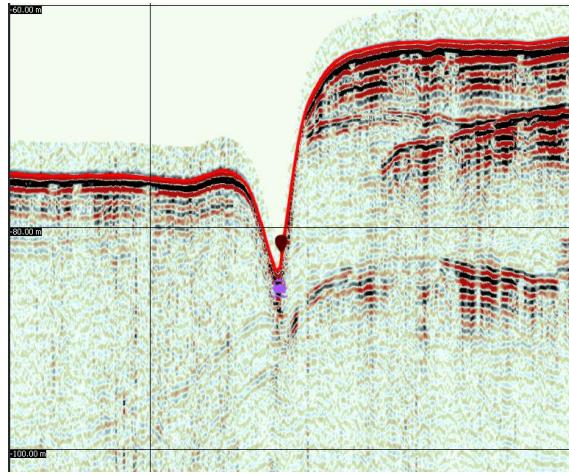


Figure 61 : Surcreusement au pied de la faille principale du système F24 sur le profil sismique L6

Ensuite, pour la partie centrale, au sud du système décrochant en fleur F33-F31-F32, les systèmes F28 et F38, en continuité, ont été associés en supposant qu'ils puissent rompre en cascade. F35 et F34, qui font partie d'un système en fleur négatif, ont été rajoutés à cette association pour compléter cette partie du versant du graben (Figure 47b).

Le profil des rejets verticaux cumulés montre une asymétrie vers l'est (Figure 62) similaire à celle du système plus au nord décrochant F31-F32-F33 (Figure 59). Cela peut être lié au fait que F35 et F38, subparallèles, avec un rejet maximal de 23,5 m avec la méthode linéaire, marquaient initialement une des extrémités du système décroch-

normal de la partie orientale du golfe. Maintenant, il y a une jonction et une interaction avec le système normal plus à l'ouest, marqué entre autres par F28.

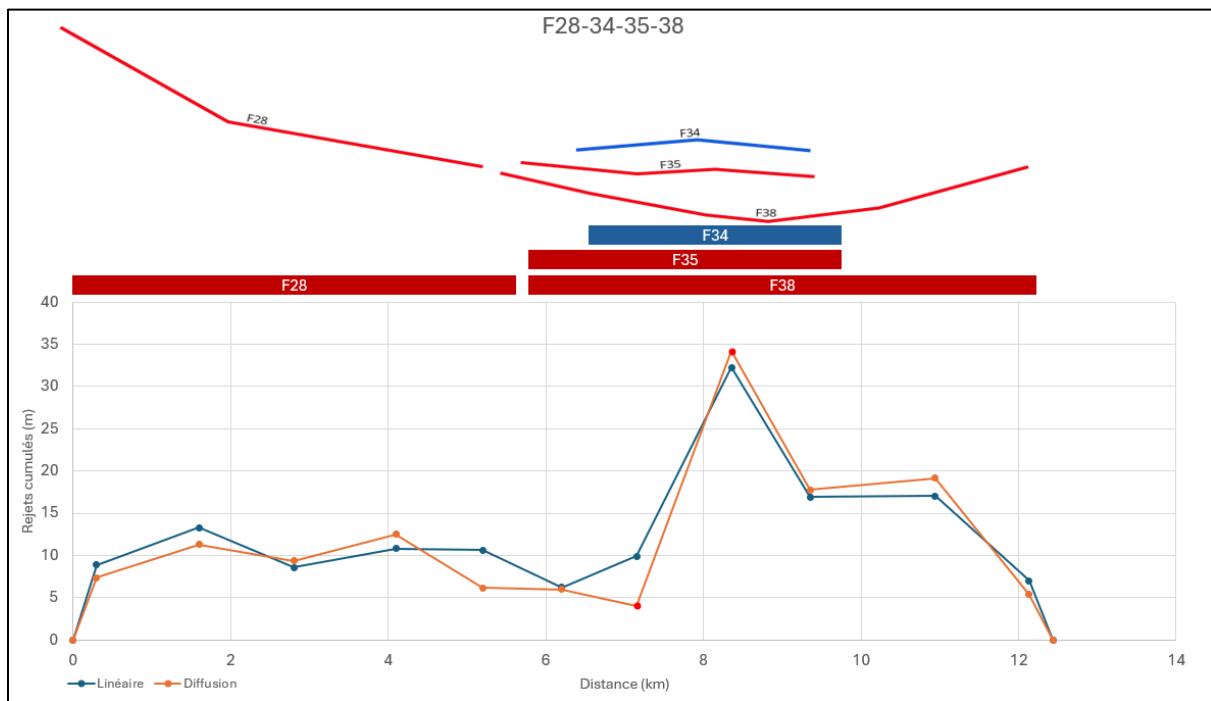


Figure 62 : Profil de rejets cumulés des systèmes F28-F34-F35-F38. A noter la différence de 1 à 3 m entre les deux méthodes de façon générale excepté à 5,2 km avec un écart de 4,5 m et une mesure manquante à 7,2 km (Point rouge)

Plus au sud, les systèmes F29, F36 et F39, subparallèles aux précédents, ont été combinés aussi, sur base de leur continuité. Cela donne un profil avec deux pics clairement distinguables (17,9 m et 14,6 m), qui suggèrent à nouveau deux systèmes initialement distincts actuellement en continuité (Figure 63).

Lorsqu'on combine l'ensemble des associations de systèmes précédentes sur la marge sud, additionnées de F30 et F40 pour compléter, on obtient un profil plus asymétrique et irrégulier qu'au nord (Figure 64) avec un cumul des rejets atteignant 66,2 m à l'ouest. Un second pic de 59,5 m survient juste à l'est du maximum, à hauteur de 12,1 km. Il se trouve là où la transition s'opère entre la partie occidentale et centrale, au début de la queue de cheval. Cependant, une certaine incertitude subsiste pour le creux entre ces deux maxima, descendant jusqu'à 40,5 m. En effet, les failles au niveau du profil L8, à 8,7 km sur le graphique, sont disposées en marches d'escaliers très rapprochées ce qui a rendu le calcul semi-automatisé difficile, en plus d'un profil peu net en raison du bruit généré par la pluie. Le saut bathymétrique total, mesuré manuellement par après, est d'environ 50 m ce qui atténuerait le creux observé mais ce dernier resterait bien présent.

Un nouveau creux suivi d'un troisième pic (55,8 m) apparaissent sur le graphique. Le creux correspond à l'endroit où le saut bathymétrique se décale vers le sud et où les systèmes supposés en fleur avec F31-F32-F33 ne font pas encore partie des déformations totales de la marge. A l'extrême de la partie orientale, les déformations sont bien moindres entre 6 et 25 m de rejet. Cette forte décroissance montre la disparition du système à composante normale mais l'ensemble des déformations pourrait augmenter sensiblement sur le graphique si les failles décrochantes étaient rajoutées comme F17. Tout cela renforce notre hypothèse selon laquelle un système normal et un système à composante décrochante distinct se rencontrent et entrent en interaction.

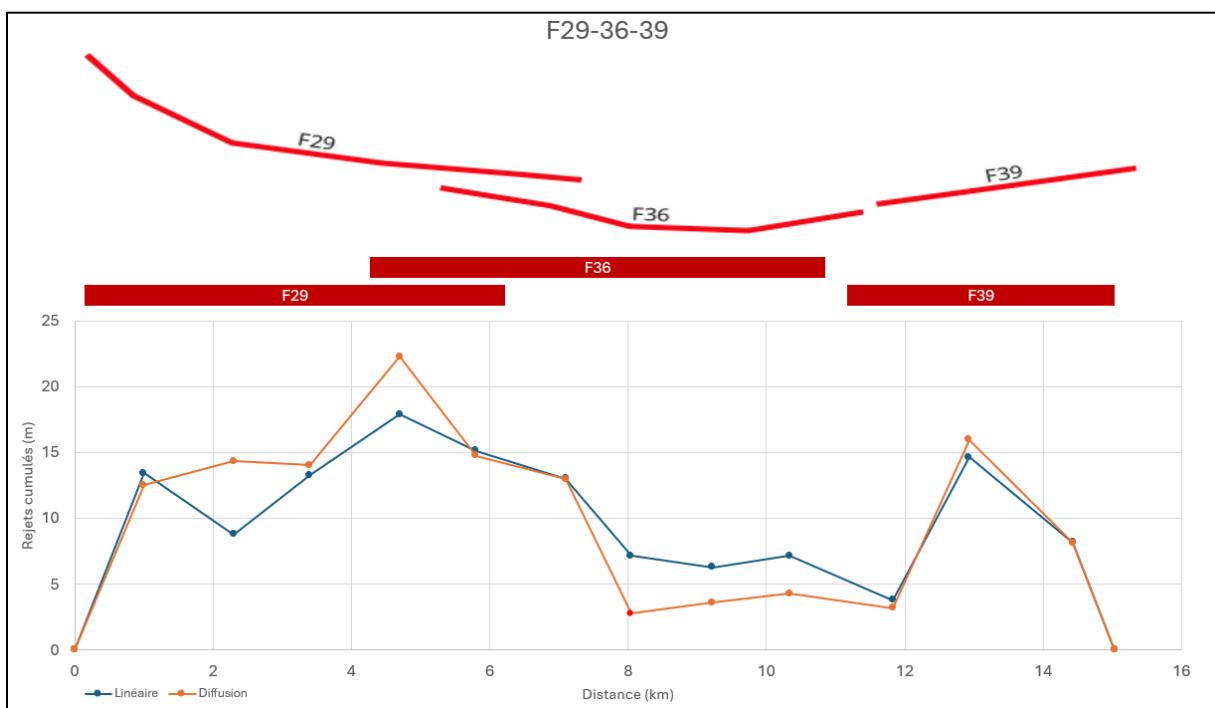


Figure 63 : Profil de rejets cumulés des systèmes F29-F36-F39. A noter les quelques écarts parfois importants entre les deux méthodes (Point rouge : mesure manquante).

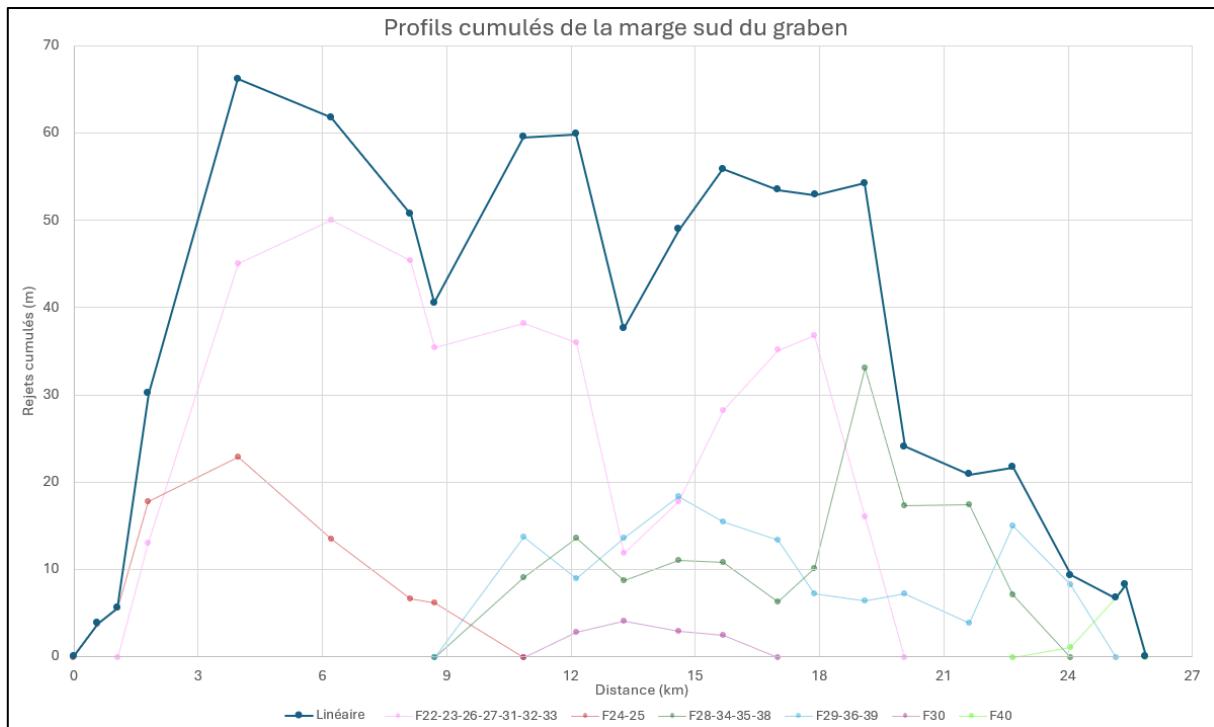


Figure 64 : Profil de rejets cumulés de l'ensemble de la marge sud avec les différentes associations de systèmes

5.2.4.3. Comparaison de la marge nord et sud

Lorsque les profils cumulés du nord et du sud sont superposés, on remarque clairement que la partie sud du graben est plus active globalement avec des décalages plus importants (Figure 65). Cela signifie que, sur les 140 m de profondeur maximale du golfe, ce sont jusqu'à 66,2 m d'escarpement de failles tectoniques qui façonnent la bathymétrie du côté sud du Golfe de Patras, ce qui représente presque la moitié. Au nord, les mouvements tectoniques sont moindres, d'autres structures et processus façonnent une partie de la bathymétrie de la marge nord. Cependant, un parallélisme entre les deux systèmes montre qu'ils sont très probablement liés. Ces deux systèmes nord et sud sont responsables de la morphologie du Golfe de Patras.

