



HAL
open science

Cycle sismique et aléa sismique d'un réseau de failles actives : le cas du rift de Corinthe (Grèce)

Aurélien Boiselet

► **To cite this version:**

Aurélien Boiselet. Cycle sismique et aléa sismique d'un réseau de failles actives : le cas du rift de Corinthe (Grèce). Sciences de la Terre. Ecole Normale Supérieure de Paris - ENS Paris, 2014. Français. NNT : 2014ENSUBS25 . tel-01456400

HAL Id: tel-01456400

<https://theses.hal.science/tel-01456400>

Submitted on 4 Feb 2017

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

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

IRSN

INSTITUT
DE RADIOPROTECTION
ET DE SÛRETÉ NUCLÉAIRE

Faire avancer la sûreté nucléaire



ENS

Agence Nationale de la Recherche
ANR
SISCOR



www.cnrs.fr

THESE de l'Ecole Normale Supérieure

pour l'obtention du grade de docteur, spécialité « Sciences
de la Terre »

par

Aurélien BOISELET

**Cycle sismique et aléa sismique d'un
réseau de failles actives : le cas du rift
de Corinthe (Grèce)**

Thèse dirigée par :

H. LYON-CAEN (ENS) / O. SCOTTI (IRSN)

Thèse soutenue le 26 mars 2014 devant le jury composé de :

- | | |
|--|-----------------|
| M. Kris VANNESTE | (Rapporteur) |
| M. Christophe LARROQUE | (Rapporteur) |
| M ^{me} Eleftheria PAPADIMITRIOU | (Examinatrice) |
| M. Pascal BERNARD | (Examineur) |
| M. Laurent BOLLINGER | (Examineur) |
| M. Christophe MARTIN | (Invité) |
| M ^{me} Hélène LYON-CAEN | (Directrice) |
| M ^{me} Oona SCOTTI | (Co-encadrante) |

A Arthur et Amélie

Remerciements :

Ce manuscrit symbolise un travail de plus de 3 ans, et une fin difficile à imaginer. Mais pourtant aujourd'hui je tiens enfin ce graal entre mes mains et je peux remercier les personnes m'ayant accompagnées et soutenues sur ce long chemin plein d'embûches.

Je souhaite tout d'abord remercier les différents membres du jury qui ont accepté de lire et commenter cette thèse. Je voudrais fortement remercier Hélène et Oona de m'avoir encadré durant ces années de thèse, pour leur patience et leur disponibilité à n'importe quel moment et surtout dans les plus critiques. J'ai pu apprendre énormément de choses à vos côtés, qui témoignent du chemin parcouru tout au long de ces années. Je remercie également les membres des groupes SISCOR/CRL, qui ont une part importante dans la réalisation de ce travail.

Je remercie également toutes les personnes que j'ai pu côtoyer durant ces années au sein de l'ENS et du BERSSIN, que ça soit pour les échanges scientifiques mais aussi pour tous les moments de détente qui ont entrecoupé les temps de travail. Je remercie particulièrement mes co-bureaux : Olga qui m'a accompagné du début à la fin (et même jusqu'à Moscou), Sébastien pour les discussions plongées et son aide précieuse en informatique, Amaya qui est parti assez vite et Emilie qui est arrivé trop tard. Je remercie Cedric, pour les fou-rires procurés au travers de l'ami Max. Je remercie le clan de la banane du Beressin (Johann, Luigi, Marine et Louis) pour les bons moments passés au bureau 721. Grâce à vous tous l'ambiance était toujours au beau fixe, ce qui rend toujours plus agréable les journées passées au travail. Je remercie également les différents membres du BERSSIN pour leur disponibilité, leur écoute, leur présence à mes très longs phosphores et le plus important : leur humour. Je remercie en vrac tous les compagnons thésards pour les différents moments passés ensemble qui ont permis d'égayer mes années parisiennes : Céline, Audrey, Emanuela, Kristel, Alexis, Stéphane, Gabriel et Chloé, Marianne, Laureen, Lucas et Pauline, Marine, François, le « petit » Aurélien, Panagiotis, Sergio, Evangelia... (excusez moi si j'oublie du monde). Je remercie également Françoise, pour son aide et sa patience dans mes démarches administratives au sein de l'ENS.

Je tiens également à remercier mes amis les plus proches (Olivier, Pierre, Dany, Nono, Marie, Amandine, Quentin & Agathe, Alex, Vincent...) ainsi que mon frère pour les moments ressourçant qui m'ont permis de me changer les idées. J'ai ainsi pu remplacer mes histoires de thèse par des histoires de bières, cocktails, chinois (enfin plus de chinois avant longtemps) et enterrement de vie de garçon mémorable. Pour tout ça, merci.

Enfin, le plus important de tous, je tiens à remercier ma famille et particulièrement ma femme qui m'a toujours accompagné, poussé, consolé même en étant éloignée de moi. Je te remercie pour ta patience (et oui tu en as un peu quand même malgré ce que je peux dire) et ton soutien. Sans toi, rien ne serait pareil.

Table des matières

Table des matières	5
Liste des figures.....	7
Chapitre 1 : Etat de l'art sur la caractérisation des probabilités d'occurrence des futurs séismes..	20
1.1. Principe de l'analyse de l'aléa sismique.....	21
1.1.1. Définition du modèle de zone source	23
1.1.2. Définition du modèle de récurrence de la sismicité	24
1.1.3. Définition du modèle de probabilité	26
1.2. Détermination des probabilités d'occurrence de séismes selon le niveau de connaissance..	27
1.2.1. Faible niveau de connaissance et/ou sismicité modérée	27
1.2.2. Niveau de connaissance modérée	29
1.2.3. Niveau de connaissance élevé.....	31
1.3. Problématiques et objectifs de la thèse	33
Chapitre 2 : Contexte tectonique et géologique de la zone d'étude.....	36
2.1. La Méditerranée orientale et la Grèce	37
2.1.1. Introduction	37
2.1.2. Tectonique et cinématique de la Méditerranée orientale	39
2.1.3. Modèles de l'extension égéenne.....	41
2.2. Le rift de Corinthe	42
2.2.1. Introduction	42
2.2.2. Morphologie du rift	42
2.2.3. Etudes géodésiques.....	46
2.2.4. Étude de la sismicité et micro-sismicité	46
2.2.5. Etat des lieux des modèles tectoniques et géométrie des failles du rift.....	52
2.2.5.1. Modèles avec détachement de faible pendage.....	52
2.2.5.2. Modèles sans détachement.....	57
2.2.5.3. Conclusions sur l'état des lieux des modèles tectoniques du rift de Corinthe	58
2.3. Caractérisation du modèle de failles et du modèle de déformation associé	59
2.3.1. Définition des failles et géométries considérées.....	59
2.3.1.1. Section C.....	61
2.3.1.2. Section B	62
2.3.1.3. Section A	63
2.3.1.4. Section D.....	64
2.3.1.5. Section E	65
2.3.1.6. Résumé des géométries de failles et pondération.....	66
2.3.2. Estimation des vitesses de déformation associées aux failles à court et long terme.....	67
2.3.2.1. Estimation des vitesses de glissement sur les failles et paramétrages	67
2.3.2.2. Estimations des vitesses de glissement pour les différentes failles considérées.....	70
2.3.2.3. Résumé des estimations de vitesse de glissement sur les failles	77
2.4. Conclusions et perspectives.....	79
Chapitre 3 : Construction d'un catalogue de sismicité homogène en magnitude de moment, M_w.....	80
3.1. Introduction.....	81
3.2. Les catalogues sismologiques disponibles en Grèce	81
3.3. Homogénéisation du catalogue en magnitude de moment, M_w.....	84
3.3.1. Conversion de magnitude de surface (M_s) en magnitude de moment (M_w).....	84
3.3.2. Transformation de magnitude locale (M_l) en magnitude de moment (M_w).....	87
3.3.3. Mise à jour des séismes	89
3.3.3.1. Mise à jour des séismes instrumentaux.....	86
3.4.2.1. Mise à jour des séismes historiques.....	89
3.4. Etude du déclustering du catalogue.....	97
3.4.1. Méthode par fenêtrage.....	97
3.4.2. Méthode par cluster	99
3.4.2.1. Principe de la méthode.....	99
3.4.2.2. Paramétrage de la méthode par cluster	100
3.4.3. Comparaisons des méthodes.....	98

3.5. Détermination des périodes de complétude	107
3.5.1. Méthode de détermination des périodes de complétude	107
3.5.2. Résultats de la détermination des périodes de complétude	108
3.6. Comparaison des différents catalogues	113
Chapitre 4 : Détermination des taux de sismicité en fonction de la magnitude	114
4.1. Caractérisation des sources sismiques	116
4.1.1. Rappel des zonages sismotectoniques existants.....	117
4.1.2. Nouveau zonage sismotectonique.....	118
4.2. Définition des modèles de distribution de la sismicité	123
4.3. Détermination des paramètres de sismicité	126
4.3.1. Détermination des paramètres a et b	126
4.3.1.1. Méthode de Weichert (1980).....	126
4.3.1.2. Résultats et analyses des paramètres de sismicité pour le rift de Corinthe	127
4.3.1.3. Conclusions sur la définition des paramètres a et b.....	131
4.3.2. Estimation de la magnitude maximale (Mmax).....	132
4.3.2.1. Méthodologies	132
4.3.2.2. Résultats	134
4.3.2.3. Etude des cas de rupture simultanée de failles	136
4.3.2.4. Conclusions.....	137
4.4. Estimations des taux de sismicité	142
4.4.1. Résultats pour les zones sismotectoniques.....	142
4.4.2. Résultats au niveau des zones sources définies pour les failles	147
4.4.2.1. Résultats pour la faille d'Aigion	149
4.4.2.2. Résultats pour la faille d'Helike Est.....	153
4.4.3. Résultats des modèles pour les zones sismotectoniques et les failles.....	156
4.4.3.1. Zones sismotectoniques.....	156
4.4.3.2. Failles	157
4.4.4. Comparaisons du modèle avec les données géodésiques et sismologiques.....	160
4.5. Conclusions	164
Chapitre 5 : Détermination des probabilités d'occurrence des séismes (P.O.S.)	165
5.1. Modélisation de la probabilité d'occurrence des séismes	167
5.1.1. Modèle sans mémoire : Poisson.....	167
5.1.2. Modèles à renouvellement ou à mémoire.....	168
5.1.2.1. Modèle Brownian Passage Time (BPT).....	169
5.1.3. Discussion et pondération des paramètres et modèles de probabilités	178
5.2. Résultats et analyses des P.O.S. : modèle de Poisson	183
5.2.1. Résultats pour le modèle de Poisson	183
5.2.2. Analyse de la sensibilité des P.O.S. pour le modèle de Poisson.....	185
5.3. Résultats et analyses des P.O.S. : modèles à mémoire	190
5.3.1. Résultats pour les modèles à mémoire	190
5.3.2. Analyse de la sensibilité des P.O.S. pour les modèles à mémoire.....	195
5.4. Résultats finaux et représentation graphique des P.O.S. pour les 30 prochaines années.	196
5.5. Représentation graphique alternative des résultats	202
5.6. Discussions et conclusions	204
Discussions et conclusions	205
Références	208
Annexe 1 : Fiches signalétiques des principales failles présentes dans la zone du CRL	227
Annexe 2 : Détail des résultats pour les failles et zones sismotectoniques	313
Annexe 3 : Bestiaire des scénarios existants de rupture simultanée	326

Liste des figures

Chapitre 1 :

- Fig. 1.1 : Carte mondiale des zones urbaines en fonction de l'intensité de futurs séismes ayant 1 chance sur 10 de se produire dans les 40 prochaines années. La taille et la couleur des cercles indiquent respectivement la taille de la population et l'estimation de l'intensité d'un futur séisme (<http://www.nytimes.com/interactive/2010/02/24/world/20100224-quake-map.html>, à partir de sources de « Center for International Earth Science Information Network » et « Center for Hazards and Risk Research », Institut de la Terre à l'université de Columbia (EU); Février 2010). 21
- Fig. 1.2 : Domaines d'utilisation des méthodes probabilistes et déterministes pour le calcul de l'aléa sismique suivant la région étudiée (McGuire, 2001). 22
- Fig. 1.3 : Détail des 4 étapes nécessaires à la définition de l'aléa sismique selon l'approche PSHA (Reiter 1990). 23
- Fig. 1.4 : Schémas de zones sources en pointillés A) de manière précise en considérant les failles et B) de manière régionale en considérant une zone sismotectonique. 24
- Fig. 1.5 : A) schéma de la distribution du nombre de séismes en fonction de la magnitude selon Gutenberg et Richter (GR, 1944). Les paramètres a et b décrivent cette loi. B) Exemple de modèle GR tronqué (Ward, 1994). Les carrés correspondent aux taux de sismicité observés dans le sud de la Californie sur 150 ans (Ellsworth, 1990). Les lignes correspondent aux différents modèles développés pour expliquer ces observations. 24
- Fig. 1.6 : A) Comparaison des modèles de récurrence GR tronqué et caractéristique dans leur forme cumulée (Youngs et Coppersmith, 1985). B) Exemple de la distribution de la sismicité pour la faille de Wasatch (Basin & Range USA ; Stein et al., 2012). La sismicité associée à la faille (points verts) est en accord avec un modèle GR, mais les données de paléosismologie (carré vert) impliquent des fréquences plus importantes pour les séismes de magnitude supérieure à ~6.5 que ce qu'un modèle GR peut prévoir. 25
- Fig. 1.7 : Nombre cumulé de séismes en fonction du moment sismique pour les séismes peu profonds du catalogue d'Harvard enregistrés entre 1/1/1977 et le 31/12/2000 pour a) une échelle de moment de 1017-1022 N/m et b) 1020-1022 N/m (Kagan 2002). La figure b permet d'observer en détail les différences entre des distributions GR, caractéristique (points), tronquée (tiretts – Trunc. Pareto) et « tapered » intégrant la Mc (solide – TGR). 25
- Fig. 1.8 : Schéma des modèles de probabilités d'occurrence de séismes avec ou sans effet mémoire. 27
- Fig. 1.9 : Exemple du zonage sismotectonique de la France proposé par Baize et al. (2013). 28
- Fig. 1.10 : Carte des zones sources sismogéniques individuelles (jaune) et des aires sismogéniques (rouge) pour l'Italie (DISS, Basili et al. 2008). La localisation et la magnitude de certains séismes important sont indiquées. 30
- Fig. 1.11 : schéma d'une zone source composite et des paramètres nécessaires à sa caractérisation. 30
- Fig. 1.12 : Type de zone source considérée dans l'étude californienne UCERF 2. Les types A et B sont basés sur les failles (UCERF 2, Field et al. 2009), les sources de type C sont des zones sismotectoniques (<http://sceec.usc.edu/sceecwiki/images/7/77/>). 31
- Fig. 1.13 : Distribution fréquence cumulée/magnitude pour le modèle de séisme nord californien (WGCEP 2007). Les courbes de couleur représentent les modèles de distribution pour les différentes sources de type A à C ainsi que la sismicité de fond (violet). La courbe noire solide représente le résultat total du modèle à l'échelle de la région. La courbe rouge correspond à la sismicité totale observée pour la région d'étude. Les croix rouges représentent l'intervalle de confiance à 95%. 32
- Fig. 1.14 : Exemple de définition des zones sources par cellules de 7km de long (UCERF 3). 32
- Fig.1.15 : Temps de récurrence des séismes en fonction de leur magnitude pour différentes vitesses de déformation correspondant à la situation en France (Clément et al., 2004), à Corinthe (cette étude) et en Californie (UCERF 2 ; WGCEP 2003) d'après Slemmons (1982). Les magnitudes correspondant à la sismicité de fond pour les différentes régions sont en bleu. Les magnitudes cibles des études de définition des P.O.S. basées sur les failles sont représentées en brun. Les magnitudes ciblées en France et à Corinthe sont inférieures aux magnitudes ciblées en Californie. 33
- Fig. 1.16 : Exemple d'arbre logique mis en place dans le projet californien UCERF2 (REF Ned Field présentation). 35
- Fig. 1.17 : Schéma de l'intégration des données (SISCOR et études diverses) dans la détermination des P.O.S. réalisée au niveau de cette thèse. 35

Chapitre 2 :

- Fig. 2.1 : Carte tectonique de la Méditerranée centrale et orientale modifiée par Pérouse et al. 2012, d'après Chamot-Rooke et al. 2005. South. Balk. : Balkans Sud ; Alb.: Albanie; Mac.: Macedoine; Bulg.: Bulgarie; Gre.: Grèce; AP: Plateforme Apulie; HP: Plateau Hyblean; KF: Faille de Cephalonie; TP: Péninsule de Thessalonique; NAT: Traversée Nord Égée..... 38
- Fig. 2.2 : Mécanismes au foyer des séismes présents dans le catalogue d'Harvard CMT entre 1976 et 2013, pour des magnitudes supérieures à 5 et des profondeurs inférieures à 200 km..... 40
- Fig. 2.3 : Synthèse des vitesses GPS provenant de diverses études et les ellipses de confiance (95%) associées (Pérouse et al. 2012). Les vecteurs vitesse ont un code couleur selon leur source: vert, Reilinger et al. (2006); gris sombre, Aktug et al. (2009); magenta, Kotzev et al. (2006); orange, Matev et al. (2012); turquoise, Jouanne et al. (2012); rouge, Floyd et al. (2010); gris clair, Charara (2010); blanc, Charade et Ganas (réseau permanent GPScope, <https://gpscope.dt.insu.cnrs.fr/chantiers/corinthe/>); bleu, Hollenstein et al. (2008); corail, D'Agostino et al. (2008); jaune, D'Agostino et al. (2011a); pourpre, Bennett et al. (2008); noir, Devoti et al. (2011). Les vitesses sont représentées en considérant la plaque Eurasie comme fixe. 40
- Fig. 2.4 : Section de tomographie (A, Pirmalli et Morelli, 2003) et de sismicité (B, Papzachos et al., 2000) à travers la subduction Hellénique et l'Égée (reporté par Agostini et al., 2009). Les points blancs en A correspondent aux hypocentres de séismes de $M \geq 5$, l'encadré noir représente la zone de la section B..... 41
- Fig. 2.5 : Schéma des 3 modèles proposés pour expliquer l'extension de la région égéenne (Agostini et al. 2009). A) migration de la subduction induite par le plongeon de la plaque subductée. Les flèches correspondent aux contraintes d'extension à terre (noir) et en mer (blanc) reportées par Angelier et al. (1982). B) extrusion de l'Anatolie induite par la collision Arabie-Eurasie. Les flèches noires représentent les vecteurs GPS par rapport à l'Europe fixe (d'après McClusky et al. 2000). C) collapse gravitationnel d'une lithosphère sur-épaissie (redessiné d'après Jolivet et al. 2001). 41
- Fig. 2.6 : gauche : Schéma représentant le partitionnement de la déformation sur des failles décrochantes, bloquées sur la gauche. Les zigzags représentent les déformations nécessaires aux extrémités des blocs (Goldsworthy et al. 2002). Droite : Carte montrant les différents bassins d'extension localisés sur la continuité de la FNA (NAF) correspondant à l'étape d) du schéma de gauche (Armijo et al. 1996). Les flèches noires représentent les mouvements actuels en considérant l'Europe fixe. En orange sont représentées les différentes zone d'extension tel que le rift de Corinthe. Les bandes jaunes symbolisent le montant de l'extension dans la région égéenne modélisé par Armijo et al. (1996). 42
- Fig. 2.7 : Carte tectonique et bathymétrique du rift de Corinthe modifiée d'après Bell et al. (2009) et dérivée d'Armijo et al. (1996), Sakellariou et al. (2001), Stefatos et al. (2002), Leeder et al. (2005), McNeill et al. (2005b), Palyvos et al. (2005), Rohais et al. (2007) and Bell et al. (2008). Le cadre en pointillé correspond à la zone d'étude du projet CRL. La topographie est issue de la mission « Shuttle Radar Topography » (<http://srtm.usgs.gov>), et la bathymétrie provient des campagnes de Vassiliou (2003 ; McNeil et al., 2005b) et R/V Maurice Ewing (2001; Zelt et al., 2004). Les cercles représentent les mesures de soulèvement (+) et subsidence (-) réalisées dans le rift (Bell et al., 2009). Les flèches représentent les vecteurs GPS relatifs à la côte sud, de Clarke et al. (1998). 44
- Fig. 2.8 : Schéma structural de la zone égéenne montrant les nappes de la chaîne hellénique (Buick & Holland, 1989 ; Faure et al. 1991 ; Lee & Lister 1992 ; Gautier et al. 1993 ; Gautier & Brun 1994a ; Jolivet et al. 1994, 1996 ; Foster & Lister 1999, in Jolivet et al. 2003, modifié par Backert et al. 2010). La nappe Phyllite-Quartzite est représentée en gris foncé, les ophiolites en vert, les «Cycladic Blueschists» en bleu, la zone de suture en vert pâle, la nappe du Parnasse en hachuré. L'unité Phyllite-Quartzite est exhumée le long d'un détachement (tiretés rouges). Les flèches rouges représentent les directions d'extension de détachements à faible pendage qui exhument des roches de haute pression dans les Cyclades et en Crète. CBS = Cycladic Blueschists, PQ = Phyllite-Quartzite, HP = Haute Pression, HT = Haute Température. 45
- Fig. 2.9 : Schémas interprétatifs de 2 profils sismiques réalisés selon un axe nord-sud au niveau de A) la partie est et B) de la partie centrale du rift. Ces interprétations indiquent que le rift possède un caractère symétrique, surtout au niveau de la partie centrale (Moretti et al. 2003). 45
- Fig. 2.10 : Représentation des taux d'extension au travers du rift de Corinthe à partir de différentes études GPS (Clarke et al., 1998, Briole et al., 2000) reportées par Bell et al. (2011). 46
- Fig. 2.11: Épicentres (Papazachos et al., 2000) et mécanismes aux foyers (catalogue de Harvard) des séismes historiques de $M \geq 6$ et possédant une profondeur inférieure à 30km. Le rectangle en pointillés indique la zone cible du programme SISCOR s'intégrant dans le projet CRL. 47
- Fig. 2.12 : Carte de la sismicité relocalisée, modifiée d'après Lambotte et al. (2013). Les points bleus correspondent à la période 2000-2007, les verts à la crise de 1991, et les rouges aux répliques du séisme de 1995 de $M_s=6,2$ (étoile 1, Bernard et al. 1997). Les autres étoiles correspondent aux épicentres de séismes de $M \geq 5,5$: 2) plus large réplique du séisme de 1995 avec $M_l=5,2$; 3) séisme d'Agios Pandes 1997 ($M_s=5,3$) ; 4 et 5) séismes Efpalio 2010 (Sokos et al., 2012) tous deux de $M_w=5,3$. Les boîtes grises correspondent aux coupes détaillées dans ce chapitre. 48
- Fig. 2.13 : Profils d'orientation O-E de la micro-sismicité et des multiplets et profil S-N de la zone de transition dans la partie ouest du rift (Lambotte et al., 2013). La zone grise symbolise cette zone de transition. 49

Fig. 2.14 : Profils d'orientation S-N de la micro-sismicité et des multiplets pour la section à l'ouest de la zone de transition dans la partie occidentale du rift (Lambotte et al., 2013).....	50
Fig. 2.15 : Profils d'orientation S-N de la micro-sismicité et des multiplets pour la section localisée à l'est de la zone de transition dans la partie occidentale du rift (Lambotte et al., 2013).	51
Fig. 2.16 : Plan de rupture et répliques du séisme de 1995 de M=6,3 (Bernard et al. 1997). Le plan de rupture est déterminé à partir de l'analyse du mécanisme au foyer, des données de sismicité et des déplacements cosismiques obtenus par GPS et interférométrie InSAR.....	52
Fig. 2.17 : Modèle de détachement à faible pendage à partir de la sismicité de Rigo et al. (Rigo et al., 1996, modifié par Backert, 2010).....	53
Fig. 2.18 : Profils topographiques et profils sismiques convertis en profondeur et interprétés pour la partie ouest (haut), centrale (milieu) et est (bas) du rift de Corinthe (Taylor et al., 2011). La micro-sismicité provient de Rigo et al. (1996). La ligne rouge indique la position approximative de l'interface à faible pendage nord (15°) définie par Alperin et al. (2004) utilisant les arrivées des ondes réfractées produites par un air-gun sismique. H= faille d'Helike ; D= faille de Dervini ; X= faille de Xylokastron.	53
Fig. 2.19 : Modèles mécaniques proposés par Lambotte et al. (2013) afin d'expliquer les observations géodésiques et sismologiques obtenues à partir des réseaux CRL. A) modèle avec un glissement uniforme au niveau du détachement. B) modèle avec un taux de déplacement stationnaire au niveau des frontières verticales nord et sud, ainsi qu'un coefficient de friction statique effectif sur le détachement. C) modèle avec une ouverture non élastique localisée sous l'axe du rift.	54
Fig. 2.20 : a) Coupe orientée N-S le long de la vallée de la rivière de Krathis d'après Sorel (2000). b) Modèle d'évolution du golfe de Corinthe d'après Sorel (2000). 1 : Brèche Pléistocène inférieur à début Pléistocène moyen (QBr = Brèches quaternaires). 2 : Dépôts synrifts Pléistocène inférieur à Holocène. 3 : Nappe du Pindos-Olonos (P/O) constituée de plus de 500 m de calcaires sénoniens. 4 : Nappe du Gavrovo-Tripolitsa (G/T). 5 : Groupe de Zarouchla. 6 : Contact stratigraphique. 7 : Chevauchements alpins ou failles normales bloquées. 8 : Détachement de Khelmos (bloqué). 9 : Faille d'Hélike (actuellement active). La ligne en tirets symbolise le profil de la rivière Krathis. À : « Early rift » caractérisé par l'activité de la faille du Khelmos. B à D : progression de l'activité vers le nord jusqu'à l'état actuel et proposition de connexion du détachement de Khelmos avec la faille sismique à faible pendage sous le Golfe. 1 : «Socle» alpin. 2 : Sédiments synrifts. 3 : Microséismes. G et A localisent par projection sur la coupe respectivement les séismes de Galaxidi et d'Aigion.....	56
Fig. 2.21 : a) Évolution du Golfe de Corinthe selon Westaway (1998, modifié par Backert et al. 2010) proposant une relation entre les processus de surface et le champ de contraintes appliqué au Golfe de Corinthe. La dimension des flèches blanches correspond aux taux de flux généré par les processus de surface. Le processus peut se reproduire jusqu'à ce qu'il n'y ait plus de sédiment sur le «footwall» (image d). b) Interprétation de la coupe de la vallée de la rivière Krathis (Sorel, 2000) par Westaway (2002). L'auteur montre ainsi qu'il est possible d'expliquer toutes les structures observées en surface sans faire appel à un détachement à faible pendage et en s'inspirant de l'évolution de failles normales. Il est intéressant de comparer avec la coupe de la figure 2.19.a (la légende est la même).....	57
Fig. 2.22 : Scénarios possibles pour la rupture de 1995 reliée à la faille d'Helike Est (Lambotte et al. 2013). A) faille aveugle en mer ; B) rupture reliée à la faille d'Helike Est ; C) géométries proposées par Sorel (2000) et Taylor et al. (2011).....	58
Fig. 2.23 : Schéma des deux hypothèses de modèle de failles prises en compte pour la détermination des P.O.S. Le modèle 1 est caractérisé par une indépendance de ces failles. Le modèle 2 est caractérisé par la connexion des failles en profondeur avec celles en surface au travers de l'essaim de sismicité. La sismicité correspond à la micro-sismicité entre 2000 et 2007 relocalisée par Lambotte et al. (2013). EHF : faille Helike Est ; WcF : faille West Channel.....	59
Fig. 2.24 : Carte tectonique des principales failles présentes dans la partie Ouest du rift par Meyer et Ford (2013, communication SISCOR). Les taux d'extension de chaque segment sont définis à partir de la géodésie (Elias et Briole, communication SISCOR 2012).	60
Fig. 2.25 : Carte montrant la migration dans le temps des failles actives (Ford et al. 2012 et Ford, communication SISCOR). Les différentes couleurs représentent l'âge d'initiation des failles. Les lignes solides correspondent aux failles considérées comme étant actives aujourd'hui, en pointillé les failles faiblement actives.....	61
Fig. 2.26 : Coupes représentant le modèle de failles considéré pour la section C et la sismicité relocalisée associée. La micro-sismicité correspond à la période 2000-2007 en bleu, répliques du séisme de 1995 en rouge et la crise de 1991 en vert d'après Lambotte et al. (2013).	62
Fig. 2.27 : Coupe représentant le modèle de failles considéré pour la section B et la sismicité relocalisée associée. La micro-sismicité correspond à la période 2000-2007 en bleu, répliques du séisme de 1995 en rouge et la crise de 1991 en vert d'après Lambotte et al. (2013).	63
Fig. 2.28 : Coupes représentant les deux modèles de failles considérés pour la section A et la sismicité relocalisée associée. A) Géométrie selon le modèle de failles déconnectées. B) Géométrie selon le modèle de failles connectées. La micro-sismicité correspond à la période 2000-2007 en bleu, répliques du séisme de 1995 en rouge et la crise de 1991 en vert d'après Lambotte et al. (2013).....	63

Fig. 2.29 : Coupes représentant les deux modèles de failles considérés pour la section D et la sismicité relocalisée associée. Il s'agit de la première section localisée dans la ZE définie par un faible taux de sismicité (Lambotte et al. 2013). A) Géométrie selon le modèle de failles déconnectées. B) Géométrie selon le modèle de failles connectées. La microsismicité correspond à la période 2000-2007 en bleu, répliques du séisme de 1995 en rouge et la crise de 1991 en vert d'après Lambotte et al. (2013).....	65
Fig. 2.30 : Coupe schématique de la section E autour de Dervini et East Channel (Meyer, communication SISCOR). Les géométries sont issues de l'analyse des profils sismiques de Taylor et al. (2011). Les étoiles correspondent aux hypocentres des séismes de 1965, 1970 et 1997 (Baker et al. 1997).....	66
Fig. 2.31 : Schéma du premier nœud de l'arbre logique correspondant aux hypothèses intégrées dans le calcul P.O.S. pour le modèle de faille. Ce schéma correspond aux failles affectées par le choix du modèle (ex : Helike Est), les autres ne subissant aucun d'impact ont une seule branche à ce niveau. Les chiffres correspondent à la pondération attribuée à chaque branche.....	66
Fig. 2.32 : A) Modèle 2D de la faille d'Aigion basé sur la synthèse de données existantes (modifié d'après Apostolidis et al. 2006). Le déplacement vertical total est entre 185 et 230m (Cornet et al. 2004 ; Place et al. 2007 ; Apostolidis et al. 2006), ce qui génère, en prenant en compte un soulèvement du toit de 80-85 m, un rapport FU/HS de 1/1,3 à 1,6. B) Carte topographique de la zone d'étude avec la localisation des différents forages et le tracé de la coupe présentée en A (Apostolidis et al. 2006). C) Coupe stratigraphique des premiers mètres de profondeur obtenue à partir d'informations géologiques et de profils géotechniques sur les forages existants de CORSSA, B1 et B2 (Apostolidis et al. 2006).....	69
Fig. 2.33 : Taux de déplacement cumulés sur le long terme, calculés pour les murs des failles A) d'Helike Est et B) Ouest et C) la faille d'Aigion (modifié d'après DeMartini et al. 2004). Les taux ont été obtenus par corrélation des altitudes des terrasses marines avec les hauts niveaux marins des courbes eustatiques du Pléistocène supérieur. L'échelle horizontale est arbitraire.....	73
Fig. 2.34 : A) Coupe interprétée du littoral en subsidence, du déplacement total du socle et des mesures de sauts stratigraphiques utilisés pour la détermination des vitesses de glissement à différentes périodes (Bell et al. 2008). B) Tableau des déplacements et âges associés pour la faille d'Eratini Nord d'après Bell et al. (2008). Les vitesses de glissement sont modifiées en fonction du pendage et ratio FU/HS utilisés. C) Tableau récapitulatif des estimations de vitesse de glissement en mm/an, pour les failles d' Eratini Nord et Sud, West et East Channel pour différentes périodes, d'après Bell et al. (2008) et modifié avec l'intégration de nouveaux pendage et ratio. Les couleurs représentent le niveau de confiance : plus la couleur est foncée et plus le niveau de confiance est faible.....	75
Fig. 2.35 : Carte de la sismicité entre 2005 et avril 2010 considérée pour l'estimation de la vitesse de glissement sur le plan en profondeur symbolisé par le rectangle noir.....	76
Fig. 2.36 : Schéma des premiers nœuds de l'arbre logique, intégrant le modèle de faille (ici pour plusieurs hypothèses de géométrie, ex. de la faille d'Helike Est) et le modèle de déformation associé.....	79
Table 2.1 : Tableau récapitulatif des géométries des principales failles présentes dans le rift de Corinthe, selon que l'on considère le modèle connecté ou déconnecté.....	67
Table 2.2 : Bilan des estimations de vitesses de glissement pour les failles considérées dans cette étude, suivant la période de temps correspondant à leur estimation.....	78
Table 2.3 : Comparaisons de l'extension horizontale produite par le cumul de l'extension de chaque faille et de l'extension géodésique (Elias et Briole, com. SISCOR 2012) pour les différentes sections d'orientation NS.....	79

Chapitre 3 :