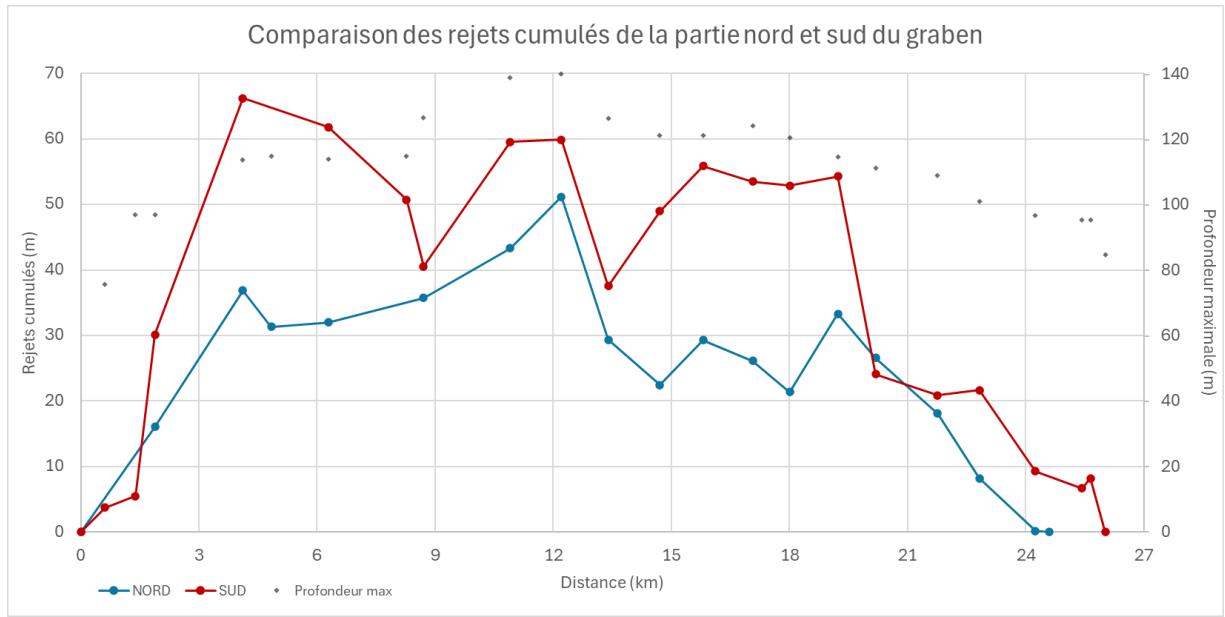


Figure 65 : Comparaison des profils de rejets cumulés de la marge nord et sud du graben et bathymétrie maximale des profils sismiques

5.2.5. Pente des escarpements de failles

L'étude de la pente des escarpements pourrait fournir des informations sur l'activité et la dynamique des failles, mais aussi sur leur âge potentiel, comme dans le cas des failles à terre. Les pentes des escarpements sont représentées sous forme de boîte à moustaches en fonction des classes de rejet (Figure 66). On remarque clairement sur le graphique une augmentation des pentes couplée à l'augmentation du rejet des failles, malgré quelques valeurs parfois plus extrêmes.

Une deuxième constatation frappante est l'angle globalement assez faible des escarpements de failles. En effet, seuls deux escarpements ont été mesurés avec une pente supérieure à 20°. Cela permet de bien remettre les choses en perspective lorsque les profils sont affichés avec une forte exagération verticale rendant difficile l'appréciation des pentes réelles.

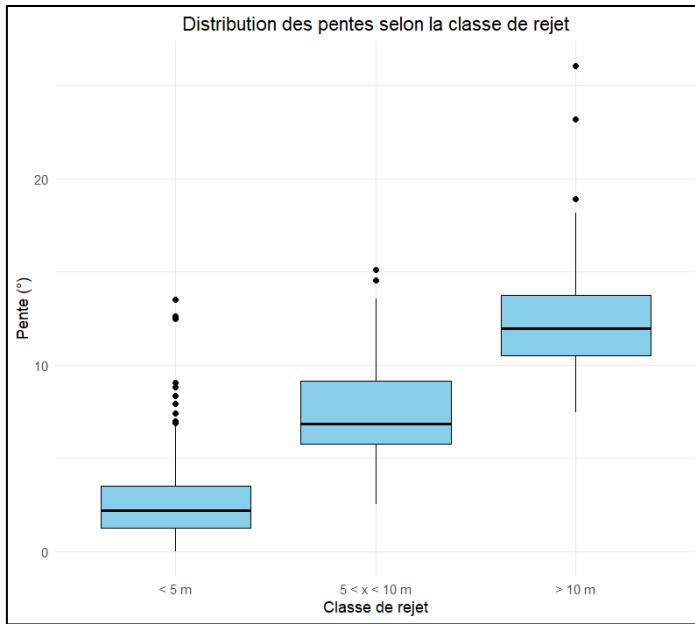


Figure 66 : Boites à moustaches de la distribution des pentes selon la classe de rejets

En outre, une droite de régression a été établie entre les pentes des escarpements et leurs rejets, en distinguant les failles selon leur pendage (Figure 67). Une corrélation assez bonne avec un R^2 de 0,719 a été calculée. Un adoucissement des pentes avec l'augmentation du rejet est attendu dans un système où la vitesse de sédimentation est plus ou moins constante, ce qui tend à lisser le décalage. Plus la vitesse de glissement des failles est lente, plus elles vont être lissées par ce processus de sédimentation. De plus, une activité sismique avec rupture co-sismique en surface est susceptible de générer des mouvements de masse ainsi qu'un raidissement des escarpements. Dans notre grille sismique, nous ne documentons aucun glissement de terrain, contrairement à la zone sismique de l'ouest de Corinthe.

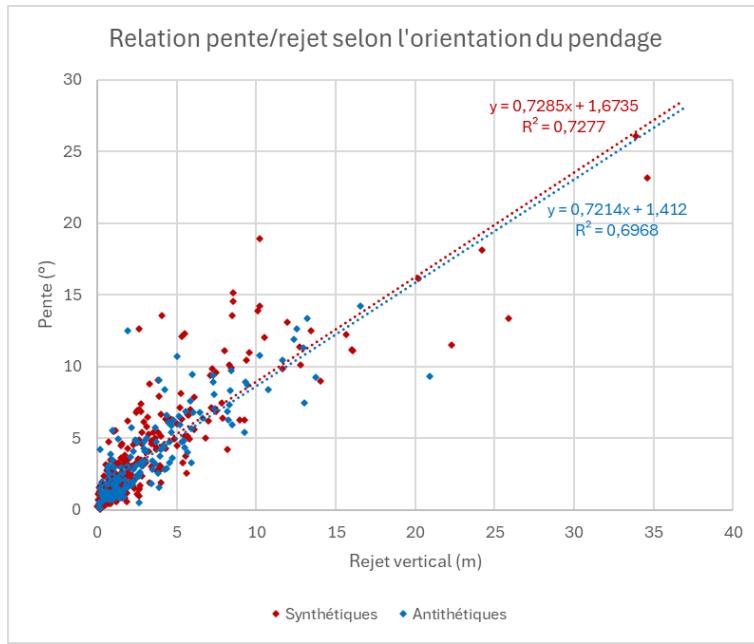


Figure 67 : Relation pente-rejet selon le pendage des failles

5.2.6. Analyse du coefficient de diffusion

Malgré des pentes relativement faibles et la difficulté de mesurer correctement certaines failles avec la méthode du fit de la courbe de diffusion, il reste intéressant d'analyser les données filtrées obtenues lorsqu'on approxime la géomorphologie des décalages par l'équation de la diffusion. Sur les failles à terre, cela permet d'estimer l'âge du décalage et donc les vitesses de glissements (Beckers et al., 2018). En domaine sous-marin, il est préférable d'analyser κt comme un paramètre morphologique intégrant à la fois le temps d'exposition et la vigueur des processus gravitaires et biologiques, mais pas comme un chronomètre direct. (Schlager & Adams, 2001; Mitchell & Huthnance, 2007; Vargas & Mann, 2011).

Nous avons tout d'abord testé la relation possible entre κt et le rejet pour notre système de failles (Figure 68). Cette relation est peu probante avec un certain nombre de valeurs extrêmes, semblant aberrantes, pour κt , ce qui implique un R^2 inférieur à 0,1.

Une sélection des morphologies a été réalisée en ne conservant que les rejets les plus élevés ainsi qu'en gardant uniquement les valeurs issues de failles dont le misfit de la courbe de diffusion était inférieur à 0,2 m. Des boîtes à moustaches ont été tracées pour montrer la distribution de cette sélection de données moins bruitées (Figure 69), qui montre tout de même qu'il y a bien une augmentation en général de κt avec le rejet.

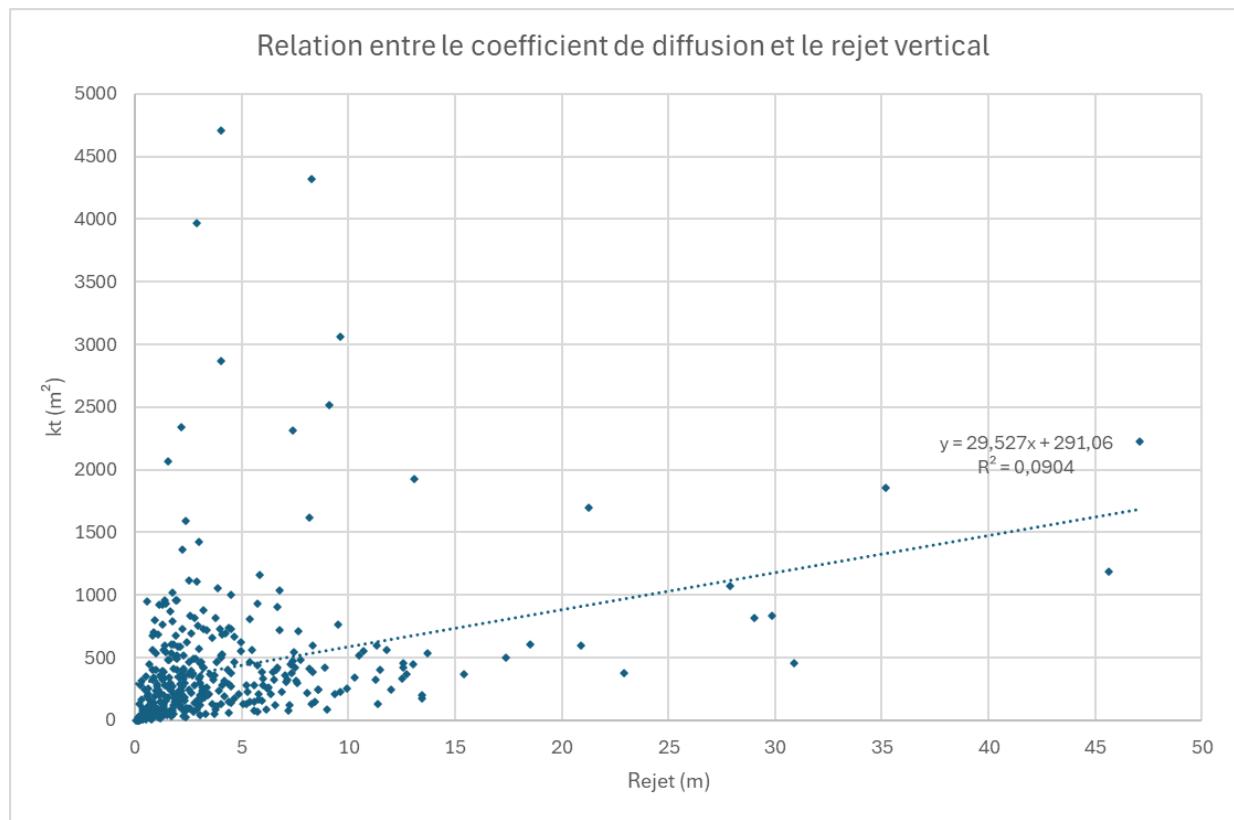


Figure 68 : Relation entre le paramètre de diffusion et le rejet vertical des failles

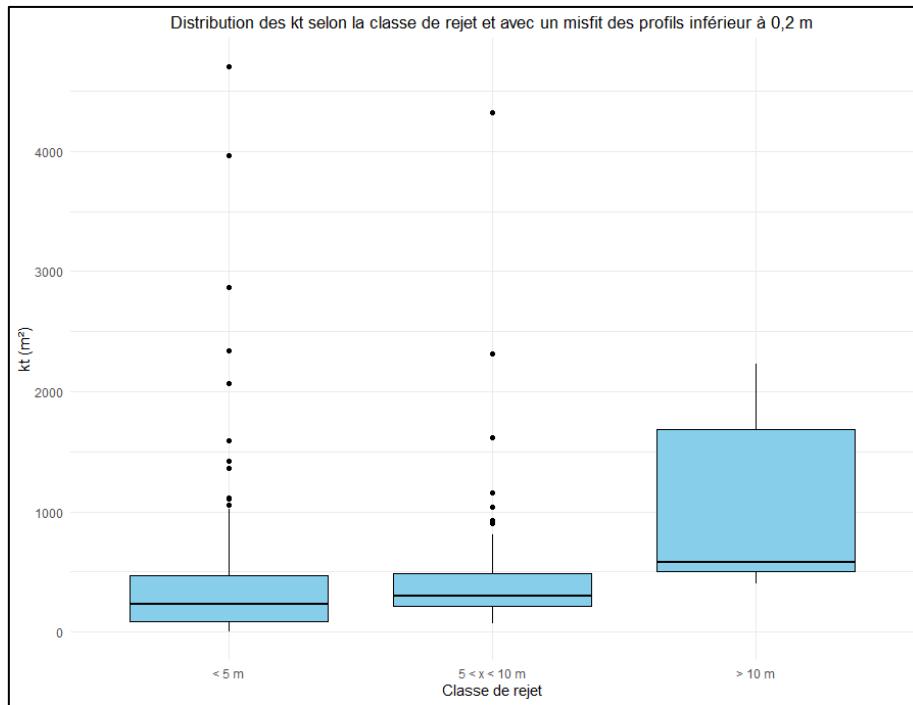


Figure 69 : Boites à moustaches de la distribution des valeurs du paramètre de diffusion selon la classe de rejet

5.2.7. Asymétrie des escarpements

Pour continuer, l'analyse de l'asymétrie des profils pourrait nous fournir des informations sur l'activité sismique récente. Comme cela est mentionné dans la méthodologie, une asymétrie marquée dans la partie basse est un indice d'une possible activité sismique récente. Il a été décidé de ne s'attarder que sur les failles présentant un rejet supérieur à 10 m, car ce sont les failles qui ont été les plus actives depuis leur formation pour atteindre un tel décalage. Ce sont donc les failles potentiellement les plus dangereuses si elles ne sont pas majoritairement soumises au creep, car elles peuvent être à l'origine des plus fortes magnitudes.

Après avoir obtenu une valeur d'asymétrie basée sur le misfit par l'équation de la diffusion entre le haut et le bas de l'escarpement, ainsi qu'une autre basée sur la différence de courbure entre ces deux mêmes parties, une comparaison des deux valeurs semble pertinente. Cela permet d'observer si ces valeurs évoluent dans le même sens et se valident ainsi mutuellement. Les résultats sont présentés sur la figure 70. On constate que les asymétries sont rarement élevées. De plus, les valeurs ne concordent pas toujours entre les deux types de mesures.

On observe une certaine cohérence le long des systèmes de failles. Des asymétries sont ainsi mises en évidence tout au long de la faille majeure de F22, avec le changement de pente le plus notable à la base de l'escarpement (Figure 71b) sur le profil L6. Pour la faille principale de F23 de la marge sud de la partie occidentale, l'asymétrie est maximale sur le profil L7 en lien probable avec un surcreusement au pied de la faille qui biaiserait la valeur obtenue (Figure 71c). Elle est également présente plus à l'est sur L6, mais les calculs sont contradictoires sur les autres profils. L'inspection visuelle de F23 sur les profils L12 et L23 permet d'identifier un raidissement de l'escarpement (Figure 72a), mais cela n'est pas évident sur le profil L8. À l'extrême est de F23 (L24 et L11), aucune raideur en pied de faille n'est observée. Sur la faille subparallèle F24 sur le profil L6, on observe aussi une asymétrie marquée, mais associée à un surcreusement au pied de la faille qui peut biaiser la valeur obtenue (Figure 71a). Par inspection visuelle, on retrouve sur L5 à l'ouest une nouvelle fois un profil quelque peu surcreusé mais montrant une pente raide sur le bas de l'escarpement. À l'est, les profils L7 et L8 ne présentent pas d'asymétrie.

Sur la marge sud de la partie centrale, F29, une faille majeure, ressort par ses valeurs d'asymétrie positive sur le profil L12 (Figures 70 et 71d). Ce raidissement du bas de pente est retrouvé le long de F29 sur les profils L24, L11 et L1 (Figure 72c). Finalement, F30, une faille secondaire de la marge sud, subparallèle à F29, montre sur le profil L11 un décalage de moins de 10 m avec une rupture de pente nette visible sur la figure 72b, accompagnée d'un léger surcreusement identifié visuellement.

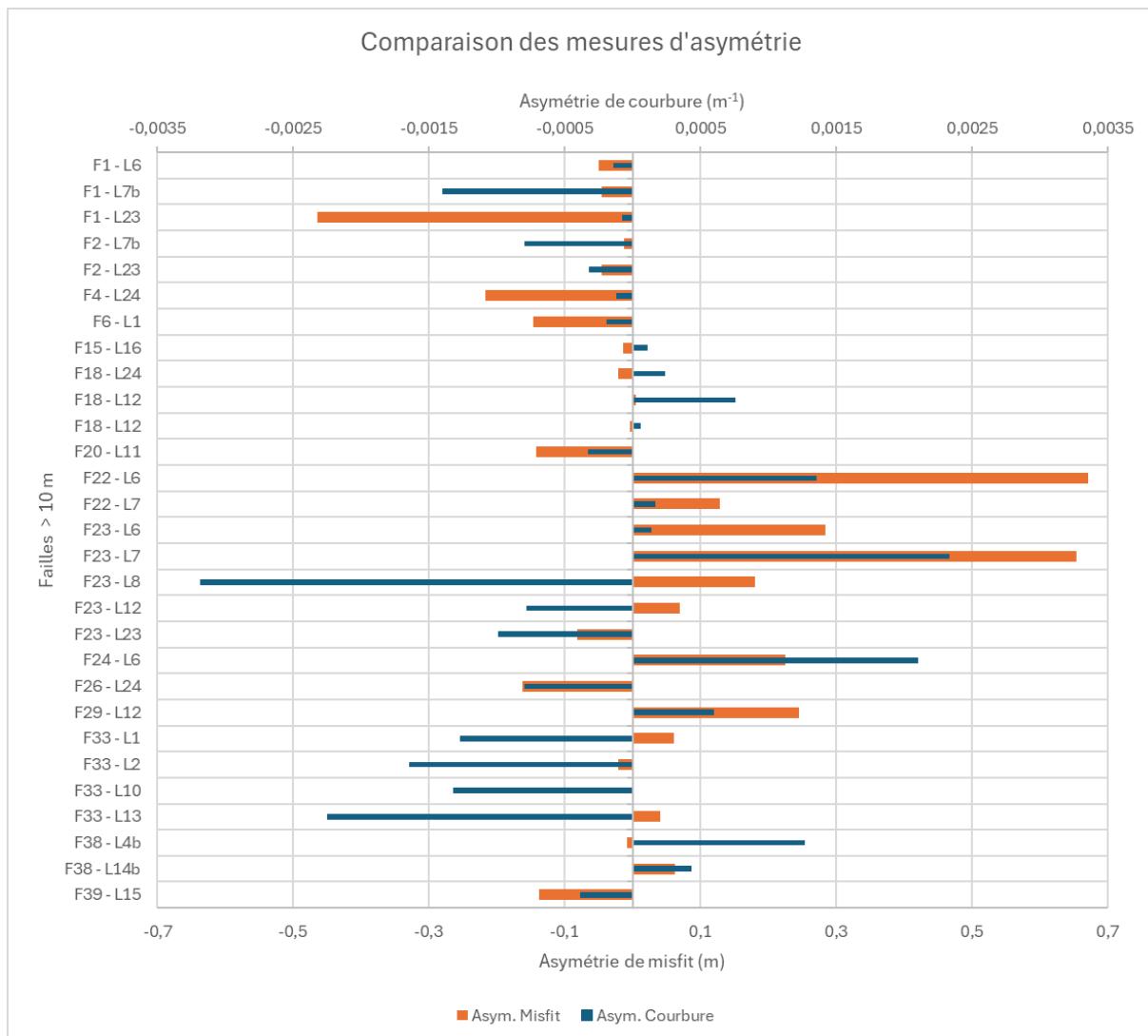


Figure 70 : Mesures d'asymétrie obtenues avec le misfit et la courbure

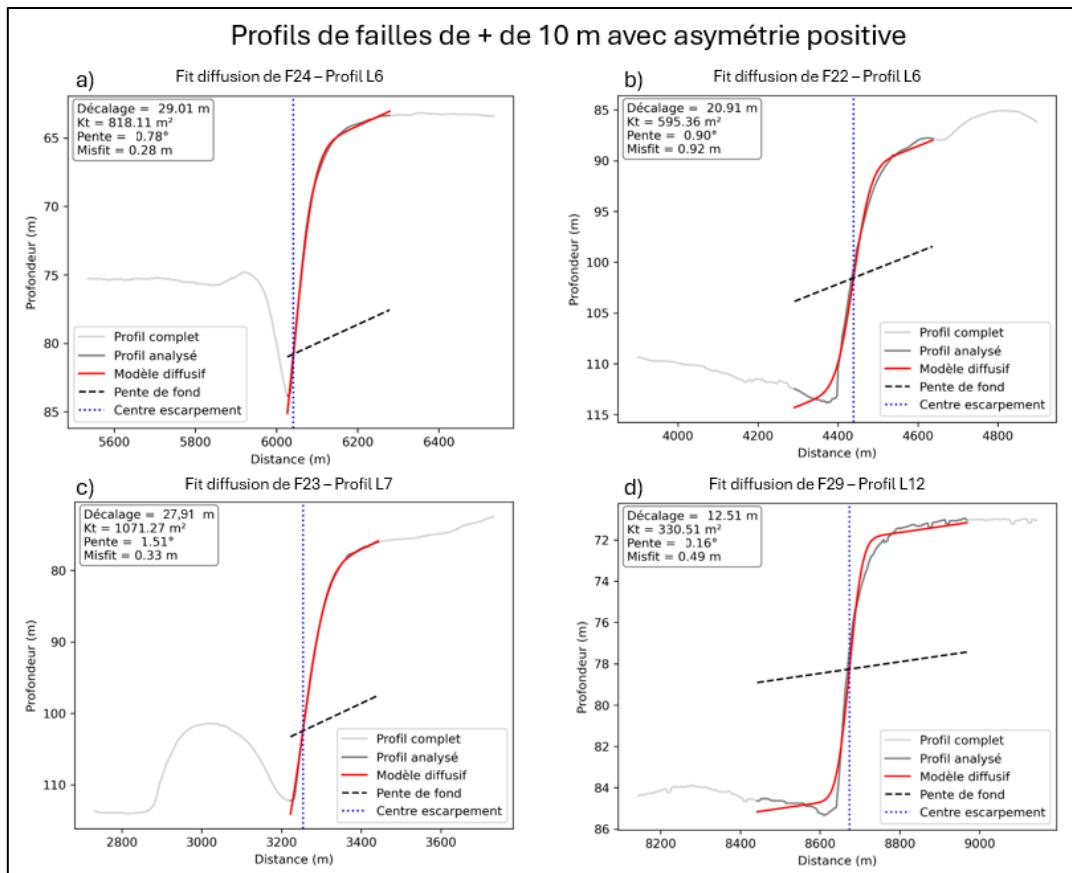


Figure 71 : Profil et fit de la diffusion des failles avec une asymétrie positive mesurée par les deux méthodes de calculs

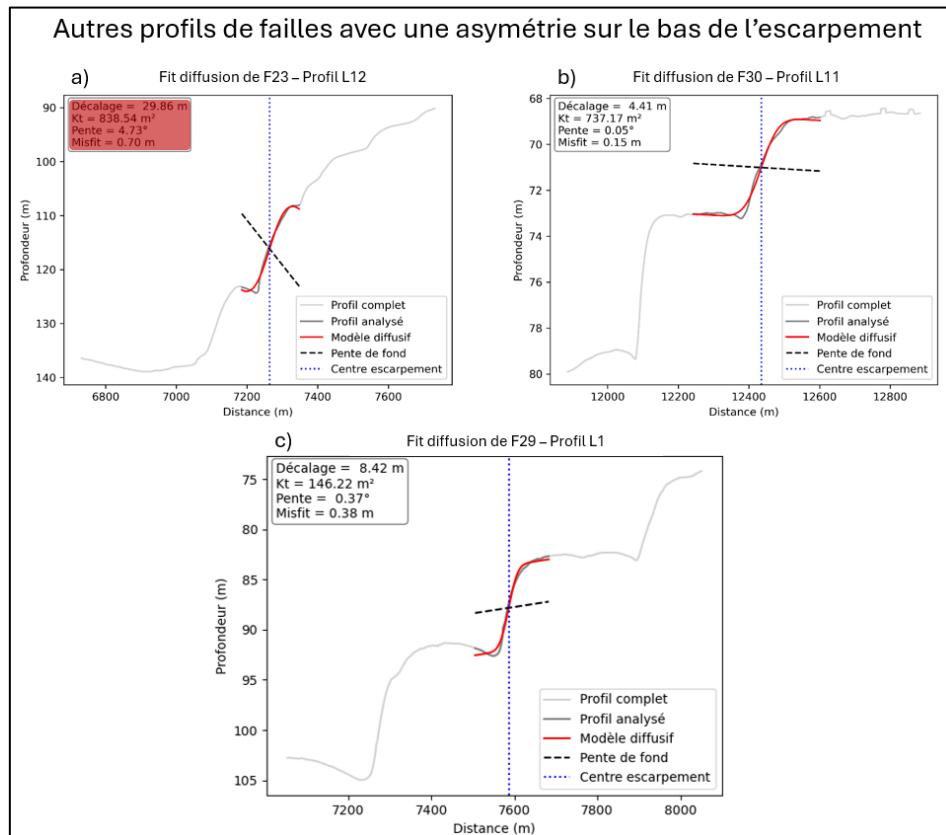


Figure 72 : Profil et fit de la diffusion des failles avec une asymétrie observée lors de la première mesure manuelle du rejet (encadré rouge : valeurs aberrantes/incorrectes)

5.2.8. Mesure de l'aléa

Les estimations des magnitudes ont été réalisées sur la base des formules de Wells & Coppersmith (1994). Un premier travail a été effectué sur les plus longs segments de failles des systèmes majeurs. Les failles F1 (7,1 km), F23 (12,6 km), F29 (7,3 km) et F17 (8,6 km) ont été reprises. Suite à l'analyse des asymétries, F22 a été ajouté en raison de sa raideur marquée au pied de l'escarpement bien que la faille ne mesure que 3,6 km de long. Dans un second temps, un aléa est aussi estimé en associant plusieurs systèmes qui pourraient hypothétiquement rompre en cascade. Ce postulat est motivé par la continuité des systèmes et leur proximité sur la carte impliquant avec le pendage un rapprochement voire une jonction en profondeur de leur plan de rupture. On peut aussi noter l'absence de barrière physique apparente, hormis ce qui apparaît comme une légère zone plus résistante avec moins de déformation (Figure 65) au niveau de la partie centrale.

Les résultats sont présentés à la figure 73. D'une part, pour les failles prises individuellement, on atteint déjà une magnitude potentielle supérieure à 6 pour F1, F17 et surtout F23 qui à elle seule pourrait provoquer, dans le pire des scénarios, un séisme M_w 6,3 selon la formule empirique. Pour F22 et F29, la magnitude reste malgré tout non négligeable, avec des valeurs respectives de 5,6 et 5,9.

D'autre part, l'aléa augmente naturellement en supposant des ruptures en cascade. En reprenant l'ensemble des systèmes continus à l'extrême nord du graben, c'est-à-dire F1-2-3-4-5-6-8-11, la longueur atteint alors 24 km, pour une magnitude maximale de 6,68. Au sud, là où le réseau de failles est le plus dense, F23, F33 et F17 peuvent être associés d'ouest en est. On suppose alors que la rupture peut se propager entre le système à composante normale majeure F23 jusqu'à F17, formant un système en fleur positif à composante décrochante. F33, au milieu, fait la transition en formant pour rappel un système en fleur négatif avec F31 et F32. Une rupture hypothétique de ces systèmes s'étalant sur la totalité du golfe, soit 27 km, pourrait provoquer un séisme M_w 6,75. Un tremblement de terre d'une telle ampleur provoquerait d'importants dommages à la ville de Patras et aux alentours du golfe. Ces valeurs seront discutées plus tard dans la section 6.2.1.

Faille	L (km)	M _w		Systèmes	L (km)	M _w
F1	7,1	6,00		F1-2-3-4-5-6-8-11	24	6,68
F22	3,6	5,59		F17-23-33	27	6,75
F23	12,6	6,30		F18-20-21	13,3	6,34
F29	7,3	5,92		F22-23-27-33	18,7	6,54
F17*	8,6	6,16		F28-35-38	12,4	6,30
				F29-36-39	15	6,41

Figure 73 : Tableau des magnitudes obtenues avec les formules empiriques de Wells & Coppersmith (1994) basée sur la longueur des ruptures en surface. * Utilisation de la formule dédiée aux failles décrochantes

6. Discussion

6.1. Comparaison avec la littérature existante

6.1.1. Cartographie des failles

La cartographie des failles utilisée jusqu'ici dans tous les travaux réalisés sur le Golfe de Patras était issue de l'article de Ferentinos et al. (1985) (Figure 15). La superposition de leur carte avec celles réalisées pour ce travail a été effectuée (Figure 74).

La densité de profils de Ferentinos et al. (1985) était moins importante et la cartographie semble très simpliste et avec plusieurs prolongements de failles supposés et incertains illustrés par les tiretés. L'incertitude sur notre cartographie des failles est beaucoup plus faible. De plus, les profils sismiques réalisés par Ferentinos et al. ne sont pas toujours perpendiculaires aux failles, ce qui a dû rendre complexe voire impossible la détection de certaines failles. Cela contraste avec la mission de 2023 où les profils ont une orientation correcte par rapport à la structure tectonique globale du golfe.

En outre, une autre raison du faible nombre de failles relevées par Ferentinos et al. (1985) serait la non-détection de failles avec un rejet inférieur à 5 m.