- Fig. 3.1 : Cartes des stations composant les différents réseaux sismologiques de Grèce. Rouge : NOA ; vert : université d'Athènes (incluant quelques stations de CRL) ; bleu : université de Thessalonique ; jaune : université de Patras (<http://bbnet.gein.noa.gr/HL/>, juin 2013). 83
- Fig. 3.2 : A) Localisation des séismes utilisés pour déterminer la relation Ms-Mw. B) Relation entre Ms et Mw établie à partir de la sismicité mondiale : 13 591 séismes sont issus du catalogue ISC et 12 714 du catalogue NEIC (Scordilis et al., 2002). Les populations de séismes pour chaque magnitude sont représentées par des cercles de différentes tailles. 84
- Fig. 3.3 : régression Ms/Mw basée sur les événements du catalogue GCMT (en Mw) et les événements en Ms de l'ISC-GEM (<http://www.isc.ac.uk/iscgem/overview.php>, 2012). 85
- Fig. 3.4 : A) Comparaison de Ms et Mw pour les séismes communs au catalogue de NOA (1950 à 1965) et au catalogue de Thessalonique. Les points en gris représentent l'ensemble des données et en noir la moyenne des Mw pour chaque Ms avec l'incertitude et la population associée. La courbe bleue foncée correspond à la relation définie par Papazachos et al. (1997), la verte à celle définie par Scordilis et al. (2006) et la courbe bleue claire à la relation issue du site de l'ISC (<http://www.isc.ac.uk/iscgem/overview.php>; 2012). La courbe rouge représente la relation Ms=Mw qui explique le mieux les données issues des deux catalogues. B) Carte de la répartition des événements utilisés pour cette corrélation. 86
- Fig. 3.5 : A) Carte des épicentres des 516 séismes de profondeur inférieure à 40 km (cercle rouges) et des 60 séismes de profondeur intermédiaire, entre 40 et 170 km, utilisés pour la définition des relations entre MI et Mw (Roumeliotti et al. 2010). B) Mw versus MI de NOA (Roumeliotti et al. 2010). 87
- Fig. 3.6 : A) Comparaison entre les estimations de magnitude MI du catalogue de NOA et M du catalogue de Thessalonique pour les séismes communs de la période 1966 à aujourd'hui. Les points en gris représentent l'ensemble des données et en noir la moyenne des Mw pour chaque MI avec l'incertitude et la population associée. Les courbes de couleurs correspondent aux différentes relations publiées. La courbe noire représente la référence MI=Mw. La courbe rouge, représentant l'eq. 3.7, est celle qui définit le mieux les données issues des deux catalogues. B) Cartes de la répartition des événements utilisés pour cette corrélation. 88
- Fig. 3.7 : A) Distance entre la localisation des séismes dans le catalogue d'origine et celle reportée dans la publication de Baker et al, (1997). B) Profondeurs des séismes dans le catalogue (bleu) et celle reportée dans la publication de Baker et al, (1997, rouge). C) Différences entre les magnitudes de moment converties à partir du catalogue d'origine et les magnitudes de moment calculées à partir des publications. Les étoiles noires correspondent aux séismes localisés dans le rift de Corinthe. 90
- Fig. 3.8 : A) Localisation et magnitude des séismes historiques selon Papazachos et Papazachou (2003) en bleu ; SHEEC (2012) en vert et SISCOR (2013) en rouge/orange. Les séismes en orange correspondent aux événements en bleu du tableau 3.5, caractérisés par une seule information de dégâts à Nafpacktos. B) Carte des séismes historiques définis par SISCOR associés au nombre d'informations (IDP) les caractérisant (voir tableau 3.5). 96
- Fig. 3.9 : Schéma du principe de l'identification des répliques et précurseurs par un fenêtrage spatial et temporel (Gardner et Knopoff, 1974) dont l'extension est déterminée à partir de la magnitude du séisme possédant la magnitude la plus forte. 97
- Fig. 3.10 : Fenêtrage spatial (gauche) et temporel (droite) en fonction de la magnitude à partir des relations de Gardner et Knopoff (1974) en rouge, Uhrhammer (1986) en vert et Grünthal (2009) en bleu. 98
- Fig. 3.11 : Schéma du principe de l'identification des répliques et précurseurs par la méthode de cluster (Reasenberg, 1985). Les séismes sont regroupés dans un même cluster par une suite de connections définies par une zone d'influence spatiale et temporelle basée sur la magnitude. Dans un même cluster seront intégrées les répliques d'un choc principal, ainsi que les répliques de secondes générations générées par ces répliques de première génération. . 99
- Fig. 3.12 : Carte des répliques et précurseurs du séisme du 08/06/2008 (M=6,8) obtenue à partir de l'algorithme de Reasenberg pour une Mmin=1. 101
- Fig. 3.13 : Distribution temporelle de la population cumulée autour du rift de Corinthe (profondeur inférieure à 30 km), pour des magnitudes $\geq 3,5$. La courbe noire représente le catalogue d'origine, les séismes majeurs sont liés à une augmentation rapide du nombre de séismes due à la présence de répliques. La courbe bleue représente la distribution après un traitement de déclustering basé sur les paramètres standard (Schorlemmer et Gerstenberger 2007 ; VanStiphout et al, 2010). La courbe rouge représente la distribution après déclustering avec les paramètres finaux sélectionnés. 102
- Fig. 3.14 : A à D) Distribution spatio-temporelle de la sismicité du rift de Corinthe (profondeur inférieure à 30 km et $M \geq 3,5$) Les séismes sont projetés sur un axe est-ouest. En A) catalogue d'origine ; B) catalogue après déclustering selon la méthode de Reasenberg (1985) ; C) catalogue après déclustering selon la méthode de Grünthal (Burkhard et Grünthal 2009) ; D) catalogue après déclustering selon la méthode d'Uhrhammer (1986) ; E) Distribution temporelle de la population cumulée pour les différents catalogues déclustérés pour des $M \geq 3,5$ 103
- Fig. 3.15 : Distribution spatio-temporelle des clusters associés au séisme du 8 juin 2008 de magnitude Mw = 6,7 avec à gauche le cluster défini par la méthode de Grünthal (Burkhard et Grünthal, 2009), au centre par la méthode

d'Uhrhammer (1986) et à droite par la méthode de Reasenberg (1985). Les points verts correspondent aux précurseurs ; les bleus aux répliques ayant eu lieu dans l'année suivant le séisme ; les violets aux répliques ayant lieu entre 1 et 2 ans après le séisme et en orange pour ceux ayant eu lieu plus de 2 ans après le séisme.....	104
Fig. 3.16 : Comparaison de la décroissance temporelle du nombre de séismes considérés comme des répliques du séisme du 08 juin 2008 (M=6,8) selon les 3 méthodes de déclustering utilisées : Grünthal, Uhrhammer et Reasenberg. Ces lois sont établies à partir du nombre de répliques définis le premier jour par les différentes méthodes de déclustering.....	105
Fig. 3.17 : Analyse des résultats en terme de nombre cumulé de séismes obtenus selon différentes méthodes de déclustering lors de l'étude comparative réalisée par Van Stiphout et al. (2010). La courbe rouge correspond au catalogue d'origine, la courbe bleue aux résultats obtenus par la méthode de Reasenberg, la courbe orange par la méthode de Gardner et Knoppof, la courbe noire par le modèle ETAS développé par Zhuang et al. (2005), la courbe grise par le modèle ETAS développé par Marsan et al. (2008).....	105
Fig. 3.18 : Arbre logique mis en place pour l'étude avec l'incorporation des catalogues déclusterés selon les différents algorithmes considérés et les pondérations associées.....	106
Fig. 3.19 : Détermination de la magnitude de complétude à partir du catalogue de sismicité sélectionné autour du rift de Corinthe et de ses environs pour une profondeur inférieure à 30km.....	107
Fig. 3.20 : Schéma de la méthode « linéaire » de détermination de la période de complétude.....	108
Fig. 3.21 : Définition des périodes de complétude par la détermination de la linéarité de la distribution cumulée de séismes par gamme de magnitudes, pour une zone définie autour du rift de Corinthe. La figure contient les gammes de magnitudes comprises entre 3,5 et 5,5. Les couleurs correspondent aux différentes méthodes de déclustering utilisées : noir=aucun ; bleu = déclustering selon Reasenberg et al, 1985; rouge = déclustering selon Burkhard et Grünthal (2009) ; vert = déclustering selon Uhrhammer (1986).	111
Fig. 3.22 : Définition des périodes de complétude par la détermination de la linéarité de la distribution cumulée de séismes par gamme de magnitudes, pour une zone définie autour du rift de Corinthe. La figure contient les gammes de magnitudes de pas 0,5 pour des M≥6. Les couleurs correspondent aux différentes méthodes de déclustering utilisées; bleu : déclustering selon Reasenberg et al (1985) ; rouge: déclustering selon Burkhard et Grünthal (2009) ; vert : déclustering selon Uhrhammer (1986).....	112
Fig. 3.23 : Comparaison des taux de sismicité cumulés pour l'ouest du rift de Corinthe (profondeur ≤30km) pour les différents catalogues inclus dans la construction du nouveau catalogue. Le catalogue de micro-sismicité est reporté en bleu, le catalogue SHEEC (2012) en gris, le catalogue combiné NOA/Thessalonique sans les mises à jour en vert, et en rouge le catalogue NOA/Thessalonique avec les mises à jour instrumentale et historique discutées dans le texte. ...	114
Table 3.1 : Tableau des différents critères testés pour sélectionner les séismes communs aux deux catalogues pour caractériser la relation entre Ms et Mw. ΔTemps indique la différence de temps origine, ΔM la différence entre les magnitudes de chaque catalogue, Δ Localisation la différence de localisation en degré.....	85
Table 3.2 : Tableau des différents critères testés pour sélectionner les séismes communs aux deux catalogues pour caractériser la relation entre MI et Mw.....	88
Table 3.3 : 1= Baker et al. 1997, 2 = Liotier 1989, 3= Taymaz et al, 1991, 4=Hatzfeld et al 1996 (a,b), 5=Bernard et al, 1997. Les séismes encadrés en rouge sont localisés dans le rift de Corinthe.....	91
Table 3.4 : Localisation et magnitude déterminées par Papazachos et Papazachou (2003) et SHEEC (2012) pour les séismes étudiés par SISCOR.....	93
Table 3.5 : Mise à jour des séismes historiques par le groupe SISCOR (Albini, Rovida et Locati, 2013). Pour chaque séisme (lorsque c'est possible) est reporté le nombre de lieux reportant une intensité (IDPs) et l'intensité maximale correspondante (Imax) avec l'échelle associée (Isc). Les événements en bleu correspondent à des séismes localisés à partir de dommages reportés au niveau de la ville de Nafpaktos. Les nouvelles localisations et magnitudes sont calculées à partir de la distribution et des valeurs d'intensité. Les événements en rouge correspondent à des séismes dont l'existence est remise en question et qui sont supprimés du catalogue.	95
Table 3.6 : Tableau récapitulatif des paramètres standard de la méthode de déclustering de Reasenberg (1985) et valeurs utilisées dans le centre de test RELM en Californie (Schorlemmer et Gerstenberger 2007).	100
Table 3.7 : Périodes de complétude par gamme de magnitudes de 0,5 à l'échelle de la Grèce pour le catalogue construit et les différents catalogues déclusterés.....	109
Table 3.8 : Périodes de complétude par gamme de magnitudes de 0,5 à l'échelle du rift de Corinthe pour le catalogue homogénéisé et les catalogues déclusterés.....	110
Table 3.9 : A) Périodes de complétude par classe de magnitudes pour la Grèce utilisées pour l'étude de risque sismique de Papaioannou et Papazachos (2000). B) Périodes de complétude par classe de magnitudes pour la zone Egée dans le projet SHARE (www.share-eu.org ; juin 2013).	110
Table 3.10 : Limite inférieure et supérieure de l'incertitude correspondant à un écart type, pour un nombre de données N inférieur à 10 événements (Weichert 1980).	113

Chapitre 4 :

- Fig. 4.1 : Carte des séismes de $M \geq 5,5$ pour des périodes de temps jugées complètes (cf. chap.3) et distribution temporelle de la sismicité en fonction de la longitude. Les failles principales générant la sismicité (en gras) sont supposées localisées sur la côte sud et de pendage nord. Les limites entre les failles sont reportées sur le graphique de la distribution temporelle de la sismicité. 117
- Fig. 4.2 : A) Zonage sismotectonique de la Grèce proposé par Papaioannou et Papazachos (2000). Le rift de Corinthe est subdivisé en 3 zones (42, 43 et 44). B) Zonage sismotectonique utilisé par SHARE. Les séismes du catalogue de sismicité déclusteré SHEEC (www.share-eu.org, juin 2013) sont également représentés. Les zones correspondant au rift de Corinthe sont surlignées en rouge. 118
- Fig. 4.3 : A) Carte de densité de la sismicité de $M \geq 4$ au niveau du rift de Corinthe à partir du catalogue complet d'origine (profondeur < 30 km). B) Carte de densité de la sismicité au niveau du rift de Corinthe à partir du catalogue déclusteré (ex. Reasenber 1985) paramétré pour la région. Les lignes pointillées correspondent à des failles présentes à l'extérieur du rift et non détaillées dans cette étude. 119
- Fig. 4.4 : Carte de la micro-sismicité relocalisée enregistrée par le réseau du CRL (modifié d'après Lambotte et al. 2013). Les points bleus correspondent à la période 2000-2007, les verts à la crise de 1991, et les rouges aux répliques du séisme de 1995 de $M_s=6,2$ (Bernard et al. 1997). La zone blanche d'orientation NS correspond à la zone de transition telle que définie par Lambotte et al. (2013). Les différentes sections considérées sont reportées sur la carte, ainsi que les stations du réseau sismologique (triangles). 120
- Fig. 4.5 : Taux d'extension reportée le long des sections NS recoupant l'axe du rift de Corinthe (Briole et al. com. SISCOR 2013). 121
- Fig. 4.6 : Carte représentant une synthèse de la migration des failles (Ford et al. 2012 et Ford, communication SISCOR). Les différentes couleurs représentent l'âge d'initiation des failles. Les traits pleins correspondent aux failles considérées comme étant actives, les pointillés les failles faiblement actives. 122
- Fig. 4.7 : Carte des mécanismes au foyer et des mouvements relatifs associés pour la région située à l'ouest du rift de Corinthe (Sokos et al. 2012). 122
- Fig. 4.8 : Schéma de la distribution de Gutenberg-Richter (GR) selon sa forme discrète (A, eq. 4.1) et sa forme cumulative (B, eq. 4.2) d'après Wesnousky (1994). Le paramètre b correspond à la pente de la distribution. 124
- Fig. 4.9 : A) Distribution de la sismicité pour une faille établie à partir de données sismologiques et géologiques (Youngs et Coppersmith 1985 d'après Schwartz et Coppersmith 1984). B) Schéma du modèle de Youngs et Coppersmith pour la forme discrète et C) pour sa forme cumulée (Wesnousky 1994). 125
- Fig. 4.10 : Evolution du paramètre b déterminé par la méthode de Weichert (1980) pour différentes M_{min} (1,5 / 4 / 4,5) pour les catalogues de sismicité de la zone ouest, déclusterés selon la méthode de Reasenber. Les pointillées représentent les incertitudes des paramètres a et b 129
- Fig. 4.11 : Comparaison des valeurs de a et b pour la zone sismotectonique définie dans le projet SHARE. Les couleurs représentent les différents catalogues considérés : bleu = catalogue SHEEC publié par SHARE et déclusteré par l'algorithme de Reasenber (1985) ; vert = catalogue construit dans cette étude et déclusteré selon l'algorithme de Reasenber (1985) ; rouge = même catalogue mais déclusteré selon l'algorithme de Grünthal (2009) ; noir = résultats publiés par SHARE. 131
- Fig. 4.12 : Exemple d'arbre logique considéré dans cette étude, jusqu'à la détermination de différents paramètres a et b selon la M_{min} considérée. Les pondérations associées sont discutées plus loin dans ce chapitre. 132
- Fig. 4.13 : Effet de la variation de M_{max} (μ) sur une relation de récurrence pour une faille (Youngs et Coppersmith 1985). 134
- Fig. 4.14 : Carte de la sismicité ($M \geq 5,5$) du rift de Corinthe issue du catalogue construit pour cette étude. Les magnitudes sont précisées pour les séismes de $M \geq 6$ localisés dans les deux zones sismotectoniques (cadres gris). Les séismes en rouge correspondent aux séismes instrumentaux, en bleu aux séismes historiques présents dans la période de temps complète, et en vert les séismes antérieurs à cette date de complétude. 134
- Fig. 4.15 : Vision temporelle de la sismicité permettant la distinction entre deux événements selon le type de séisme considéré : instrumental, historique ou paléoséisme. 137
- Fig. 4.16 : Résumé des observations des discontinuités géométriques des failles ayant générées simultanément ou consécutivement un séisme. Les figurés blancs correspondent aux distances entre deux failles ayant rompu simultanément et donc favorisé la propagation de la rupture. Les figurés noirs correspondent aux distances entre les failles n'ayant pas rompu, distances empêchant la propagation de la rupture. 138
- Fig. 4.17 : Proportions du nombre d'observations de propagation/arrêt (blanc/noir) de la rupture selon la distance séparant deux failles. 139
- Fig. 4.18 : Cartes des scénarios hypothétiques de ruptures multiples selon la valeur de la distance critique considéré : A) $D_{crit}=5$ km entre les failles, B) $D_{crit}=1,5$ km entre les failles. Les couleurs représentent les différents groupes de scénarios possibles selon la valeur D_{crit} considérée. ECF : East Channel Fault ; WCF : West Channel Fault. 140
- Fig. 4.19 : Schéma de l'arbre logique pour les zones sismotectoniques (haut) et les failles (bas) pour la M_{max} , avec les pondérations associées. Les paramètres b pour les deux cas sont issus de la définition de la zone sismotectonique. 142

- Fig. 4.20 : Comparaison des résultats des modèles (GR à gauche et YC à droite) pour la zone sismotectonique ouest, selon la M_{min} considérée. Chaque courbe grise correspond au résultat obtenu par une branche de l'arbre logique. Les points bleus correspondent au catalogue déclusteré selon l'algorithme de Reasenberg (1985) ; les points rouges au catalogue déclusteré selon l'algorithme de Grünthal (2009) ; et les points verts à l'algorithme d'Uhrhammer (1986).
..... 143
- Fig. 4.21 : Comparaison des temps de récurrence pour la zone sismotectonique ouest, issus des catalogues de sismicité (déclusteré selon les méthodes de Reasenberg/Uhrhammer/Grünthal) avec les résultats pour des modèles de distribution de Gutenberg-Richter (GR en bleu) ou Youngs & Coppersmith (YC en rouge), selon les paramètres a et b définis pour différentes M_{min} : A) $M_{min}=1,5$; B) $M_{min}= 4,0$ et C) $M_{min}=4,5$. Les taux de récurrences sont comparés pour des $M \geq 5,5$ (haut) et $M \geq 6$ (bas). Aucun évènement de $M \geq 6,5$ n'est présent dans cette zone sismotectonique pour la période complète..... 145
- Fig. 4.22: Comparaison des modèles obtenus pour chaque branche de l'arbre logique construit et de leur médiane/moyenne pondérée avec les taux de sismicité selon les différentes méthodes de déclustering, pour les zones sismotectonique ouest (haut) et est (bas)..... 146
- Fig. 4.23 : Arbre schématisant le calcul des taux de sismicité de la zone ouest à partir des différentes failles présentes et hypothèses de géométries et ruptures simultanées. Psatho. : faille de Psathopyrgos ; Neos. : faille de Neos-Erineos ; Mara. : faille de Marathias ; Trizo. : faille de Trizonia ; Helike O. : faille d'Helike Ouest. 148
- Fig. 4.24: Résultats pour chacune des branches de l'arbre logique construit pour la seule faille d'Aigion. Les courbes bleues claires correspondent au modèle GR et vertes au modèle YC. La moyenne et les écarts types sont en bleu foncé, et la médiane et 16e/84e percentile en rouge. Les taux des séismes de forte magnitude sont déduits des données de paléosismologie (Pantosti et al. 2004) présentées en noires et des données du catalogue en brun (voir texte). 149
- Fig. 4.25 : Arbres logiques construits pour la faille d'Aigion afin d'intégrer les différents paramètres et hypothèses permettant l'estimation des taux de sismicité en fonction de la magnitude et amenant à la détermination des P.O.S.
..... 150
- Fig. 4.26: Résultats pour chacune des branches de l'arbre logique construit pour la faille d'Aigion, en prenant en compte les scénarios de ruptures simultanées de plusieurs failles. Les courbes bleues claires correspondent au modèle GR et vertes au modèle YC. La moyenne et les écarts types sont en bleu foncé, et la médiane et 16e/84e percentile en rouge. Les taux des séismes de forte magnitude sont déduits des données de paléosismologie (Pantosti et al., 2004) présentées en noires et des données du catalogue en brun (voir texte). 151
- Fig. 4.27: Carte de la distribution de la micro-sismicité du catalogue CRL et de la sismicité du catalogue construit dans le chapitre 3. L'encart correspond à la sismicité sélectionnée au niveau de la faille d'Aigion pour l'estimation des taux de sismicité de faible magnitude le long de cette faille..... 152
- Fig. 4.28: Comparaison des modèles de sismicité de la faille d'Aigion issus de l'arbre logique et de la sismicité et micro-sismicité localisée dans les alentours (non déclusteré). 153
- Fig. 4.29: Arbres logiques construits pour la faille Helike Est afin d'intégrer les différents paramètres et hypothèses permettant l'estimation des taux de sismicité en fonction de la magnitude et amenant à la détermination des P.O.S
..... 154
- Fig. 4.30: Résultats pour chacune des branches de l'arbre logique construit pour le scenario simple d'Helike Est. Les courbes bleues claires correspondent au modèle GR et vertes au modèle YC. La moyenne et les écarts types sont en bleu foncé, et la médiane et 16e/84e percentile en rouge. Les taux des séismes de forte magnitude sont déduits des données de paléosismologie (Koukouvelas et al. 2005) présentées en noires et des données du catalogue en brun (voir texte). 155
- Fig. 4.31: Résultats pour chacune des branches de l'arbre logique construit pour la faille d'Helike Est, en prenant en compte tout l'arbre logique d'Helike Est avec les scénarios de ruptures multiples. Les courbes bleues claires correspondent au modèle GR et vertes au modèle YC. La moyenne et les écarts types sont en bleu foncé, et la médiane et 16e/84e percentile en rouge. Les taux des séismes de forte magnitude sont déduits des données de paléosismologie (Koukouvelas et al. 2005) présentées en noires et des données du catalogue en brun (voir texte).... 155
- Fig. 4.32: Variations des estimations de temps de retour d'un séisme de $M \geq 5,5 / 6 / 6,5$ pour la zone sismotectonique ouest, selon les différents paramètres et incertitudes présents dans l'arbre logique. Ces estimations sont réalisées sans aucune pondération. 157
- Fig. 4.33: Variations des estimations de temps de retour d'un séisme de $M \geq 5,5 / 6 / 6,5$ pour la faille de Pyrgos, selon les différents paramètres et incertitudes présents dans l'arbre logique. Ces estimations sont réalisées sans aucune pondération. 160
- Fig. 4.34: Comparaison des taux de sismicité de la zone sismotectonique ouest déduits de différentes méthodes. La courbe bleue est estimée à partir de la déformation géodésique et les points bleus à partir de la sismicité issue du catalogue complet. La courbe rouge correspond à la somme des modèles de failles de la zone. Le point noir est issu de la paléosismologie déterminée uniquement pour la faille d'Aigion (d'après Pantosti et al. 2004). 162
- Fig. 4.35: Estimation de la M_{max} qui permettrait une cohérence totale entre les taux de sismicité « géodésiques » et « sismologiques » déduits pour la zone ouest : modèle de sismicité Gutenberg-Richter (haut), modèle de sismicité Youngs et Coppersmith (bas). 164

Table 4.1 : Valeurs des paramètres a et b pour la zone sismotectonique ouest obtenues à partir de la méthode de Weichert, pour le catalogue CRL et le nouveau catalogue SISCOR et selon la méthode de déclustering considérée et la Mmin associée. Ces résultats sont accompagnés du nombre d'évènements présents dans le catalogue. Les résultats pour l'algorithme de Grünthal sont obtenus à partir de régressions linéaires.....	128
Table 4.2 : Valeurs des paramètres de sismicité a et b pour les zones sismotectoniques ouest et est, ainsi que pour l'ensemble du rift de Corinthe.....	130
Table 4.3 : Valeurs de a, b et Mmin dans les zones sismotectoniques caractérisant le rift de Corinthe, publiées dans les précédentes études.....	130
Table 4.4 : Tableau récapitulatif des Mmax obtenues à partir des lois d'échelle (Wells et Coppersmith, 1994 ; Leonard, 2010) pour les paramètres de longueur, épaisseur et surface établies pour chacune des hypothèses développées dans le chapitre 2. Les numéros correspondent aux différentes hypothèses de géométrie : 1= simple pendage avec un enracinement à 7km de profondeur ; 2= simple pendage avec un enracinement à 12km de profondeur ; 3= géométrie à multiple pendage.....	135
Table 4.5 : Bestiaire des cas référencés de séismes générés par la rupture simultanée de plusieurs failles ou segments de failles.....	137
Table 4.6 : Estimation des Mmax pour les différents scénarios considérés à partir d'une Dcrit ≤ 1,5 km entre les failles. Helike E. : Helike Est ; Helike W. : Helike Ouest ; ECF : East Channel Fault ; WCF : West Channel Fault. Un ΔM=0,2 sera ajouté lors du calcul (selon la définition du modèle de Youngs et Coppersmith ; chap. 4.2).....	141
Table 4.7 : Nombre de séismes et pourcentage observés dans le catalogue sur une période complète (depuis 1725) en fonction de la magnitude. Le pourcentage correspond au poids considéré dans l'arbre logique pour les scénarios de rupture de failles simples et multiples.....	148
Table 4.8 : Résultats en terme de temps de retour obtenus à partir de la médiane des branches des arbres logiques conçus pour les zones sismotectoniques est et ouest, pour des M ≥ 5,5/6/6. L'incertitude correspond au 16e et 84e percentile.	156
Table 4.9 : Résultats en terme de temps de retour obtenus à partir de la médiane des branches des arbres logiques conçus pour les différentes failles pour des M ≥ 5,5/6/6,5. L'incertitude correspond au 16e et 84e percentile. Pour chacune d'elle la date hypothétique du dernier séisme de M ≥ 6 est précisée, ainsi que le niveau correspondant dans le cycle sismique.....	158

Chapitre 5 :

Fig. 5.1 : a) Diagramme illustrant le calcul de la probabilité conditionnelle à partir de la fonction de densité de probabilité f(t). L'intervalle de temps d'intérêt (temps d'exposition) s'étend de T (présent) à T+ΔT (gris foncé). La fonction de survie au temps T est égale à l'aire en gris clair. La probabilité conditionnelle est le ratio de ces deux aires (WGCEP 2003). b) densité de probabilité et c) distribution cumulée en fonction des modèles exponentiel (Poisson), BPT, log-normal, gamma et Weibull. Un temps de retour de 1 et un écart type de 0,5, sauf pour la distribution exponentielle, est utilisé (Matthews et al. 2003).....	169
Fig. 5.2 : Comparaison de la fonction de densité de probabilité du modèle BPT (e.g. Matthews et al. 2005) en fonction du paramètre d'apériodicité considéré, de très périodique (α=0,2) à très apériodique (α=0,7). La fonction de densité de probabilité du modèle de Poisson, indépendante du temps, est montrée comme comparaison.	170
Fig. 5.3 : Probabilité conditionnelle de l'occurrence d'un séisme dans les 10 prochaines années pour le modèle BPT, pour différentes valeurs d'apériodicité et un temps de récurrence de 100 ans. La P.O.S. obtenue pour le modèle de Poisson est en violet.....	170
Fig. 5.4 : Comparaison de la fonction de densité de probabilité du modèle Weibull (e.g. Weibull 1951) en fonction du paramètre d'apériodicité considéré, de très périodique (α=0,2) à très apériodique (α=0,7). La fonction de densité de probabilité du modèle de Poisson, indépendante du temps, est utilisée comme comparaison.	171
Fig. 5.5 : Probabilité conditionnelle d'occurrence d'un séisme dans les 10 prochaines années pour le modèle de Weibull, pour différentes valeurs d'apériodicité et un temps de récurrence de 100 ans. La P.O.S. obtenue pour le modèle de Poisson est en violet.	172
Fig. 5.6 : Distribution spatiale et temporelle de la sismicité issue du catalogue SISCOR. Les séismes considérés pour la distribution temporelle sont localisés au niveau du rift, à l'intérieur des différents rectangles.....	173
Fig. 5.7 : Distribution temporelle des séismes attribués à la faille d'Aigion à partir des études de paléosismicité (Pantosti et al., 2004) et des séismes présents dans le catalogue SISCOR. La magnitude des paléoséismes est estimée à partir de lois d'échelle (Wells et Coppersmith, 1994). Le point d'interrogation souligne l'incertitude de la datation d'un même événement. La flèche noire verticale correspond à l'association d'un paléoséisme avec un séisme historique (Pantosti et al., 2004). Le paramètre d'apériodicité est précisé pour les différentes séries temporelles considérées.....	174
Fig. 5.8 : Distribution temporelle des séismes attribués à la faille d'Helike Est à partir des études de paléosismicité (Koukouvelas et al. 2005) et des séismes présents dans le catalogue SISCOR. La magnitude des paléoséismes est estimée à partir de lois d'échelle (Wells et Coppersmith 1994). La flèche noire correspond à l'association d'un	

paléoséisme avec un séisme historique réalisée par Koukouvelas et al. (2001, 2005). Le paramètre d'apériodicité est précisé pour les différentes séries temporelles considérées.	176
Fig. 5.9 : Résumé du déplacement cumulé en fonction du temps pour la faille d'Helike Est (d'après Koukouvelas et al. 2005).	177
Fig. 5.10 : Distribution temporelle de la sismicité dans les zones sismotectoniques ouest (bleu) et est (rouge) pour les périodes complètes (1725 pour $M \geq 6$ et 1904 pour $M \geq 5,5$).	178
Fig. 5.11 : a) Divers modèles empiriques pour la détermination de la probabilité conditionnelle de rupture à la surface pour une faille selon la magnitude (d'après Youngs et al. 2003) b) Nombre de paléoséismes sur divers sites californiens, comparé à l'intervalle de confiance à 95% du temps de récurrence moyen. La ligne en pointillés représente l'inverse de l'erreur standard (Parsons, 2008).	179
Fig. 5.12 : Propriétés de l'apériodicité d'après Ellsworth et al. (1999) pour 37 séries de séismes en Californie. L'apériodicité est caractérisée selon a) le nombre d'événements dans chaque série et b) la magnitude de ces événements, avec S : pour les séismes décrochants, N : normal, T : inverse. c) histogramme de la valeur de l'apériodicité en fonction du nombre de cas d) histogramme des valeurs de α selon le nombre de cas obtenu par l'utilisation d'une méthode « bootstrap » pour une distribution BPT avec $\alpha=0,5$	180
Fig. 5.13 : Intégration des modèles de probabilité aux arbres logiques, pour la faille d'Aigion et la faille de Psathopyrgos. Les trois modèles BPT, Poisson et Weibull sont équipondérés dans cette représentation.	181
Fig. 5.14 : Division de la pondération assignée à chaque méthode de probabilité considérée dans le projet WGCEP (2003) pour la Californie. TP= « Time predictable » ; Exp = Exponentiel (Poisson) ; Step = BPT-step ; Emp = Empirique.	181
Fig. 5.15 : Ratio « log-likelihood » pour les deux modèles à mémoire (BPT à gauche ; Weibull à droite) en utilisant le modèle de Poisson comme référence dans Console et al. (2013). Les courbes en pointillés correspondent à une prise en compte des effets dus aux modifications des contraintes. Les courbes correspondent aux résultats obtenus à partir d'un tirage Monte-Carlo, et les incertitudes associées. La ligne bleue représente le modèle de Poisson.	182
Fig. 5.16 : Répartition des pondérations utilisées pour les modèles de probabilité selon la présence ou non de données géologiques.	183
Fig. 5.17 : Distribution des résultats de P.O.S. de $M \geq 5,5/6/6,5$ pour 30 ans, à partir du modèle de Poisson pour la faille d'Aigion. La moyenne et l'écart type sont affichés en bleu, la médiane et les 16e/84e percentiles en vert.	183
Fig. 5.18 : Carte de la P.O.S. de $M \geq 6$ pour 30 ans en considérant uniquement le modèle de probabilité de Poisson. Les failles aveugles sont représentées en transparence (Pyrgos et 1995).	184
Fig. 5.19 : Variations de la P.O.S. selon les différents paramètres incorporés dans les arbres logiques (estimation effectuée pour les 30 prochaines années à partir de 2013 en appliquant le modèle de Poisson). Faille d'Aigion (gauche) et faille aveugle de Pyrgos (droite). Les valeurs de P.O.S. à droite des graphiques correspondent aux résultats médians obtenus sur l'ensemble de l'arbre pour l'hypothèse de rupture simple (une seule faille), en ne considérant que des pondérations équivalentes dans l'arbre logique.	186
Fig. 5.20 : Variations des P.O.S. de $M \geq 5,5/6/6,5$ sur 30 ans pour le modèle de Poisson, selon les différents paramètres incorporés dans l'arbre logique de la faille d'Helike Est, en ne considérant aucune hypothèse de rupture de failles multiples. Les valeurs de P.O.S. à droite des graphiques correspondent aux résultats médians obtenus sur l'ensemble de l'arbre pour l'hypothèse de rupture simple (une seule faille), en ne considérant que des pondérations équivalentes dans l'arbre logique.	187
Fig. 5.21 : Variations des P.O.S. de $M \geq 5,5/6/6,5$ sur 30 ans pour le modèle de Poisson, selon les différents paramètres incorporés dans l'arbre logique de la zone sismotectonique ouest. Les valeurs de droites correspondent aux résultats médians de P.O.S. sur l'ensemble de l'arbre pour l'hypothèse de rupture simple (une seule faille), sans la prise en compte de pondérations dans l'arbre logique.	189
Fig. 5.22 : Carte de la P.O.S. de $M \geq 6$ pour 30 ans en considérant uniquement le modèle de probabilité BPT. Les failles aveugles sont représentées en transparence (Pyrgos et 1995).	191
Fig. 5.23 : Carte de la P.O.S. de $M \geq 6$ pour 30 ans en considérant uniquement le modèle de probabilité de Weibull. Les failles aveugles sont représentées en transparence (Pyrgos et 1995).	192
Fig. 5.24 : Evolution temporelle de la P.O.S. de $M \geq 6$ pour la faille d'Aigion (avec la prise en compte des hypothèses de rupture de failles multiples). Les courbes en pointillés correspondent 16ème et 84ème percentiles.	193
Fig. 5.25 : Evolution temporelle de la P.O.S. de $M \geq 6$ pour la faille aveugle responsable du séisme de 1995 de $M=6,3$ (avec la prise en compte des hypothèses de rupture de failles multiples). Les courbes en pointillés correspondent 16ème et 84ème percentiles.	193
Fig. 5.26 : Evolution de la probabilité conditionnelle surfacique d'occurrence d'un séisme de $M \geq 6$ dans les 30 prochaines années pour la faille d'Aigion, en incorporant l'occurrence des séismes historiques de 1746, 1817 et 1888. La figure a) correspond au modèle BPT et b) au modèle Weibull. Pour comparaison, le modèle de Poisson est représenté en bleu. Les courbes en pointillés correspondent au 16ème et 84ème percentiles.	194
Fig. 5.27 : Variations selon les différents paramètres incorporés dans l'arbre logique de la P.O.S. pour les 30 prochaines années calculées pour la faille d'Aigion à partir des modèles Poisson, BPT et Weibull et pour différents paramètres d'apériodicité (hypothèse d'une seule faille).	195

Fig. 5.28 : Variations selon les différents paramètres incorporés dans l'arbre logique de la P.O.S. pour les 30 prochaines années obtenues pour les modèles BPT et Weibull ($\alpha=0,7$), pour la faille d'Helike avec la variation de la période écoulée depuis le dernier séisme (18 ans en considérant 1995 ou ≈ 150 ans en considérant 1861). Ces résultats correspondent aux hypothèses de rupture d'une seule faille.	196
Fig. 5.29 : Arbre logique construit pour la faille d'Aigion et intégrant les hypothèses et pondérations définies au cours de cette étude, accompagné de la dernière section correspondant aux modèles de probabilité. La pondération considérée entre les différents modèles de probabilité privilégie les modèles à mémoire étant donné l'existence d'études paléosismologiques pour cette faille. L'arbre logique intègre également les hypothèses de ruptures simultanées, prise en compte pour déterminer les résultats présentés dans la Table 5.3.	198
Fig. 5.30 : Arbre logique construit pour la faille de Psathorpyrgos et intégrant les hypothèses et pondérations définies au cours de cette étude, accompagné de la dernière section correspondant aux modèles de probabilité. La pondération considérée entre les différents modèles de probabilité privilégie le modèle sans mémoire étant donné les fortes incertitudes sur la sismicité historique de cette faille. L'arbre logique intègre également les hypothèses de ruptures simultanées, prises en compte pour déterminer les résultats présentés dans la Table 5.3.	199
Fig. 5.31 : Carte de la P.O.S. finale de $M \geq 6$ pour 30 ans, intégrant les trois modèles de probabilité. Les failles aveugles sont représentées en transparence (Pyrgos et 1995).	200
Fig. 5.32 : Comparaison des P.O.S. surfaciques pour $M \geq 6$ sur 30 ans. Les lignes bleues (pleines et pointillées) représentent la P.O.S. et les 16ème/84ème percentiles pour la zone ouest, les vertes ceux pour la zone est. Les P.O.S. pour chaque faille sont représentées avec leurs incertitudes (voir Table 5.3).	201
Fig. 5.33 : Schéma du principe de la représentation surfacique des probabilités en cas de superposition de 2 failles.	202
Fig. 5.34 : Carte des P.O.S. de $M \geq 6$ pour 30 ans avec la représentation surfacique des 16ème/50ème/84ème percentiles et intégrant les trois modèles de probabilité.	203
Table 5.1 : Résultats des P.O.S de $M \geq 5,5 / 6 / 6,5$ pour les 30 prochaines années avec le modèle de Poisson. L'absence de résultats pour certaines failles à $M \geq 6,5$ est due à l'absence de scénarios pour ces magnitudes.	184
Table 5.2 : Résultats des P.O.S de $M \geq 6$ pour les 30 prochaines années pour les 3 modèles de probabilité considérés : Poisson, BPT et Weibull.	190
Table 5.3 : Résultats finaux des P.O.S de $M \geq 6$ pour les 30 prochaines années pour les failles et zones sismotectoniques. Les résultats sont présentés sous forme de probabilité et de probabilité surfacique (par 100 km ²) pour la médiane et les 16ème et 84ème percentiles.	197

Les séismes font partie des événements naturels les plus dévastateurs de la planète, considérés comme une sérieuse menace à évaluer lors de l'installation ou la présence d'infrastructures sensibles (comme les centrales nucléaires). Depuis plus d'un siècle, des efforts sont réalisés pour améliorer nos connaissances et affiner l'estimation de l'aléa sismique. La France métropolitaine possède une sismicité modérée, très éloignée des événements ayant fait récemment l'actualité (ex. du séisme de Tohoku ayant eu lieu le 11 mars 2011 au Japon), mais la probabilité d'occurrence d'événements destructeurs n'est pas nulle (séisme de Lambesc en 1909 de magnitude 6). Il est primordial de définir de quelle manière il est possible d'appliquer les méthodologies de caractérisation de l'aléa sismique, développées dans des régions à forte sismicité (ex. Californie) pour des zones à sismicité modérée similaire à la France. Afin d'y parvenir, cette thèse s'inscrit dans le cadre du projet Corinth Rift Laboratory (CRL, financé par plusieurs projets Européens et français depuis plus de 15 ans, <http://crlab.eu>) qui vise à observer et modéliser les processus de déformation du rift de Corinthe en Grèce. Ce rift est caractérisé par une bonne connaissance de la sismicité instrumentale et historique avec plusieurs séismes reportés dans la littérature depuis l'antiquité et enregistrés par différents réseaux sismologiques depuis 50 ans. Plus précisément, depuis 1965, neuf séismes de magnitudes supérieures à 6 sur l'échelle de Richter se sont produits dans la région, ce qui en fait la zone la plus sismiquement active d'Europe. L'installation de réseaux sismologiques et géodésiques permanents depuis 2000 permet à ce site d'être reconnu comme « site instrumenté » pour la surveillance à long terme.

L'intégration à l'équipe multidisciplinaire du projet ANR SISCOR (« Aléas, dynamique SISmogène, et couplages sismiques/asismiques d'un système de faille actives dans la région ouest du Rift de CORinthe, Grèce), partie intégrante du projet CRL, permet le développement des modèles amenant l'estimation de la probabilité d'occurrence des séismes de la zone et pour chacune des failles du rift. Ainsi cette thèse est subdivisée en 5 parties :

1. La première partie est consacrée à la définition des différentes méthodes appliquées à travers le monde afin de déterminer les probabilités d'occurrence des séismes, étape nécessaire à la détermination de l'aléa sismique.
2. En intégrant les renseignements issus des études de micro-sismicité, géologie, sismique et géodésie, les principales failles responsables de la déformation du rift. Pour chacune de ces failles, les données fournies par le groupe et celles issues des nombreuses études publiées sont intégrées et critiquées afin de construire différents modèles 3D selon les hypothèses considérées. Ce modèle est utilisé par la suite pour effectuer l'estimation des vitesses de glissement générées par chacune des failles.
3. La troisième partie est consacrée à la construction d'un catalogue de sismicité apparaissant le plus complet et homogène possible, afin de déterminer le comportement de la sismicité générée dans une zone ou par chaque faille.
4. Les résultats et incertitudes obtenus dans les deux chapitres précédents sont intégrés dans le 4^e chapitre dédié à la construction des différents modèles de sismicité (présentés dans le chapitre 1) pour les failles et à plus grande échelle pour les zones. La mise en place de ces modèles passe par la définition de plusieurs paramètres, mais aussi par l'estimation des incertitudes associées. La comparaison des prédictions obtenues par ces modèles avec la sismicité observée dans les catalogues et la paléosismicité permet de discuter ces modèles et de pondérer leur intégration au sein d'un arbre logique. Les résultats ainsi obtenus en terme de fréquence de sismicité (ou temps de retour de séismes) sont utilisés afin de mettre en évidence la présence de déformation asismique au niveau du rift de Corinthe et de la quantifier.

5. Le dernier chapitre de cette thèse est consacré à l'intégration de modèles de probabilités afin d'aboutir à une estimation de la probabilité d'occurrence d'un séisme fort ($M > 6$) dans le futur pour cette région en tenant compte des failles actives connues. Le développement d'un arbre logique intégrant les résultats détaillés au cours des précédents chapitres permet la quantification des différences entre les multiples hypothèses et incertitudes conduisant à l'estimation de la probabilité d'occurrence des séismes futurs. Ces résultats sont analysés afin de déterminer quelle approche (à partir de l'étude de la zone ou des failles) semble la plus adaptée selon le niveau de connaissance que nous avons actuellement.

Chapitre 1 :

Etat de l'art sur la caractérisation des probabilités d'occurrence des futurs séismes

Sommaire

1.1.	Principe de l'analyse de l'aléa sismique.....	21
1.1.1.	Définition du modèle de zone source.....	23
1.1.2.	Définition du modèle de récurrence de la sismicité	24
1.1.3.	Définition du modèle de probabilité.....	26
1.2.	Détermination des probabilités d'occurrence de séismes selon le niveau de connaissance..	27
1.2.1.	Faible niveau de connaissance et/ou sismicité modérée.....	27
1.2.2.	Niveau de connaissance modérée	29
1.2.3.	Niveau de connaissance élevé.....	31
1.3.	Problématiques et objectifs de la thèse	33

Le développement de nos sociétés, accompagné de l'augmentation de la densité de population et de la multiplication d'infrastructures industrielles, participe à l'augmentation du risque lié à l'occurrence de séismes (e.g. Cornell 1968, Reiter 1990). Afin de réduire les dommages pouvant être générés par ces événements ainsi que les coûts liés à leur prévention (**Fig. 1.1**), il est primordial de quantifier le plus précisément possible ce risque sismique.

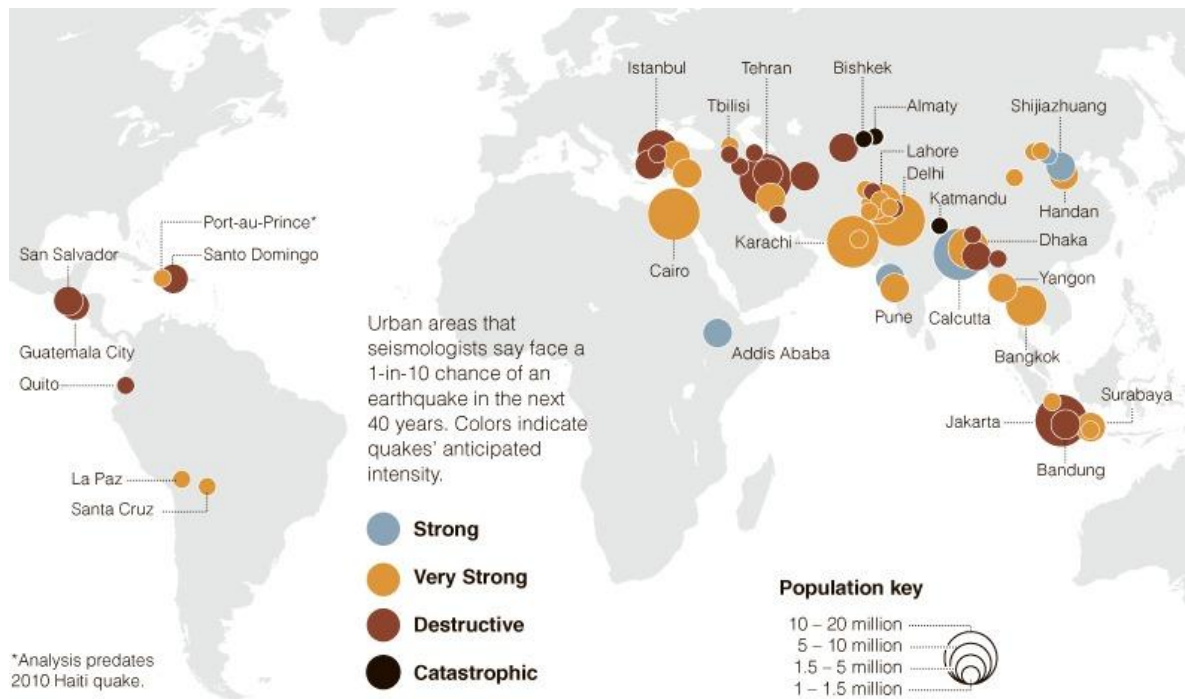


Fig. 1.1 : Carte mondiale des zones urbaines en fonction de l'intensité de futurs séismes ayant 1 chance sur 10 de se produire dans les 40 prochaines années. La taille et la couleur des cercles indiquent respectivement la taille de la population et l'estimation de l'intensité d'un futur séisme (<http://www.nytimes.com/interactive/2010/02/24/world/20100224-quake-map.html>, à partir de sources de « Center for International Earth Science Information Network » et « Center for Hazards and Risk Research », Institut de la Terre à l'université de Columbia (EU); Février 2010).

La méthode la plus couramment utilisée consiste à estimer d'une part l'aléa sismique représentant le mouvement du sol à considérer pour la construction parasismique, et d'autre part la vulnérabilité des infrastructures existantes potentiellement exposées à ces mouvements. Cette thèse est consacrée aux premières étapes de l'estimation de l'aléa sismique correspondant à l'identification des sources sismiques et à la modélisation des séismes susceptibles d'être générés par ces sources dans le futur. Cette étude est réalisée dans la partie ouest du rift de Corinthe (Grèce). Zone active avec un taux de déformation important ($\sim 10^{-6}$) et une forte sismicité, cette région est tout particulièrement intéressante car elle est la cible d'études approfondies depuis près de 20 ans. Ainsi de nombreuses observations peuvent guider l'élaboration d'hypothèses quant à la localisation des séismes sur les failles et permettre de tester les différentes approches proposées dans la littérature scientifique pour l'estimation des probabilités d'occurrence des séismes (P.O.S.).

Ce chapitre détaille les approches utilisées actuellement pour la détermination des P.O.S. selon le degré de connaissances sismologiques, tectoniques et géologiques dans les régions considérées. Sur la base de cet état de l'art, les problématiques développées dans cette thèse sont détaillées.

1.1. PRINCIPE DE L'ANALYSE DE L'ALEA SISMIQUE

Actuellement deux grandes familles d'approches pour la détermination de l'aléa sismique sont mises en œuvre : les approches dites de type déterministe (DSHA) et celles dites de type probabiliste (PSHA). L'objectif affiché des approches DSHA est d'identifier les scénarios sismiques qui induisent les mouvements sismiques les plus forts. Ces scénarios sont inspirés de l'étude

de séismes ayant déjà eu lieu et répertoriés dans la région d'intérêt. D'un autre côté, l'objectif des approches de type probabiliste est d'identifier tous les scénarios sismiques pouvant contribuer à l'estimation de l'aléa et de pondérer leur contribution au prorata de leur taux d'occurrence (pour une discussion plus approfondie voir Reiter, 1990). Dans ce genre de démarche, il est donc possible qu'un scénario historique, bien que pris en compte dans le calcul, ne puisse que très peu contribuer à l'estimation de l'aléa sismique à cause d'une faible probabilité de se reproduire une seconde fois.

Ces dernières années, l'estimation de l'aléa sismique est plus fréquemment réalisée à partir d'approches probabilistes (e.g. Cornell, 1968 ; Kramer, 1990 ; Clément et al., 2004). La méthode PSHA offre un cadre dans lequel les incertitudes identifiées sont quantifiées et propagées dans le calcul dans le but d'aboutir à une estimation de l'aléa sismique les intégrant formellement. Cette approche est actuellement la plus plébiscitée par la communauté scientifique (e.g. Tselentis & Danciu, 2010a ; Stucchi et al., 2011 ; Working Group on California Earthquake Probabilities ou WGCEP 2003 et 2008) bien qu'il existe quelques réserves dues à sa complexité intrinsèque et à la mise en cause de sa pertinence (Stein, 2012 ; Wang, 2010). Si l'approche DHSa est de moins en moins utilisée, il faut noter qu'en France l'autorité de sûreté nucléaire française la préconise pour définir sa règle fondamentale de sûreté relative aux installations nucléaires de base (RFS n°2001-01), les approches probabilistes n'étant admises principalement que pour apprécier les incertitudes des niveaux sismiques retenus (Clément et al., 2004 ; Scotti et al., 2013). L'approche DHSa est également encore largement utilisée aux Etats-Unis pour estimer le mouvement du sol possible pour les bâtiments et ponts de Californie ou pour les centrales nucléaires au Japon. McGuire (2001) estime que les deux approches ne sont pas antagonistes, leur mise en œuvre dépendant plutôt des différents facteurs propres à l'étude tels que le niveau sismique du site en question ou l'objectif de protection visé. Par exemple, une centrale nucléaire doit être conçue pour résister à un événement sismique majeur, un hôpital doit pouvoir continuer à fonctionner après un séisme, à l'inverse une maison doit seulement être prévue pour résister suffisamment afin de permettre de sauver les personnes, mais son intégrité et sa fonctionnalité suite à un séisme ne doivent pas forcément être assurées (Fig. 1.2).

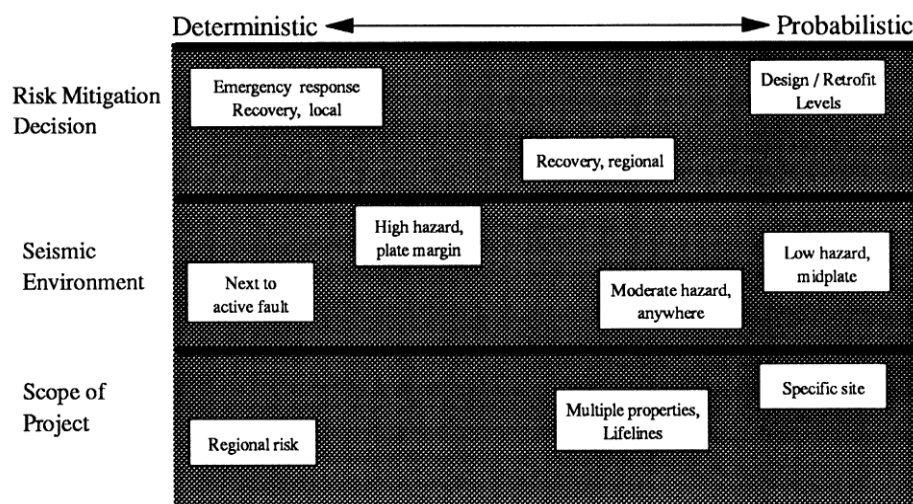


Fig. 1.2 : Domaines d'utilisation des méthodes probabilistes et déterministes pour le calcul de l'aléa sismique suivant la région étudiée (McGuire, 2001).

L'objectif de cette thèse est de développer l'approche PSHA pour le rift de Corinthe à partir de la sismicité de magnitude modérée bien connue grâce à l'existence depuis de nombreuses années de réseaux sismologiques permanents dans cette zone. La mise en place de cette approche pour définir l'aléa sismique nécessite la détermination de quatre étapes (Fig. 1.3 ; e.g. Reiter, 1990 ; Kramer, 1996) :

- 1) la première étape consiste à définir des zones sources correspondant aux zones pouvant générer de la sismicité.
- 2) la seconde étape concerne la modélisation du taux moyen de récurrence des séismes en fonction de leur magnitude pour

chacune des zones sources considérées permettant la détermination des P.O.S.

- 3) la troisième étape est consacrée à l'estimation du mouvement du sol que chaque source sismique est capable de dépasser.
- 4) la quatrième et dernière étape correspond à la détermination d'un paramètre de dépassement du mouvement du sol, qui sera considéré pour les études de risque sismique.

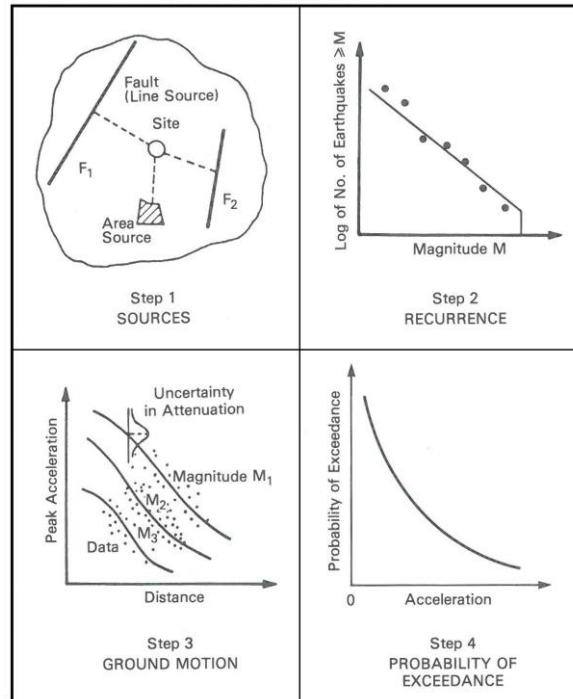


Fig. 1.3 : Détail des 4 étapes nécessaires à la définition de l'aléa sismique selon l'approche PSHA (Reiter 1990).

Les études réalisées au cours de cette thèse se concentrent sur les étapes 1 et 2 décrites ci-dessus menant à la détermination des probabilités d'occurrence des séismes à partir du modèle de récurrence des séismes considérés pour chaque zone source.

1.1.1. DEFINITION DU MODELE DE ZONE SOURCE

La définition des zones sources, à la base de la détermination des P.O.S., diffère selon le niveau de connaissance de la tectonique active et de la sismicité de la région étudiée (Kramer, 1996 ; Clément et al., 2004). Un degré de connaissance élevé permet de définir des zones sources directement à partir des failles actives responsables de la sismicité (Fig. 1.4 A.). Dans le cas d'une connaissance limitée ou d'une sismicité diffuse, il devient difficile de définir correctement les failles responsables de l'activité sismique de la région. Pour pallier ce problème, les zones sources définies sont larges et englobent cette sismicité (Fig. 1.4 B.). Elles sont définies pour représenter un comportement homogène du point de vue de différents paramètres (sismicité, tectonique, géologie, etc.) nécessaires à la caractérisation du modèle de distribution de la sismicité et à la détermination des P.O.S. Des exemples de ces différents types de zone source sont illustrés dans le paragraphe 1.3.

Même en considérant des zones sources basées sur des failles, la définition de zones sismotectoniques sera toujours nécessaire car elle permet l'intégration de la sismicité ayant lieu sur des structures cachées en profondeur ou pas encore identifiées (e.g. : WGCEP 2003). Pour chacune de ces zones sources considérées un modèle de récurrence est défini. Les approches seront différentes selon que la zone source ciblée est définie à partir d'une faille ou d'une région sismotectonique.

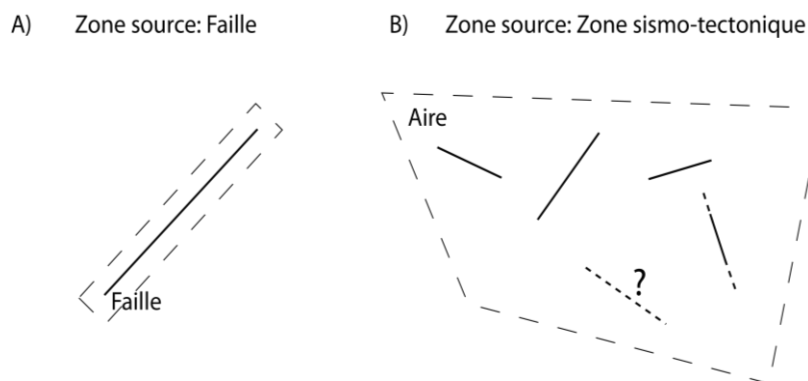


Fig. 1.4 : Schémas de zones sources en pointillés A) de manière précise en considérant les failles et B) de manière régionale en considérant une zone sismotectonique.

1.1.2. DEFINITION DU MODELE DE RECURRENCE DE LA SISMICITE

L'analyse statistique de la sismicité californienne a permis à Gutenberg et Richter (1944) de mettre en évidence une décroissance exponentielle des fréquences des séismes en fonction de leur magnitude. Ils déterminent une loi (eq. 1.1), appelée loi de Gutenberg–Richter (GR) décrivant cette distribution.

$$\log_{10}(N) = a - bm \quad \text{eq. 1.1}$$

Le nombre de séismes N pour une magnitude m est déterminé à partir des paramètres a (nombre de séismes pour une magnitude de 0) et b (pente de la distribution des fréquences de séismes selon m) qui décrivent le comportement de la distribution de la sismicité au niveau de la zone source considérée (Gutenberg et Richter, 1944 ; Kagan, 1997). Ce nombre N peut correspondre soit au nombre total de séismes dans la région étudiée (forme cumulative) soit à la fréquence annuelle de ces séismes.

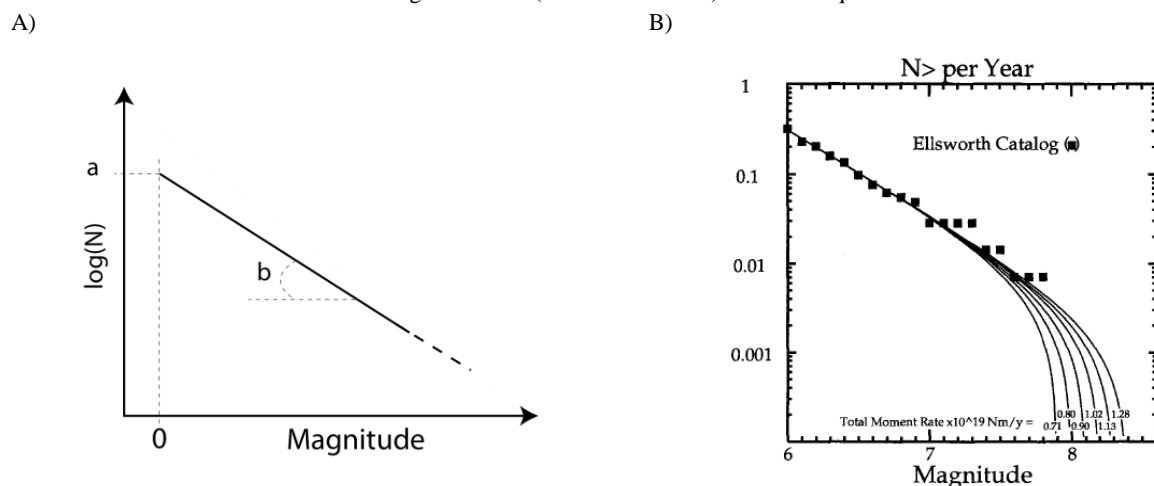


Fig. 1.5 : A) schéma de la distribution du nombre de séismes en fonction de la magnitude selon Gutenberg et Richter (GR, 1944). Les paramètres a et b décrivent cette loi. B) Exemple de modèle GR tronqué (Ward, 1994). Les carrés correspondent aux taux de sismicité observés dans le sud de la Californie sur 150 ans (Ellsworth, 1990). Les lignes correspondent aux différents modèles développés pour expliquer ces observations.

La forme cumulative de cette loi est couramment utilisée pour les modèles de récurrence de la sismicité. Youngs et Coppersmith (1985) modifient cette loi en intégrant des bornes minimales et maximales au niveau de la magnitude. La borne minimale est déterminée par les plus petites magnitudes pour lesquelles les données sont accessibles et utilisables et pouvant être associées à la zone source étudiée. La borne maximale symbolise la limite supérieure de la dimension d'un séisme pouvant être généré dans la zone source. Cette version tronquée de la loi de Gutenberg et Richter (modèle exponentiel tronqué ou GR tronqué, Fig. 1.5 B) est actuellement le modèle de récurrence le plus couramment considéré (Kramer, 1996).

L'analyse des taux de récurrence déterminés pour des séismes historiques et paléoséismes (par exemple failles de Wasatch et San Andreas aux USA ; Schwartz et Coppersmith, 1984) a permis de mettre en évidence des taux plus importants pour ces séismes de forte magnitude que ce qui pouvait être estimé à partir d'un modèle de distribution basée sur la sismicité instrumentale produite par ces mêmes failles. Youngs et Coppersmith (1985) proposent un modèle basé sur ces observations en considérant une distribution de type séisme caractéristique pour les séismes proches de la magnitude maximum (fréquence plus importante) et une distribution exponentielle pour les séismes de plus faible magnitude (**Fig. 1.6**).

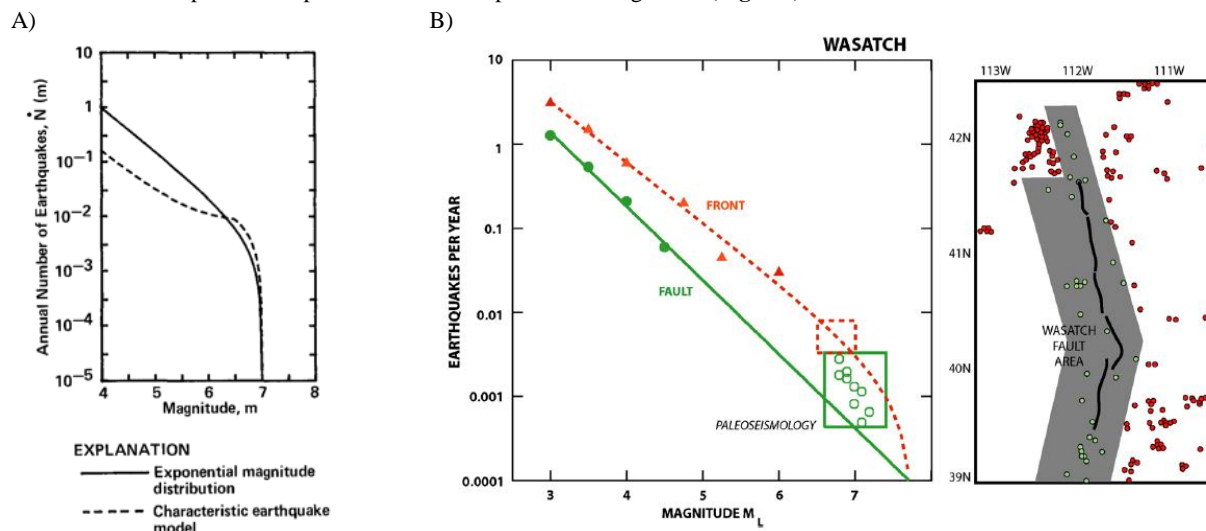


Fig. 1.6 : A) Comparaison des modèles de récurrence GR tronqué et caractéristique dans leur forme cumulée (Youngs et Coppersmith, 1985). B) Exemple de la distribution de la sismicité pour la faille de Wasatch (Basin & Range USA ; Stein et al., 2012). La sismicité associée à la faille (points verts) est en accord avec un modèle GR, mais les données de paléosismologie (carré vert) impliquent des fréquences plus importantes pour les séismes de magnitude supérieure à ~ 6.5 que ce qu'un modèle GR peut prévoir.

La considération d'une borne maximale au niveau de la magnitude continue de faire débat (e.g. : Kagan, 2002 ; Zöller, 2013). La définition d'une magnitude maximale (M_{max}) pour une zone donnée fut particulièrement remise en question après l'occurrence du séisme de Tohoku qui a atteint une magnitude largement supérieure à ce qui avait été envisagé (Kagan, 2011). Un modèle alternatif (Kagan et Schoenberg, 2001) intègre une magnitude coin (M_c) à la place de M_{max} (**Fig. 1.7**). Contrairement aux modèles tronqués qui excluent l'occurrence de séismes au delà de M_{max} , ce modèle, appelé « tapered », prend en compte l'occurrence de séismes de magnitude exceptionnelle (au-delà de M_c) mais avec des fréquences très faibles. Selon Zöller (2013), il est nécessaire d'avoir une très bonne connaissance de la sismicité sur une période de temps suffisamment représentative de la zone étudiée afin de pouvoir discuter de la pertinence de l'approche M_c ou M_{max} .

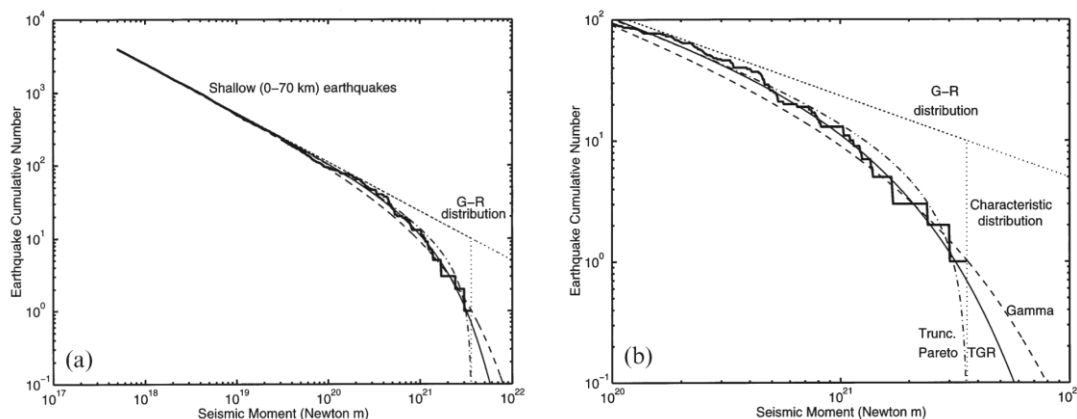


Fig. 1.7 : Nombre cumulé de séismes en fonction du moment sismique pour les séismes peu profonds du catalogue d'Harvard enregistrés entre 1/1/1977 et le 31/12/2000 pour a) une échelle de moment de 10^{17} - 10^{22} N/m et b) 10^{20} - 10^{22} N/m (Kagan 2002). La figure b permet d'observer en détail les différences entre des distributions GR, caractéristique (points), tronquée (tiretts - Trunc. Pareto) et « tapered » intégrant la M_c (solide - TGR).

Le paramétrage de ces modèles est directement dépendant de l'approche considérée pour les zones sources. Le modèle caractéristique nécessite d'avoir d'assez nombreuses données afin de caractériser les fréquences pour les magnitudes les plus élevées. A moins d'avoir un catalogue bien renseigné et des vitesses de glissement très rapide, cela implique en général d'intégrer des observations de paléoséismes. Ces observations ne sont que ponctuelles, propres aux failles étudiées et les incertitudes sur les magnitudes sont grandes. Afin de les intégrer dans une analyse de zones sismotectonique et de pouvoir considérer ce modèle, il serait nécessaire d'avoir des données pour chacune des failles présentes dans la zone, ce qui n'est en général pas le cas. Dans la pratique, pour ce type de zonage, seul le modèle GR est donc utilisé.

Pour l'analyse d'une zone source définie par une faille, certains auteurs (e.g. Anderson, 1979) proposent d'estimer les paramètres du modèle de récurrence sur la base de données géologiques et géodésiques (vitesse de glissement) propres à la faille lorsqu'elles sont disponibles. Par exemple, les nombreuses études et l'importante instrumentation au niveau de la faille de San Andreas en Californie (responsable du séisme de 1906 ayant détruit San Fransisco ; WGCEP 1999, 2003) permettent de calibrer les modèles à partir des vitesses de glissement mesurées grâce à la géologie (sur plusieurs Ma) ou à la géodésie (sur quelques années). La M_{max} peut être estimée à partir des dimensions de la faille (Wells et Coppersmith, 1994).

Les données disponibles au niveau du rift de Corinthe nous permettent pour cette thèse de confronter ces différentes approches (GR et YC) à l'échelle de la zone sismogénique, mais aussi à l'échelle des failles. La détermination de l'impact des différents paramètres intégrés sur le temps de retour et la probabilité d'occurrence d'un prochain séisme sera réalisée.

1.1.3. DEFINITION DU MODELE DE PROBABILITE

Un modèle de probabilité de la sismicité décrit la relation entre l'occurrence d'un ou plusieurs séismes d'une magnitude donnée en fonction du temps considéré. Les probabilités sont déterminées à partir des fréquences obtenues par les modèles de distribution de la sismicité de la zone source étudiée. Il existe plusieurs modèles, chacun basé sur différentes propriétés physiques de la sismicité.

Le modèle de probabilité le plus couramment utilisé pour calculer les P.O.S. (exclusivement ou partiellement ; e.g. Boschi et al., 1995 ; WGCEP, 2003 ; Ward, 2007) est basé sur le fait que les séismes sont supposés se produire de manière indépendante et aléatoire dans le temps et l'espace (modèle de Poisson). Pour un phénomène poissonien se produisant avec un taux annuel moyen τ , la probabilité P que le phénomène se produise au moins une fois pendant le temps t est (Ang & Tang, 1975) :

$$P = 1 - e^{-\tau t}$$

Dans la réalité, les séismes ne sont pas indépendants les uns des autres : par exemple les précurseurs ou répliques de gros séismes (e.g. Cornell, 1968 ; Bakun et McEvelly, 1979 ; Reasenberg 1985) ou les séismes issus d'essaims (e.g. Utsu, 1972 ; Zaliapin et Ben-Zion, 2012). L'occurrence d'un séisme modifie le champ de contrainte avoisinant et la capacité des failles dans les alentours à générer d'autres séismes. Le modèle de Poisson, ne considérant pas cet aspect, il est considéré comme un modèle « sans mémoire ». Des méthodes de traitement des catalogues de sismicité (appelées méthodes de déclustering) ont été développées dans le but de respecter cette indépendance des séismes, en retirant tous les évènements sismiques correspondant à des précurseurs et des répliques (e.g. Gardner & Knopoff, 1974 ; Reasenberg ,1985 ; Marsan et Lengline, 2008 ; Van Stiphout et al., 2010). Ces méthodes ne reposent pas toutes sur les mêmes hypothèses et peuvent aboutir à des résultats assez différents les uns des autres.

A la différence de la loi de Poisson sans mémoire, d'autres lois de probabilités permettent de prendre en compte l'influence de l'occurrence d'autres séismes pour la détermination de la probabilité d'occurrence d'un séisme futur (e.g. Matthews et al., 2002 ;

Schorlemmer et Wiemer, 2004 ; Akinci et al., 2009). Selon ces modèles, la P.O.S. peut prendre en compte le relâchement de contraintes régionales suite à un séisme de très forte magnitude (Reasenbeg et al., 2002), ou le temps écoulé depuis l'occurrence du dernier séisme survenu dans la zone source étudiée (e.g. Convertito et al., 2013). Ces modèles à probabilité évolutive avec le temps sont appelés modèles à mémoire (Fig. 1.8)

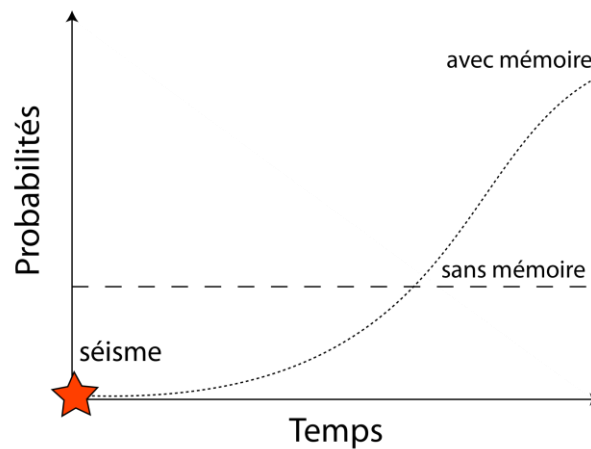


Fig. 1.8 : Schéma des modèles de probabilités d'occurrence de séismes avec ou sans effet mémoire.

1.2.DETERMINATION DES PROBABILITES D'OCCURRENCE DE SEISMES SELON LE NIVEAU DE CONNAISSANCE

Quelque soit le niveau de connaissance de la zone étudiée, la détermination des probabilités d'occurrence des séismes nécessite la définition des mêmes modèles (zone source, récurrence et probabilité). Par contre, selon les données à disposition et donc selon le type de zone considérée, la modélisation de ces étapes varie.

1.2.1. FAIBLE NIVEAU DE CONNAISSANCE ET/OU SISMICITE MODEREE

Depuis les premiers calculs d'aléa sismique, des efforts ont été fait pour déterminer les failles capables de générer des séismes destructeurs ou pouvant présenter un risque d'en générer (WGCEP 2003). Malheureusement, pour de nombreuses régions, il est difficile de caractériser toutes les failles pouvant être sismiquement actives. Cette difficulté peut avoir différentes origines comme par exemple un manque de connaissance générale des failles de la zone d'étude ou une sismicité modérée et/ou diffuse ne permettant pas d'être associée aux failles. Pour pallier cette méconnaissance, des zones sismotectoniques sont définies afin de refléter plus largement un comportement sismogénique homogène pour toutes les failles présentes dans la zone, qu'elles soient connues ou inconnues. Cette approche de la définition de la zone source est actuellement mise en œuvre pour le calcul de l'aléa dans des pays comme la France (Beauval 2003 ; Baize et al. 2013 ; Fig. 1.9), l'Espagne (García-Mayordomo et al., 2012), la Grèce (Papaioannou et Papazachos, 2000), l'ensemble de l'Europe (projet SHARE ; <http://www.share-eu.org/node/6> septembre 2013), ou encore dans certaines régions des Etats-Unis (UCERF 2, WGCEP 2003 et 2007).

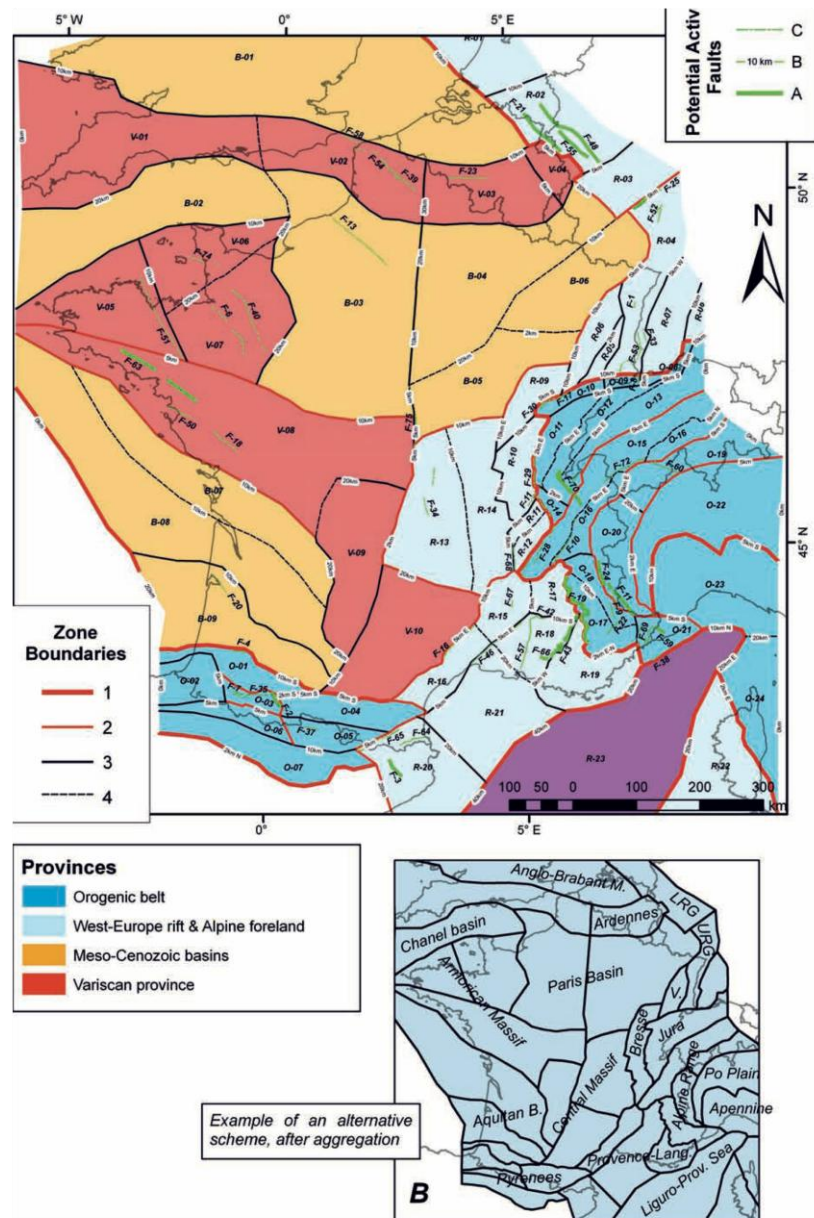


Fig. 1.9 : Exemple du zonage sismotectonique de la France proposé par Baize et al. (2013).