En comparant avec notre cartographie, on constate des différences assez importantes dans l'organisation des failles, surtout dans la partie centrale et orientale, où la cartographie présentée dans ce mémoire est bien plus précise et complète.

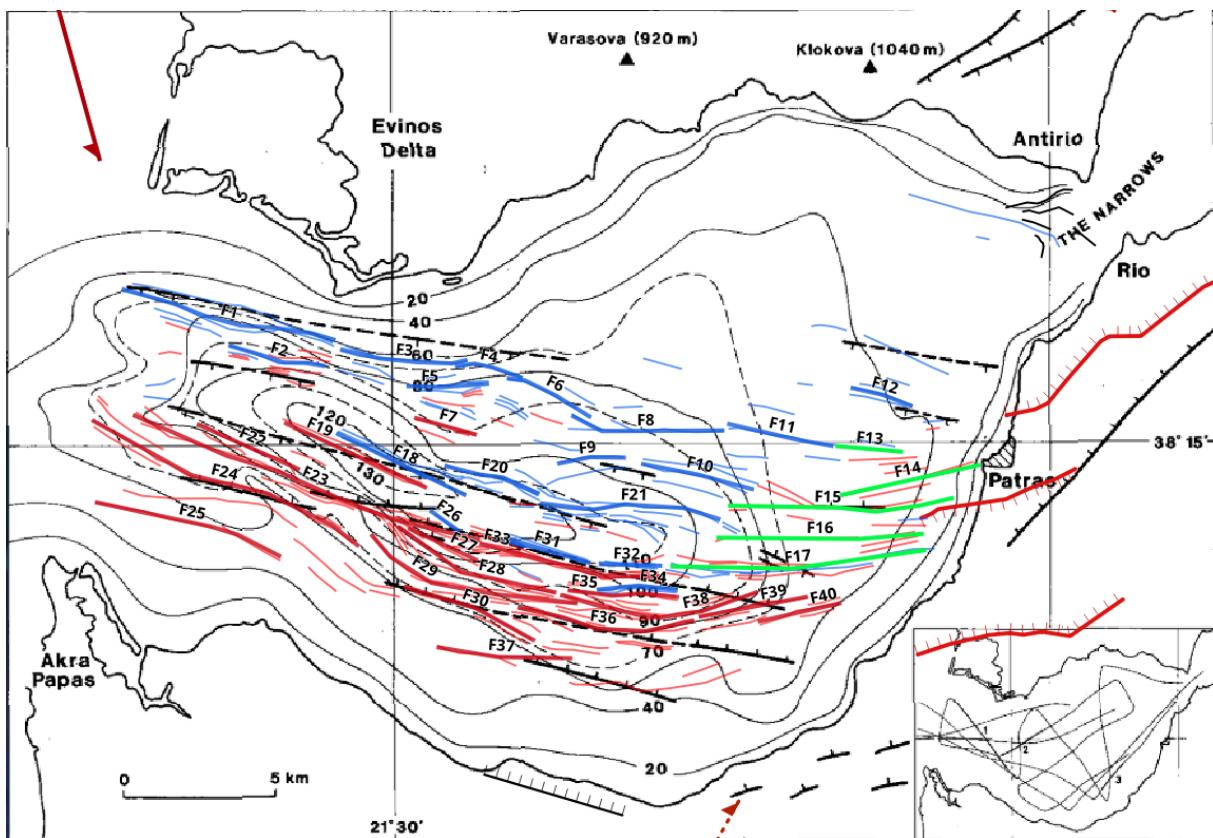


Figure 74 : Superposition des systèmes de failles à ceux de Ferentinos et al. (1985)

Cependant, plusieurs points communs ressortent également. D'une part, la structure en graben est bien visible sur les deux cartes. Ensuite, la partie nord et nord-ouest reste bel et bien non active tectoniquement. Enfin, on observe de petites failles rapprochées à pendages opposés dans la partie orientale de la carte de Ferentinos et al. (1985). Ces failles semblent concorder avec le système décrochant F17, qui est une structure en fleur positive avec des failles à pendages opposés.

6.1.2. Continuité avec les failles terrestres

Comme cela a déjà été évoqué, les systèmes dans la partie orientale du golfe ont été classés en système décrochant. Cela se justifie en partie par la continuité des failles terrestres aux alentours de Patras, qui ont une composante décrochante.

Tout d'abord, on retrouve le plus au nord la faille majeure de la Rion-Patras Fault Zone (RPFZ) qui change de direction en passant de NE-SO à ENE-OSO juste avant la côte au nord de la ville (Figure 75) (Elias & Briole, 2018). Cette faille est dans la continuité apparente de deux failles sous-marines mineures (Figure 75a), mais devrait plutôt, avec un petit

changement de direction ou un relais, se poursuivre avec les systèmes majeurs décrochants F13 ou F14.

Ensuite, la faille d'Agia Triada passant dans la ville de Patras, mise en évidence par Koukis et al. (2005), est également prolongée dans la mer comme le montrent Christodoulou et al. (2023). Cette faille qui a une composante normale avec un pendage sud, traverse le champ de pockmarks au large du port de Patras tout en changeant de direction. Cette mise en évidence du changement de direction correspond très bien au système à pendage sud de F15 (Figure 75).

De plus, Christodoulou et al. (2023) ont cartographié d'autres failles subparallèles à celle d'Agia Triada (Figure 75b), qui ne se prolongent pas à terre et qui sont en continuité avec les failles cartographiées dans ce travail. La cartographie de Christodoulou et al. (2023) est fondée sur une densité de données beaucoup plus forte et précise que dans ce mémoire. La cohérence de notre cartographie valide la précision de la cartographie produite à partir de profils plus espacés et d'une bathymétrie moins précise.

Grâce à leurs profils sismiques, Christodoulou et al. (2023) ont mesuré un rejet vertical de 15 m pour la faille d'Agia Triada, au niveau de la surface du réflecteur Holocène/Pléistocène. Ce déplacement vertical diminue vers la surface pour atteindre jusqu'à 5 m de décalage. Christodoulou et al. (2023) suggèrent donc que son activité soit synsédimentaire durant l'Holocène. Les autres failles présentent un rejet plus faible au niveau de la surface Holocène/Pléistocène, variant de 12 m pour F1 à 5 m pour F5. Christodoulou et al. (2023) interprètent ces structures comme un réseau de failles normales en échelon présentant divers degrés de chevauchement et formant des zones relais. Aucune composante décrochante n'est mentionnée, mais les études interférométriques à terre soulignent la composante dextre du système d'Agia Triada (Elias & Briole, 2018).

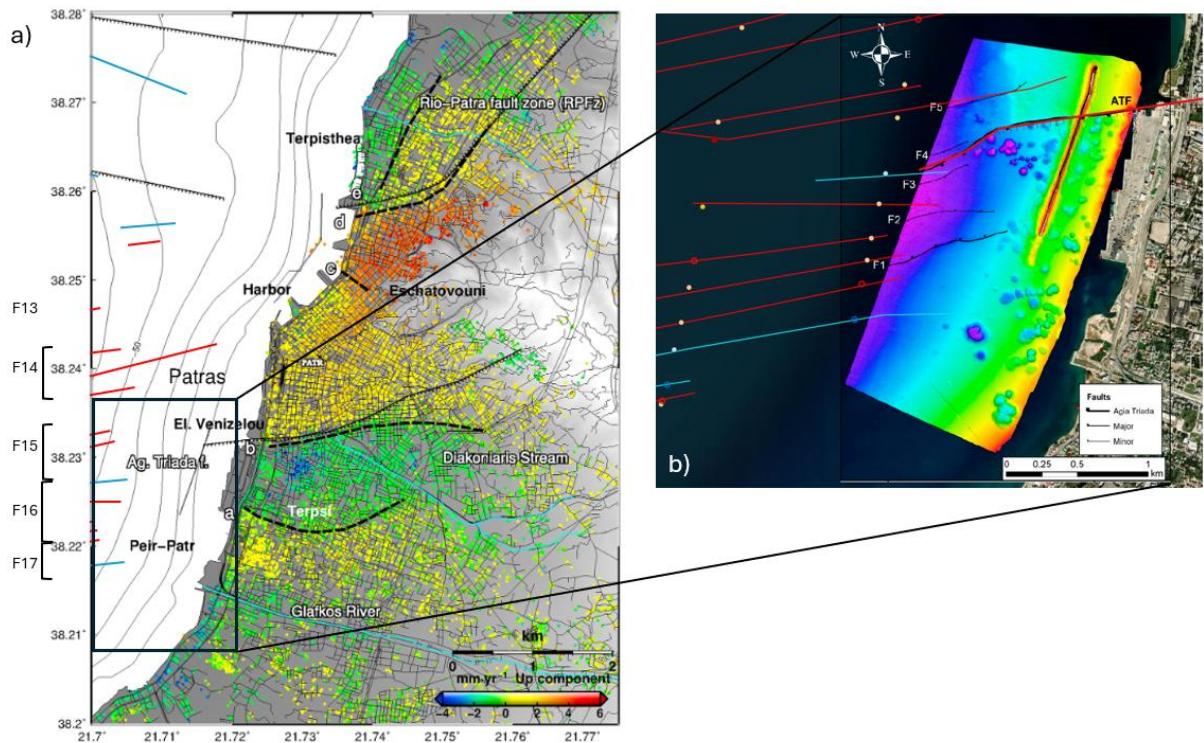


Figure 75 : Superposition des failles cartographiées avec les failles terrestres de Elias & Briole (2018) et les failles au large de Patras de Christodoulou et al. (2023)

6.1.3. Comparaison avec les profils et faciès morphosédimentaires de Chronis et al. (1991)

Afin d'appuyer nos interprétations, il a semblé pertinent de comparer de manière approfondie les résultats de Chronis et al. (1991) qui ont analysé les formes morphosédimentaires du Golfe de Patras. Leur carte a été croisée avec notre cartographie de failles (Figure 76).

Un premier élément est l'adéquation entre les faciès sédimentaires profonds mis en évidence par Chronis et al. (1991), particulièrement les sédiments de plaine alluviale, lacustres ou estuariens de la période glaciaire, et ceux observés sur les profils sismiques de ce travail. Les limites de ce faciès s'ajustent parfaitement aux failles cartographiées de la partie centrale du graben. On voit sur la carte la disparition de ce type de sédiments dans la partie orientale, là où les failles décrochantes ont été mises en évidence. Cela renforce l'idée qu'auparavant, il y avait bien deux systèmes découplés qui ont fusionné, probablement avant 20 à 30 ka étant donné que les sédiments se sont déposés lors des stades isotopiques marins 2-3 dans le fossé tectonique déjà présent.

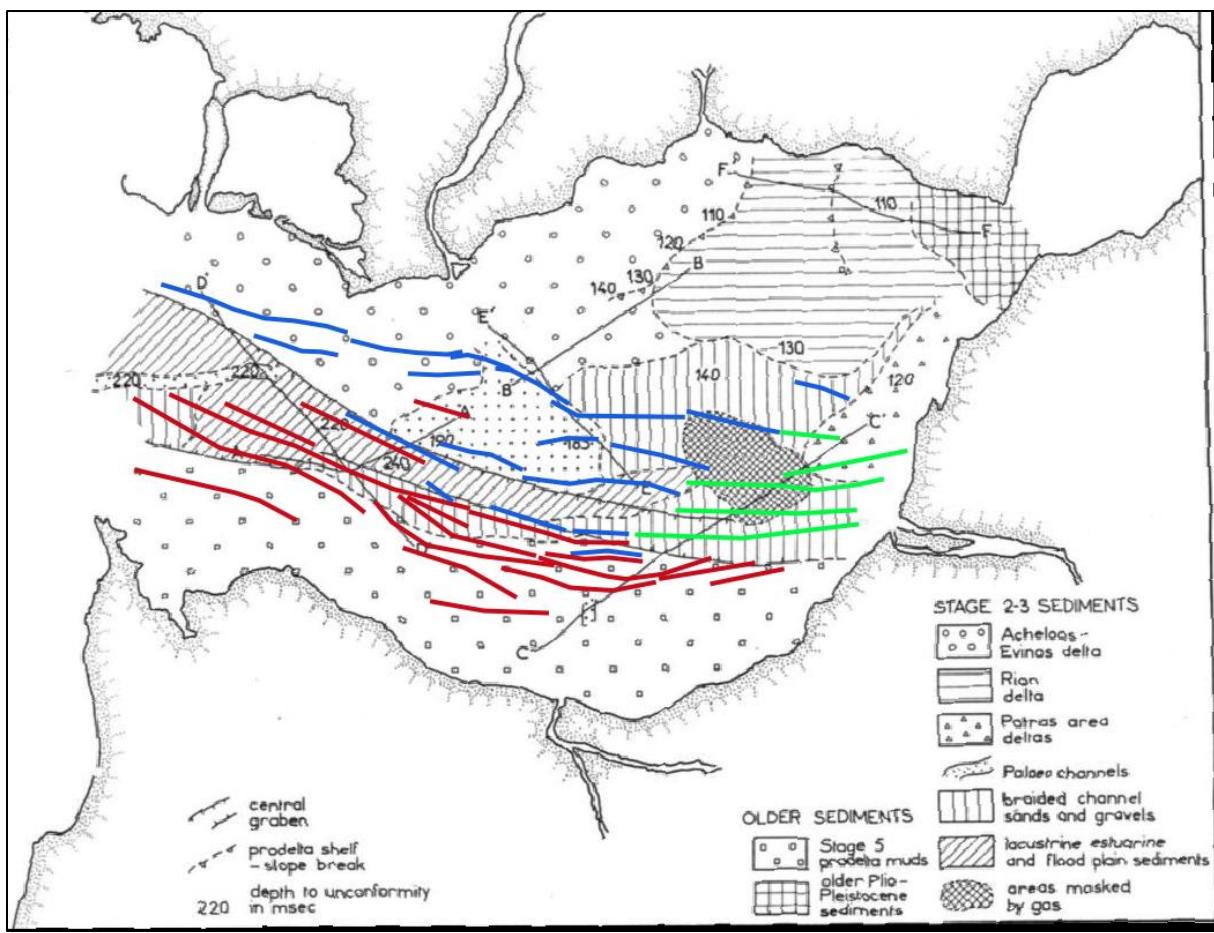


Figure 76 : Superposition des systèmes de failles cartographiés avec la carte morpho-sédimentaire de Chronis et al. (1991)

Enfin, les discordances ont aussi été analysées car elles pourraient fournir des informations pour la compréhension de l'évolution tectonique du golfe et donner des indices sur l'âge du système. Au sud, près du rivage, une discordance majeure est bien visible (Figure 77). On y observe en dessous les anciennes déformations qu'a subies cette zone. Ces déformations sont aujourd'hui scellées sous la discordance, hormis un ou l'autre petits décalages encore visibles en surface. Cependant la couche de sédiments située au-dessus de la discordance, près du rivage au sud, n'est pas très épaisse ce qui suggère que les anciennes phases de déformations ne sont pas si lointaines dans le temps. Sur le profil L23 on voit bien le delta Holocène en transgression par-dessus cette discordance. On peut s'interroger sur ce qu'il s'est passé probablement aux environs de la dernière période froide où le réseau de failles, qui semblait important au sud, a cessé de fonctionner. Une hypothèse serait que la jonction des deux systèmes — normal et décrochant — aurait pu mettre fin aux déformations visibles près de la côte sud à la suite du changement de régime de contrainte induit.