En considérant une zone sismotectonique en tant que zone source, la détermination du modèle de récurrence se fait exclusivement à partir de la sismicité instrumentale et historique. La connaissance de cette sismicité instrumentale (localisation et magnitude) varie d'une région à l'autre, selon les dates de mise en place du réseau sismologique et de sa densité. De la même façon, la connaissance historique dépend des régions concernées et des études réalisées. L'existence de données géologiques et/ou paléosismologiques permet de nous renseigner sur les magnitudes des séismes les plus forts qui ont déjà affecté une région, ainsi que sur les vitesses de glissement des failles présentes dans cette région. Par contre, ces données sont ponctuelles et peuvent donc difficilement être intégrées dans le modèle de récurrence de la zone sismotectonique. La détermination des P.O.S. est directement liée à la définition des zones sources, étant donné que le taux de sismicité total les caractérisant est redistribué uniformément sur toute la surface de la zone source (Beauval, 2003).

Plus on remonte dans le temps, plus il est difficile de bien caractériser la sismicité. Ceci est particulièrement problématique lorsque la vitesse de glissement est assez faible, ce qui se traduit par de longs temps de récurrence entre les séismes destructeurs.

Par exemple en France, les failles connues sont caractérisées par un faible taux de déplacement ($<0,1$ mm/an ; Clement et al., 2004), donnant un temps de récurrence des séismes de $M \geq 6$ supérieur à 1000 voir 10 000 ans (Beauval et al., 2003). Le catalogue de sismicité n'étant considéré comme complet qu'à partir de 1500 pour ces magnitudes (Levret et al., 1994 ; Beauval et al., 2003), l'estimation des temps de récurrence utilisés pour déterminer la P.O.S. ne peut se faire qu'à partir des séismes de faible magnitude.

La considération de zones sismotectoniques ne permet pas d'intégrer des données de paléosismologie nécessaires à la détermination d'un modèle de récurrence caractéristique. Ce manque d'information géologique, associé aux observations de la sismicité à grande échelle, fait que seul le modèle exponentiel tronqué (**Fig. 1.6**) est considéré pour ce type de zone (e.g. Schorlemmer et al, 2005). Pour ces mêmes raisons, seul le modèle de probabilité de Poisson est considéré, nécessitant le traitement de déclustering du catalogue de sismicité pour ne considérer que des événements indépendants.

1.2.2. NIVEAU DE CONNAISSANCE MODEREE

Par contre, l'Italie est caractérisée par une sismicité de magnitude modérée à forte. Une autre approche est considérée pour la définition des zones sources, basée sur un principe similaire à la zone sismotectonique mais au niveau d'une faille ou d'un groupe de failles (DISS ; Basili et al. 2008). Ces zones sources sont définies de manière différente selon le degré de connaissance associé.

Ainsi, dans le cas d'un nombre suffisant de données (géologiques ou géophysiques), la zone source est caractérisé par un jeu complet de paramètres géométriques (orientation, pendage, longueur, etc.), cinématiques et sismologiques (déplacement dû à un seul événement, magnitude, vitesse de glissement, temps de récurrence). Ces zones sources, dénommées Zone Source Individuelles (ou ISS en anglais pour : « Individual Seismogenic Sources»), sont supposées présenter une récurrence sismique strictement périodique en accord avec le rapport longueur/épaisseur, le glissement par événement et la magnitude attendue (ex. les failles ayant généré les séismes de Colfiorito en 1997 ou Irpinia en 1980 **Fig. 1.10**). Elles sont comparées aux bases de données internationales afin de vérifier leur cohérence (en terme de longueur, largeur, déplacement et magnitude) et leur définition peut être affinée par des données d'escarpement de failles ou axes de plis lorsque celles-ci sont disponibles et datées comme étant assez récentes (Pléistocène supérieur / Holocène ; Basili et al., 2008)

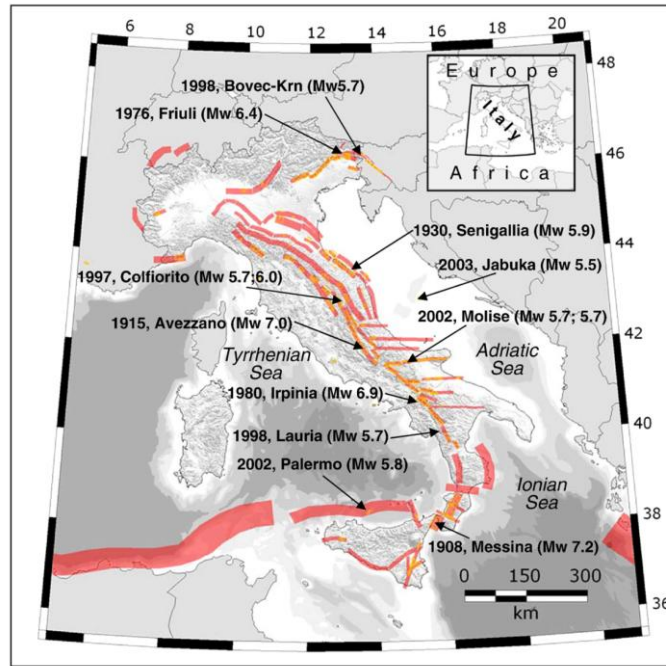


Fig. 1.10 : Carte des zones sources sismogéniques individuelles (jaune) et des aires sismogéniques (rouge) pour l'Italie (DISS, Basili et al. 2008). La localisation et la magnitude de certains séismes importants sont indiquées.

Par contre, lorsque les connaissances ne sont pas suffisantes, une définition de zone source composite est utilisée (CSS pour « Composite Seismogenic Sources » ; Basili et al., 2008 ; Sboras, 2012). Ces CSS intègrent ainsi plusieurs failles ou segments de failles définis à partir de données géologiques et géophysiques et caractérisés par une géométrie et une cinématique représentatives des structures les composantes mais avec une définition moins fine (Fig. 1.11). A la différence des ISS, la définition des CSS est plus incertaine et il n'est pas supposé qu'elles soient capables de générer des séismes caractéristiques mais leur potentiel sismogénique peut être dérivé du catalogue de sismicité ou d'autres considérations géologiques (Sboras et al., 2012). De plus, à l'inverse des ISS, ces zones CSS sont prétendument conçues pour que l'enregistrement des sources sismiques potentielles présentes à l'intérieur soit complet. En association avec la sismicité et des données de déformation récentes, les CSS peuvent être mises en place pour une détermination plus régionale des P.O.S (par exemple le nord de la Sicile, Fig. 1.10 ; ou pour l'ensemble du rift de Corinthe, Sboras et al., 2012). Du fait du manque d'information, la caractérisation de ces zones sources composites n'est pas aisée et dépend la plupart du temps de jugements d'experts (Sboras, 2012).

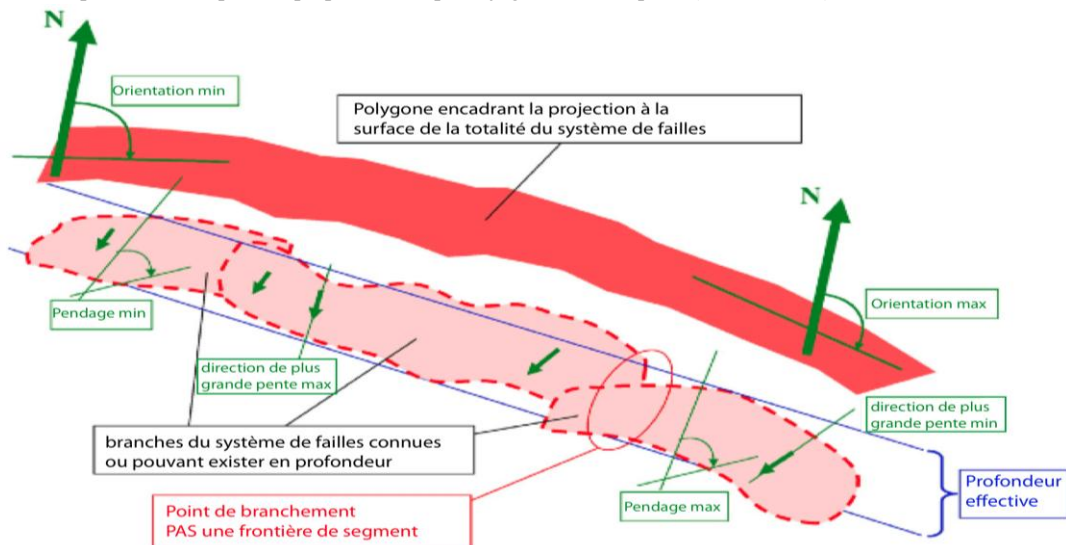


Fig. 1.11 : schéma d'une zone source composite et des paramètres nécessaires à sa caractérisation.

A partir de ces travaux, les scientifiques italiens estiment avoir caractérisé toutes les zones sources (ISS et CSS) pouvant générer des séismes de $M \geq 5,5$ (Basili et al., 2008). Une approche similaire de la définition des zones sources est développée pour la Grèce (Sboras et al., 2013) et adaptée pour l'Europe par le projet SHARE (e.g. Vanneste et al., 2013).

Les études basées sur cette caractérisation des zones sources (Stucchi et al., 2011 ; Vanneste et al., 2013) n'envisagent comme modèle de récurrence de la sismicité que le modèle exponentiel tronqué (comme pour les études régionales, chap. 1.2.1). Les paramètres nécessaires à la définition de ce modèle (M_{max} , b , etc.) sont en partie estimés à partir de l'analyse du catalogue de sismicité. Par contre, pour certaines zones telles que les zones ISS, ces informations sont complétées par des études géologiques et/ou géophysiques permettant d'avoir une vision plus précise et de déterminer des paramètres géométriques associés.

1.2.3. NIVEAU DE CONNAISSANCE ELEVE

Les premières approches des études DSHA ou PSHA ont été réalisées en Californie à partir de la connaissance de la sismicité et des failles responsables de forts séismes destructeurs (1838, 1868, 1906 et 1989 de $M \geq 6,7$; Algermissen et Perkins, 1976 ; Algermissen et al., 1982 ; WGCEP 2003). Des groupes de travail (WG) sont créés à partir de 1988 dans le but d'augmenter les connaissances sur les failles, afin de déterminer les probabilités de futurs séismes destructeurs dans la région. Le premier modèle basé sur les failles, intégrant des données géologiques qui augmentent la vision apportée par le catalogue historique, est réalisé en 1996 (Frankel et al., 1996 ; Peterson et al., 1996). Ces avancées et résultats sont relatés dans les différentes versions du rapport UCERF (« Uniform California Earthquake Rupture Forecast », UCERF), la 3^{ème} version étant actuellement en cours de finalisation (<http://wgcep.org/>, septembre 2013).

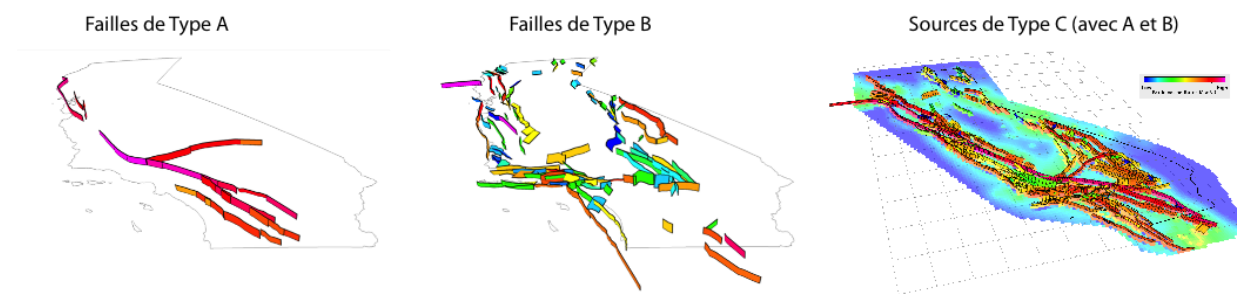


Fig. 1.12 : Type de zone source considérée dans l'étude californienne UCERF 2. Les types A et B sont basés sur les failles (UCERF 2, Field et al. 2009), les sources de type C sont des zones sismotectoniques (<http://sceec.usc.edu/sceecwiki/images/7/77/>).

L'objectif de ces groupes de travail est de définir le plus souvent possible les zones sources à partir des failles et des segments de failles présents dans la région (WGCEP, 1999, 2003, 2007). Malgré cela, seules quelques failles sont caractérisées par un important degré de connaissances et sont considérées comme des zones sources de type A (ex : faille de San Andreas ; Fig. 1.12). Les autres structures, définies par un degré de connaissances moindre, sont classifiées comme des zones sources de type B. Les études menées sur ces failles permettent d'envisager, au travers d'un arbre logique, les différents modèles de distribution des taux de sismicité en fonction de la magnitude (WGCEP 2007 ; Fig. 1.13). Enfin, en dépit de la connaissance accrue au niveau de la région, les différents groupes de travail considèrent que des séismes de $M \geq 6,7$ peuvent être générés même en dehors des failles modélisées. Cette possibilité est exprimée en considérant une zone source dite de « background », catégorisée par le type C (Fig. 1.12). Pour ce type de zone, seule la GR est modélisée comme indiqué dans la Fig. 1.13 (WGCEP 2007) avec une décroissance très rapide du taux de séismes de magnitude supérieure à 6,7, jusqu'à atteindre une valeur proche de zéro pour des magnitudes 7,25.

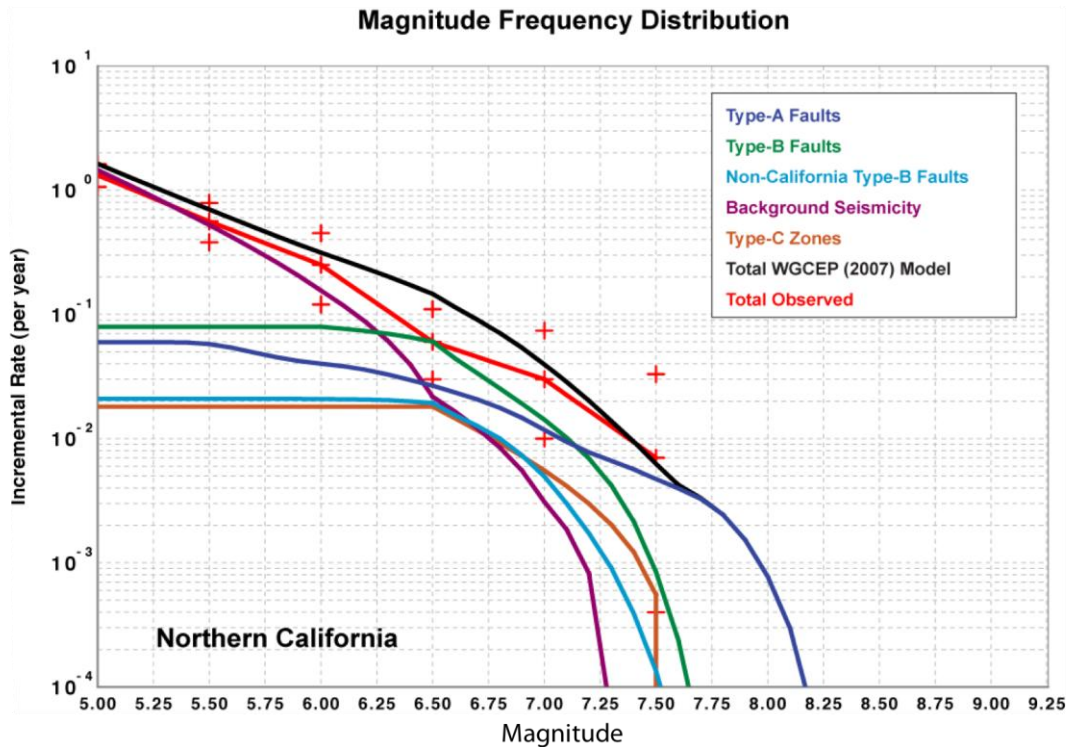


Fig. 1.13 : Distribution fréquence cumulée/magnitude pour le modèle de séisme nord californien (WGCEP 2007). Les courbes de couleur représentent les modèles de distribution pour les différentes sources de type A à C ainsi que la sismicité de fond (violet). La courbe noire solide représente le résultat total du modèle à l'échelle de la région. La courbe rouge correspond à la sismicité totale observée pour la région d'étude. Les croix rouges représentent l'intervalle de confiance à 95%.

La mise en place d'une approche par failles implique la prise en compte des failles cachées (Ward 1994 ; WGCEP 2003) et les connexions pouvant exister entre ces failles ou segments de failles (Wesnousky 2006 et 2008 ; WGCEP 2003 et UCERF 3). Dans ce projet, les différents scénarios de ruptures multiples sont pris en compte à partir de modèles physiques ou géologiques. Cet aspect est abordé différemment dans la dernière version du projet (UCERF 3), où les failles et segments de failles sont subdivisés en cellule de 7 km de long (Fig. 1.14). Une distance maximale de 5 km entre 2 cellules est utilisée pour considérer la possibilité que ces cellules puissent rompre simultanément. D'autres règles viennent compléter ce critère de distance telles que la continuité géométrique entre deux ruptures successives et la cohérence cinématique (UCERF3 Technical Report #8).

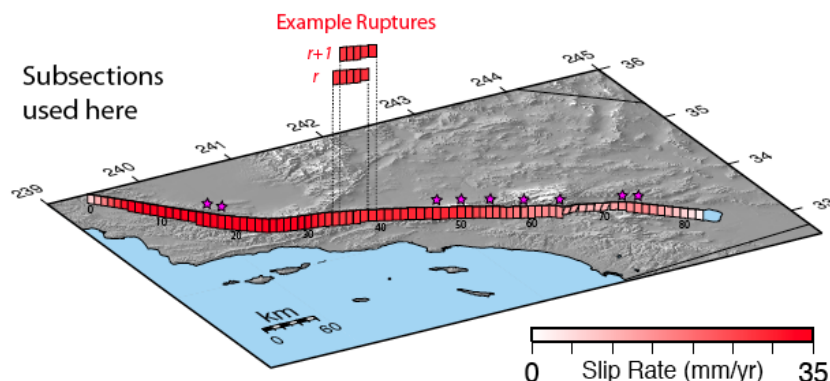


Fig. 1.14 : Exemple de définition des zones sources par cellules de 7km de long (UCERF 3).

Les nombreuses données géologiques, géodésiques et paléosismologiques permettent de déterminer les paramètres nécessaires à la définition des modèles de récurrence à partir d'une inversion globale sur toutes ces données (Field and Page, 2010). Les deux modèles (caractéristique et exponentiel tronqué) sont considérés avec des pondérations déterminées à partir des données et

observations ou reflétant les avis du groupe de recherche (WGCEP 2003). La quantité et la qualité des données présentes dans la région permettent de considérer en plus du modèle de probabilité de Poisson, différents modèles de probabilités à mémoire.

1.3. PROBLEMATIQUES ET OBJECTIFS DE LA THESE

La diversité des approches existantes dans la littérature montre bien la complexité de la tâche qui est l'objectif de cette thèse : estimer la probabilité d'occurrence de séismes de $M \geq 6$ suivant une approche probabiliste. La quantité et la qualité des données à disposition influent sur la démarche devant être mise en place, entre une approche régionale ou une approche plus précise qui considère directement les failles générant la sismicité.

Le rift de Corinthe est une région très active du point de vue de la sismicité instrumentale et historique, générée par un système de failles normales complexe. Depuis 2000, les études tectoniques et les réseaux sismologiques et géodésiques permanents du groupe Corinth Rift Laboratory (CRL ; <http://crlab.eu/>) ont permis d'améliorer la connaissance de ces failles actives, plus spécifiquement dans la partie ouest du rift, qui est la cible de cette étude. Les études géologiques indiquent des vitesses de glissement moyennes de plusieurs mm/an pour les failles du rift de Corinthe, taux largement supérieurs à ce qui peut être mesuré dans le reste de l'Europe. Pour comparaison, les vitesses de failles identifiées sur le territoire métropolitain français ne dépassent pas le 0,1 mm/an et sont le plus souvent proches de 0,01 mm/an (Clément et al., 2004 ; Fig. 1.15).

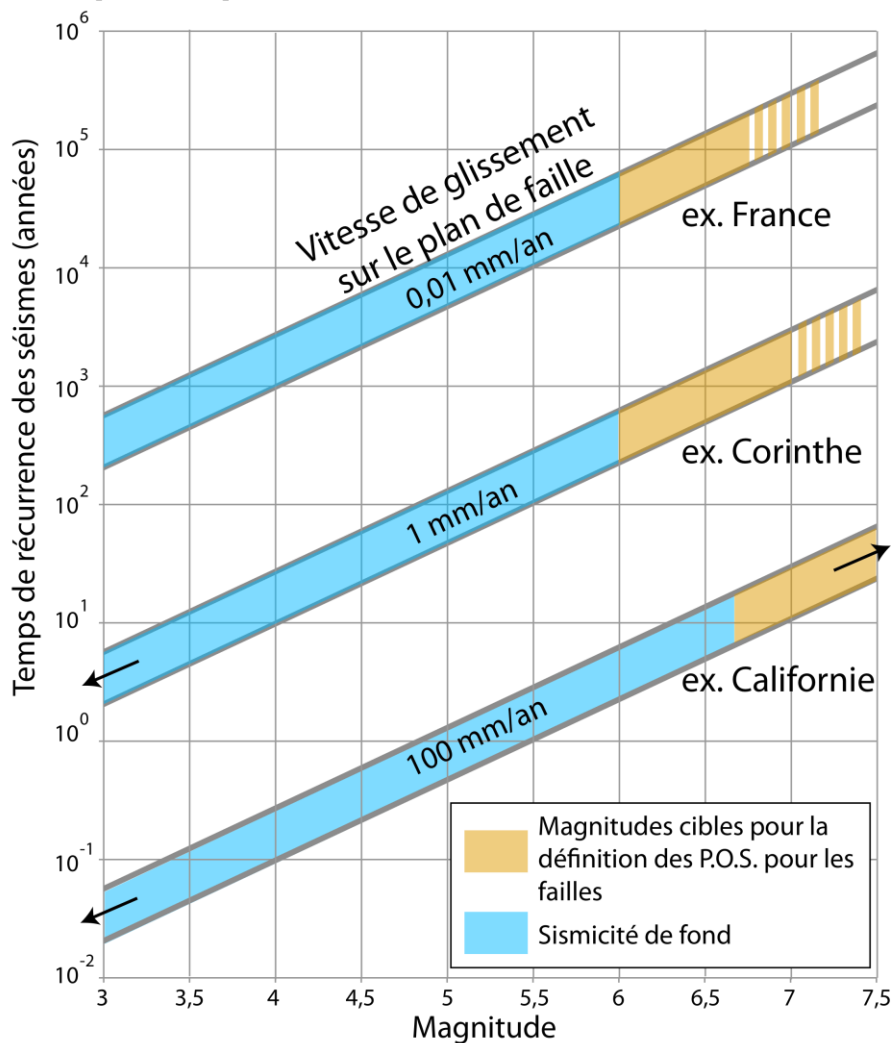


Fig. 1.15 : Temps de récurrence des séismes en fonction de leur magnitude pour différentes vitesses de déformation correspondant à la situation en France (Clément et al., 2004), à Corinthe (cette étude) et en Californie (UCERF 2 ; WGCEP 2003) d'après Slemmons (1982). Les magnitudes correspondant à la sismicité de fond pour les différentes régions sont en bleu. Les magnitudes cibles des études de définition des P.O.S. basées sur les failles sont représentées en brun. Les magnitudes ciblées en France et à Corinthe sont inférieures aux magnitudes ciblées en Californie.

Au vu des différentes approches présentées dans ce chapitre, il est important de définir quelle méthodologie apparaît la plus adaptée à l'étude du rift de Corinthe. Pour cela, il est nécessaire de se poser une série de questions. Est-ce que le niveau de connaissance permet de réaliser une approche par failles similaire à la Californie, malgré la complexité du réseau de failles ? Peut-on considérer que le rift est assimilable à une frontière de plaques bien établie tel que le système de failles de San Andreas en Californie ? Peut-on appliquer à ce système de failles en extension, dont les séismes connus à ce jour ne dépassent pas la magnitude 7, des modèles calés essentiellement sur l'occurrence de séismes de forte magnitude ($M \geq 6,7$) localisés le long de frontières de plaques essentiellement en décrochement ? Bien que le contexte des Apennins (Italie) soit proche de celui de Corinthe, l'approche développée dans le projet DISS peut-elle être adaptée ou est-il nécessaire de développer une autre approche ?

Dans le but de répondre à ces questions et de déterminer les P.O.S. pour cette zone, cette étude est intégrée au projet SISCOR (projet ANR lié au CRL : « Aléas, dynamique **SIS**mogène, et couplages sismiques/asismiques d'un système de failles actives dans la région ouest du Rift de **COR**inthe, Grèce) afin de développer ces thématiques en étroite collaboration avec les membres de ce groupe de recherche multidisciplinaire. L'idée est de tester l'implémentation de l'approche californienne par failles dans la région du rift de Corinthe, d'identifier les difficultés et éventuellement de proposer des alternatives.

L'environnement tectonique du rift de Corinthe est très différent de celui de la Californie, impliquant des problématiques qui lui sont propres. La première différence majeure réside dans la complexité spatio-temporelle du réseau de failles. En effet, comme le montre Ford et al. (2013), le réseau de failles de Corinthe est en évolution permanente avec un système de failles s'initiant il y a moins de 700.000 ans (e.g. Ford et al., 2012 ; Bell et al., 2008). En conséquence, le rift de Corinthe ne correspond pas à proprement parler à une frontière de plaque clairement établie. La seconde différence avec la Californie, liée à la jeunesse du système de failles de Corinthe, est due à la présence de failles de faible dimension (de l'ordre de 10 km comparé aux segments de plusieurs dizaines de km de la Californie). De ce fait, les vitesses de glissement sur les failles sont moindres (de l'ordre de quelques mm/an comparé aux cm/an des principales failles californiennes ; *Fig. 1.15*) impliquant des temps de retour plus importants pour des séismes de magnitude inférieure aux magnitudes minimales considérées pour les POS des failles californiennes ($M_{min}=6,7$). Par conséquent, l'étude de terrain autour de chaque faille est plus difficile. Cette difficulté est accentuée par le fait que certaines failles émergent au niveau du rift et que d'autres restent cachées. Autrement dit, il est difficile d'anticiper déjà à ce stade que l'implémentation de la méthode probabiliste californienne ou italienne ne peut se faire qu'au prix d'une exploration d'un nombre d'hypothèses plausibles.

L'objectif de cette thèse n'est pas d'être exhaustif vis à vis de toutes les hypothèses plausibles développées au niveau de la zone d'étude pour l'estimation des P.O.S, mais plutôt, au sein du groupe de travail SISCOR, de représenter et de critiquer ces hypothèses et les modèles proposés. L'approche choisie est celle de la construction d'un arbre logique (**Fig. 1.16**). Cette approche permet de prendre en compte différentes hypothèses et permet aussi de propager les incertitudes associées à chacune d'elles. Il s'agit de l'approche la plus communément utilisée dans les études d'aléa sismique récentes permettant de représenter les différentes hypothèses considérées au prorata de leur degré de fiabilité (e.g. Cramer, 2001 ; WGCEP, 2003 ; Beauval et al., 2003 ; Hiemer et al., 2013).

Components of the Uniform California Earthquake Rupture Forecast 2 (abbreviated logic tree of 480 branches)



Fig. 1.16 : Exemple d'arbre logique mis en place dans le projet californien UCERF2 (REF Ned Field présentation). Les chiffres en noir correspondent aux pondérations attribuées à chaque branche de l'arbre.

Le rift de Corinthe apparaît comme une zone idéale pour la résolution de ces différentes problématiques, grâce à l'interaction avec les différents membres du groupe de recherche SISCOR permettant la considération de nombreux aspects (géologie, géodésie, sismologie, etc.) en plus des études existantes (Fig. 1.17). Cette incorporation au groupe permet une prise en compte précise des incertitudes pour cette étude.

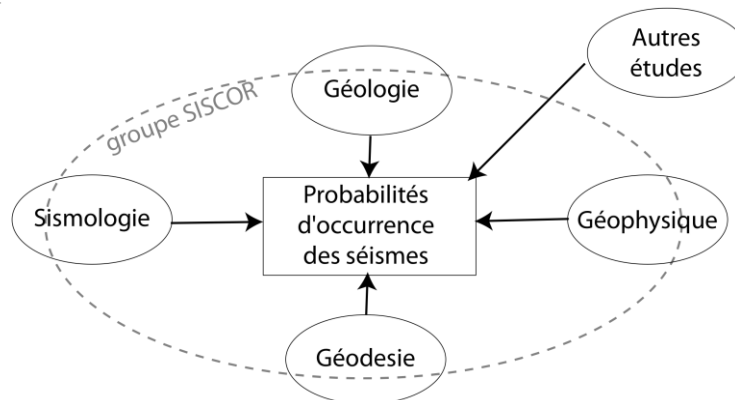


Fig. 1.17 : Schéma de l'intégration des données (SISCOR et études diverses) dans la détermination des P.O.S. réalisée au niveau de cette thèse.

Cette étude est construite en 4 parties. Dans un premier temps nous définissons le modèle des failles, en déterminant les hypothèses de géométrie pour chacune des failles de la partie ouest du rift. Pour chacune d'elles, nous réalisons une estimation des vitesses de glissements associées. Le troisième chapitre est consacré à la construction d'un catalogue de sismicité le plus homogène et robuste possible, afin de l'utiliser dans la définition du comportement de la sismicité en fonction de la magnitude. Le quatrième chapitre est focalisé sur la définition des modèles de distribution de la sismicité et l'estimation de la fréquence de la sismicité en fonction de la magnitude. Ces résultats permettent d'estimer les temps de récurrence de $M \geq 6$ ainsi que la définition des incertitudes associées grâce au développement d'arbres logiques pour chaque zone source. Le dernier chapitre détaille les modèles de probabilités et se concentre sur les résultats et incertitudes obtenus pour chaque zone source.

Chapitre 2 :

Contexte tectonique et géologique de la zone d'étude

Sommaire

2.1. La Méditerranée orientale et la Grèce	37
2.1.1. Introduction	37
2.1.2. Tectonique et cinématique de la Méditerranée orientale	39
2.1.3. Modèles de l'extension égéenne	41
2.2. Le rift de Corinthe.....	42
2.2.1. Introduction	42
2.2.2. Morphologie du rift	42
2.2.3. Etudes géodésiques	46
2.2.4. Étude de la sismicité et micro-sismicité	46
2.2.5. Etat des lieux des modèles tectoniques et géométrie des failles du rift	52
2.2.5.1. Modèles avec détachement de faible pendage	52
2.2.5.2. Modèles sans détachement	57
2.2.5.3. Conclusions sur l'état des lieux des modèles tectoniques du rift de Corinthe.....	58
2.3. Caractérisation du modèle de failles et du modèle de déformation associé	59
2.3.1. Définition des failles et géométries considérées	59
2.3.1.1. Section C.....	61
2.3.1.2. Section B.....	62
2.3.1.3. Section A.....	63
2.3.1.4. Section D.....	64
2.3.1.5. Section E.....	65
2.3.1.6. Résumé des géométries de failles et pondération.....	66
2.4. Estimation des vitesses de déformation associées aux failles à court et long terme	67
2.4.1. Estimation des vitesses de glissement sur les failles et paramétrages	67
2.4.2. Estimations des vitesses de glissement pour les différentes failles considérées.....	70
2.4.3. Résumé des estimations de vitesse de glissement sur les failles	77
2.5. Conclusions et perspectives	79

Ce chapitre est consacré à la présentation du contexte tectonique et géologique du rift de Corinthe. Dans la première partie, les mécanismes mis en jeu à l'échelle de la Méditerranée orientale sont décrits afin de caractériser les interactions pouvant exister entre ces mécanismes tectoniques globaux et la mécanique d'extension propre au rift de Corinthe. Dans la seconde partie du chapitre, seront présentées les différentes données (géologiques, géodésiques, sismologiques, etc.) caractérisant le rift de Corinthe ainsi que les hypothèses relatives à la mécanique d'extension, impliquant des questions relatives aux failles présentes, à leur géométrie ainsi que leur activité. Enfin, dans une troisième partie, seront définis les paramètres des principales failles considérées comme responsables de l'extension, et qui seront importés dans le modèle de calcul des probabilités d'occurrence des séismes.

2.1.LA MEDITERRANEE ORIENTALE ET LA GRECE

2.1.1. INTRODUCTION

La tectonique de la Méditerranée orientale est issue de l'interaction des plaques Afrique, Arabie et Eurasie (e.g. Dercourt et al., 1986 ; Reilinger et al., 2006; **Fig. 2.1**). La configuration actuelle résulte de la fermeture progressive de l'ancien océan Téthys par la convergence des plaques Afrique et Arabie et leur subduction sous la plaque Eurasie, initiée à la fin du Mésozoïque (e.g. Dewey et al., 1989 ; Garfunkel, 2004). À partir de l'Oligocène, cette subduction se transforme par endroits en collision continentale, engendrant à l'ouest l'initiation de l'orogénèse alpine et à l'est la formation des chaînes du Bitlis, du Zagros et du Caucase. Cette convergence génère également la surrection de la chaîne des Hellénides, composée d'une succession de nappes d'orientation NO-SE (e.g. Buick et Holland, 1989 ; Gautier et al, 1993; Jolivet et al., 2003), et constituant encore à ce jour le relief du Péloponnèse et de la Grèce continentale. L'ancien océan thétysien n'étant pas totalement fermé, la Méditerranée possède encore quelques zones de subduction active où la plaque Afrique passe sous la plaque Eurasie, comme au niveau de l'arc hellénique situé au sud de la Grèce (e.g. Stanley & Wezel, 1985 ; **Fig. 2.1**). La convergence de l'Arabie vers l'Eurasie est associée au comportement compressif général de la zone, avec pour conséquence l'extrusion vers l'ouest de la micro-plaque anatolienne le long entre autre de la faille Nord-Anatolienne (FNA, **Fig. 2.1**).

Dans ce contexte compressif l'Egée est marquée par un régime extensif initié à partir du Miocène (e.g. Jolivet, 1993 ; Jolivet et Faccena, 2000), confirmé par l'observation de roches métamorphiques HP et BT exhumées au niveau de la mer Egée et de ses environs (e.g. Gautier, 1993 ; Jolivet, 1999). L'origine de cette extension est encore mal définie, plusieurs hypothèses sont développées pour l'expliquer. Ce régime pourrait être produit par la migration vers le sud de la subduction hellénique (e.g. Malinverno et Ryan, 1986) ou, à l'inverse, par la propagation de la FNA (e.g. Jackson et McKenzie, 1984 ; McKenzie et Jackson, 1986; Westaway, 1990; Taymaz et al. , 1991; Armijo et al., 1996). Une troisième hypothèse attribue cette extension à l'effondrement gravitaire des Hellénides (Jolivet, 1993).

Selon Armijo et al. (1996), la FNA aurait commencé à se propager vers l'ouest il y a 5 Ma, en générant une succession de bassins d'extension tels que la mer de Marmara ou le golfe de Corinthe situé le plus à l'ouest (**Fig. 2.1**). Le rift de Corinthe, réactivé il y a 1 Ma, semble être actuellement la structure la plus récente. Les mécanismes responsables de cette réactivation sont encore très débattus.

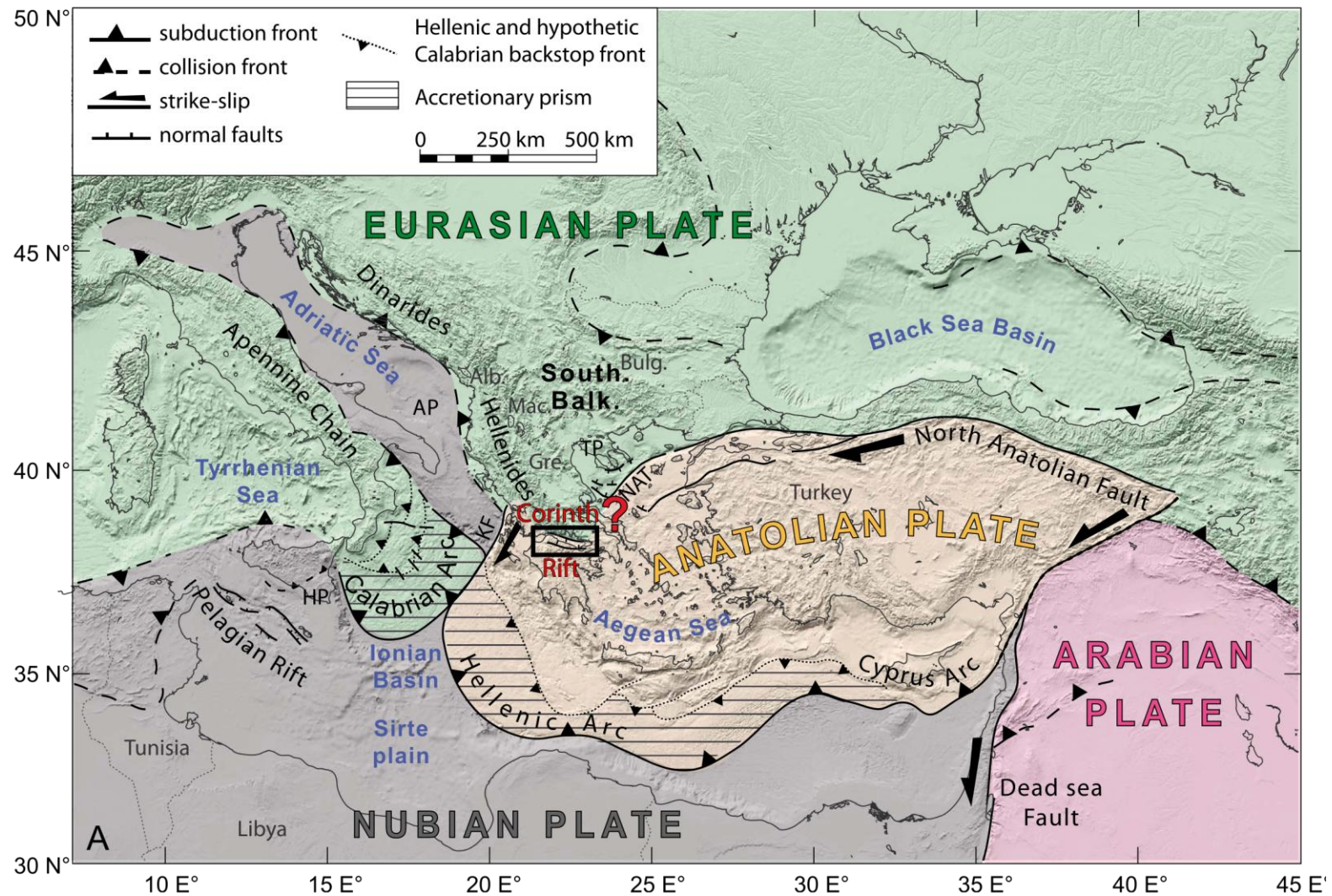


Fig. 2.1 : Carte tectonique de la Méditerranée centrale et orientale modifiée par Pérouse *et al.* 2012, d'après Chamot-Rooke *et al.* 2005. South. Balk. : Balkans Sud ; Alb.: Albanie; Mac.: Macedoine; Bulg.: Bulgarie; Gre.: Grèce; AP: Plateforme Apulie; HP: Plateau Hyblean; KF: Faille de Céphalonie; TP: Péninsule de Thessalonique; NAT: Traversée Nord Égée.

2.1.2. TECTONIQUE ET CINEMATIQUE DE LA MEDITERRANEE ORIENTALE

Le développement des réseaux sismologiques permet d'enregistrer de plus en plus précisément l'activité sismique présente dans cette région et de caractériser les mécanismes associés. Sur la carte de la **Fig. 2.2** sont reportés les mécanismes au foyer des séismes (provenant du catalogue CMT de Harvard) de profondeur inférieure à 200 km et de magnitude $M \geq 5$. En parallèle, la carte de la **Fig. 2.3** représente la totalité des vecteurs GPS mesurés dans cette partie de la Méditerranée (synthèse par Pérouse et al., 2012).

De manière générale, la sismicité de la Méditerranée orientale souligne les limites de plaques dessinées sur la **Fig. 2.1**. Un déplacement vers l'ouest de la plaque Anatolie est défini par les vecteurs GPS, avec une vitesse mesurée de 21 mm/an par rapport à l'Europe fixe (Reilinger et al. 2006). La sismicité associée est distribuée au niveau des failles Nord-Anatolienne et Est-Anatolienne avec des mécanismes en décrochement. En se rapprochant de l'Égée, les vecteurs GPS marquent une rotation vers le sud jusqu'à atteindre, au niveau de l'Égée, une orientation NNE-SSO (**Fig. 2.3**). Actuellement le centre de la zone égéenne se déforme très peu et est dépourvu de sismicité, ce qui est interprété comme un comportement quasi rigide (McClusky et al., 2000).

Au sud, la zone de subduction résultant de la convergence de l'Afrique vers l'Égée selon un axe NS avec une vitesse de 3-4 cm/an (e.g. Jolivet et Faccena, 2000 ; Reilinger et al., 2006) est accompagnée d'une sismicité de type compressif soulignant les arcs hellénique et chypriote (**Fig. 2.2**). Au niveau de la Crète, la fosse de subduction possède une orientation EO. Cette orientation change en allant vers l'ouest, jusqu'à devenir quasiment NS au niveau des îles de Céphalonie et de Zante (**Fig. 2.1**). La sismicité enregistrée au niveau de cette zone de subduction, ainsi que de l'arc volcanique permet d'obtenir l'image du plan de Benioff jusqu'à une profondeur de 160-180 km. Le pendage de la subduction déterminé à partir de la distribution des hypocentres des séismes et des mécanismes au foyer est de 16° , et apparaît même plus faible à partir des observations réalisées sur des sections orientées NE-SW (**Fig. 2.4 B** ; Papazachos et al. 2000, 2005). Les études réalisées à partir de la tomographie sismique indiquent la présence d'un corps froid, entre 250 et 600 km de profondeur avec un pendage de 30° à 40° (**Fig. 2.4 A**), caractérisé par une forte vitesse sismique ce qui est habituellement interprété comme la présence en profondeur de la lithosphère subductée (e.g. Wortel et Spakman, 2000 ; Piromallo et Morelli, 2003). La géométrie définie à partir des résultats de tomographie diffère de celle de la sismicité qui est localisée à des profondeurs moins importantes (55-60 km) et indique un pendage plus faible.

Le rift de Corinthe se situe à l'intersection entre la terminaison de la FNA à l'est et, à l'ouest (la localisation précise reste encore très incertaine ; e.g. Chamot-Rooke et al. 2005), la zone correspondant au passage de la subduction à la collision au nord de la faille de Céphalonie (**Fig. 2.1**). Entre ces deux structures, le rift de Corinthe est caractérisé par une forte densité de séismes et une déformation extensive très localisée (**Fig. 2.2**).

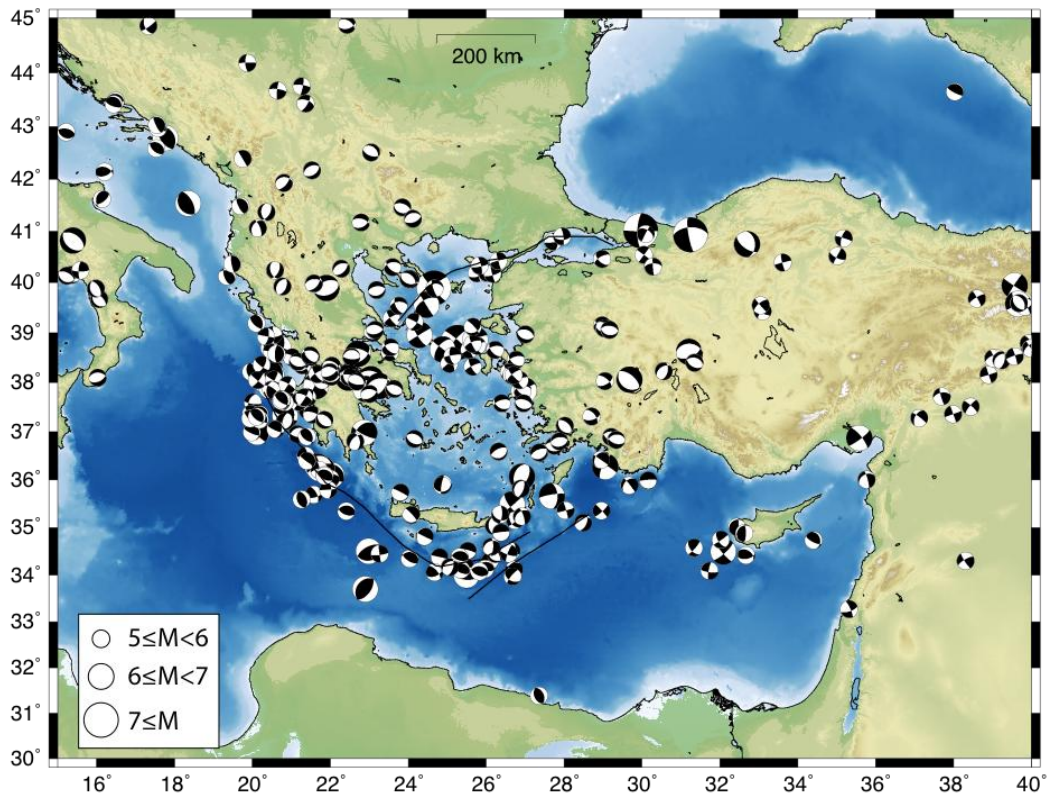


Fig. 2.2 : Mécanismes au foyer des séismes présents dans le catalogue d'Harvard CMT entre 1976 et 2013, pour des magnitudes supérieures à 5 et des profondeurs inférieures à 200 km.

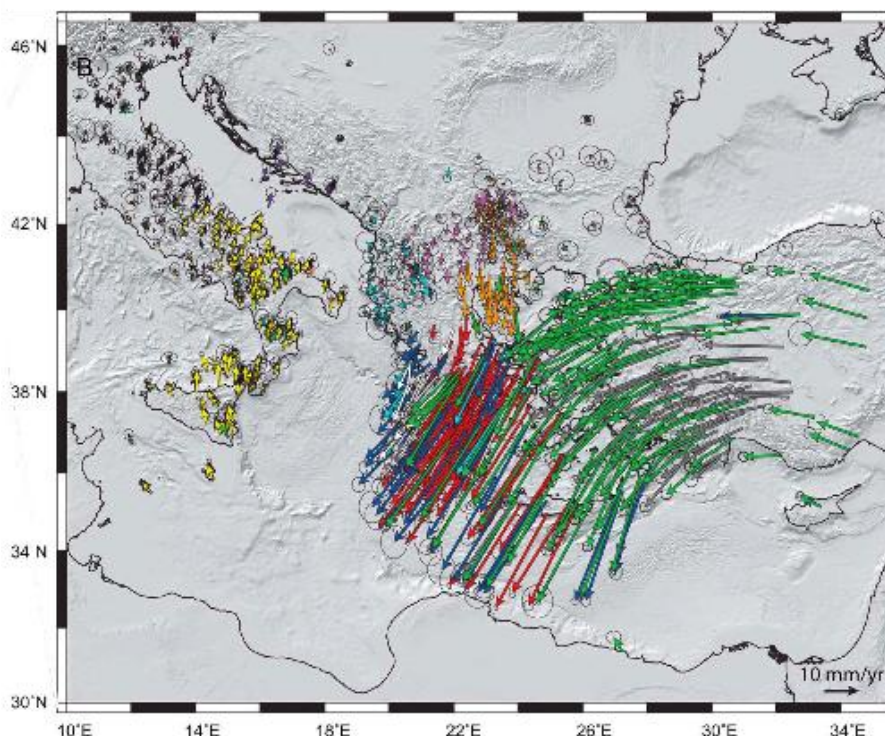


Fig. 2.3 : Synthèse des vitesses GPS provenant de diverses études et les ellipses de confiance (95%) associées (Pérouse et al. 2012). Les vecteurs vitesse ont un code couleur selon leur source: vert, Reilinger et al. (2006); gris sombre, Aktug et al. (2009); magenta, Kotzev et al. (2006); orange, Matev et al. (2012); turquoise, Jouanne et al. (2012); rouge, Floyd et al. (2010); gris clair, Charara (2010); blanc, Charade et Ganas (réseau permanent GPScope, <https://gpscope.dt.insu.cnrs.fr/chantiers/corinthe/>); bleu, Hollenstein et al. (2008); corail, D'Agostino et al. (2008); jaune, D'Agostino et al. (2011a); pourpre, Bennett et al. (2008); noir, Devoti et al. (2011). Les vitesses sont représentées en considérant la plaque Eurasie comme fixe.

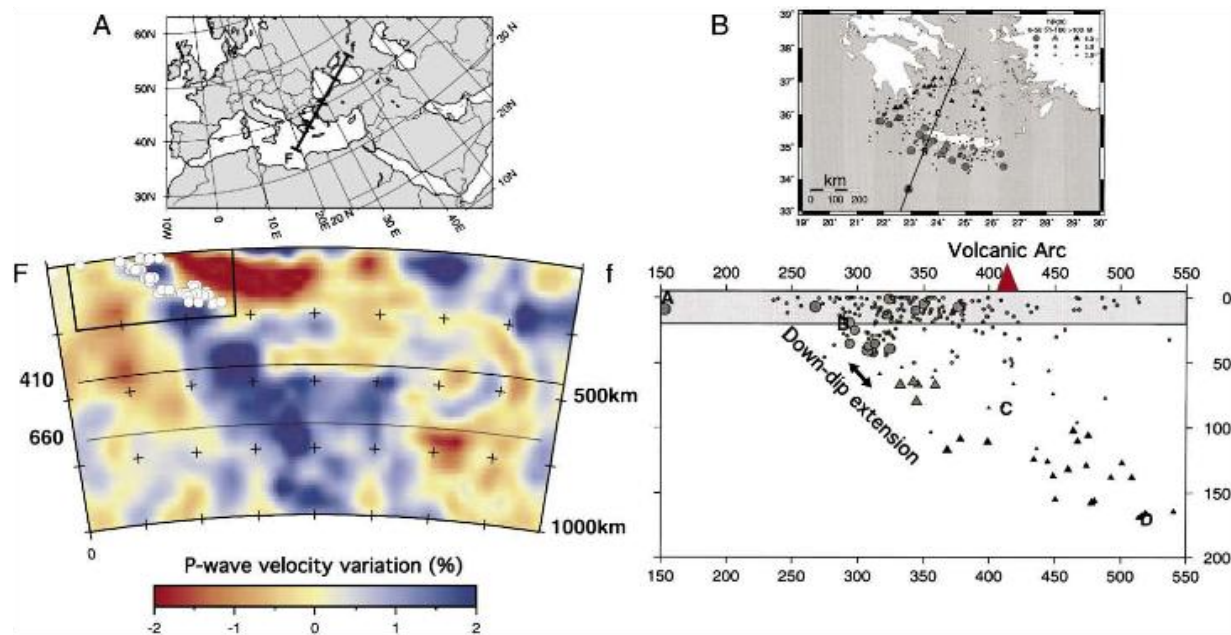


Fig. 2.4 : Section de tomographie (A, Píramalli et Morelli, 2003) et de sismicité (B, Papzachos et al., 2000) à travers la subduction Hellénique et l'Égée (reporté par Agostini et al., 2009). Les points blancs en A correspondent aux hypocentres de séismes de $M \geq 5$, l'encadré noir représente la zone de la section B.

2.1.3. MODELES DE L'EXTENSION EGEEENNE

L'extension actuelle dans le bassin Égéen est bien documentée, mais les mécanismes régissant cette extension font encore débat. Différentes hypothèses ont été développées. Elles sont synthétisées par Agostini et al. (2010, Fig. 2.5) qui discute également les conséquences pour l'évolution tectonique de la région.

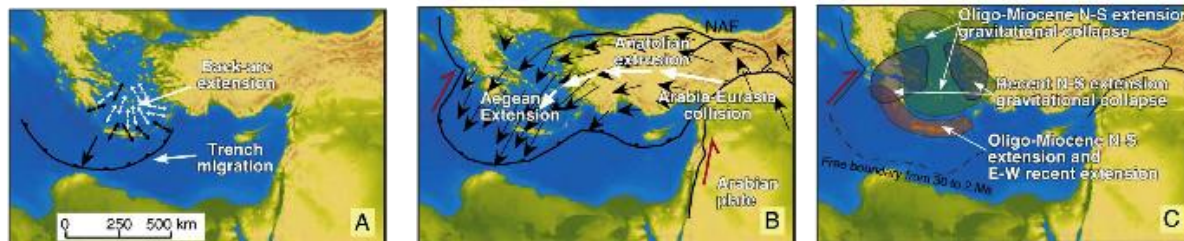


Fig. 2.5 : Schéma des 3 modèles proposés pour expliquer l'extension de la région égéenne (Agostini et al. 2009). A) migration de la subduction induite par le plongement de la plaque subductée. Les flèches correspondent aux contraintes d'extension à terre (noir) et en mer (blanc) reportées par Angelier et al. (1982). B) extrusion de l'Anatolie induite par la collision Arabie-Eurasie. Les flèches noires représentent les vecteurs GPS par rapport à l'Europe fixe (d'après McClusky et al. 2000). C) collapse gravitationnel d'une lithosphère sur-épaisse (redessiné d'après Jolivet et al. 2001).

- D'après le premier modèle, le bassin Égéen est un bassin arrière-arc typique associé au retrait de la plaque subductée et à l'augmentation du pendage (Fig. 2.5 A). Les moteurs seraient alors une combinaison de la force due à la poussée de la marge et de la force due au retrait de cette plaque plongeante. Ce modèle est conforté par les études récentes de tomographie interprétées par de nombreux auteurs comme indiquant une plaque plongeante possédant un fort pendage et s'enfonçant dans le manteau supérieur (Fig. 2.4, Píromallo et Morelli, 2003). Une vision alternative de ces résultats de tomographie considère que le corps rapide détecté ne correspond pas à la plaque subductée, mais plutôt à un volume du manteau remonté et aspiré vers le haut par le mouvement de la plaque subductée vers le sud-ouest par rapport au manteau, dans une direction opposée au pendage de la subduction (Agostini et al., 2010 ; Doglioni et al., 2009).
- Un second modèle est développé à partir des travaux d'Armijo et al. (1996). L'extension en mer Égée serait le résultat de l'extrusion vers l'ouest de l'Anatolie en réponse au mouvement de la plaque Arabie vers la plaque Eurasie. La faille Nord-

Anatolienne (FNA) permet d'accommoder cette extrusion. Dans ce modèle, l'extrusion s'étend vers la marge Ionienne moins contrainte et la subduction est considérée comme « passive », conséquence de l'échappement de l'Anatolie. La propagation de cette structure serait à l'origine de la création d'une succession de bassins le long de cette faille dont le rift de Corinthe qui correspond à la zone la plus récemment activée (**Fig. 2.6** ; Armijo et al., 1996 ; Goldsworthy et al., 2002).

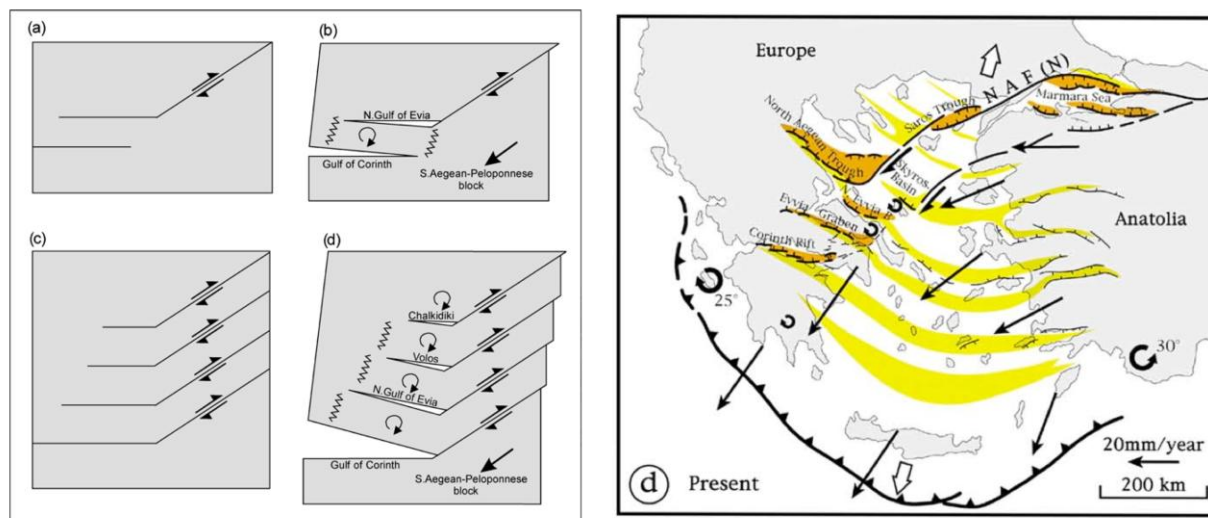


Fig. 2.6 : gauche : Schéma représentant le partitionnement de la déformation sur des failles décrochantes, bloquées sur la gauche. Les zigzags représentent les déformations nécessaires aux extrémités des blocs (Goldsworthy et al. 2002). Droite : Carte montrant les différents bassins d'extension localisés sur la continuité de la FNA (NAF) correspondant à l'étape d) du schéma de gauche (Armijo et al. 1996). Les flèches noires représentent les mouvements actuels en considérant l'Europe fixe. En orange sont représentées les différentes zone d'extension tel que le rift de Corinthe. Les bandes jaunes symbolisent le montant de l'extension dans la région égéenne modélisé par Armijo et al. (1996).

- Selon le troisième modèle, l'extension est attribuée au collapse post orogénique correspondant à une diffusion gravitaire de la lithosphère continentale sur-épaissie durant la collision alpine. (**Fig. 2.5 C**, Gautier et al., 1999 ; Jolivet, 2001).

2.2.LE RIFT DE CORINTHE

2.2.1.INTRODUCTION

Le rift de Corinthe sépare la Grèce centrale, au nord, du Péloponnèse, au sud. Il correspond à la plus récente expression d'extension nord-sud dans la mer Égée, débutant au Miocène (Armijo et al. 1996 ; Ford et al. 2013) et il est caractérisé par l'une des plus importantes activités sismiques d'Europe. Depuis de nombreuses années, il est la cible de diverses études et projets scientifiques.

Les études sismotectoniques d'envergure ont commencé en 1990-91 avec l'installation et la mesure des premiers réseaux géodésiques et des observations micro-sismiques temporaires. Depuis l'occurrence des séismes de Galaxidi en 1992 (Mw=5.9 ?) et d'Aigion en 1995 (Mw=6.2), le rift est devenu la cible d'un important effort de recherche, principalement européen. Ces recherches ont conduit à l'élaboration du projet « Corinth Rift Laboratory » (CRL), concentrant les études sur la partie ouest du rift de Corinthe, autour de la ville d'Aigion.

2.2.2.MORPHOLOGIE DU RIFT

Le rift de Corinthe est orienté selon une direction N110°E; il possède une longueur d'environ 120 km pour une largeur variant entre 30km dans sa partie orientale et 2,5 km à l'ouest au niveau du pont de Rio-Antirio qui marque la séparation du golfe de Corinthe avec le golfe de Patras. A l'extrémité est, le golfe est divisé par la péninsule de Perachora, formant deux bassins, le golfe d'Alkionides au nord et le golfe de Lechaio au sud. A l'extrémité ouest il est connecté au bassin formé par le golfe de

Patras d'où proviennent les eaux de la Méditerranée, responsables de son remplissage actuel. Les mesures bathymétriques du golfe de Corinthe (**Fig. 2.7**, Bell et al., 2009) révèlent que les plus grandes profondeurs, pouvant atteindre plus de 800 m, sont localisées au niveau de la partie centrale du golfe. La profondeur diminue de part et d'autre pour atteindre des valeurs de l'ordre d'une soixantaine de mètres aux extrémités (**Fig. 2.7**).

Le rift de Corinthe découpe la chaîne hellénique et son orientation moyenne est orthogonale à l'orientation générale NNO-SSE de la chaîne composée de plusieurs nappes de charriages s'empilant vers l'ouest (**Fig. 2.8**). La chaîne hellénique se décompose en 4 nappes, d'ouest en est : la nappe Ionienne, la nappe de Gavrovo-Tripolitsa, la nappe du Pinde et la nappe du Parnasse (**Fig. 2.8**, e.g. Jolivet et al., 2003 ; Backert et al., 2010). Ces nappes se sont mises en place lors d'un événement orogénique qui s'est propagé vers l'ouest entre le début du Paléocène et le début du Miocène. La base de cet empilement situé à l'ouest est la nappe Ionienne, qui est composée de dépôts évaporitiques triasiques considérés comme pouvant être un bon niveau de décollement et de calcaires mésozoïques (Fleury, 1980). La nappe de Gavrovo-Tripolitsa reposant au-dessus, est principalement composée de séries sédimentaires allant du Trias à l'Eocène supérieure (Thiébaud 1982). Cette nappe est surmontée par la nappe du Pinde qui forme la plus grande partie du rift de Corinthe. Elle est composée de niveaux calcaires et radiolarites à sa base et de « flysch » grés-marneux dans la partie supérieure (Sébrier, 1977). Enfin, la nappe la plus supérieure est celle du Parnasse qui affleure en Grèce continentale et au NE du Péloponnèse (**Fig. 2.8**). Elle correspond à un haut fond subsidant où se sont déposés des calcaires néritiques du Trias au Crétacé supérieur (Flotté, 2003).

Le rift de Corinthe présente une morphologie asymétrique entre la rive sud caractérisée par des reliefs importants et la rive nord. Ces reliefs diffèrent également entre les parties orientales et occidentales du rift, essentiellement au niveau de la côte sud. La partie orientale est marquée par une succession de terrasses marines (Armijo et al., 1996) tandis que la partie occidentale présente plutôt une succession de failles plus ou moins actives (e.g. Armijo et al., 1996 ; Flotté et al., 2003). Ces asymétries sont également observables au travers de la bathymétrie du golfe (**Fig. 2.7**). En particulier l'augmentation de la profondeur est plus abrupte au niveau de la côte sud (pentes 30 à 40°) que de la côte nord (pentes entre 10 et 20°). La réalisation de nombreux profils sismiques permettent la détermination des taux de sédimentation qui apparaissent également plus importants dans la partie sud du rift que dans la partie nord (Taylor et al., 2011 ; Bell et al., 2008 et 2009). Ces observations, associées aux variations entre l'est et l'ouest du rift, suggèrent que ce rift correspond dans sa partie ouest à un demi-graben (Rigo et al., 1996 ; Sorel et al., 2000). La partie sud du rift serait alors limitée par une série de failles actives, tandis que la partie nord ne subirait qu'une flexure (Armijo et al., 1996). À partir de coupes sismiques obtenues pour des études pétrolières, Moretti et al. (2003) définissent une série d'importantes failles actives sous-marines à pendage sud questionnant ainsi le caractère asymétrique du rift (**Fig. 2.9**).

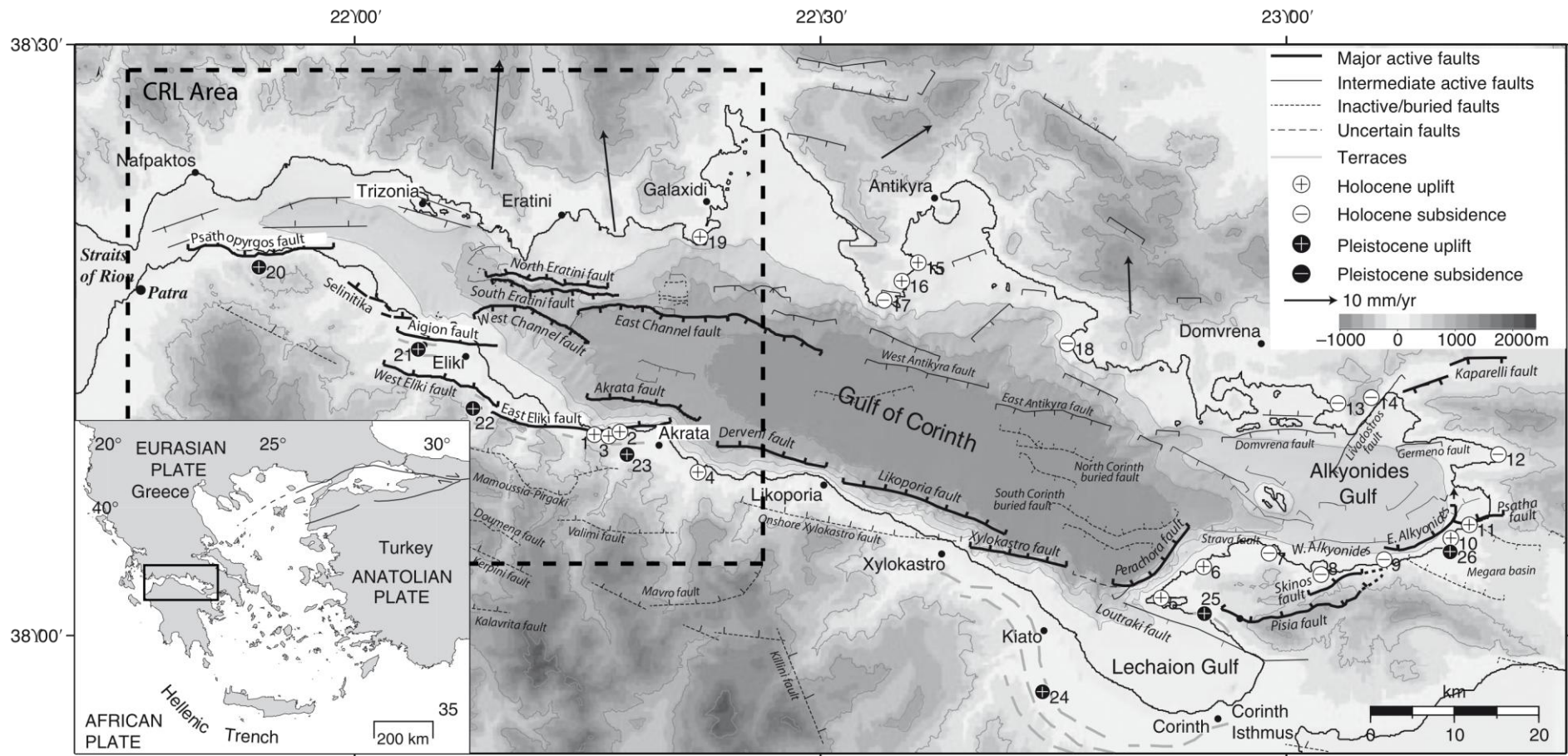


Fig. 2.7 : Carte tectonique et bathymétrique du rift de Corinthe modifiée d'après Bell et al. (2009) et dérivée d'Armijo et al. (1996), Sakellariou et al. (2001), Stefatos et al. (2002), Leeder et al. (2005), McNeill et al. (2005b), Palyvos et al. (2005), Rohais et al. (2007) and Bell et al. (2008). Le cadre en pointillé correspond à la zone d'étude du projet CRL. La topographie est issue de la mission « Shuttle Radar Topography » (<http://srtm.usgs.gov>), et la bathymétrie provient des campagnes de Vassilios (2003 ; McNeil et al., 2005b) et R/V Maurice Ewing (2001 ; Zelt et al., 2004). Les cercles représentent les mesures de soulèvement (+) et subsidence (-) réalisées dans le rift (les chiffres correspondent aux numéros d'identification de ces mesures référencés par Bell et al., 2009). Les flèches représentent les vecteurs GPS relatifs à la côte sud, de Clarke et al. (1998).

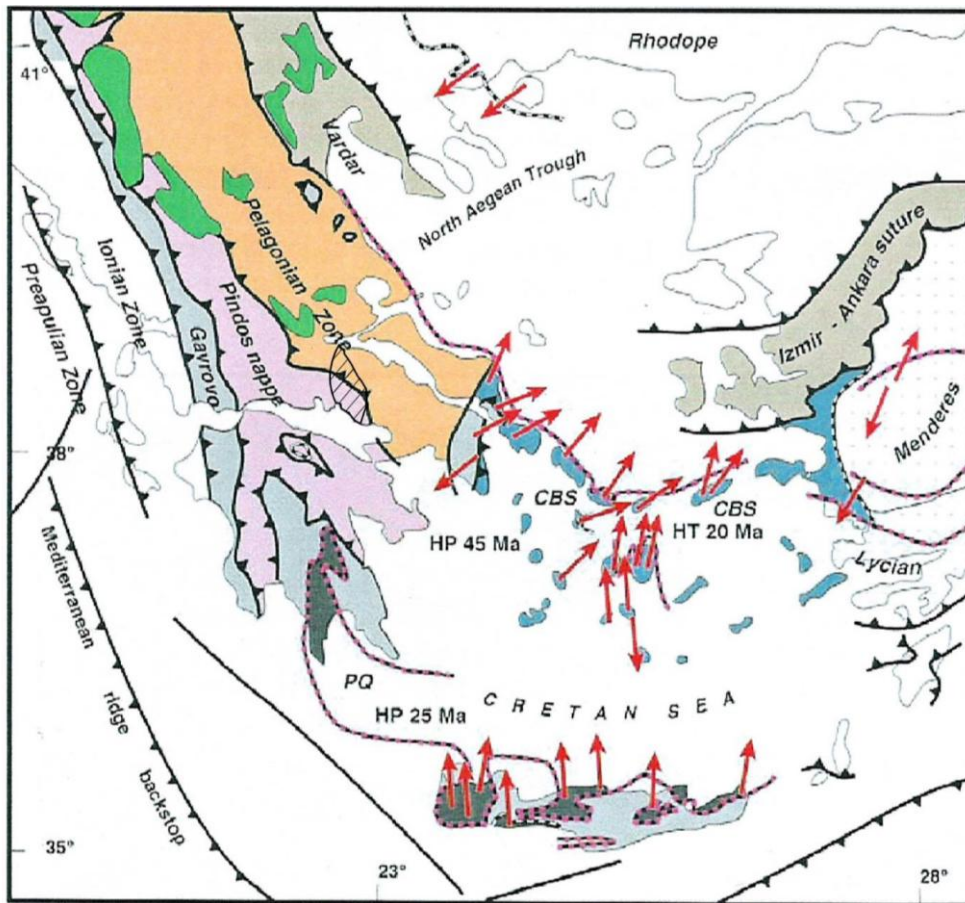


Fig. 2.8 : Schéma structural de la zone égéenne montrant les nappes de la chaîne hellénique (Buick & Holland, 1989 ; Faure et al. 1991 ; Lee & Lister 1992 ; Gautier et al. 1993 ; Gautier & Brun 1994a ; Jolivet et al. 1994, 1996 ; Foster & Lister 1999, in Jolivet et al. 2003, modifié par Backert et al. 2010). La nappe Phyllite-Quartzite est représentée en gris foncé, les ophiolites en vert, les «Cycladic Blueschists» en bleu, la zone de suture en vert pâle, la nappe du Parnasse en hachuré. L'unité Phyllite-Quartzite est exhumée le long d'un détachement (tirés rouges). Les flèches rouges représentent les directions d'extension de détachements à faible pendage qui exhument des roches de haute pression dans les Cyclades et en Crète. CBS = Cycladic Blueschists, PQ = Phyllite-Quartzite, HP = Haute Pression, HT = Haute Température.

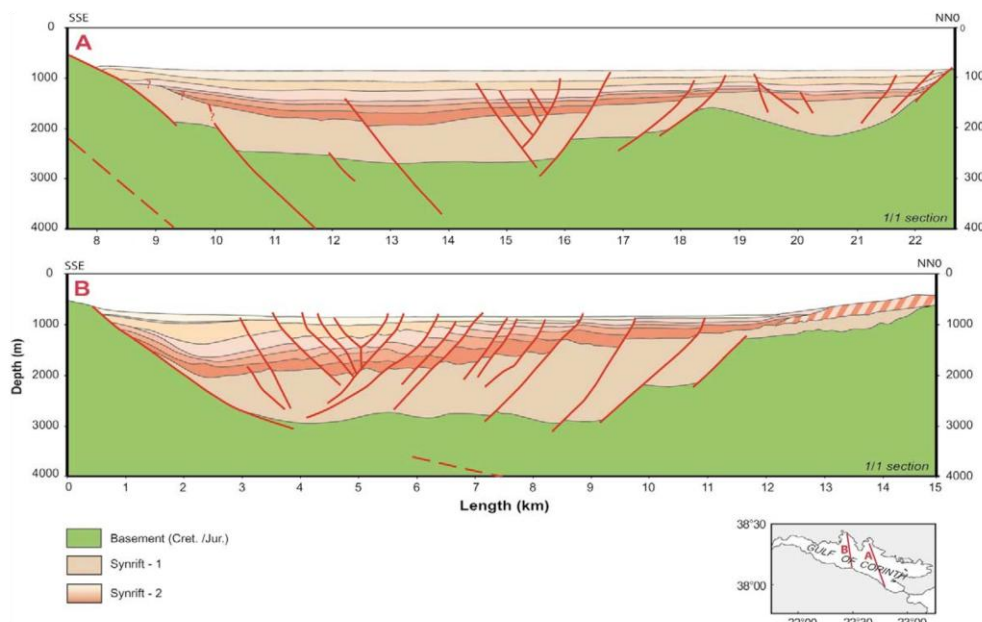


Fig. 2.9 : Schémas interprétatifs de 2 profils sismiques réalisés selon un axe nord-sud au niveau de A) la partie est et B) de la partie centrale du rift. Ces interprétations indiquent que le rift possède un caractère symétrique dans sa partie superficielle, surtout au niveau de la partie centrale (Moretti et al. 2003).