De plus, on peut observer sur le profil L19 à l'extrême est du golfe une série de failles, à pendage sud et nord, scellées sous la discordance, visibles aussi bien sur le sud que sur le nord du profil, jusqu'au détroit (Figure 78).

Dans tous les cas, il est possible de conclure que le graben actuel du Golfe de Patras est un système extrêmement jeune , et qu'il y a eu un modification importante du champs de déformation avant l'Holocène, potentiellement à l'Eémien. C'est aussi récemment que le Golfe de Corinthe connaît une accélération de ses déformations (Demoulin et al., 2015).

6.2. Sismicité

6.2.1. Discussion du calcul des magnitudes

Les valeurs obtenues avec les formules de Wells & Coppersmith (1994) peuvent sembler, à première vue, exagérées en l'absence de séismes importants et récurrents au sein du Golfe de Patras. Cependant, ces valeurs pourraient corroborer le séisme historique à l'époque romaine mentionné dans la section 3.4. Pour rappel, les fouilles archéologiques suggèrent un séisme de magnitude 6 à 6,5 dont l'épicentre se trouverait dans un rayon de 15 km autour de la ville.

Par ailleurs, on peut se questionner sur l'importance des mouvements asismiques au sein des réseaux de failles du golfe. Depuis le séisme de l'époque romaine, aucun séisme majeur n'a été recensé dans le Golfe de Patras. La composante asismique des mouvements pourrait alors être un élément de réponse à la faible récurrence de séismes de forte magnitude car peu d'énergie est stockée en cas de *creep*. Cela ne signifierait pas que l'aléa sismique est nul. Un risque existe bel et bien, mais les temps de récurrence des séismes de magnitude supérieure à 6 calculés précédemment seraient longs et inconnus à l'heure actuelle.

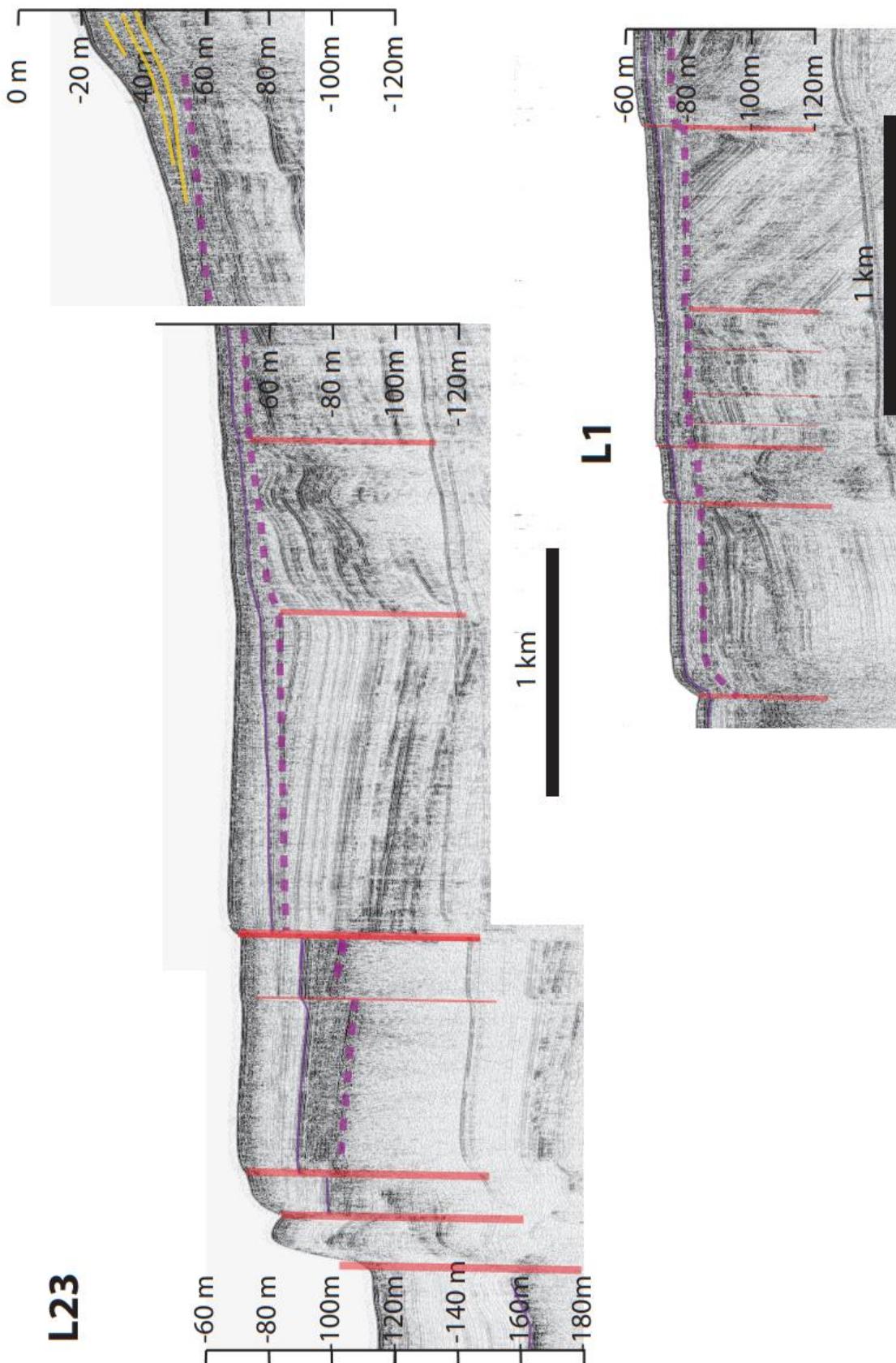


Figure 77 : Déformations scellées sous la discordance dans le sud du Golfe de Patras (En rouge : failles ; Tiretés mauve : discordance ; Ligne mauve : discordance basale du MIS 2 mise en évidence par Chronis et al. (1991) ; Jaune : Couches du delta Holocène)

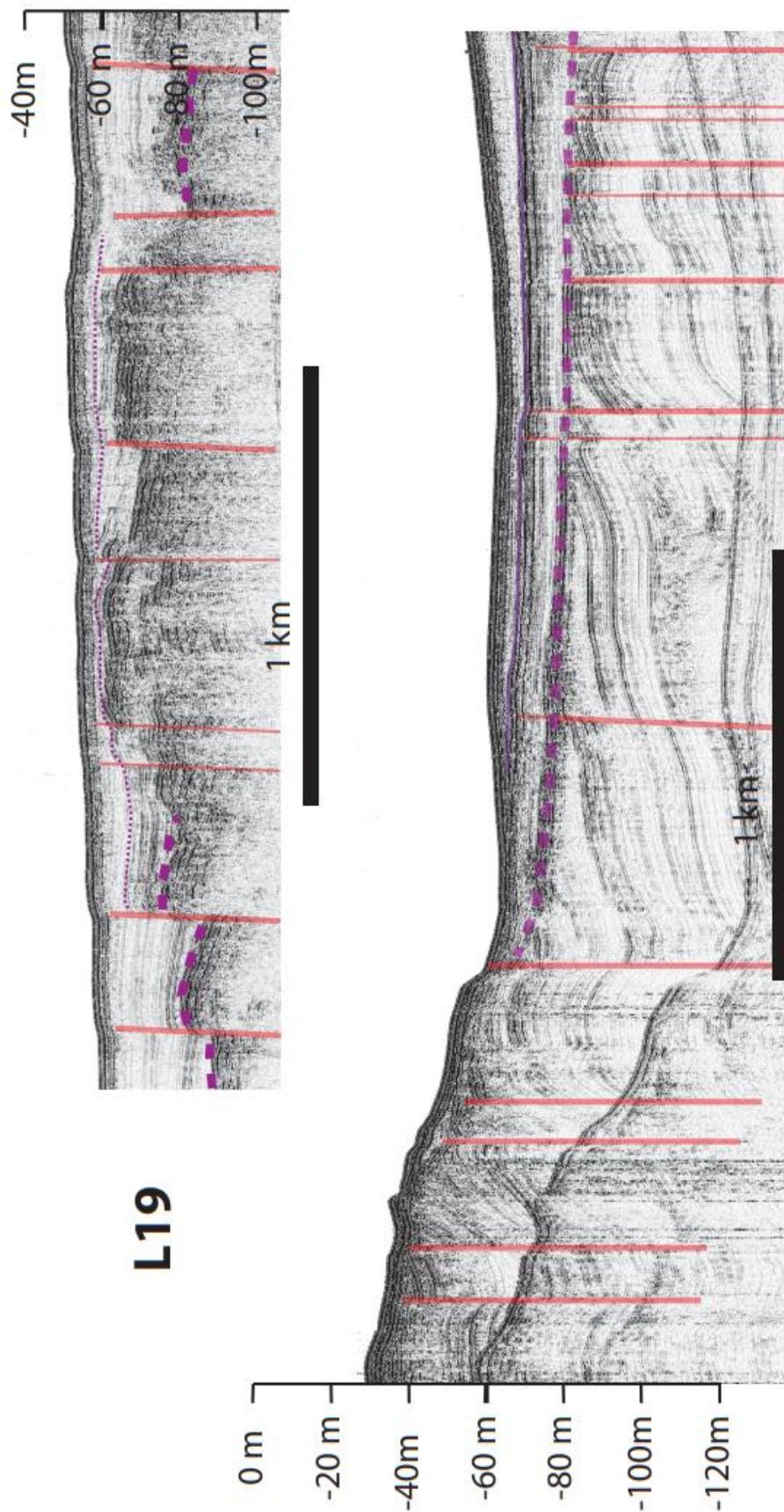


Figure 78 : Déformations scellées sous la discordance dans l'est du Golfe de Patras (En rouge : failles ; Tiretés mauve : discordance ; Ligne mauve : discordance basale du MIS 2 mise en évidence par Chronis et al. (1991))

Les failles du Golfe de Patras sont donc probablement dans une phase de quiescence. En cas de réactivation, les risques associés pourraient être importants voire catastrophiques compte tenu des enjeux humains ou même économiques dans une zone fortement peuplée avec la 3^{ème} ville de Grèce. L'approfondissement de ces questions sur la composante asismique et les temps de récurrence de tels séismes devient nécessaire afin de protéger les populations d'un désastre, par exemple en adaptant les normes sismiques pour les constructions dans la région de Patras

6.2.2. Comparaison des failles avec les mécanismes au foyer

Afin de vérifier la pertinence des failles cartographiées, il est possible de les comparer aux mécanismes au foyer. Ceux-ci ont été déterminés pour un certain nombre de séismes de magnitude M_w 2,3 à 4,7 dans la région du Golfe de Patras par Nikolopoulou et al. (s. d.). Comme on peut le constater sur la figure 79, on retrouve la zone de « seismic gap » dans la partie centrale du golfe avec très peu de ruptures sismiques répertoriées.

Pour rappel, le plan de faille du graben descendrait jusqu'à 10 km maximum environ. Lorsque l'on observe la figure 80a, qui reprend les séismes de 2011 à 2022 sur une bande de 10 km de large selon l'axe tracé sur la figure 79, des mouvements normaux sont identifiés à faible profondeur du côté supérieur gauche de la figure, dans l'ouest du golfe. Cela concorde avec la cartographie bien qu'il y ait une légère composante décrochante. Les mêmes constatations peuvent être faites pour la partie centrale de la marge nord. On observe bien un mécanisme au foyer indiquant une rupture de faille normale, légèrement oblique.

Sur l'axe B-B' (Figures 79 et 80b), qui couvre 19 km de large, il est plus compliqué de tirer des conclusions pour la partie orientale du golfe en raison de la présence du cluster de séismes de faible profondeur qui se situe au Détroit de Rion.

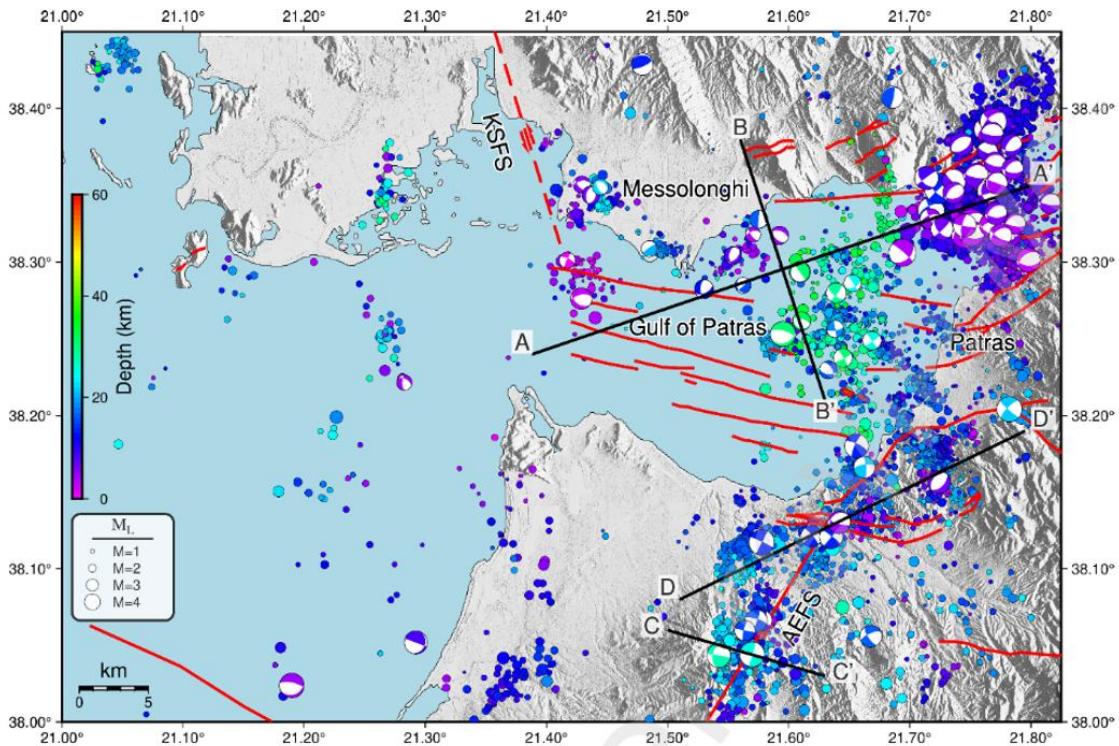


Figure 79: Séismes relocalisés par Nikopoulou et al (s.d) avec mécanismes au foyer et tracés de l'axe des bandes reprise pour les coupes en travers de la figure 80