2.2.3. ETUDES GEODESIQUES

Depuis l'installation du premier réseau géodésique dense mesuré par GPS en 1990, de nombreuses campagnes de mesures géodésiques (Biliris et al., 1991 ; Clarke et al., 1998 ; Briole et al., 2000 ; Avallone et al., 2004) ont été menées dans le rift de Corinthe. Ces campagnes sont complétées depuis 2000, par la mise en place d'un réseau permanent installé principalement sur la partie ouest du rift (CRL, Briole et al., 2000).

L'accumulation des mesures depuis vingt ans montre une augmentation du taux d'extension d'est en ouest (**Fig. 2.10**). La partie est du rift est caractérisée par une vitesse allant de 5 à 10 mm/an le long d'une direction N185°E tandis qu'à l'ouest, où le rift apparaît le moins large, la vitesse d'extension mesurée est d'environ 15-16 mm/an dans la même direction (Avallone et al., 2004).

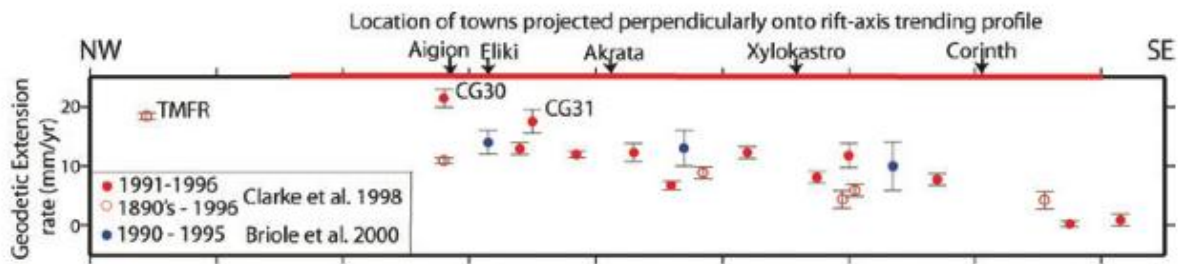


Fig. 2.10 : Représentation des taux d'extension au travers du rift de Corinthe à partir de différentes études GPS (Clarke et al., 1998, Briole et al., 2000) reportées par Bell et al. (2011).

La densité du réseau géodésique dans la partie ouest du rift permet de montrer que la déformation est localisée au niveau d'une zone assez fine située au centre du rift (Briole et al., 2000). Les zones situées de part et d'autre de ce rift semblent se comporter comme des blocs rigides affectés par une rotation de $7 \pm 0,5^\circ$ /Ma pour le bloc nord et $2,8 \pm 0,8^\circ$ /Ma pour le bloc sud (en prenant comme référence fixe le Péloponnèse ou la Grèce continentale selon le bloc étudié ; Avallone et al. 2004).

Briole et al. (2000) proposent un modèle de partitionnement des failles afin d'expliquer les vitesses GPS mesurées, tout en respectant les observations tectoniques et sismologiques. Selon ce modèle, une large partie de la déformation sismique est localisée sur des failles à pendage entre 50 et 35°, localisées entre 4 et 8 km de profondeur sous le golfe. Ces failles s'enracinent sur un décollement suggéré par certaines études sismologiques (e.g. Rigo et al. 1996) et qui glisse de manière continue en profondeur. Ce modèle ne génère que peu de mouvements verticaux et il est nécessaire de considérer d'autres mécanismes capables de générer la topographie actuelle (Briole et al., 2000).

2.2.4. ÉTUDE DE LA SISMICITE ET MICRO-SISMICITE

Le rift de Corinthe est une zone possédant une riche histoire remontant à l'Antiquité, avec la présence de plusieurs cités importantes dans la période antique ou de la renaissance et existantes encore à l'heure actuelle (respectivement Helike et Nafaktos). Cette histoire permet d'avoir de nombreuses informations sur les séismes et tsunamis ayant eu lieu dans le rift de Corinthe, à partir de 500 av. JC (**Fig. 2.11**).

L'installation des réseaux sismologiques ne débute qu'à la fin du XIXe siècle (1897, Papanastassiou et al., 2001) avec la création de l'Observatoire National d'Athènes (NOA). Mais ce n'est qu'à partir de la seconde moitié du XXe siècle que le réseau instrumental est devenu suffisamment dense pour assurer la localisation et la détermination de magnitude des séismes de manière systématique.

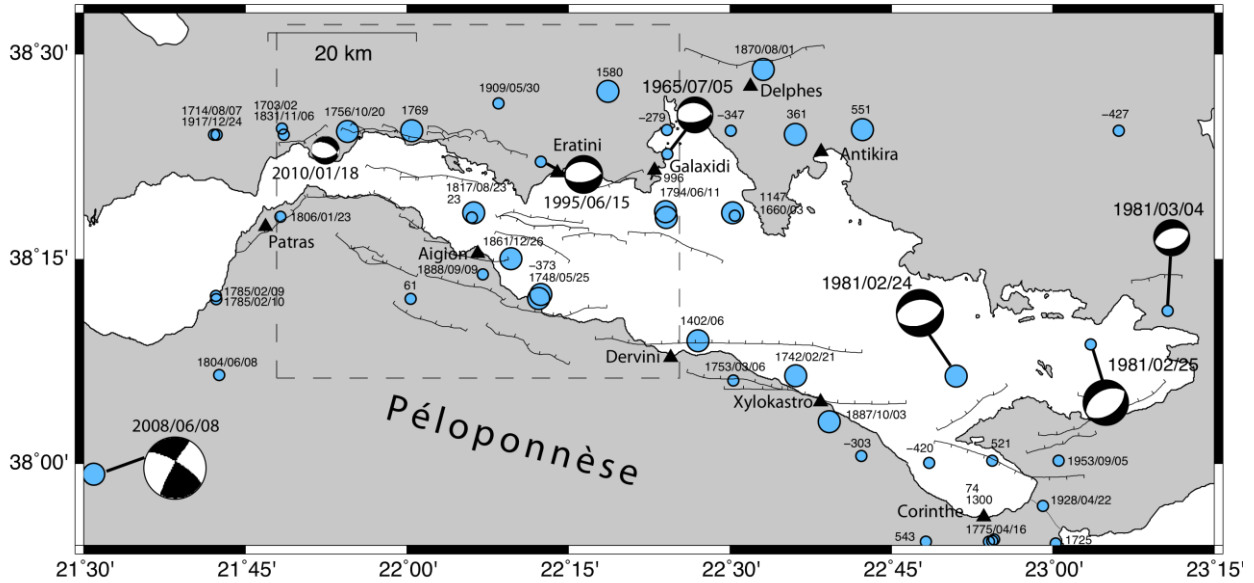


Fig. 2.11: Épicentres (Papazachos et al., 2000) et mécanismes aux foyers (catalogue de Harvard) des séismes de $M \geq 6$ et possédant une profondeur inférieure à 30 km. Le rectangle en pointillés indique la zone cible du programme SISCOR s'intégrant dans le projet CRL.

Le groupe CRL a installé un réseau sismologique permanent (CRLNET) à partir de 2000 sur la partie ouest du rift où sont mesurées les vitesses d'extension les plus importantes, couvrant une zone de 30 km x 30 km autour de la ville d'Aigion (**Fig. 2.11** et **Fig. 2.12** ; Lyon-Caen et al., 2004 ; Bernard et al., 2006 ; Lambotte et al., 2013).

La sismicité enregistrée par ce réseau, sur la période 2000-2007, est analysée afin d'imager les structures actives en profondeur et de comprendre leur relation avec les failles observées à terre et sous l'eau (Lambotte et al., 2013). Pour cela un travail fin de relocalisation basé sur une classification des événements en multiplets (séismes semblables) est effectué via le programme HypoDD (Waldhauser & Ellsworth, 2000). Ces événements sismiques relocalisés sont reportés sur la **Fig. 2.12** en bleu. Les événements étant localisés trop loin du réseau (≥ 10 km) n'ont pas été pris en compte. L'incertitude relative pour les séismes localisés à l'intérieur du réseau est métrique à décimétrique. L'incertitude la plus importante est située à l'ouest où la couverture du réseau est limitée (Lambotte et al., 2013). Cette sismicité est complétée par la micro-sismicité enregistrée en 1991 sur une durée de 6 semaines, à partir d'un réseau de 51 stations (Rigo et al., 1996). Ces événements sont représentés par des points verts sur la **Fig. 2.12**. Cette étude est également complétée par une partie des répliques du séisme de magnitude 6,3 ayant eu lieu en 1995 (en rouge sur la **Fig. 2.12**, Bernard et al., 1997).

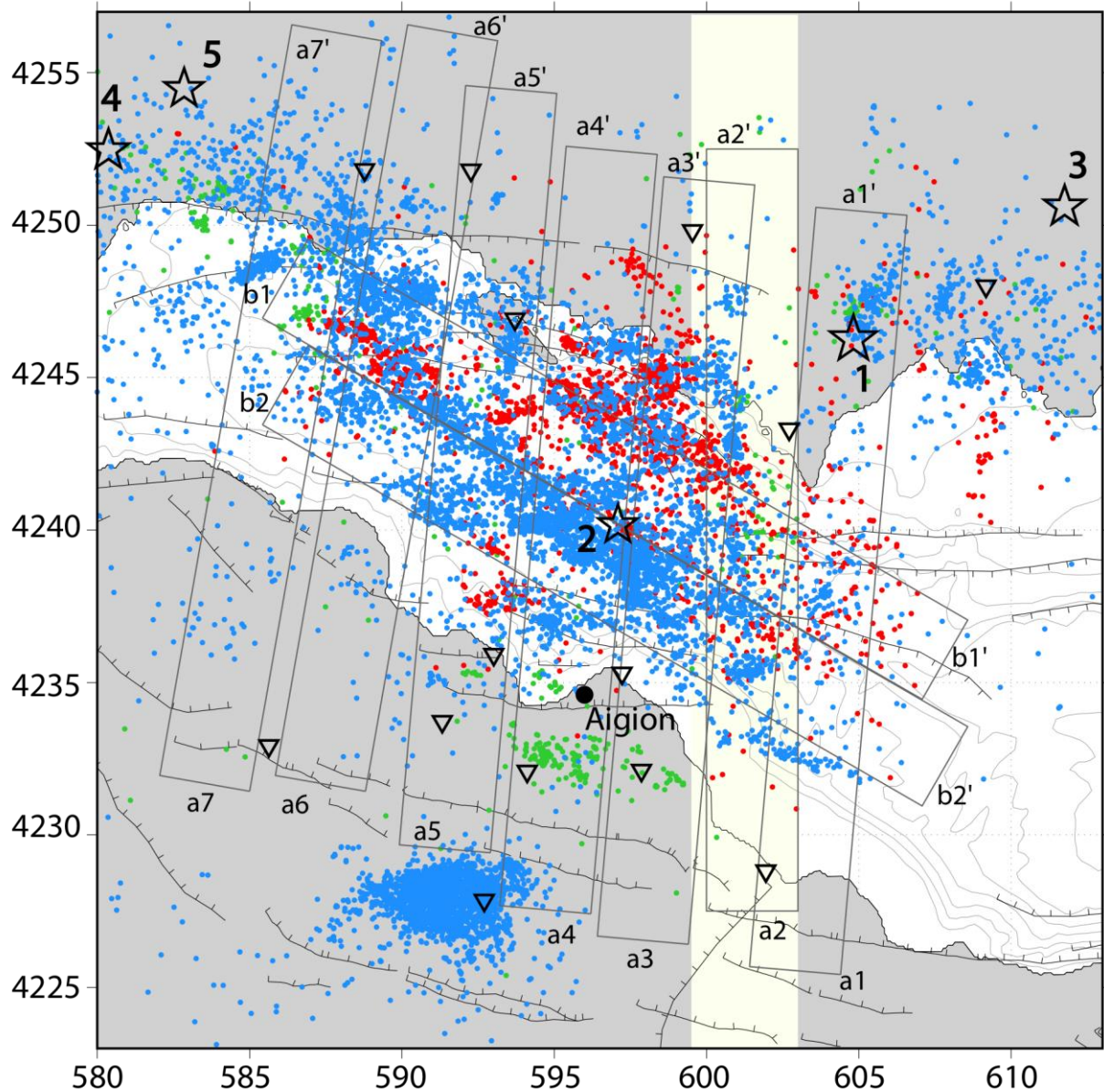


Fig. 2.12 : Carte de la sismicité relocalisée, modifiée d'après Lambotte et al. (2013). Les points bleus correspondent à la période 2000-2007, les verts à la crise de 1991, et les rouges aux répliques du séisme de 1995 de $M_s=6,2$ (étoile 1, Bernard et al. 1997). Les autres étoiles correspondent aux épicentres de séismes de $M \geq 5,5$: 2) plus large réplique du séisme de 1995 avec $M_l=5,2$; 3) séisme d'Agios Pandes 1997 ($M_s=5,3$) ; 4 et 5) séismes Efpalio 2010 (Sokos et al., 2012) tous deux de $M_w=5,3$. Les boîtes grises correspondent aux coupes détaillées dans ce chapitre.

À partir de la distribution de la sismicité, Lambotte et al. (2013) divisent la partie occidentale du rift de Corinthe en 2 zones séparées par une zone de transition (bande blanche sur la Fig. 2.12) :

- Cette zone de transition correspond à une bande de 1 à 3 km de largeur et d'orientation N-S. Sur les coupes réalisées parallèlement à l'orientation du rift, la sismicité est localisée à des profondeurs un peu moins élevées que de part et d'autre de cette zone (zone grise sur les profils b1-b1' et b2-b2' de la Fig. 2.13, Lambotte et al., 2013). Par ailleurs, la sismicité et l'orientation des plans définis par les multiplets reportés sur un profil d'orientation N-S (a2-a2' sur la Fig. 2.13, Lambotte et al., 2013) soulignent un plan de pendage d'environ 25° vers le Nord.

Cette structure est interprétée comme une frontière sismique, mais aussi morphologique. En plus de marquer une transition au niveau de la sismicité, elle correspond à une limite bathymétrique et structurelle. À l'ouest de cette zone de transition le rift est peu profond et sa largeur est faible. À l'est, la profondeur augmente pour atteindre un maximum au centre du rift et la largeur

devient également de plus en plus importante (**Fig. 2.7**). Par ailleurs, l'étude de l'essaim sismique de 2001 ayant eu lieu au sud de cette zone, a permis d'identifier une faille transverse (faille de Kerinitis sur la **Fig. 2.12**, Pacchiani & Lyon-Caen 2009). Un dernier argument pour cette interprétation est apporté par la correspondance entre cette zone et la bordure ouest de la rupture du séisme de 1995 (Bernard et al., 1997 ; **Fig. 2.12** étoile n° 1 et **Fig. 2.13**).

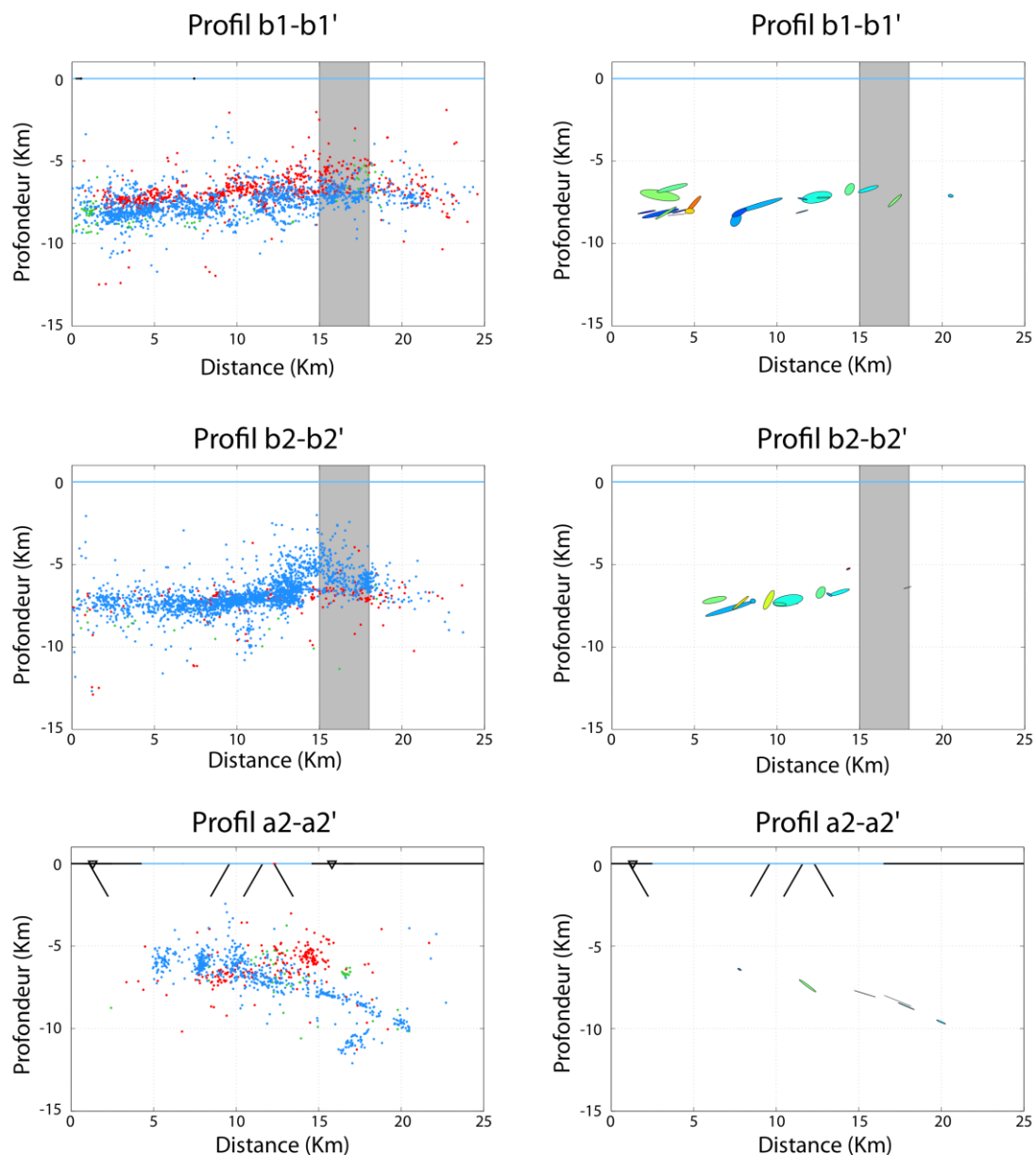


Fig. 2.13 : Profils d'orientation O-E de la micro-sismicité et des multiplets et profil S-N de la zone de transition dans la partie ouest du rift (Lambotte et al., 2013). La zone grise symbolise cette zone de transition.

- La section située à l'ouest de la zone de transition (**Fig. 2.14**) est marquée par un taux moyen de sismicité élevé sur la période 2000-2007 de 10 événements par jour, pouvant atteindre plus de 150 événements par jour lors d'une crise sismique.

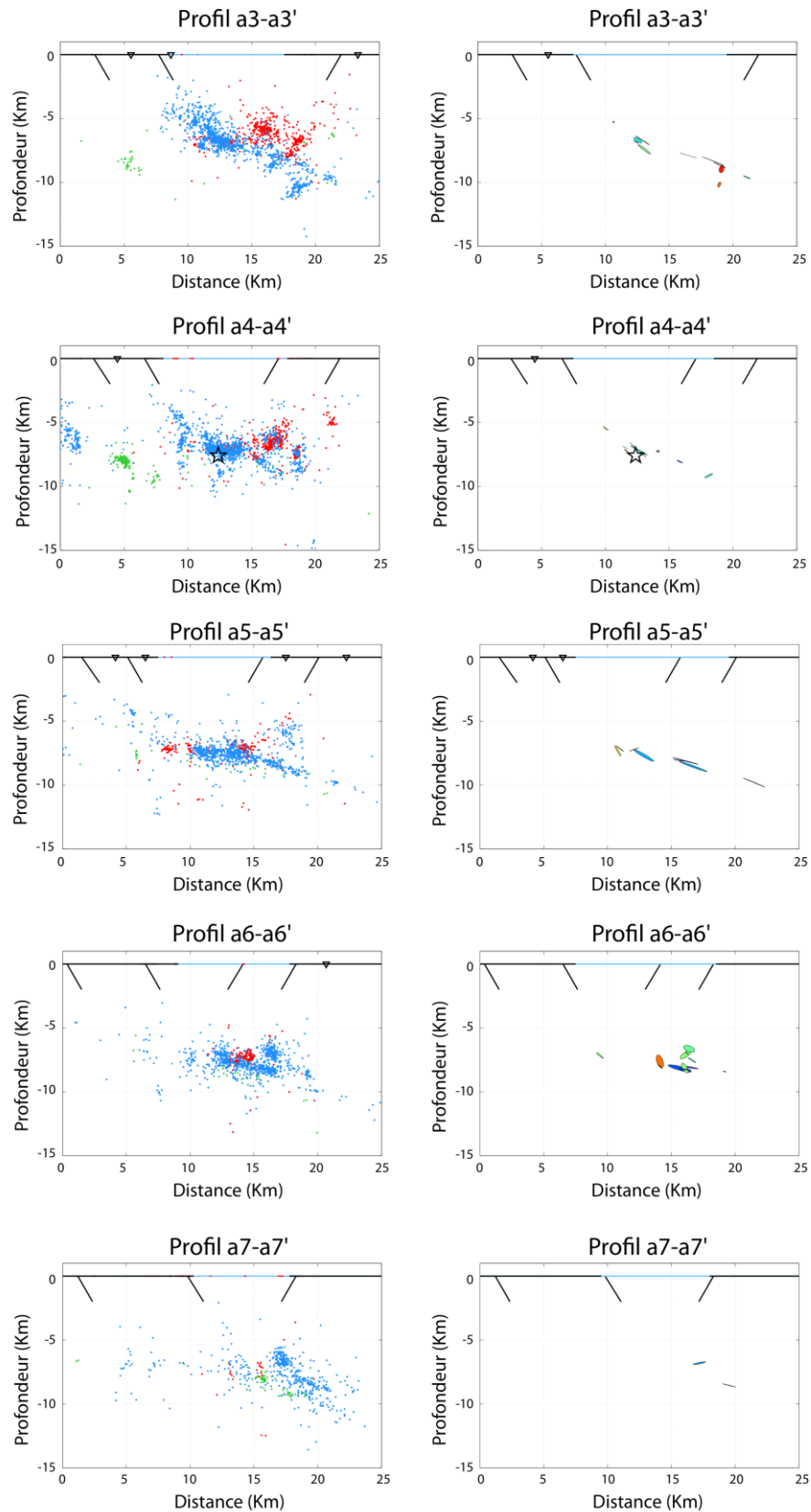


Fig. 2.14 : Profils d'orientation S-N de la micro-sismicité et des multiplets pour la section à l'ouest de la zone de transition dans la partie occidentale du rift (Lambotte et al., 2013).

La sismicité enregistrée est principalement localisée sous le golfe à des profondeurs comprises entre 6 et 10 km. Les résultats obtenus par Lambotte et al. (2013) apparaissent cohérents avec les précédentes études réalisées dans cette partie du rift (Rigo et al., 1996 ; Lyon-Caen et al., 2004 ; Bernard et al., 2006) et apportent une finesse nouvelle dans l'image de la sismicité.

La distribution de la sismicité ainsi que les multiplets présents dans la partie inférieure définissent finement un plan de faible pendage de 15°-20° (profil a5-a5' et a6-a6', Lambotte et al., 2013). La partie supérieure est plus épaisse et contient des multiplets définissant des pendages plus importants et plus variables entre 25° et 45°. La répartition de certains séismes à des profondeurs inférieures à 6 km, peut être interprétée comme un marqueur de l'enracinement des failles visibles en surface dans le nuage de sismicité présent à 6 km de profondeur.

Au début de l'année 2010, deux séismes de magnitude 5,3 ont eu lieu au nord-ouest de cette zone à une profondeur respective de 6,6 et 8 km (18 et 22 janvier ; Sokos et al., 2012). Sokos et al. (2012) interprètent cette crise sismique comme étant générée par deux failles de pendage distinct : le séisme du 18 janvier produit par une faille aveugle de pendage 55° vers le sud et celui du 22 janvier, à l'est du premier, qui serait généré sur une faille aveugle de pendage de 52° vers le nord. L'analyse cumulée des mécanismes aux foyers, de la distribution des répliques et des données GPS réalisée par Lyon-Caen et al. (2013, en cours de publication) indiquerait également la présence de deux failles aveugles, mais toutes les deux avec des pendages proches de 30° vers le nord.

- La section à l'est de la zone de transition est caractérisée par un taux de sismicité faible et des événements principalement localisés sous la côte nord. La coupe reportant la sismicité de cette section, selon un axe N-S, semble dessiner deux plans: le premier juste sous le golfe apparaît quasi horizontal avec une épaisseur d'environ 2 km, le second sous la côte nord correspond à un plan de pendage nord d'environ 30°. Ce second plan défini par la distribution de la sismicité est concordant avec les plans définis par les multiplets (*Fig. 2.15*).

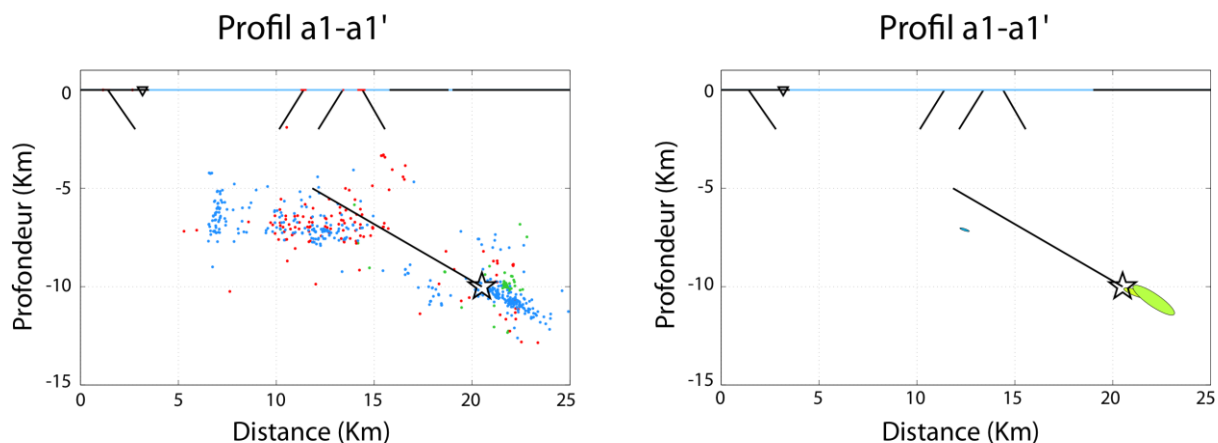


Fig. 2.15 : Profils d'orientation S-N de la micro-sismicité et des multiplets pour la section localisée à l'est de la zone de transition dans la partie occidentale du rift (Lambotte et al., 2013). L'étoile correspond à l'hypocentre du séisme de 1995 ($M_s=6,2$).

Ce plan concorde avec le plan de rupture du séisme de 1995 de magnitude 6,3 défini à partir de la sismologie, du GPS et de l'interférométrie INSAR (Bernard et al., 1997). Il en est déduit que la rupture de ce séisme s'est initiée vers 10 km de profondeur (étoile *Fig. 2.15* et point *Fig. 2.16*) et a progressé vers la surface selon un plan de pendage nord à 33°. Bien que la sismicité enregistrée entre 2000 et 2007 apparaisse en accord avec ce plan, une lacune de sismicité est visible à l'endroit de l'ancienne rupture de 1995.

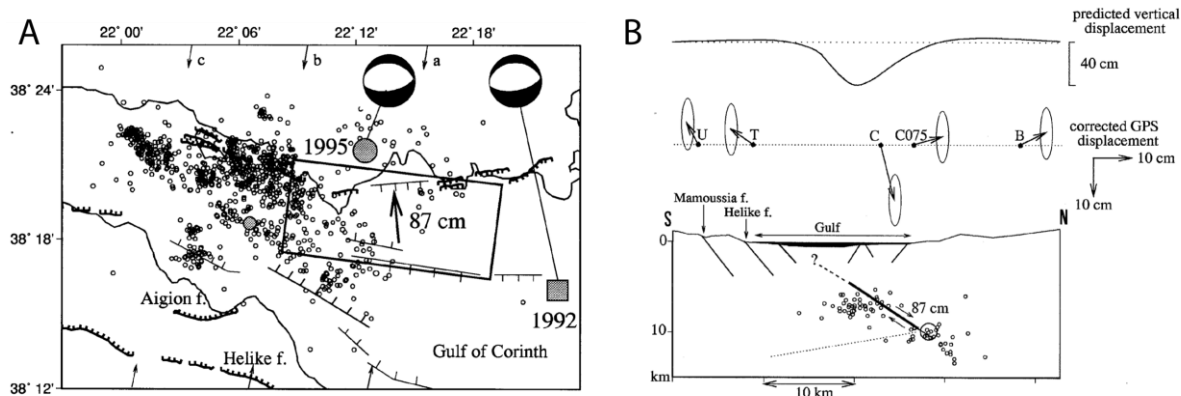


Fig. 2.16 : Plan de rupture et répliques du seisme de 1995 de $M=6,3$ (Bernard et al. 1997). Le plan de rupture est déterminé à partir de l'analyse du mécanisme au foyer, des données de sismicité et des déplacements cosismiques obtenus par GPS et interférométrie InSAR.

2.2.5. ETAT DES LIEUX DES MODELES TECTONIQUES ET GEOMETRIE DES FAILLES DU RIFT

Bien que le rift de Corinthe soit une zone très étudiée, les mécanismes responsables de son ouverture font l'objet de nombreux débats. À l'heure actuelle, il existe deux catégories de modèles selon que la présence d'un détachement de faible pendage sous le rift de Corinthe est prise en compte ou pas. Cela engendre différentes implications au niveau de la géométrie et du comportement des failles du rift ainsi qu'à plus grande échelle.

2.2.5.1. MODELES AVEC DETACHEMENT DE FAIBLE PENDAGE

L'existence d'un détachement de faible pendage sous le rift a initialement été proposée par Rigo et al. (1996) sur la base de la sismicité. Ce modèle a ensuite été enrichi par les observations géodésiques (Briole et al., 2000 ; Bernard et al., 2006), des profils sismiques (Taylor et al., 2011) et des données de terrain (ex. Sorel, 2000; Flotté et al., 2005; Jolivet et al., 2011).

- À partir des premiers enregistrements de micro-sismicité réalisés dans la partie ouest du rift de Corinthe, Rigo et al. (1996) proposent un modèle de détachement à pendage faible ($15^\circ \pm 10^\circ$) en accord avec la distribution de la sismicité en profondeur et les mécanismes au foyer (Fig. 2.17). Les failles observées au niveau de la côte sud avec un fort pendage s'enracineraient en profondeur sur le détachement marqué par la présence de la sismicité. L'analyse de la micro-sismicité réalisée par Lambotte et al. (2013) permet de confirmer la géométrie du nuage de sismicité observé par Rigo et al. (1996). Quelques petites structures antithétiques observées à la surface sont mentionnées, interprétées comme pouvant être liées à la flexure. Ce détachement est interprété comme la limite inférieure de la zone sismogénique.
- Taylor et al. (2011) réalisent une série de profils sismiques d'orientation NS sur l'ensemble du rift de Corinthe, permettant d'imager les structures jusqu'à 2-3 km de profondeur. L'interprétation de ces profils sismiques au niveau de la partie centrale du rift indique un aplanissement des structures avec la profondeur (Fig. 2.18, secteur central). Par contre, les profils réalisés sur la partie ouest ne permettent pas d'obtenir des informations sur la géométrie des failles présentes sur la côte sud du rift (Fig. 2.18, secteur ouest). De même, la profondeur d'investigation de ces méthodes ne permet pas d'imager les profondeurs où se situe la sismicité. Comme pour le modèle développé par Rigo et al. (1996), il est supposé que les failles observées à la surface s'enracinent au niveau d'un décollement souligné par la micro-sismicité. Au niveau de la partie centrale du rift les failles semblent s'aplanir rapidement pour s'enraciner sur un décollement de faible pendage, contrairement à la partie ouest où elles pourraient garder un fort pendage jusqu'au décollement.

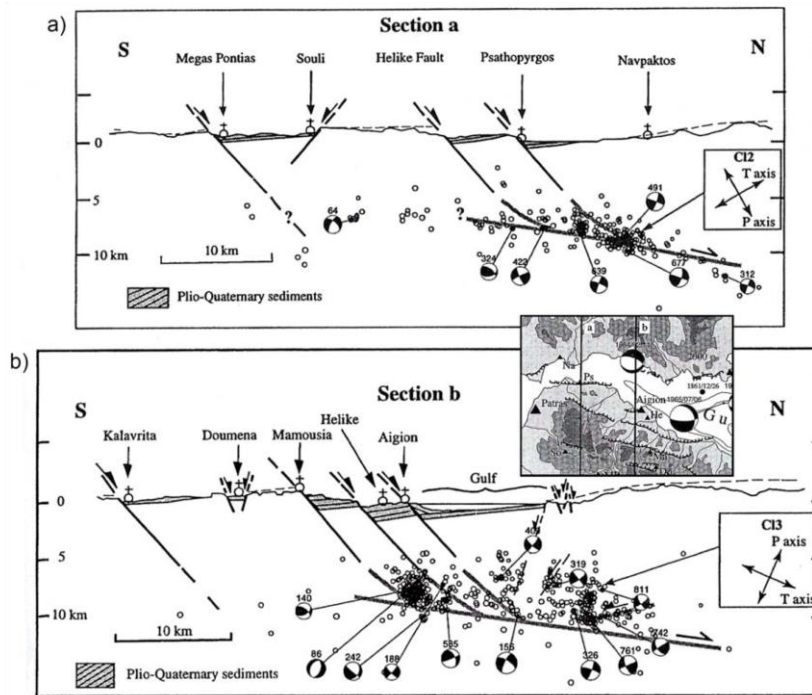


Fig. 2.17 : Modèle de détachement à faible pendage à partir de la sismicité de Rigo et al. (Rigo et al., 1996, modifié par Backert, 2010).

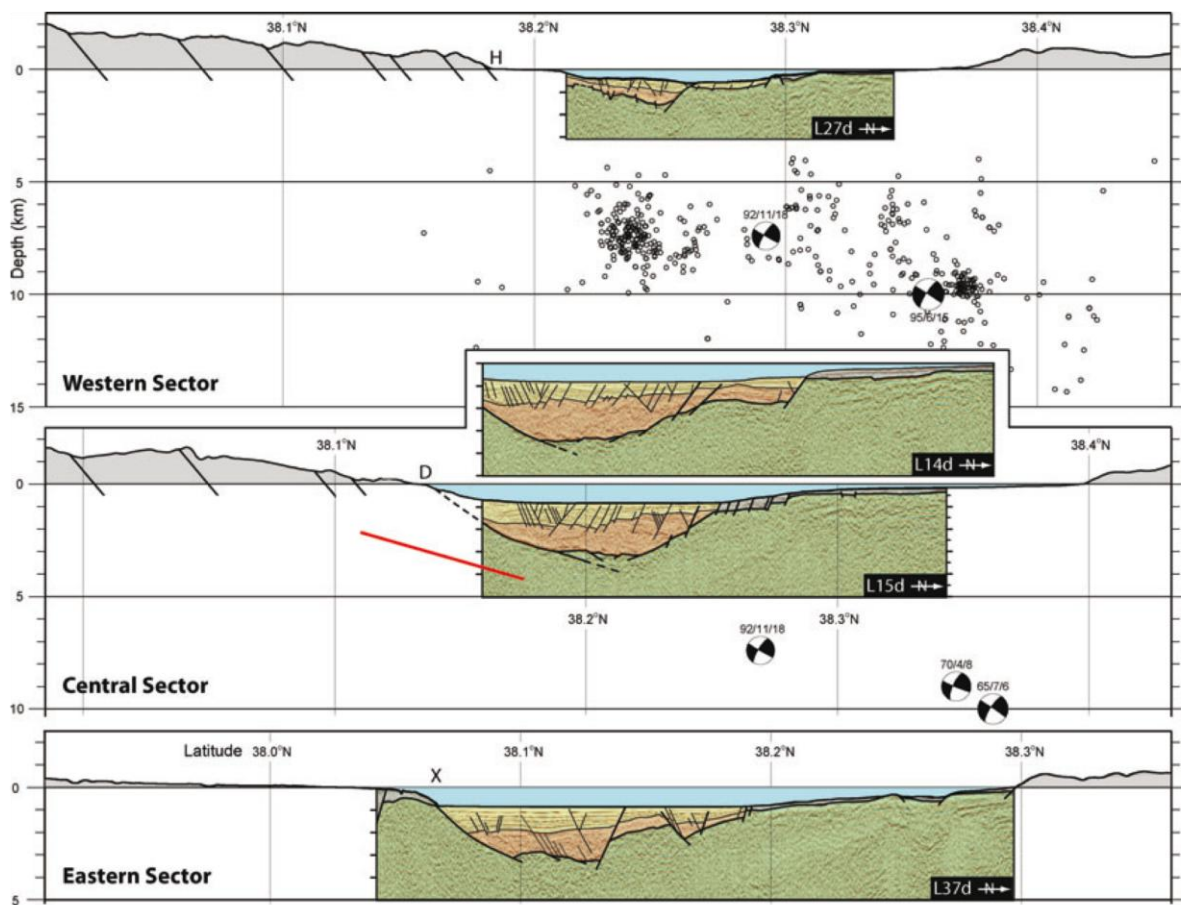


Fig. 2.18 : Profils topographiques et profils sismiques convertis en profondeur et interprétés pour la partie ouest (haut), centrale (milieu) et est (bas) du rift de Corinthe (Taylor et al., 2011). La micro-sismicité provient de Rigo et al. (1996). La ligne rouge indique la position approximative de l'interface à faible pendage nord (15°) définie par Alperin et al. (2004) utilisant les arrivées des ondes réfractées produites par un air-gun sismique. H= faille d'Helike ; D= faille de Dervini ; X= faille de Xylokastro.

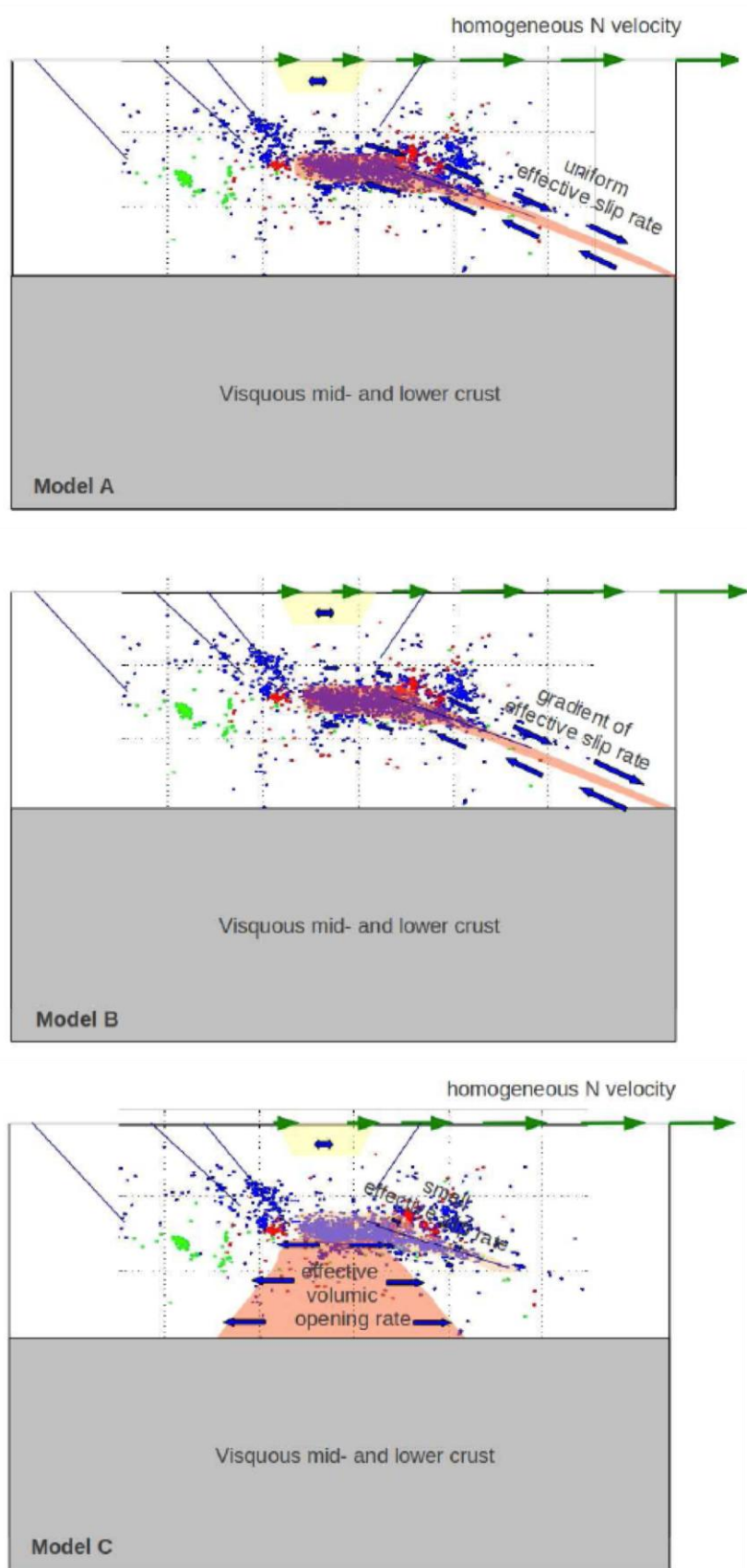


Fig. 2.19 : Modèles mécaniques proposés par Lambotte et al. (2013) afin d'expliquer les observations géodésiques et sismologiques obtenues à partir des réseaux CRL. A) modèle avec un glissement uniforme au niveau du détachement. B) modèle avec un taux de déplacement stationnaire au niveau des frontières verticales nord et sud, ainsi qu'un coefficient de friction statique effectif sur le détachement. C) modèle avec une ouverture non élastique localisée sous l'axe du rift.

Les observations géodésiques (Briole et al., 2000 ; Avallone et al., 2004) montrent que la déformation est localisée essentiellement au niveau du golfe et que les côtes nord et sud peuvent être assimilées à des blocs rigides. Cela permet d'envisager une déformation générée par des failles de pendage assez faible, localisées sous le golfe entre 4 et 10 km de profondeur, soulignées par l'enregistrement de la sismicité par le réseau du CRL (Rigo et al., 1996, Lambotte et al., 2013). Sur la base de ces données géodésiques et sismologiques, un premier modèle à détachement est développé avec un glissement uniforme en profondeur afin de respecter l'uniformité des vecteurs GPS observés au niveau de la côte nord du golfe (**Fig. 2.19** modèle A ; Avallone et al., 2004 ; Lambotte et al., 2013). Du point de vue mécanique ce modèle implique la présence d'une friction effective non stationnaire au niveau du détachement. Dans le cas contraire, les vitesses de glissement sur le détachement devraient présenter une augmentation des vitesses de glissement en allant vers le nord, ce qui impliquerait la présence d'un gradient au niveau des observations géodésiques pour la côte nord (**Fig. 2.19** modèle B). Ce gradient n'étant pas observé, ce modèle est exclu par Lambotte et al. (2013).

Ces deux modèles ont pour conséquence que les taux de contraintes de la couche de micro-sismicité contrôlent la vitesse de déformation à la surface au niveau de la côte nord. En considérant l'existence d'une proportionnalité entre les taux de contraintes et les taux de sismicité (e.g. Perfettini et Avouac, 2004), l'observation d'une déformation constante à la surface sur les dix années d'observation du réseau géodésique ne correspond pas avec l'observation d'une fluctuation importante de la sismicité enregistrée par le réseau sismologique permanent (Lambotte et al., 2013). Un troisième modèle est donc développé en considérant que l'ouverture du rift est produite par une hypothétique ouverture non élastique située sous l'axe du rift, résultant de la remontée de fluides à partir de la subduction localisée 50 km plus bas (**Fig. 2.19** modèle C, Lambotte et al., 2013). La micro-sismicité représenterait alors un stade précoce d'un détachement avec un faible pendage vers le nord, grandissant en profondeur à chaque séisme majeur produit dans la partie profonde (semblable au séisme de 1995).

- Une autre hypothèse de la présence d'un détachement de faible pendage est proposée sur la base d'observations de terrain réalisées sur la côte sud (Sorel, 2000). Il met en évidence l'existence de structures de type « rollover » et des basculements de formations sédimentaires vers le sud (**Fig. 2.17** A) provenant de l'activité de plusieurs failles. Sorel (2000) développe ainsi un modèle où les failles contrôlant ce basculement se propagent vers le nord avec le temps, et rejoignent en profondeur ($\approx 3-4$ km) un détachement de faible pendage (nommé détachement de Khelmos). Cette migration temporelle vers le nord est justifiée par la présence d'une progression de l'âge des sédiments affectés, les plus vieux sédiments ayant subi ce basculement étant situé à l'extrémité sud du système. Le golfe de Corinthe apparaît donc comme la dernière expression de ce mécanisme de détachement, daté à 900 ka grâce à la présence des dépôts bréchiques (Sorel 2000). L'évolution temporelle de ce détachement est étudiée de manière plus approfondie par Flotté et al. (2001, 2005), donnant un âge d'initiation du rift de Corinthe entre 1,2 et 1,5 Ma pour sa partie ouest.

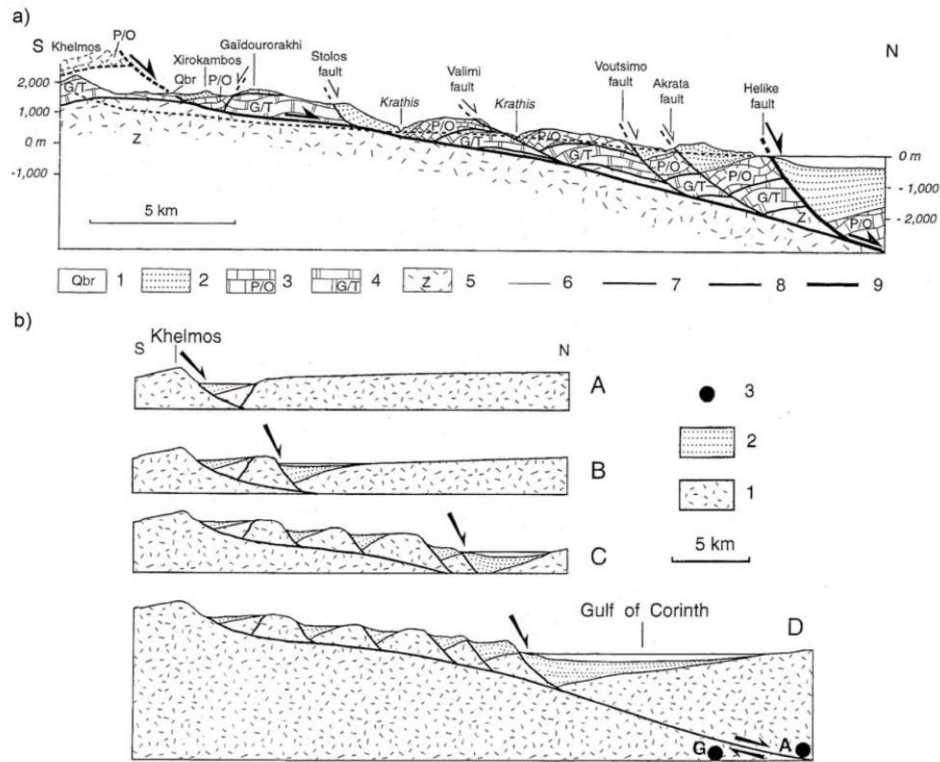


Fig. 2.20 : a) Coupe orientée N-S le long de la vallée de la rivière de Krathis d'après Sorel (2000). b) Modèle d'évolution du golfe de Corinthe d'après Sorel (2000). 1 : Brèche Pléistocène inférieur à début Pléistocène moyen (QBr = Brèches quaternaires). 2 : Dépôts synrifts Pléistocène inférieur à Holocène. 3 : Nappe du Pindos-Olonos (P/O) constituée de plus de 500 m de calcaires sénoniens. 4 : Nappe du Gavrovo-Tripolitza (G/T). 5 : Groupe de Zarouchla. 6 : Contact stratigraphique. 7 : Chevauchements alpins ou failles normales bloquées. 8 : Détachement de Khelmos (bloqué). 9 : Faille d'Hélike (actuellement active). La ligne en tirets symbolise le profil de la rivière Krathis. A : « Early rift » caractérisé par l'activité de la faille du Khelmos. B à D : progression de l'activité vers le nord jusqu'à l'état actuel et proposition de connexion du détachement de Khelmos avec la faille sismique à faible pendage sous le Golfe. 1 : « Socle » alpin. 2 : Sédiments synrifts. 3 : Microséismes. G et A localisent par projection sur la coupe respectivement les séismes de Galaxidi et d'Aigion.

- Enfin une hypothèse alternative comprenant la présence d'un détachement est développée à partir de la comparaison d'observations réalisées sur la partie sud du rift de Corinthe et du système « metamorphic core complex » de l'Oligo-Miocène situé à proximité des cyclades (Jolivet et al., 2010). Le rift posséderait des similarités en terme de cinématique, géométrie et conditions pression et température (P-T) avec ces metamorphic core complex. La présence d'un gap de P-T entre la nappe de Phyllite-Quartzite (PQ, Fig. 2.8) et la nappe de Gavrovo-Tripolitza (GT, Fig. 2.8) la recouvrant pouvant marquer la présence d'un détachement est mise en évidence à partir des déformations rétrogrades observées dans la partie supérieure de cette nappe PQ. Jolivet et al. (2010) proposent ainsi une évolution possible du rift de Corinthe à partir de l'exhumation de cette nappe PQ faiblement résistante engendrant la création d'un détachement qui marquera la limite fragile/ductile en profondeur. Durant les premières étapes de la création du rift ($\approx 1,5 - 3$ Ma) l'extension est largement distribuée sur plusieurs failles normales qui se connectent au détachement. L'extension localisée sur les failles commence à migrer vers le nord (entre 1,5 et 0,6 – 0,7 Ma) pour atteindre les failles de la côte sud du golfe actuellement actives. Cette migration est probablement provoquée par une accélération de l'extension. La sismicité observée correspondrait à la localisation de cette nappe PQ marquant une limite fragile/ductile. La prédiction de l'évolution de ce système proposée par Jolivet et al. (2010) repose sur l'hypothèse que les failles normales actuellement observées dans le rift ne sont que des structures transitoires et que l'activité du décollement continuera jusqu'à l'exhumation de la croûte ductile et la formation d'un complexe métamorphique similaire aux Cyclades.

2.2.5.2. MODELES SANS DETACHEMENT

À l'inverse des modèles précédents, la deuxième catégorie de modèles ne fait pas intervenir de détachement.

- Selon Armijo et al. (1996), l'ouverture du rift de Corinthe et son asymétrie seraient entièrement liées à la propagation de la FNA et s'exprimeraient par l'intermédiaire de grandes failles normales localisées sur la côte sud du golfe, de pendage 60° vers le nord. Ces hypothèses proviennent principalement de la géométrie des failles observées à la surface, ainsi que de l'étude de terrasses à l'est du rift.
- À partir d'une vision à plus grande échelle et des observations de structures de type « rollover » décrites par Sorel (2000), Westaway (2002) propose un modèle pouvant expliquer ces observations sans considérer la présence d'un détachement en profondeur.

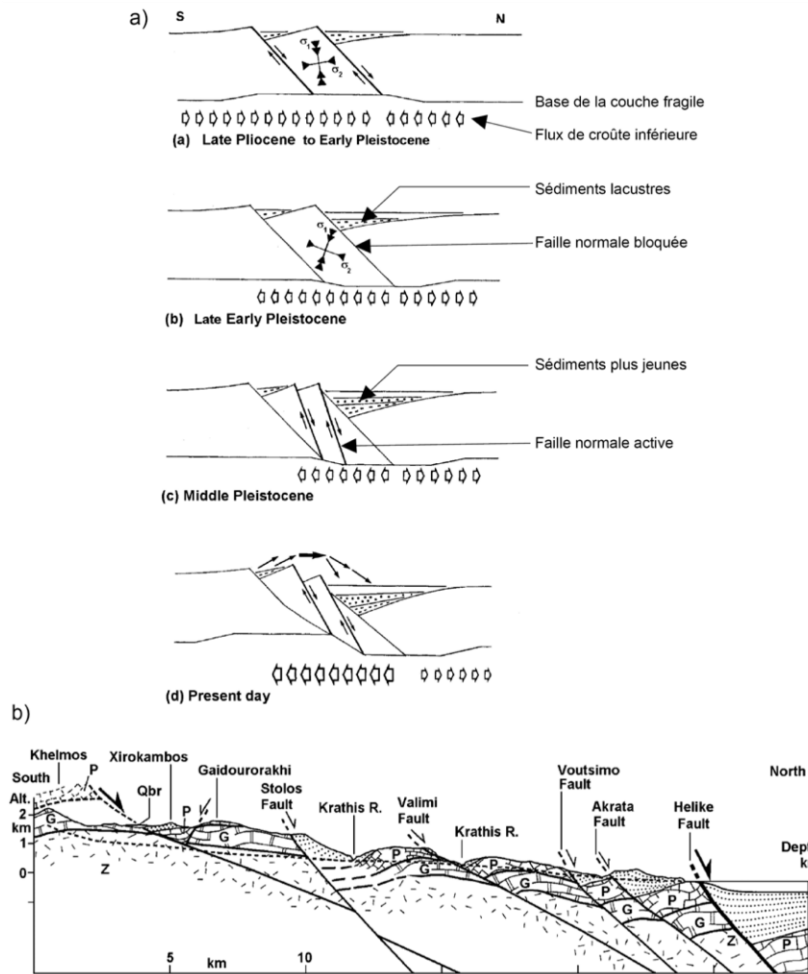


Fig. 2.21 : a) Évolution du Golfe de Corinthe selon Westaway (1998, modifié par Backert et al. 2010) proposant une relation entre les processus de surface et le champ de contraintes appliqué au Golfe de Corinthe. La dimension des flèches blanches correspond aux taux de flux généré par les processus de surface. Le processus peut se reproduire jusqu'à ce qu'il n'y ait plus de sédiment sur le «footwall» (image d). b) Interprétation de la coupe de la vallée de la rivière Krathis (Sorel, 2000) par Westaway (2002). L'auteur montre ainsi qu'il est possible d'expliquer toutes les structures observées en surface sans faire appel à un détachement à faible pendage et en s'inspirant de l'évolution de failles normales. Il est intéressant de comparer avec la coupe de la figure 2.19.a (la légende est la même).

L'existence du détachement est remise en question par l'observation de l'augmentation importante du relief depuis 1 Ma (Ori, 1989 ; Westaway, 2002), considérée par l'auteur comme non compatible avec l'hypothèse que ce relief résulterait de la présence d'une seule faille à faible pendage. Le modèle de Westaway (1998, 1999) montre que la création de ces structures à faible pendage nécessiterait une rotation des contraintes par d'importants flux de la croûte inférieure vers le toit de la faille. La rotation

des contraintes permet également d'expliquer la diminution progressive du pendage des failles, les rendant inactives et leur remplacement par de nouvelles failles au pendage à nouveau plus élevé et à l'orientation optimale par rapport au nouveau champ des contraintes (Westaway 2002 ; Backert et al. 2009, *Fig. 2.21*).

2.2.5.3. CONCLUSIONS SUR L'ETAT DES LIEUX DES MODELES TECTONIQUES DU RIFT DE CORINTHE

De nombreux modèles tectoniques ont été développés pour le rift de Corinthe. Ils peuvent être classés en deux catégories selon qu'ils considèrent l'existence d'un détachement en profondeur ou non. La quasi-totalité de ces modèles est basée sur l'hypothèse d'une asymétrie du rift de part sa morphologie générale et les observations de la bathymétrie. Cette hypothèse est remise en question par l'interprétation des profils sismiques réalisée par Moretti et al. (2003). Cependant ces profils ne permettent de renseigner que ce qu'il se passe dans les tout premiers kilomètres sous le golfe et l'extrapolation en profondeur est délicate.

Les seules données en notre possession permettant d'apporter des informations en profondeur sont les observations de micro-sismicité analysées par Lambotte et al. (2013) ainsi que les séismes majeurs ayant eu lieu dans les 20 dernières années (séismes de 1992, 1995 et 2010). Malheureusement, l'installation de ce réseau sismologique permanent permet de renseigner uniquement la partie ouest du rift, alors que les données géodésiques (e.g. Briole et al., 2000) ou la morphologie et la bathymétrie (e.g. Armijo et al., 1996) suggèrent un comportement différent dans la partie est du rift. De plus, il apparaît difficile d'interpréter cette sismicité (localisée sur une faille ?, zone fracturée ?, etc.). Cependant, l'observation de multiplets de dimension assez importante (0.5 à 1 km de long) présentant des pendages similaires et un même alignement indique la présence de structures actives en profondeur.

Ainsi, le modèle issu des interprétations des profils sismiques (Taylor et al. 2011) intégrant pour les failles de pendage nord un aplatissement vers 1 km de profondeur ne correspond d'aucune manière avec la localisation de la sismicité (au niveau de la faille d'Helike Est ; *Fig. 2.22 C*). Par contre à l'endroit où cette modification du pendage est proposée par Taylor et al. (2011) à partir des profils sismiques (plus à l'est), il n'existe plus d'enregistrement de micro-sismicité pour comparer. De la même manière, les géométries du décollement proposées par Sorel (2000) ou Jolivet (2010) ne présentent aucune correspondance avec la micro-sismicité (*Fig. 2.22 C*).

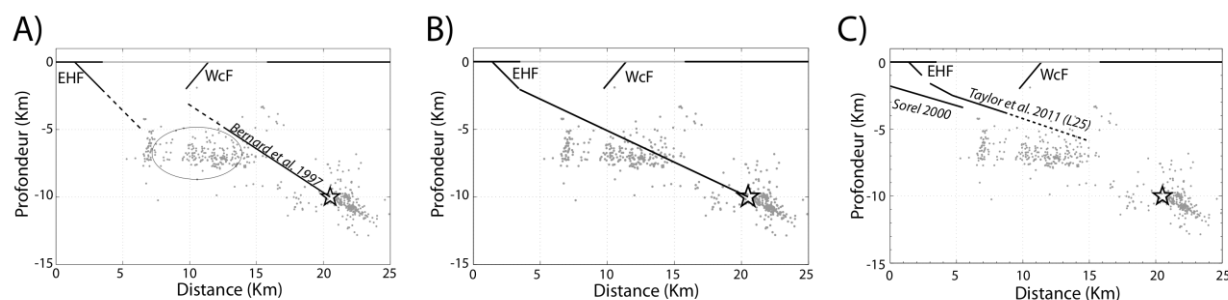


Fig. 2.22 : Scénarios possibles pour la rupture de 1995 reliée à la faille d'Helike Est (Lambotte et al. 2013). A) faille aveugle en mer ; B) rupture reliée à la faille d'Helike Est ; C) géométries proposées par Sorel (2000) et Taylor et al. (2011).

Le modèle proposé par Armijo et al. (1996) considère que l'extension est principalement générée par les failles localisées sur la côte sud et possédant un pendage assez important (60°). Ce modèle apparaît en contradiction avec les géométries observées par Taylor et al. (2011) au niveau des parties centrale et est du rift. Au niveau de l'ouest du rift, une telle géométrie permet à la faille (de type Helike Est ou Aigion) d'atteindre l'essaim de sismicité mais pas de connecter la faille observée à la surface au plan en profondeur défini par le séisme de 1995 (*Fig. 2.22 A*). La propagation du plan de 33° défini pour ce séisme (Bernard et al., 1995)

permet de le connecter à la faille majeure de pendage nord localisée sur la côte sud du rift, mais dans ce cas le plan traverse la micro-sismicité soulignant un pendage plus faible de 15° (*Fig. 2.22 B*).

Etant donné les nombreuses incertitudes encore présentes au niveau du rift de Corinthe, il est difficile de considérer un seul modèle tectonique. Par rapport à ces observations et en accord avec les membres du groupe SISCOR, deux hypothèses seront considérées dans le but de définir les géométries probables des failles en profondeur de la zone ouest du rift :

- La première hypothèse mise en place ne considère pas la présence d'un détachement sous le golfe. Les failles observées à la surface possèdent le même pendage en profondeur (**Fig. 2.23**). La profondeur d'enracinement reste difficile à définir et il est nécessaire d'envisager plusieurs possibilités : un enracinement au niveau de la zone définie par la micro-sismicité (6-7 km de profondeur) ou un enracinement plus profond (10-12 km) correspondant à la profondeur maximale de la sismicité. Ce modèle considère la présence possible de failles cachées tel que celle ayant généré le séisme de 1995. Pour ce modèle, l'hypothèse est faite que l'essai de sismicité ne traduit pas la présence d'une faille mais plutôt d'une zone d'extension marquée par une sismicité diffuse et de magnitude peu élevée.
- Pour la seconde hypothèse nous considérons que les failles majeures à pendage nord sont connectées aux plans de rupture définis par les séismes ayant eu lieu dans le rift (1992, 1995, 18 et 22 janvier 2010 ; **Fig. 2.23**) au travers d'un plan de faible pendage souligné par la présence de la micro-sismicité. Ces structures sont principalement définies par la sismicité et possèdent une géométrie complexe avec plusieurs ruptures de pente.

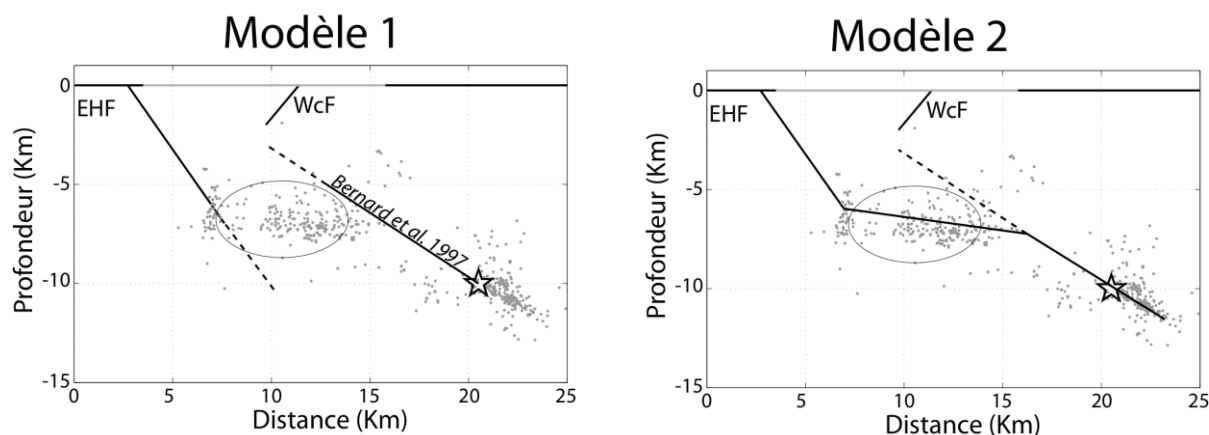


Fig. 2.23 : Schéma des deux hypothèses de modèle de failles prises en compte pour la détermination des P.O.S. Le modèle 1 est caractérisé par une indépendance de ces failles. Le modèle 2 est caractérisé par la connexion des failles en profondeur avec celles en surface au travers de l'essai de sismicité. La sismicité correspond à la micro-sismicité entre 2000 et 2007 relocalisée par Lambotte et al. (2013). EHF : faille Helike Est ; WcF : faille West Channel.

2.3. CARACTERISATION DU MODELE DE FAILLES ET DU MODELE DE DEFORMATION ASSOCIE

L'un des objectifs de cette thèse est de réaliser une étude de probabilités d'occurrence de séismes à partir du réseau de failles. Il est donc primordial de définir les failles qui seront utilisées dans cette étude, en terme de géométrie (longueur, profondeur, pendage), mais aussi en terme de vitesse de déformation. La géométrie des failles est contrainte pour les premiers kilomètres de profondeur par les études de géologie et de profils sismiques. Mais pour la partie profonde, la seule donnée pouvant être utilisée sera la localisation de la micro-sismicité et les interprétations associées.

2.3.1. DEFINITION DES FAILLES ET GEOMETRIES CONSIDEREES

Les tracés de failles dans le rift de Corinthe apparaissent très différents selon les auteurs et l'échelle de l'étude (e.g. Zygouri et al., 2008; Bell et al., 2008). De plus, en raison de l'hypothèse d'une morphologie asymétrique, la quasi-totalité des études sont

effectuées sur les failles de pendage nord localisées sur la côte sud du golfe. En conséquence, les structures pouvant exister au nord sont très peu décrites et ne possèdent le plus souvent aucune donnée permettant de caractériser leur incidence dans le comportement et la sismicité du rift.

Dans l'optique de développer un modèle de probabilité cohérent basé sur les failles, il est nécessaire de faire une première sélection pour ne considérer que les failles de premier ordre. Une première sélection est réalisée sur la base de la longueur des failles (> 5 km), afin de considérer uniquement des structures pouvant générer des séismes de magnitude assez importante (Fig. 2.24).

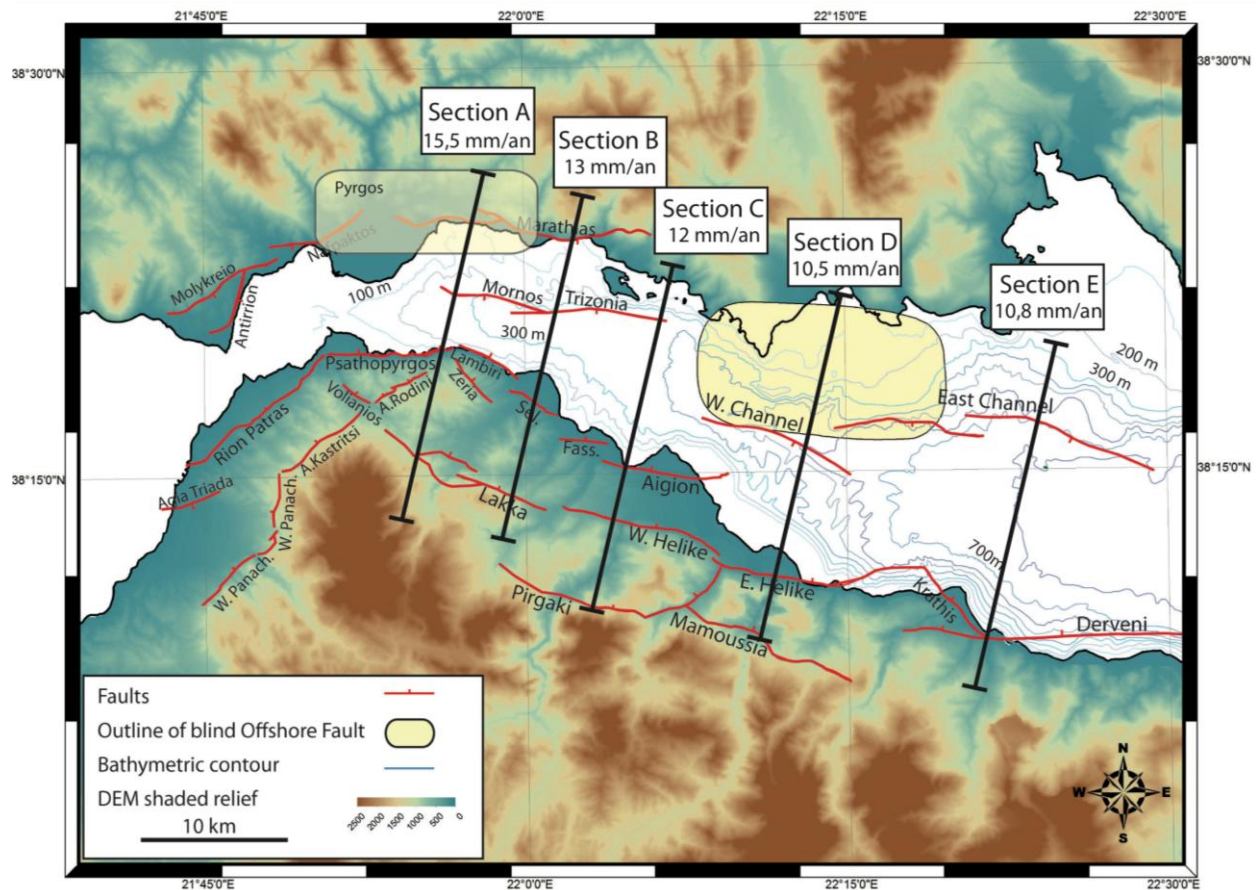


Fig. 2.24 : Carte tectonique des principales failles présentes dans la partie Ouest du rift par Meyer et Ford (2013, communication SISCOR). Les taux d'extension de chaque segment sont définis à partir de la géodésie (Elias et Briole, communication SISCOR 2012).

Les études sédimentologiques permettent de mettre en évidence une migration des failles vers le nord depuis 1,8 Ma (Fig. 2.25; Ford et al., 2012 ; Ford communication SISCOR). Cette migration de l'activité vers le Nord (entre 1,8 et 0,4 Ma) et vers l'ouest (depuis 0,4 Ma), enregistrée sur le long terme par l'âge des failles, concorde avec les observations de l'activité sismique et géodésique actuelle plus importante à ce niveau (faille de Psathopyrgos ; Fig. 2.10 et Fig. 2.12). Les failles les plus récentes (Late Upper Group sur la Fig. 2.25) sont donc considérées comme étant les structures principalement actives et seront intégrées à cette étude, les autres étant considérées comme faiblement active (Fig. 2.25).

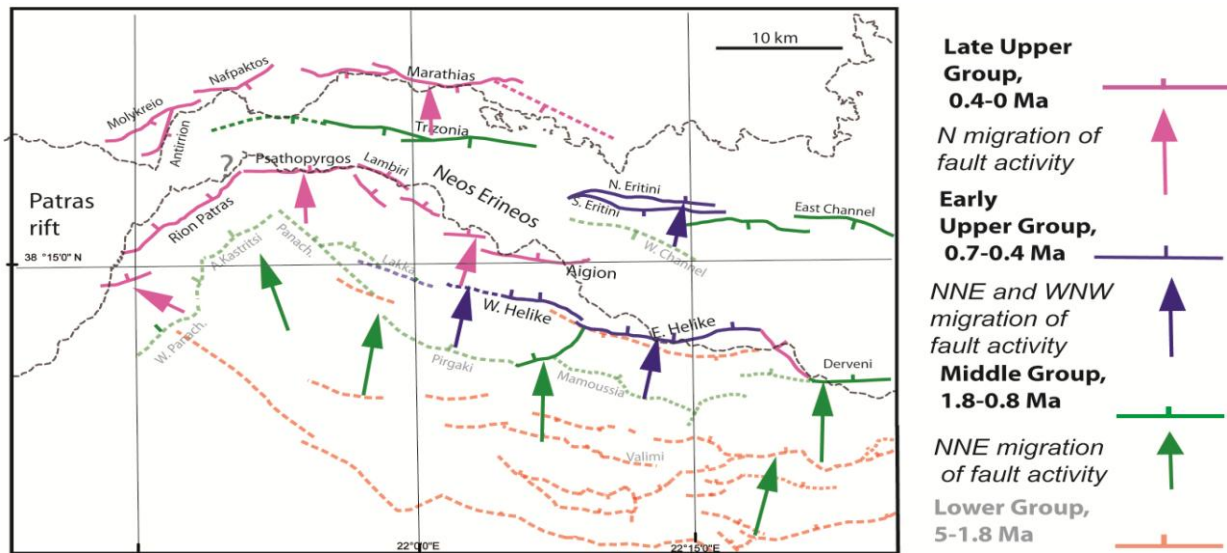


Fig. 2.25 : Carte montrant la migration dans le temps des failles actives (Ford et al. 2012 et Ford, communication SISCOR). Les différentes couleurs représentent l'âge d'initiation des failles. Les lignes solides correspondent aux failles considérées comme étant actives aujourd'hui, en pointillé les failles faiblement actives.

Cinq sections d'orientation N-S sont définies le long du rift afin de déterminer une ou plusieurs hypothèses de géométrie pour les failles. Ces géométries sont établies à partir des études de terrain, des profils sismiques pour les premiers kilomètres de profondeur et uniquement la sismicité pour des profondeurs plus importantes. Le réseau du CRL permet d'avoir une localisation très précise de la micro-sismicité en profondeur. Nous faisons l'hypothèse que cette micro-sismicité souligne principalement la géométrie des failles en profondeur, à l'exception de la zone de pendage 5°-10° présente sous le golfe où l'on considère différentes hypothèses (cf chap. 2.2.5.3). Les sections C et B sont celles présentant le plus de micro-sismicité et pour lesquelles le plus de contraintes existent. Cela permet de définir assez précisément les géométries des failles présentes et d'utiliser ces géométries pour guider la construction des sections voisines.

2.3.1.1. SECTION C

La section C correspond à la première section de la zone ouest définie par Lambotte et al. (2013 ; chap. 2.2.4) à partir de la distribution de la micro-sismicité. Cette section permet d'estimer la géométrie de 5 failles : Pirgaki, Helike Ouest, Aigion, la partie est de la faille de Trizonia Est et la faille de Kalithea.

Les failles de Pirgaki et Helike Ouest situées à l'intérieur sur la côte sud sont considérées comme faiblement actives. La présence des crises de sismicité de 1991 et 2001 localisées à la base de ces failles confirme le fait qu'il est difficile de les considérer comme inactives (e.g. Bell et al., 2008 ; Fig. 2.7). Le pendage de 55° pour ces deux failles est déterminé à partir des mesures réalisées à la surface (Flotté, 2003). La profondeur d'enracinement est estimée à 6 – 7 km correspondant à la profondeur des essais de sismicité (Fig. 2.13 et Fig. 2.26).