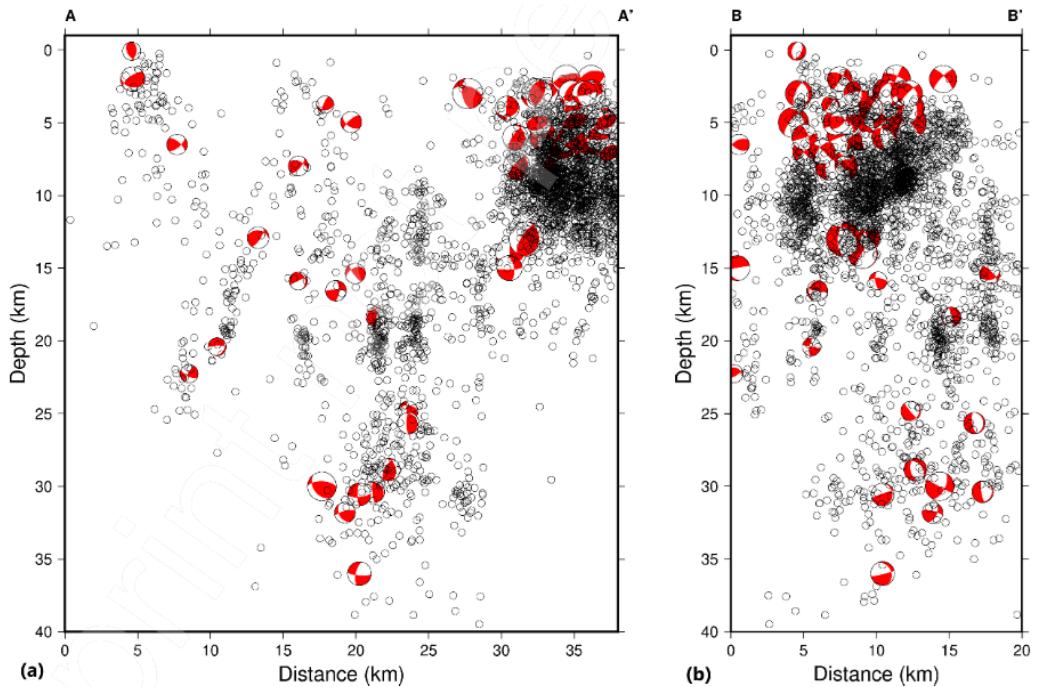


Figure 80 : Coupe en travers de la distribution verticale des hypocentres de séismes le long de A-A' (10 km de large) (a) et B-B' (19 km de large) (b) (Nikopoulou, et al., s.d.)

6.3. Autocritique

Ce travail a permis de mieux comprendre la structure du graben de Patras sur base des données disponibles issues de la mission en mer réalisée en 2023. Certaines

améliorations auraient certainement permis d'affiner les observations et être plus précis sur plusieurs points. Par exemple, les tracés des failles de la carte pourraient certainement être encore moins rectilignes pour certaines parties du golfe. Une plus grande densité de profils, notamment perpendiculaires pour l'analyse de certaines structures sédimentaires, ou encore l'utilisation d'autres techniques de collecte de données comme des données de multibeam (bathymétrie haute résolution) auraient permis une interprétation encore plus qualitative. En outre, des carottages et des datation sur certaines zones stratégiques permettraient d'en apprendre davantage sur l'âge du système et son évolution. Cependant, cela nécessite évidemment des moyens financiers très importants.

A côté de cela, les codes de calcul semi-automatisé ne sont pas forcément optimisés et pourraient être améliorés avec plus de temps et une meilleure connaissance de Python. Au sein du code, il serait sûrement possible d'améliorer le calcul de la courbe de diffusion qui restait assez expérimental et qui a occasionné quelques difficultés, comme cela a été mentionné dans les résultats.

7. Conclusion

Ce travail a permis de réaliser avant tout une cartographie précise des failles actives du Golfe de Patras, permettant d'acquérir de nouveaux éléments de compréhension sur la structure et la dynamique tectonique de cette région. Grâce aux profils sismiques réflexion et à la carte bathymétrique, cette carte des structures tectoniques fournit une représentation bien plus précise et fidèle de la géométrie et de l'orientation des failles que la seule ancienne cartographie de Ferentinos et al. (1985). De plus, elle offre de précieuses informations sur le rejet vertical des failles. Contrairement à cette ancienne carte, on distingue clairement deux structures actives distinctes dans le golfe : les failles normales formant le graben qui façonne en grande partie la bathymétrie, ainsi qu'une structure décrochante dans la partie orientale du golfe.

Le premier système, composé de failles normales, est orienté ONO-ESE en raison du régime extensif. Le graben forme un dépocentre large de 3,3 km à l'ouest, avant de se resserrer vers la partie centrale. La marge nord est composée d'un réseau de failles moins dense que la marge sud, surtout dans la partie occidentale. On remarque également que les failles sont plus segmentées dans le centre du golfe que dans la partie occidentale où l'on retrouve les plus longues failles en général. La plus longue, F23, mesure 12,6 km et forme le principal saut bathymétrique (44,2 m) sur la marge sud. La bathymétrie de la marge nord est, elle, plus douce.

Le deuxième système, lui, est composé de failles subparallèles orientées O-E sur 5 km de large avec une composante décrochante importante. Il est notamment caractérisé par des structures en fleur typiques de décrochement et la disparition du graben morphologique. Les failles sont également dans la continuité d'autres failles décrochantes à terre comme la NPFZ ou la faille d'Agia Triada.

Ces deux systèmes entrent en interaction, particulièrement dans la partie centrale du golfe. On y retrouve des indices de mouvements décrochants parmi les failles normales, notamment la présence de structures en fleur négatives comme F18-F19 sur la marge nord, ou encore F31-F32-F33 sur la marge sud. La segmentation plus importante des failles indique également la nécessité d'accommoder les différents régimes de contraintes mixtes.

L'analyse de la cartographie des failles et des couches sédimentaires des profils sismiques, croisée avec l'étude morpho-sédimentaire de Chronis et al. (1991), permet d'imaginer l'évolution géomorphologique et tectonique du Golfe de Patras lors des derniers millénaires. La cartographie des failles correspond étroitement avec les différents faciès sédimentaires relevés par Chronis et al (1991), en particulier les sédiments de plaine alluviale, lacustre ou estuarien qui se trouvent au centre du graben, mais non présents dans la partie occidentale. De plus, la discordance sous les sédiments des stades isotopiques 2 et 3 recouvre d'anciennes déformations tectoniques, aujourd'hui inactives et scellées, vers le rivage sud et est du golfe. Ces éléments semblent valider l'hypothèse que les deux structures se sont bien formées de façon découpée, avant d'entrer en interaction probablement il y a plus de 20 à 30 ka.

Malgré tout, des incertitudes persistent autour de la compréhension de la dynamique tectonique actuelle du Golfe de Patras au cours des dernières centaines de milliers d'années. Malgré la certitude que le graben du Golfe de Patras soit plus jeune que le Rift de Corinthe, il est difficile d'estimer à l'heure actuelle la période de son initiation, le moment de la rencontre des deux systèmes, ou encore les raisons pour lesquelles les déformations scellées au sud sont devenues inactives.

Par ailleurs, l'étude de l'aléa sismique, réalisée à partir des formules empiriques de Wells & Coppersmith (1994) et des caractéristiques géométriques des failles cartographiées, montre que certaines structures de failles du Golfe de Patras pourraient générer des séismes modérés à forts. La magnitude maximale est évaluée à M_w 6,3 pour F23, la faille individuelle la plus longue. En prenant en compte l'éventualité de rupture en cascade de plusieurs failles continues, la magnitude pourrait atteindre M_w 6,75. Cependant, la quasi-absence d'activité sismique majeure dans le Golfe de Patras ces deux derniers millénaires et la potentielle présence de glissement asismique (creep), avec très peu de failles présentant une asymétrie marqué par une raideur en bas de l'escarpement, posent question pour la quantification du risque lié à l'aléa maximal. Le risque reste bien réel pour la ville de Patras, mais des investigations approfondies sont nécessaires afin de comprendre le comportement des failles au sein du golfe.

Références

- Albini, P., Rovida, A., Scotti, O., & Lyon-Caen, H. (2017). Large eighteenth–nineteenth century earthquakes in western Gulf of Corinth with reappraised size and location. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(4), 1663-1687. <https://doi.org/10.1785/0120160181>
- Andrews, D. J., & Hanks, T. C. (1985). Scarp degraded by linear diffusion: inverse solution for age. *Journal of Geophysical Research*, 90(B12), 193-208. <https://doi.org/10.1029/jb090ib12p10193>
- Beckers, A. (2017). *Late quaternary sedimentation in the western gulf of Corinth: interplay between tectonic deformation, seismicity, and eustatic changes*. Thèse de doctorat, Université Grenoble Alpes, Université de Liège, 290 p. <https://theses.hal.science/tel-01560445v1>
- Beckers, A., Hubert-Ferrari, A., Beck, C., Bodeux, S., Tripsanas, E., Sakellariou, D., & De Batist, M. (2015). Active faulting at the western tip of the Gulf of Corinth, Greece, from high-resolution seismic data. *Marine Geology*, 360, 55-69. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.12.003>
- Beckers, A., Hubert-Ferrari, A., Beck, C., Papatheodorou, G., De Batist, M., Sakellariou, D., Tripsanas, E., & Demoulin, A. (2018). Characteristics and frequency of large submarine landslides at the western tip of the Gulf of Corinth. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(5), 1411-1425. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-1411-2018>
- Bellaïsen, N. (2011). *Croissance des failles normales et des rifts continentaux : développement du Golfe d'Aden et dynamique de la plaque Arabe*. Thèse de doctorat, Paris, Université Pierre et Marie Curie, 323 p. <https://theses.hal.science/tel-00590417v1>
- Broster, B. E., & Legere, C. L. (2018). Seafloor pockmarks and gas seepages, northwestern bay of fundy, New Brunswick, Canada. *Atlantic Geology*, 54, 1-20. <https://doi.org/10.4138/atlgeol.2018.001>
- Burbank, D. W., & Anderson, R. S. (2001). *Tectonic geomorphology*. Wiley-Blackwell, 274 p.
- Center for Marine Acoustics. (2023). *Sound Source List - A description of sounds commonly produced during ocean exploration and industrial activity*. Sterling (VA): U.S. Department of the Interior, Bureau of Ocean Energy Management. 69 p. Report No.: BOEM OCS 2023-016. <https://www.boem.gov/sites/default/files/documents/environment/center-marine-acoustics/Sound%20Source%20List%20Mar2023.pdf>
- Caine, J. S., Evans, J. P., & Forster, C. B. (1996). Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24(11), 1025-1028. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2)
- Caroir, F. (2022). *Analyse structurale du domaine Nord Eubée : rifting plio-quaternaire et décrochements actifs dans le prolongement occidental de la Faille Nord-Anatolienne (Projet WATER)*. Thèse de doctorat, Lille, Université de Lille, 209 p. <https://theses.hal.science/tel-03953083v1>
- Cartwright, J. A., Trudgill, B. D., & Mansfield, C. S. (1995). Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah. *Pergamon Journal of Structural Geology*, 17(9), 1319-1326. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(95\)00033-A](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00033-A)
- Christodoulou, D., Papatheodorou, G., Geraga, M., Etiope, G., Giannopoulos, N., Kokkalas, S., Dimas, X., Fakiris, E., Sergiou, S., Georgiou, N., Sokos, E., & Ferentinos, G. (2023). Geophysical and Geochemical Exploration of the Pockmark Field in the Gulf of Patras: New Insights on Formation, Growth and Activity. *Applied Sciences (Switzerland)*, 13(18), 10449. <https://doi.org/10.3390/app131810449>
- Chronis, G., Piper, D. J. W., & Anagnostou, C. (1991). Late Quaternary evolution of the Gulf of Patras, Greece: Tectonism, deltaic sedimentation and sea-level change. *Marine Geology*, 97, 191-209. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(91\)90026-Z](https://doi.org/10.1016/0025-3227(91)90026-Z)

COE (2025), Patras, Grèce - Cité interculturelle. Conseil de l'Europe. <https://www.coe.int/fr/web/interculturalcities/patras> (consulté le 24 février 2025)

Cunningham, J. E., Cardozo, N., Townsend, C., & Callow, R. H. T. (2021). The impact of seismic interpretation methods on the analysis of faults: A case study from the Snøhvit field, Barents Sea. *Solid Earth*, 12(3), 741-764. <https://doi.org/10.5194/se-12-741-2021>

Demoulin, A., Beckers, A., & Hubert-Ferrari, A. (2015). Patterns of Quaternary uplift of the Corinth rift southern border (N Peloponnese, Greece) revealed by fluvial landscape morphometry. *Geomorphology*, 246, 188-204. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.05.032>

Dubey, A. K. (2014). *Understanding an Orogenic Belt - Structural Evolution of the Himalaya*. 2014th ed. Cham: Springer, Springer, 401 p. <http://www.springer.com/series/10172>

Duverger, C., Lambotte, S., Bernard, P., Lyon-Caen, H., Deschamps, A., & Nercessian, A. (2018). Dynamics of microseismicity and its relationship with the active structures in the western Corinth Rift (Greece). *Geophysical Journal International*, 215(1), 196-221. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy264>

Elias, P. (2013). *Terrain déformation du rift de Corinthe (Grèce) et ses environs, en utilisant l'interférométrie SAR*. Thèse de doctorat, Paris, Ecole Normale Supérieure de Paris, Université de Patras, 216 p. <https://theses.hal.science/tel-00839348v1>

Elias, P., & Briole, P. (2018). Ground Deformations in the Corinth Rift, Greece, Investigated Through the Means of SAR Multitemporal Interferometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(12), 4836-4857. <https://doi.org/10.1029/2018GC007574>

Ferentinos, G., Brooks, M., & Doutsos, T. (1985). Quaternary tectonics in the Gulf of Patras, western Greece. *Journal of Structural Geology*, 7(6), 713-717. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(85\)90146-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90146-4)

Flotté, N., Sorel, D., Müller, C., & Tensi, J. (2005). Along strike changes in the structural evolution over a brittle detachment fault: Example of the Pleistocene Corinth-Patras rift (Greece). *Tectonophysics*, 403(1-4), 77-94. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.03.015>

Fossen, H. (2016). *Structural geology*. Cambridge University Press, 528 p.

Ford, M., Rohais, S., Williams, E. A., Bourlange, S., Jousselin, D., Backert, N., & Malartre, F. (2013). Tectono-sedimentary evolution of the western Corinth rift (Central Greece). *Basin Research*, 25(1), 3-25. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2012.00550.x>

Garmin (2025). Carte bathymétrique Navionics SonarChart du Golfe de Patras. <https://maps.garmin.com/fr-BE/marine?maps=another-brand&overlay=false&key=sqz3d3tu8wst> (consulté le 30 mai 2025)

Godefroy, G. (2018). *Modélisation cinématique et stochastique des failles à partir de données éparses pour l'analyse des incertitudes structurales*. Thèse de doctorat, Nancy, Université de Lorraine, 175 p. <https://theses.hal.science/tel-01809508v1>

Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 84(B5), 2348-2350. <https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02348>

Hodge, M., Biggs, J., Fagereng, Å., Elliott, A., Mdala, H., & Mphepo, F. (2019). A semi-automated algorithm to quantify scarp morphology (SPARTA): Application to normal faults in southern Malawi. *Solid Earth*, 10(1), 27-57. <https://doi.org/10.5194/se-10-27-2019>

Holtmann, R., Cattin, R., Simoes, M., & Steer, P. (2023a). Revealing the hidden signature of fault slip history in the morphology of degrading scarps. *Scientific Reports*, 13(1), 3856. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-30772-z>

Holtmann, R., Cattin, R., Simoes, M., & Steer, P. (2023b). Revealing the hidden signature of fault slip history in the morphology of degrading scarps: Supplementary Information Contents. *Scientific Reports*, 13. https://static-content.springer.com/esm/art%3A10.1038%2Fs41598-023-30772-z/MediaObjects/41598_2023_30772_MOESM1_ESM.pdf

Kaviris, G., Elias, P., Kapetanidis, V., Serpetsidaki, A., Karakonstantis, A., Plicka, V., De Barros, L., Sokos, E., Kassaras, I., Sakkas, V., Spingos, I., Lambotte, S., Duverger, C., Lengliné, O., Evangelidis, C. P., Fountoulakis, I., Ktenidou, O. J., Gallovič, F., Bufféral, S., Klein, E., Aissaoui, E. M., Scotti, O., Lyon-Caen, H., Rigo, A., Papadimitriou, P., Voulgaris, N., Zahradník, J., Deschamps, A., Briole, P. & Bernard, P. (2021). The Western Gulf of Corinth (Greece) 2020–2021 Seismic Crisis and Cascading Events: First Results from the Corinth Rift Laboratory Network. *Seismic Record*, 1(2), 85-95. <https://doi.org/10.1785/0320210021>

Kiratzi, A., Sokos, E., Ganas, A., Tselentis, A., Benetatos, C., Roumelioti, Z., Serpetsidaki, A., Andriopoulos, G., Galanis, O., & Petrou, P. (2008). The April 2007 earthquake swarm near Lake Trichonis and implications for active tectonics in western Greece. *Tectonophysics*, 452(1-4), 51-65. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.02.009>

Koukis, G., Sabatakakis, N., Tsiambaos, G., & Katrivesis, N. (2005). Engineering geological approach to the evaluation of seismic risk in metropolitan regions: Case study of Patras, Greece. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 64(3), 219-235. <https://doi.org/10.1007/s10064-005-0273-x>

Machette, M. N., Personius, S. F., Nelson, A. R., Schwartz, D. P., & Lund, W. R. (1991). The Wasatch fault zone, utah-segmentation and history of Holocene earthquakes. *Journal of Structural Geology*, 13(2), 137-149. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90062-N](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90062-N)

Manighetti, I., King, G. C. P., Gaudemer, Y., Scholz, C. H., & Doubre, C. (2001). Slip accumulation and lateral propagation of active normal faults in Afar. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B7), 13667-13696. <https://doi.org/10.1029/2000jb900471>

Margaris, B., Athanasopoulos, G., Mylonakis, G., Papaioannou, C., Klimis, N., Theodulidis, N., Savvaidis, A., Efthymiadou, V., & Stewart, J. P. (2010). The 8 june 2008 Mw6.5 Achaia-Elia, Greece earthquake: Source characteristics, ground motions, and ground failure. *Earthquake Spectra*, 26(2), 399-424. <https://doi.org/10.1193/1.3353626>

Melis, N. S., Burton, P. W., & Brooks, M. (1995). Coseismic crustal deformation from microseismicity in the Patras area, western Greece. *Geophysical Journal International*, 122(3), 815-836. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb06840.x>

Mitchell, N. C., & Huthnance, J. M. (2007). Comparing the smooth, parabolic shapes of interfluves in continental slopes to predictions of diffusion transport models. *Marine Geology*, 236(3-4), 189-208. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.10.028>

Moretti, I., Sakellariou, D., Lykousis, V., & Micarelli, L. (2003). The Gulf of Corinth: An active half graben? *Journal of Geodynamics*, 36(1-2), 323-340. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(03\)00053-X](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(03)00053-X)

Nikolopoulou, I., Sokos, E., & Roumelioti, Z. (s.d.). *Seismotectonics of the Gulf of Patras, Central Greece: 2 New Insights from Earthquake Relocation, Focal Mechanisms and Stress Inversion 4*. Manuscrit en préparation. <https://ssrn.com/abstract=5205130>

NSF SAGE (2025), Interactive Earthquake Browser, National Science Foundation's Seismological Facility for the Advancement of Geoscience <https://ds.iris.edu/ieb/index.html?format=text&nodata> (consulté le 24 juillet 2025)

Papadopoulos, G. A., Triantafyllou, I., & Vassilopoulou, A. (2023). The mid-6th century AD enigmatic mega earthquake and tsunami in central Greece: a seismotectonic, archeological, and historical reexamination. *Holocene*, 33(3), 267-280. <https://doi.org/10.1177/09596836221138330>

- Parcharidis, I., Kokkalas, S., Fountoulis, I., & Foumelis, M. (2009). Detection and monitoring of active faults in urban environments: Time series interferometry on the cities of Patras and Pyrgos (Peloponnese, Greece). *Remote Sensing*, 1(4), 676-696. <https://doi.org/10.3390/rs1040676>
- Peacock, D. C. P., Knipe, R. J., & Sanderson, D. J. (2000). Glossary of normal faults. *Journal of Structural Geology*, 22, 291-305. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)80102-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)80102-9)
- Peacock, D. C. P., Nixon, C. W., Rotevatn, A., Sanderson, D. J., & Zuluaga, L. F. (2016). Glossary of fault and other fracture networks. *Journal of Structural Geology*, 92, 12-29. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.09.008>
- Pelletier, J. D. (2008). *Quantitative Modeling of Earth Surface Processes*. Cambridge: Cambridge University Press, 295 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511813849>
- Pelletier, J. D., DeLong, S. B., Al-Suwaidi, A. H., Cline, M., Lewis, Y., Psillas, J. L., & Yanites, B. (2006). Evolution of the Bonneville shoreline scarp in west-central Utah: Comparison of scarp-analysis methods and implications for the diffusions model of hillslope evolution. *Geomorphology*, 74(1-4), 257-270. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.08.008>
- Pérouse, E. (2013). *Cinématique et tectonique active de l'Ouest de la Grèce dans le cadre géodynamique de la Méditerranée Centrale et Orientale*. Thèse de doctorat, Paris, Université Orsay – Paris Sud (Paris XI), 209 p. <https://theses.hal.science/tel-00842274v1>
- Pérouse, E., Chamot-Rooke, N., Rabaute, A., Briole, P., Jouanne, F., Georgiev, I., & Dimitrov, D. (2012). Bridging onshore and offshore present-day kinematics of central and eastern Mediterranean: Implications for crustal dynamics and mantle flow. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(9), Q09013. <https://doi.org/10.1029/2012GC004289>
- Pérouse, E., Sébrier, M., Braucher, R., Chamot-Rooke, N., Bourlès, D., Briole, P., Sorel, D., Dimitrov, D., & Arsenikos, S. (2017). Transition from collision to subduction in Western Greece: The Katouna-Stamna active fault system and regional kinematics. *International Journal of Earth Sciences*, 106(3), 967-989. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1345-9>
- Piwakowski, B., Léonard, C., & Shahrour, I. (2002). La sismique réflexion haute résolution, un outil pour la reconnaissance des couches superficielles. *Revue française de géotechnique*, 101, 23-33. <https://doi.org/10.1051/geotech/2002101023>
- Plicka, V., Sokos, E., Tselentis, G.-A., & Zahradník, J. (1998). The Patras earthquake (14 July 1993): relative roles of source, path and site effects. *Journal of Seismology*, 2, 337-349. <https://doi.org/10.1023/A:1009746026762>
- Rubi, R., Hubert-Ferrari, A., Fakiris, E., Christodoulou, D., Dimas, X., Geraga, M., Papatheodorou, G., & Caterina, B. (2022). Hydrodynamics and sedimentary processes in the modern Rion strait (Greece): Interplay between tidal currents and internal tides. *Marine Geology*, 446, 106771. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2022.106771>
- Schlagenhauf, A., Manighetti, I., Malavieille, J., & Dominguez, S. (2008). Incremental growth of normal faults: Insights from a laser-equipped analog experiment. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(3-4), 299-311. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.042>
- Schlager, W., & Adams, E. W. (2001). Model for the sigmoidal curvature of submarine slopes. *Geology*, 29(10), 883-886. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0883:MFTSCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0883:MFTSCO>2.0.CO;2)
- Stiros, S. C., & Pytharouli, S. I. (2014). Archaeological evidence for a destructive earthquake in Patras, Greece. *Journal of Seismology*, 18(3), 687-693. <https://doi.org/10.1007/s10950-014-9437-0>
- Torabi, A., & Berg, S. S. (2011). Scaling of fault attributes: A review. *Marine and Petroleum Geology*, 28(8), 1444-1460. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.04.003>

Tselentis, G.-A. (1998). Fault Lengths During the Patras 1993 Earthquake Sequence as Estimated from the Pulse Width of Initial P Wave. *Pure Applied and Geophysics*, 152, 75-89. <https://doi.org/10.1007/s00240050142>

Vargas, C. A., & Mann, J. M. (2011). Morphologic expression of accretionary processes and recent landslides along the southwestern Pacific margin of Colombia. *Submarine Mass Movements and Their Consequences: 5th International Symposium*, 365-377. https://doi.org/10.1007/978-94-007-2162-2_33

Vassilakis, E., Royden, L., & Papanikolaou, D. (2011). Kinematic links between subduction along the Hellenic trench and extension in the Gulf of Corinth, Greece: A multidisciplinary analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 303(1-2), 108-120. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.054>

Wei, Z., Arrowsmith, J. R., & He, H. (2015). Evaluating fluvial terrace riser degradation using LiDAR-derived topography: An example from the northern Tian Shan, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 105, 430-442. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.02.016>

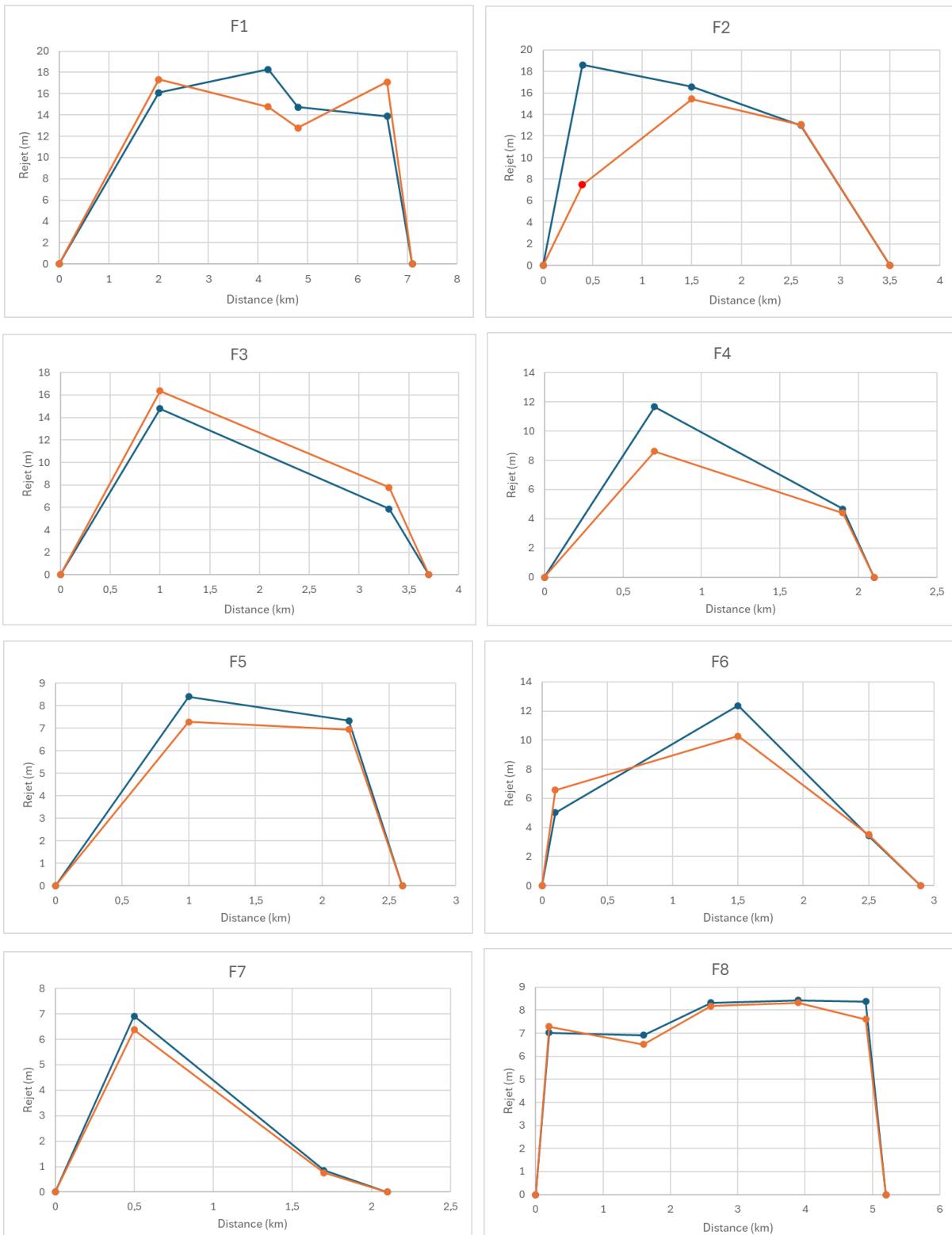
Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002. <http://pubs.geoscienceworld.org/ssa/bssa/article-pdf/84/4/974/6003358/bssa0840040974.pdf>

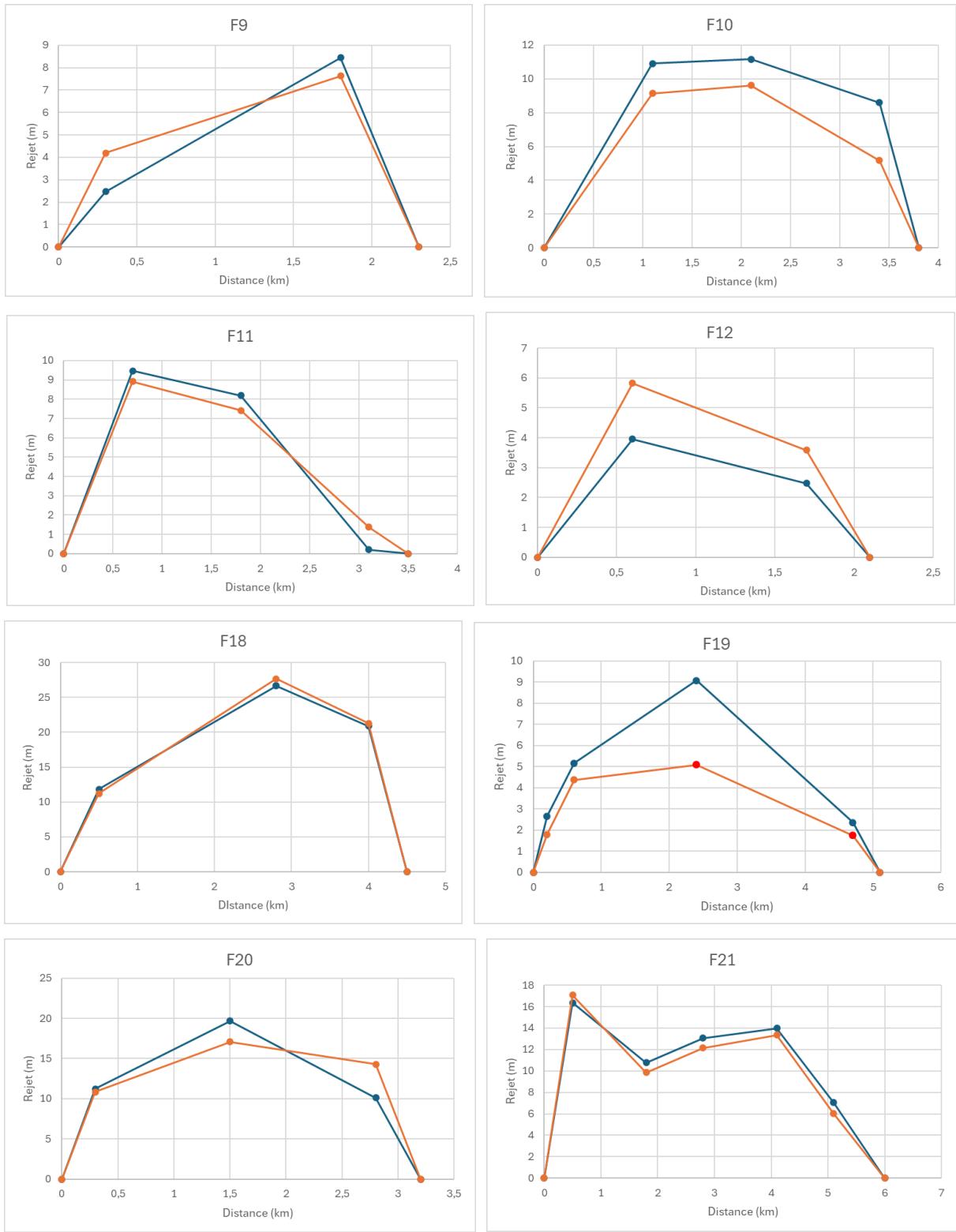
Wolfe, F. D., Stahl, T. A., Villamor, P., & Lukovic, B. (2020). Short communication: A semiautomated method for bulk fault slip analysis from topographic scarp profiles. *Earth Surface Dynamics*, 8(1), 211-219. <https://doi.org/10.5194/esurf-8-211-2020>

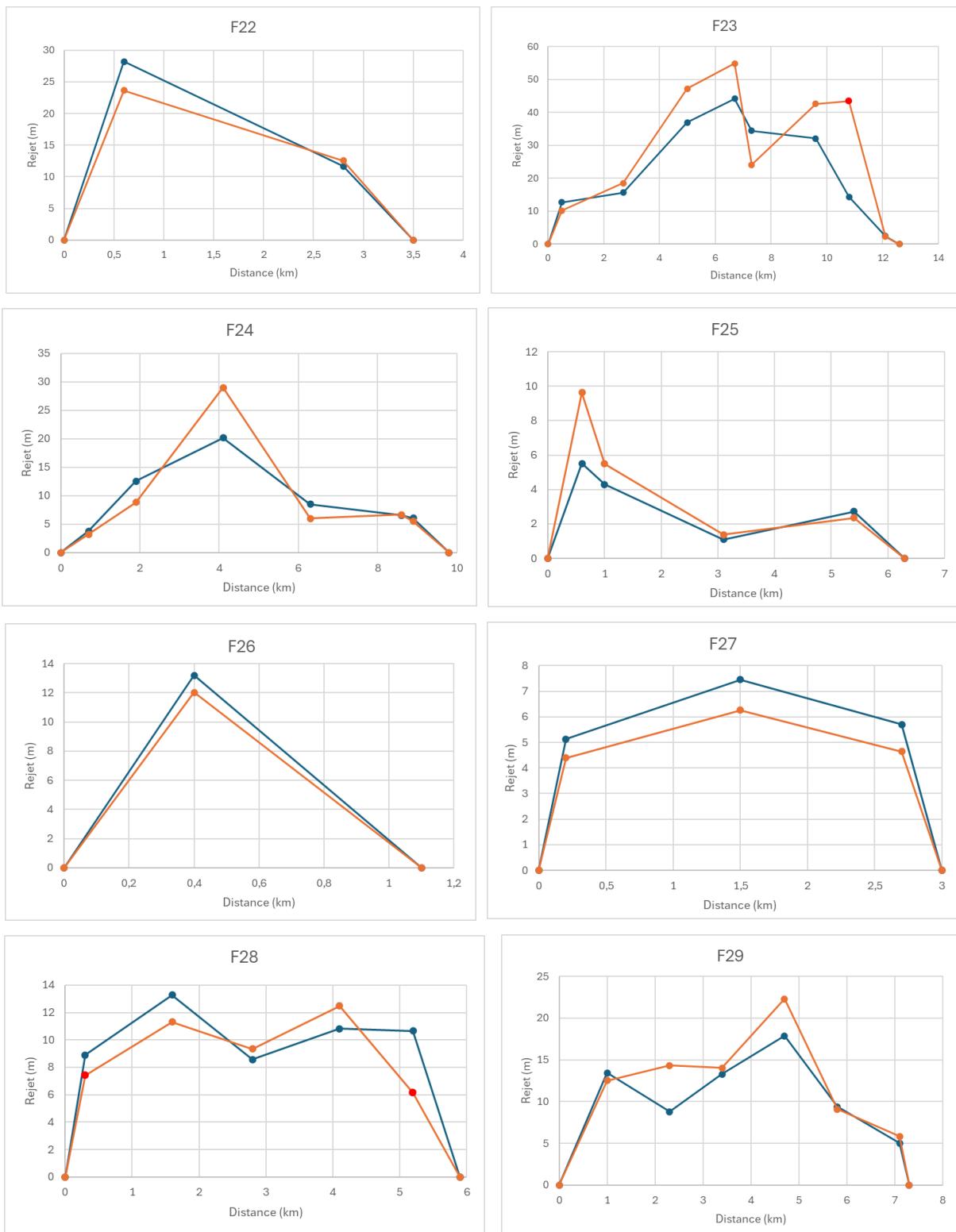
Yeats, R. S., Sieh, K. & Allen, C. R. (1997). *The geology of Earthquakes*. New York : Oxford University Press, 567 p.

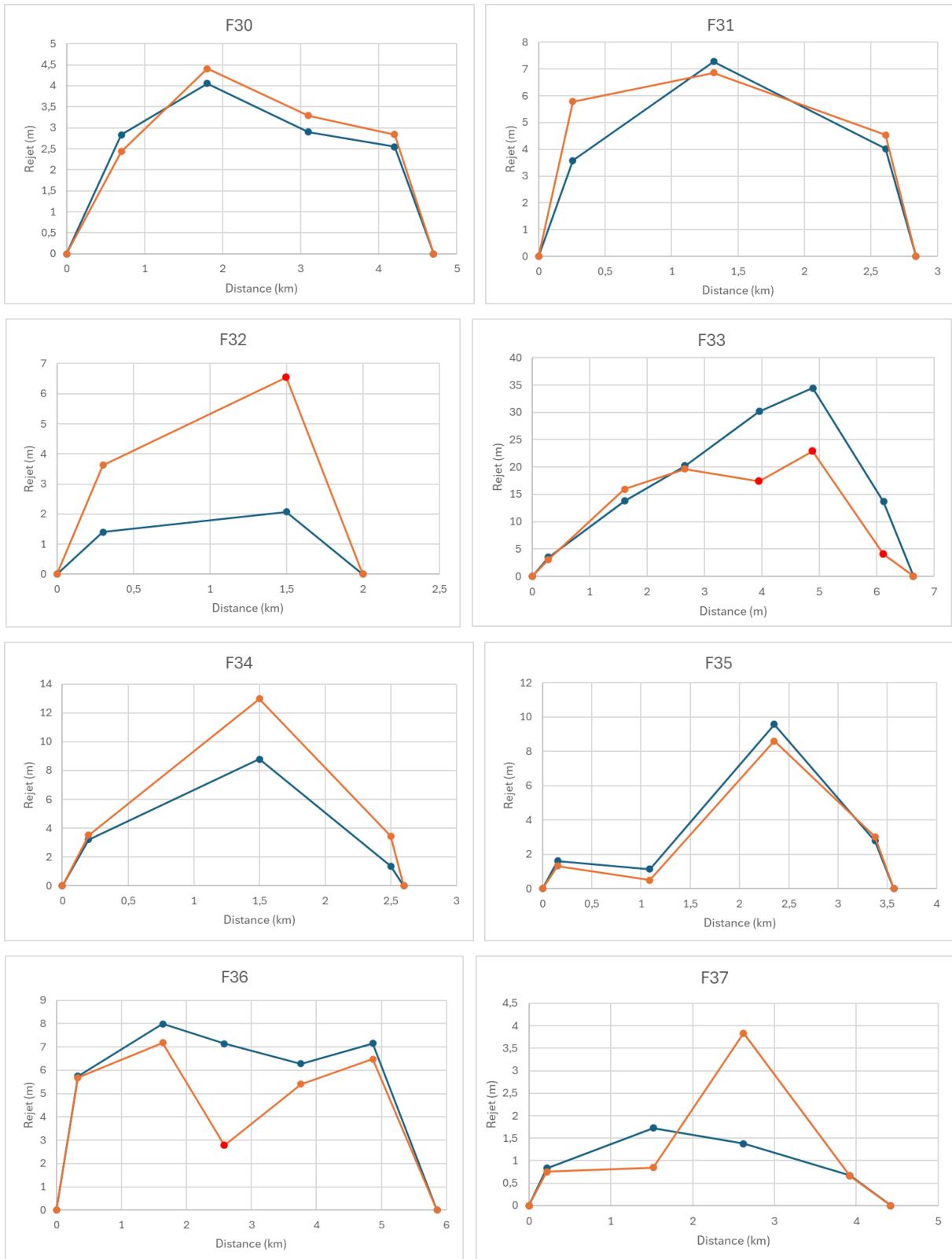
Zygouri, V., Koukouvelas, I. K., Kokkalas, S., Xypolias, P., & Papadopoulos, G. A. (2015). The Nisi Fault as a key structure for understanding the active deformation of the NW Peloponnese, Greece. *Geomorphology*, 237, 142-156. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.09.001>

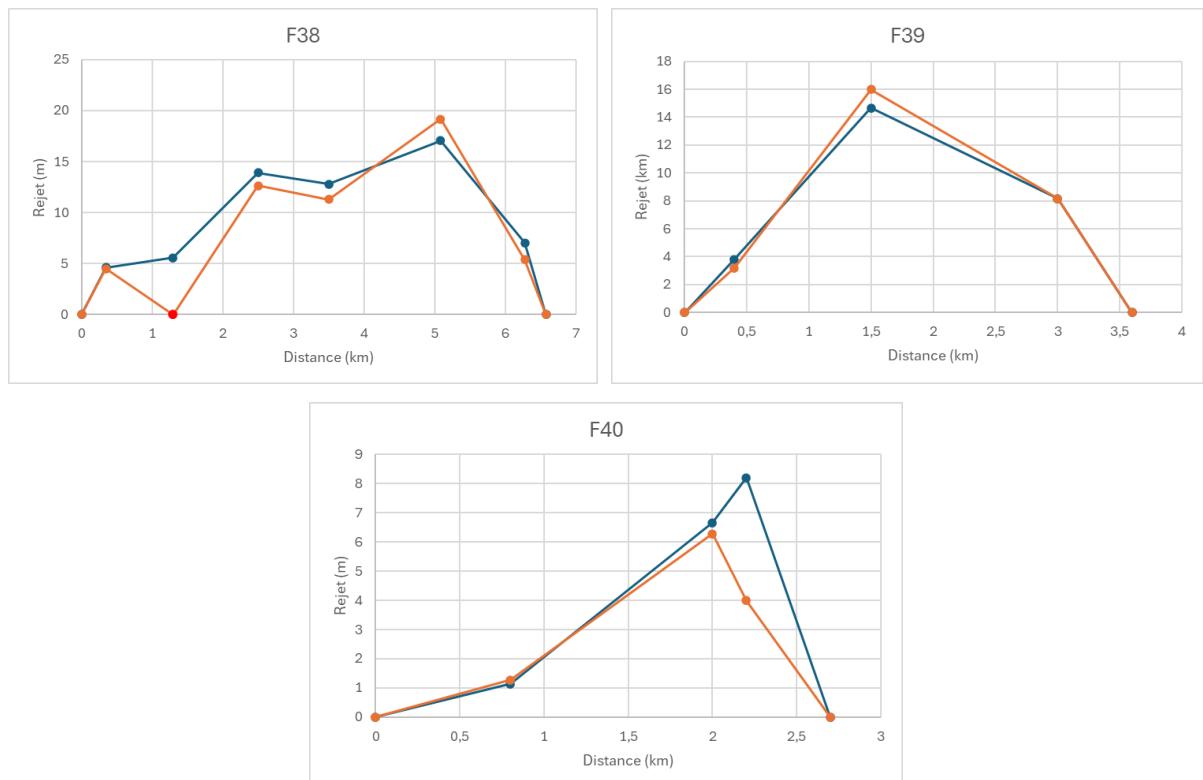
8. Annexes











Annexe A : Profils des rejets verticaux de chaque système de failles (hors système décrochant) d'ouest en est. Ligne bleue – Méthode linéaire ; Ligne orange – Méthode diffusion ; Points rouge : Valeur(s) manquante(s) ou aberrante(s)