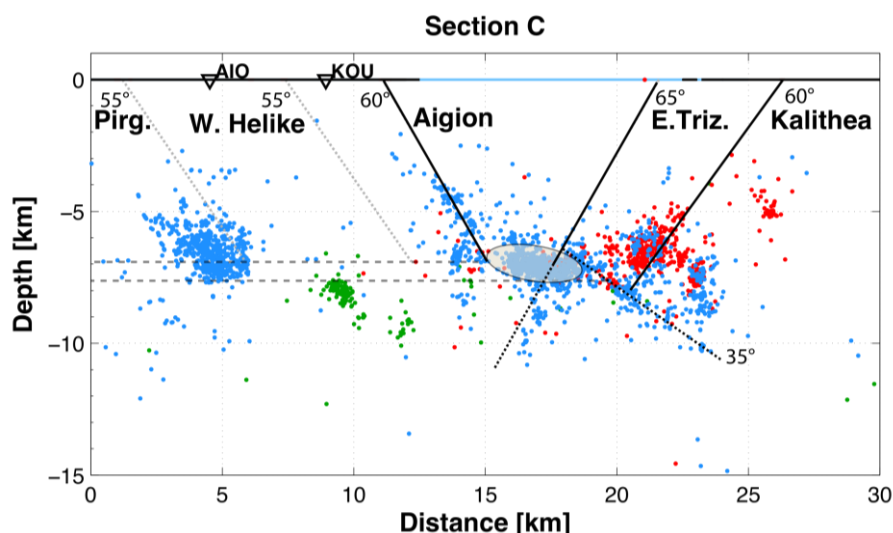


Fig. 2.26 : Coupes représentant le modèle de failles considéré pour la section C et la sismicité relocalisée associée. La micro-sismicité correspond à la période 2000-2007 en bleu, répliques du séisme de 1995 en rouge et la crise de 1991 en vert d'après Lambotte et al. (2013).

Le pendage mesuré en surface pour la faille d'Aigion est de 60° (e.g. Cornet et al., 2004 ; Place et al., 2007). L'agencement de la micro-sismicité entre 3 et 6 km est interprété comme l'expression de cette faille en profondeur, s'enracinant dans l'essaim de sismicité (Fig. 2.26, Lambotte et al., 2013). La faille d'Aigion étant l'une des plus jeunes du rift (50 – 60 ka, Cornet et al., 2004), la possibilité que cette faille se prolonge sous l'essaim central principal n'est pas considérée. Par contre, cette hypothèse peut être considérée pour la faille de Trizonia Est, plus âgée qui aurait un âge d'environ 800 ka (estimation à partir de la déformation dans les profils sismiques de Bell et al. 2008). Cette hypothèse est également appuyée par la présence de micro-séismes dans la continuité de cette faille, sous l'essaim principal de faible pendage nord (Fig. 2.26).

L'absence de séismes majeurs et l'importante quantité de micro-sismicité permettent de supposer la présence d'une zone de déformation diffuse pouvant potentiellement générer des événements de magnitude 5,5.

Il n'existe aucune étude caractérisant la faille de Kalithéa, de pendage sud, localisée sur la côte nord du golfe et qui est supposée responsable du séisme de Foki de 1909, de magnitude 6,3 (Lambotte et al., 2013). Une partie des répliques du séisme de 1995 sont localisées à la base de cette structure (points rouges sur la Fig. 2.26). Meyer mesure pour cette faille un pendage à la surface de 60° (communication personnelle SISCOR).

2.3.1.2. SECTION B

La section B contient également 5 failles : les failles de Lakka, Marathias présentes également dans la section A et les failles de Neos-Erineos, et Trizonia Est.

À la différence des autres failles du rift qui ont une orientation globale est-ouest, le système de failles de Neos-Erineos présente une orientation oblique N35°. Il est composé de 3 failles d'orientation oblique, d'est en ouest : les failles de Lambiri, Selianitika et Fassouleika. La séparation entre ces 3 structures étant inférieure au kilomètre, il est communément accepté que ces 3 failles fonctionnent conjointement. Le pendage observé à la surface est de 55° vers le nord (Palyvos et al., rapport européen 3HAZ 33, 2007). En accord avec la première hypothèse de modèle de faille, il est considéré que la faille de Neos-Erineos peut s'enraciner soit dans l'essaim de sismicité à 7 km de profondeur, soit au niveau de la profondeur sismogénique vers 12 km (Fig. 2.27).

Au niveau de cette section, il n'existe pour le moment aucune évidence de l'existence de séismes majeurs permettant de souligner la présence d'une structure aveugle en profondeur. La micro-sismicité permet de souligner des zones de pendage de 20 - 30°

(Fig. 2.27). Dans cette section, ces essais de micro-sismicité sont interprétés par le groupe SISCOR comme des zones de déformation diffuse pouvant potentiellement générer des événements de magnitude proche de 5,5.

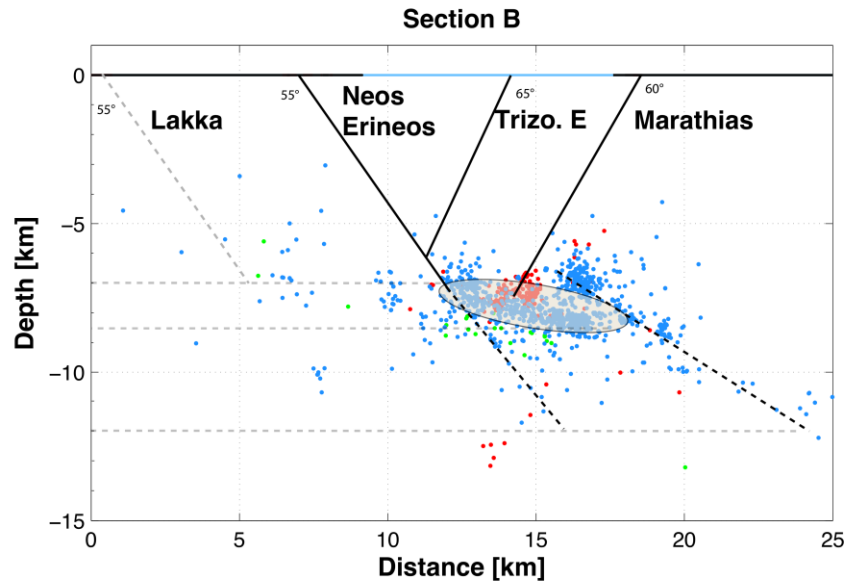


Fig. 2.27 : Coupe représentant le modèle de failles considéré pour la section B et la sismicité relocalisée associée. La micro-sismicité correspond à la période 2000-2007 en bleu, répliques du séisme de 1995 en rouge et la crise de 1991 en vert d'après Lambotte et al. (2013).

La faille de Trizonia Est est imagée par les profils sismiques réalisés par Sakellariou et al. (profils 31 et 32) au sein du projet européen 3HAZ (2007). Sur ces profils, la faille a un pendage de 65° vers le sud. Étant donné que les structures dominantes du rift sont celles à pendage nord, il est considéré que cette faille s'enracine en profondeur sur la faille de Neos-Erineos (vers 6 km).

2.3.1.3. SECTION A

La section A, localisée le plus à l'ouest, est caractérisée par 5 failles visibles à la surface, possédant des dimensions suffisantes pour être considérées dans les modèles de détermination de POS : Marathias, Trizonia Ouest, Psathopyrgos, Lakka et Panachaikon et Pyrgos.

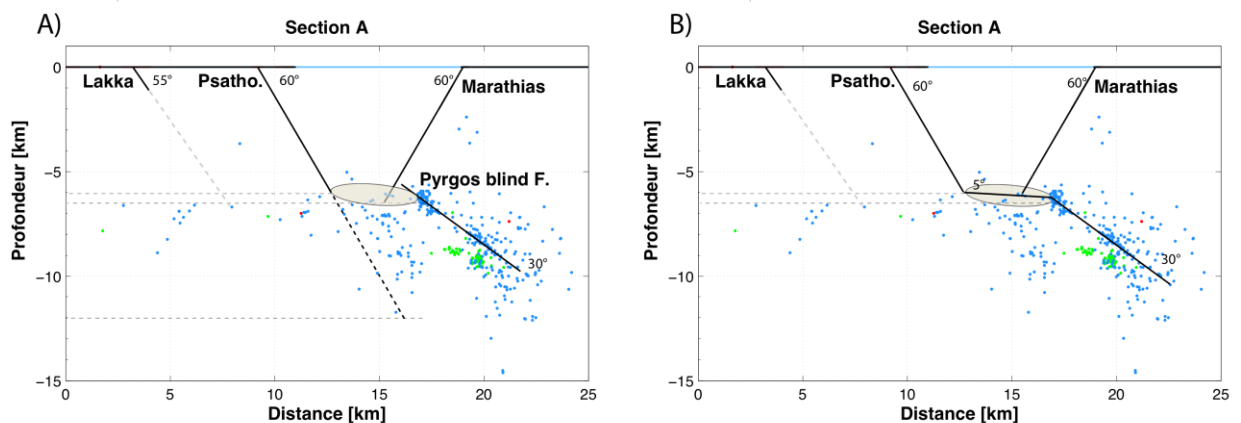


Fig. 2.28 : Coupes représentant les deux modèles de failles considérés pour la section A et la sismicité relocalisée associée. A) Géométrie selon le modèle de failles déconnectées. B) Géométrie selon le modèle de failles connectées. La micro-sismicité correspond à la période 2000-2007 en bleu, répliques du séisme de 1995 en rouge et la crise de 1991 en vert d'après Lambotte et al. (2013).

Les failles de Lakka et Panachaikon, situées bien au sud par rapport au golfe, sont responsables de la création du relief important de la montagne Panachaikon (1600 m). Les études géodésiques ont montré que la côte sud se comporte comme un bloc quasi rigide (Avallone et al., 2004). Ces failles ne présenteraient actuellement qu'une activité assez limitée, ceci est conforté par le fait

que la sismicité à cet endroit est presque inexistante. Avec le temps, l'activité a migré vers le nord, vers la faille de Psathopyrgos plus récente.

Cette dernière est la principale structure actuelle à l'ouest du rift. Elle est caractérisée en surface par une longueur d'environ 8,5 km et un pendage de 60° vers le nord (Palyvos et al., 2008). En considérant le premier modèle (cf. chapitre 2.2.5), la faille de Psathopyrgos correspondrait à une simple faille normale possédant un pendage de 60° jusqu'à sa profondeur d'enracinement. Il est possible que cette faille s'enracine à 6 km de profondeur dans l'essai de micro-sismicité à faible pendage. Mais une seconde hypothèse est considérée dans laquelle cette faille s'enracine plus profondément vers 10 – 12 km de profondeur, au niveau de la limite de la zone sismogénique correspondant au début du domaine ductile.

La répartition de la sismicité générée lors de la crise sismique de janvier 2010, ainsi que les mécanismes aux foyers des deux séismes de magnitude 5,3 associés, soulignent la présence d'un plan de rupture en profondeur sous la côte nord, de pendage 30° vers le nord. Selon la première hypothèse de modèle, on peut considérer ce plan comme une faille aveugle indépendante de pendage 30° que l'on nommera : « faille aveugle de Pyrgos » (également nommé faille d'Efpalio ; Sokos et al., 2012). Par contre, en suivant la deuxième hypothèse, ce plan pourrait correspondre à la partie profonde de la faille de Psathopyrgos. Dans ce modèle cette faille posséderait une géométrie complexe composée de 3 sections : une première avec un pendage de 60° jusqu'à 6 km, une seconde soulignée par l'essai de micro-sismicité avec un pendage de 5°, et enfin la troisième avec un pendage de 30° allant de 7 km jusqu'à 10 km de profondeur (**Fig. 2.28**). Dans ce deuxième modèle, l'hypothèse du plan de 60° allant jusqu'à 10 km de profondeur ne peut plus être considérée.

La faille de Trizonia Ouest est une faille antithétique à la faille de Psathopyrgos, observée à partir des profils sismiques (Taylor et al. 2011 ; SISCOR communication personnelle). Il n'existe encore que peu de données permettant de caractériser cette structure. Sa mise en place serait contemporaine de la faille de Psathopyrgos, mais il est possible qu'elle soit plus ancienne. Sa géométrie est définie à partir des profils sismiques et elle s'enracine sur la faille majeure de Psathopyrgos.

La faille de Marathias, cartographiée par Meyer (communication personnelle SISCOR) est une structure de pendage sud assez importante. Comme pour la faille de Trizonia Ouest, peu d'études ont été réalisées sur cette structure. Elle est caractérisée par un pendage mesuré à la surface de 60° vers le sud.

2.3.1.4. SECTION D

La section D correspond à la première section dans la zone est et est caractérisée par un taux de sismicité plus faible. Elle recoupe 4 failles visibles à la surface (**Fig. 2.29**) : Helike Est, West Channel, Eratini sud et nord. Cette section contient la zone de rupture du séisme de 1995 (Bernard et al., 1997).

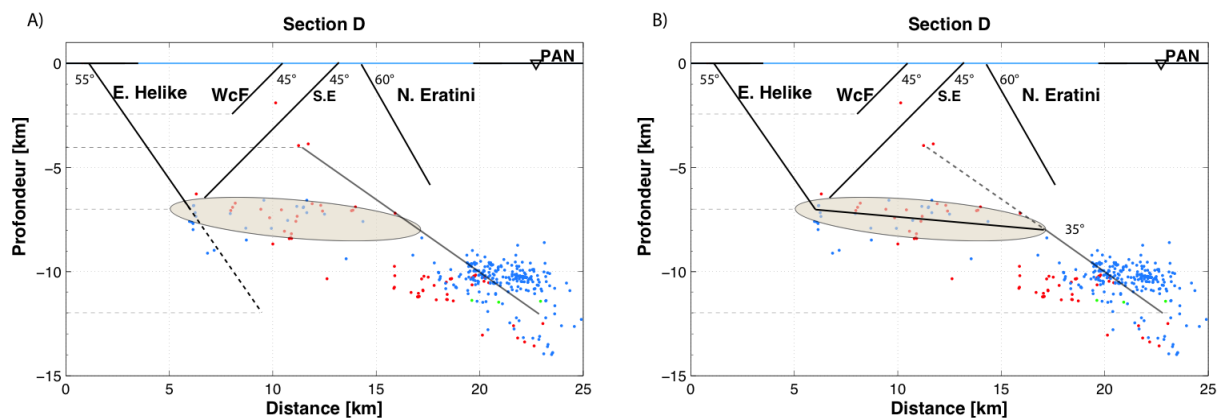


Fig. 2.29 : Coupes représentant les deux modèles de failles considérés pour la section D et la sismicité relocalisée associée. Il s'agit de la première section localisée dans la ZE définie par un faible taux de sismicité (Lambotte et al. 2013). **A)** Géométrie selon le modèle de failles déconnectées. **B)** Géométrie selon le modèle de failles connectées. La micro-sismicité correspond à la période 2000-2007 en bleu, répliques du séisme de 1995 en rouge et la crise de 1991 en vert d'après Lambotte et al. (2013).

Le pendage de la faille Helike Est est mesuré à la surface à 55° (e.g. Bernard et al., 2006), tandis que le pendage du plan de rupture du séisme de 1995 est de 35°. Selon l'hypothèse de failles indépendantes, la faille d'Helike Est est considérée avec un pendage de 55° jusqu'à 7 ou 12 km de profondeur. Pour la faille aveugle correspondant à la rupture de 1995, le plan débute vers 4 km pour atteindre 12 km de profondeur. En considérant la deuxième hypothèse de modèle, la faille d'Helike Est est connectée au plan de rupture vers 7 km par un plan quasi plat ($\approx 10^\circ$). La partie supérieure de la faille aveugle est considérée comme secondaire.

La géométrie des failles de West Channel (WCF), Sud et Nord Eratini est définie à partir de l'analyse de Meyer (communication SISCOR) basée sur une réinterprétation des profils sismiques réalisés par Taylor et al. (2011). Les failles de WCF et Sud Eratini ont un pendage de 45°. La profondeur d'enracinement de la première apparaît assez faible (entre 2 et 3 km), tandis que pour la seconde l'enracinement est supposé se situer vers 6 – 7 km au niveau de la sismicité. La même profondeur est définie pour Nord Eratini, qui est caractérisée par un pendage plus important de 60°.

2.3.1.5. SECTION E

La section E est la section la plus orientale, localisée à proximité du centre du rift. À cet endroit, le taux d'extension mesuré par GPS est moins important que dans la partie ouest du rift : environ 10-11 mm/an à ce niveau, pour 15,5 mm/an à l'ouest. Cette section est caractérisée par la présence de deux grandes structures : les failles de Dervini et East Channel.

La faille de Dervini est assez bien imagée sur les profils sismiques (Clement et al., 2000 ; Taylor et al., 2011). Le pendage de la faille décroît de 45° à la surface à 30° à partir de 600 m de profondeur (Bell et al., 2009). En se basant sur la distribution de la sismicité en profondeur au niveau de la section D, la profondeur d'enracinement de la faille est supposée se situer à 10 km (**Fig. 2.30**).

La faille d'East Channel est également assez bien imagée et un pendage de 35° vers le sud est défini à partir de l'analyse des profils sismiques (Meyer, communication personnelle SISCOR). La faille de Dervini à pendage nord correspond à la faille majeure de la section, sa géométrie limite donc celle de la faille East Channel à une profondeur de 5 km.

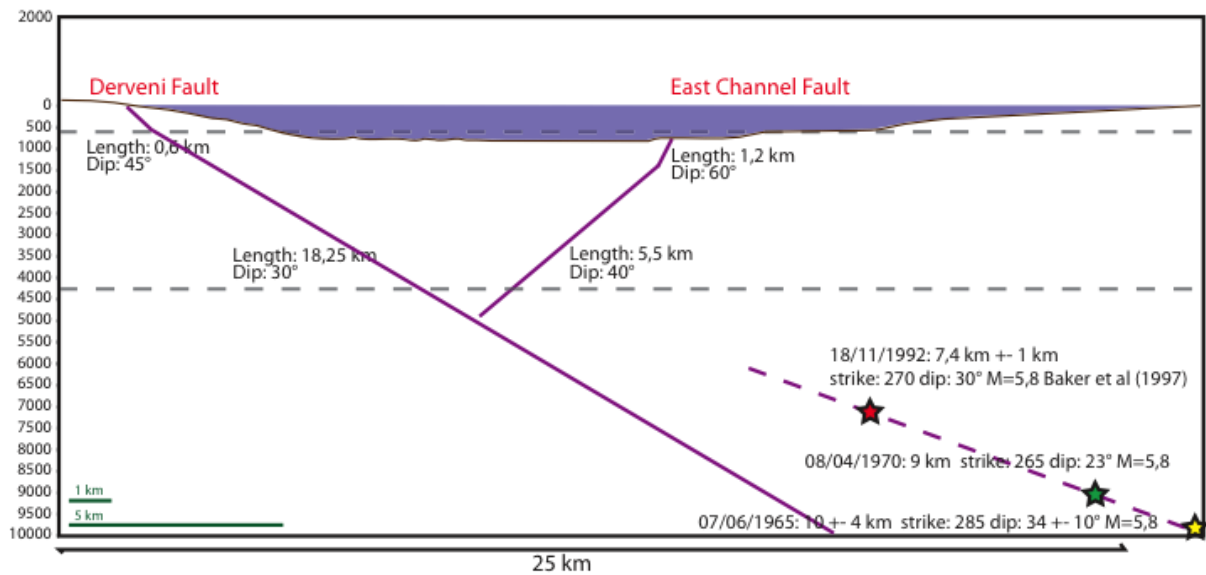


Fig. 2.30 : Coupe schématique de la section E autour de Derveni et East Channel (Meyer, communication SISCOR). Les géométries sont issues de l'analyse des profils sismiques de Taylor et al. (2011). Les étoiles correspondent aux hypocentres des séismes de 1965, 1970 et 1997 (Baker et al. 1997).

2.3.1.6. RESUME DES GEOMETRIES DE FAILLES ET PONDERATION

Selon que l'on considère l'une ou l'autre des hypothèses de modèle, la géométrie de certaines failles peut varier fortement. Les différents paramètres géométriques nécessaires pour la détermination des P.O.S. sont reportés dans le tableau ci-dessous (Table 2.1).

La définition du modèle de faille constitue le premier nœud de l'arbre logique qui servira à la détermination des P.O.S. Au niveau de ce nœud, chacune des deux hypothèses de géométrie correspond à une branche (Fig. 2.31). Nous décidons d'attribuer une pondération plus importante au modèle de faille simple (80%) qu'au modèle connectant les failles à la surface à celles en profondeur via un plan de faible pendage (20%). En effet, ce second modèle implique l'existence de failles possédant une géométrie complexe avec un pendage très faible (entre 5° et 15°), mécaniquement difficile à rompre.

Dans le cas d'une géométrie avec un fort pendage, nous décidons d'attribuer une même pondération pour les différentes hypothèses de profondeur d'enracinement, que cela soit au niveau de l'essai de sismicité (6-7 km) ou au niveau de la profondeur sismogénique (10 -12 km).

Modèle de faille

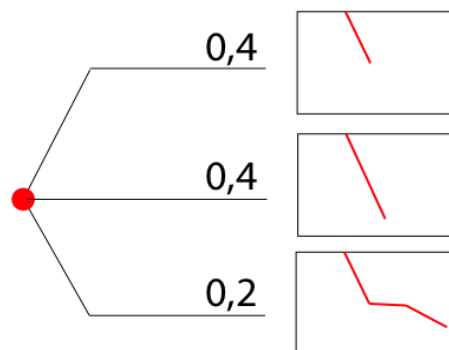


Fig. 2.31 : Schéma du premier nœud de l'arbre logique correspondant aux hypothèses intégrées dans le calcul P.O.S. pour le modèle de faille. Ce schéma correspond aux failles affectées par le choix du modèle (ex : Hélice Est), les autres ne subissant aucun d'impact ont une seule branche à ce niveau. Les chiffres correspondent à la pondération attribuée à chaque branche.

Failles	Hypothèses	Longueur (km)	Pendage (°)	Profondeur d'enracinement (km)
Pspathopyrgos	1	8,5	60°	6
	2			12
	3		60° / 5° / 35°	6 / 6,5 / 10
Trizonia	1	10,6	65°	7
	2			12
Marathias	1	17,4	60°	6,5
Neos-Erineos		11,4	55°	7
Aigion	1	8,6	60°	7
Pyrgos (F. aveugle) « Efpalio »	1	11	35°	4 à 10
Helike Ouest	1	11,2	55°	7
	2			12
Helike Est	1	14,5	55°	7
	2			12
	3		55° / 10° / 35°	7 / 7,5 / 12
Faille West Channel	1	10,8	45°	2,5
Sud Eratini	1	12	45°	6,5
Nord Eratini	1	11,5	60°	6
Faille aveugle séisme 1995	1	14	35°	4 à 10
Faille East Channel	1	22	45°	6
Dervini	1	36	60° / 30°	0,5 / 10

Table 2.1 : Tableau récapitulatif des géométries des principales failles présentes dans le rift de Corinthe, selon que l'on considère le modèle connecté ou déconnecté.

2.3.2. ESTIMATION DES VITESSES DE DEFORMATION ASSOCIEES AUX FAILLES A COURT ET LONG TERME

2.3.2.1. ESTIMATION DES VITESSES DE GLISSEMENT SUR LES FAILLES ET PARAMETRAGES

Le rift de Corinthe est un système jeune en pleine évolution. Le modèle de déformation doit donc refléter la dynamique actuelle pour être intégrée dans la détermination des P.O.S. pour les 30 ou 100 prochaines années à venir. La majeure partie de la déformation étant localisée au niveau du golfe, les études géodésiques ne nous apportent que peu d'information sur la déformation intersismique à l'échelle des failles. Il est donc nécessaire de s'appuyer sur des études géologiques pour caractériser ces déformations.

La vitesse de glissement d'une faille est obtenue à partir de la mesure du déplacement vertical ou horizontal et de la mesure du temps associé à cette déformation. Pour une faille normale, le déplacement vertical est majoritairement utilisé et il se décompose

en une partie soulevée (« Footwall uplift ») et une partie subsidée (« Hangingwall subsidence »). En pratique ce déplacement total ne peut être que rarement mesuré, et on ne mesure qu'une seule des deux parties (le plus souvent le soulèvement). Lorsqu'une seule partie est mesurable, le déplacement total est obtenu grâce à l'estimation de la dimension de la partie manquante via un rapport entre le soulèvement du toit de la faille et la subsidence du mur (ratio Footwall uplift / Hangingwall subsidence : FU/HS). Le déplacement vertical total ainsi obtenu est ramené sur le plan de faille afin d'obtenir le glissement réel. Cette méthode est également limitée par les phénomènes d'érosion difficilement quantifiables, ce qui implique que les vitesses de glissement obtenues par la géologie ne représentent que des vitesses minimales.

Le rift de Corinthe étant une structure assez petite, nous faisons l'hypothèse que le même rapport FU/HS s'applique à toutes les failles du rift. La définition de ce rapport pour le rift est très débattue :

- Une première estimation est obtenue à partir de la mesure de la surrection et de la subsidence de dépôts syn-rift au niveau de la faille d'Helike Est. Une élévation de 800 m est observée au niveau du mur de la faille en surface pour ces dépôts (Ford et al. 2012). L'interprétation des données géophysiques à ce niveau montre que ces mêmes dépôts sont localisés à une profondeur de 800 m (profil L27 sur la **Fig. 2.18**, Taylor et al. 2011). Ces observations permettent de définir un rapport FU/HS de 1/1 pour cette faille. McNeil et Collier (2004) estiment que pour la même élévation de la faille d'Helike (800 – 1000m) la subsidence associée observée à partir de la géophysique est de 2 – 4,5 km, ce qui correspond à un rapport FU/HS de 1/2-3,2.
- Une seconde estimation est réalisée à partir d'une série de forages réalisés de part et d'autre de la faille d'Aigion (**Fig. 2.32**). Le forage AIG10 réalisé dans le mur de la faille atteint une profondeur de 900m. Le décalage des formations par la faille d'Aigion est imagé (**Fig. 2.32**) à partir des différentes études réalisées sur ces forages (Lemeille et al. 2002 ; Cornet et al. 2004 ; Apostolidis et al. 2006 ; Place et al. 2007). Selon les auteurs, le déplacement total sur le plan de faille est estimé entre 165 m, à partir des mesures stratigraphiques dans les forages de part et d'autre de la faille (CORSSA et B1, Apostolidis et al. 2006), et 230 m observé sur le modèle 2D obtenu par Apostolidis et al. (2006) à partir de la synthèse de différentes données (**Fig. 2.32 A**). Le déplacement vertical mesuré à la surface par différents auteurs est de 80-85 m (Apostolidis et al. 2006 ; Place et al. 2007 ; Ford et al. 2012). Ces résultats permettent de définir un rapport FU/HS de 1/1,3 à 1,6.
- À partir de la modélisation de la dislocation élastique des terrasses situées près de la localité de Corinthe à l'est du rift, Armijo et al. (1996) et King (1998) définissent respectivement des rapports FU/HS de 1/2,7-3,5 et 1/1,8-2.

Les différentes estimations de ce rapport ont un impact majeur sur la détermination des vitesses de glissement. Le rapport FU/HS de 1/1 déterminé pour la faille d'Helike Est semble trop faible pour une faille normale. Il apparaît plus cohérent mécaniquement que le déplacement en subsidence soit plus important que le soulèvement. À l'inverse les rapports proposés par McNeil (2004), Armijo (1996) et King (1998) semblent élevés par rapport aux mesures de soulèvement et à la bathymétrie dans le rift. Un soulèvement de 800-1000 m observé au niveau de la faille d'Helike Est devrait être associé selon ces rapports à une subsidence de 2000 à 4500 m. La bathymétrie étant à peine de quelques centaines de mètres, il apparaît difficile d'avoir une subsidence aussi importante. L'estimation la plus robuste de ce rapport semble être celle obtenue à partir des études de forage au niveau de la faille d'Aigion. Il est donc décidé au sein du groupe CRL d'utiliser un rapport FU/HS de 1/1,5 pour déterminer les vitesses de glissement.

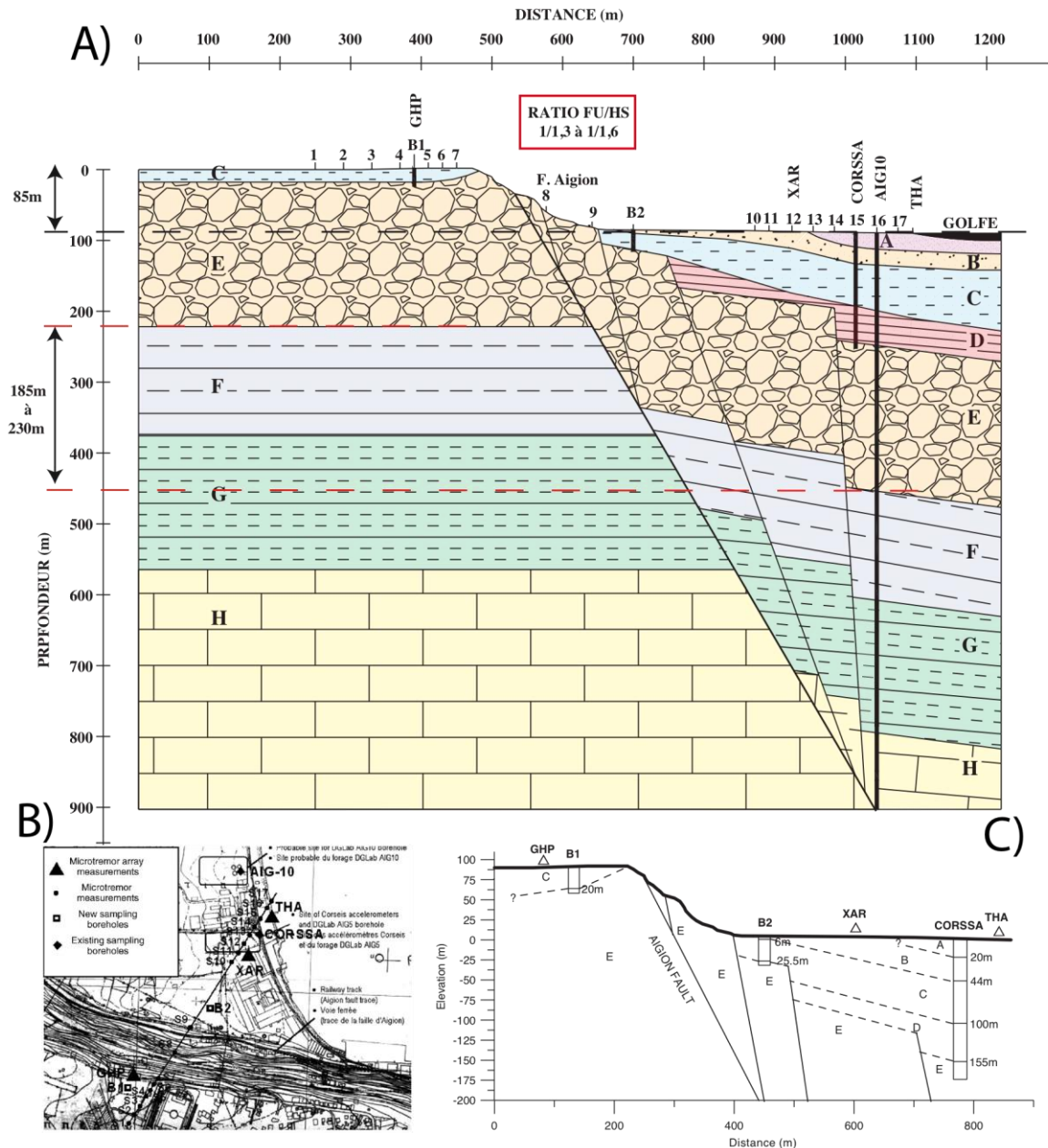


Fig. 2.32 : A) Modèle 2D de la faille d'Aigion basé sur la synthèse de données existantes (modifié d'après Apostolidis et al., 2006). Le déplacement vertical total est entre 185 et 230m (Cornet et al., 2004 ; Place et al., 2007 ; Apostolidis et al., 2006), ce qui génère, en prenant en compte un soulèvement du toit de 80-85 m (Cornet et al., 2004), un rapport FU/HS de 1/1,3 à 1,6. B) Carte topographique de la zone d'étude avec la localisation des différents forages et le tracé de la coupe présentée en A (Apostolidis et al., 2006). C) Coupe stratigraphique des premiers mètres de profondeur obtenue à partir d'informations géologiques et de profils géotechniques sur les forages existants de CORSSA, B1 et B2 (Apostolidis et al., 2006). Les lettres A à H correspondent aux différentes formations géologiques détaillées par Apostolidis et al. (2006).

La conversion des vitesses de déplacements verticales ou horizontales en déplacement sur le plan de faille est directement liée au pendage de la faille considérée. Les deux modèles de géométrie considérés (pendage de 60° ou connexion en profondeur avec un plan de 35°) impliquent d'envisager pour certaines failles des pendages très différents, pouvant amener des variations importantes des vitesses de glissement d'un modèle à un autre. De plus, le rift de Corinthe est caractérisé par une évolution très rapide de l'activité, avec une migration vers le nord confirmée par l'estimation des âges des failles composant le rift qui sont de plus en plus jeunes vers le golfe. Il est donc nécessaire de tenir compte de cette dynamique rapide lors de l'estimation des vitesses de déformation afin de ne pas surestimer les vitesses de glissement de certaines failles devenues peu actives.

2.3.2.2. ESTIMATIONS DES VITESSES DE GLISSEMENT POUR LES DIFFERENTES FAILLES CONSIDEREES

L'estimation des vitesses de glissement ne peut se faire qu'à partir des déformations (généralement verticales) visibles à la surface et reportées sur le plan de faille. Dans le cas de failles possédant une géométrie complexe avec une modification du pendage en profondeur, la détermination de la vitesse de glissement sur le plan varie selon le pendage de la section considérée. Ainsi un pendage plus faible entraîne une plus forte estimation de la vitesse de glissement. Afin d'intégrer ces variations de la géométrie, la vitesse de glissement sera calculée pour chaque section et pondérée selon sa dimension. Ainsi si la faille possède un pendage de 60° sur 1 km de plan de faille et un pendage plus faible de 35° sur 9 km de plan de faille (exemple de l'hypothèse considérée pour Dervini), alors l'estimation finale de la vitesse de glissement pour la faille reflétera à 90% la vitesse déduite à partir du pendage de 35°. Pour les failles concernées (Psathopyrgos et Helike Est), nous choisissons de ne pas prendre en compte la section quasi horizontale définie par l'essai de sismicité (entre 5° et 15°).

Etant donné que la détermination des vitesses de glissement ne peut se faire qu'exclusivement à partir des observations à la surface, il est nécessaire d'envisager une autre approche pour déterminer ce paramètre pour les failles « aveugles », localisées en profondeur, considérées dans le modèle déconnecté.

- **Faille de Psathopyrgos :**

Des estimations de vitesses de soulèvement ont été réalisées à partir de tranchées situées à deux endroits sur la faille de Psathopyrgos (Pantosti et al., 2007 dans le rapport 33 du projet européen 3HAZ). Ces observations donnent un déplacement vertical total de 9 à 17 m selon la localisation dans les derniers 6000 à 8000 ans (Holocène) et donc un taux de déplacement vertical de 1,13 à 2,83 mm/an.

D'un autre côté, Palyvos et al. (2008) ont étudié le soulèvement des anciennes plages et des encoches issues de l'action des vagues dans le toit de la faille, situées à la connexion des failles de Psathopyrgos et de Lambiri. À partir de ces observations et des corrections eustatiques, ils mettent en évidence 5 paléorivages générés dans les derniers 2000 ans. Il est difficile de déterminer si ces déplacements ont tous été produits par des séismes ou s'ils résultent d'une déformation plus lente. Le plus ancien paléorivage est mesuré avec une élévation de 2,8 à 3,4 m. L'estimation du taux de soulèvement côtier pour l'Holocène supérieur est de 1,6 – 1,9 mm/an, selon la correction appliquée aux âges radiocarbone (Palyvos et al. 2008). En utilisant un rapport FU/HS de 1/1,5, la vitesse de déplacement vertical est de 4 à 4,75 mm/an. Ces vitesses sont considérées comme les plus probables pour décrire la déformation de la faille de Psathopyrgos. En considérant une géométrie de faille simple avec un pendage de 60°, la vitesse de glissement de l'holocène supérieur sur le plan de faille est de **4,6 – 5,5 mm/an**. Dans le cas du second modèle, la faille de Psathopyrgos possède une géométrie complexe avec des sections à faible pendage, la vitesse de glissement moyenne de cette faille est estimée à **5,8 – 6,9 mm/an**.

- **Trizonia Est :**

L'île de Trizonia (**Fig. 2.7**) se situe immédiatement au niveau du toit de la faille et la bathymétrie indique une profondeur de 300 m au niveau du mur. L'épaisseur des sédiments syn-rift observée dans la zone grâce aux profils sismiques est estimée entre 500 et 600 m (Moretti et al., 2003; Sakellariou et al., 2007), ce qui indiquerait un décalage vertical d'environ 850 – 1000 m. L'âge de la faille est estimé à 800 ka (Ford et al. communication personnelle SISCOR 2012), ce qui implique une vitesse de glissement sur le plan de faille de pendage 65° de **1,3 – 1,5 mm/an**.

- **Faille de Marathias :**

La faille de Marathias a été très peu étudiée. Aucune information n'est disponible pour permettre d'estimer la vitesse de glissement qu'elle a pu générer à court terme. La seule estimation de la vitesse de glissement est issue de l'étude de profils sismiques donnant une valeur de déplacement vertical d'environ 500 m et horizontal de 290 m (Becker et al. communication personnelle SISCOR 2012). Cette faille est considérée comme contemporaine de la faille de Psathopyrgos (Ford et al. com. SISCOR) et le même âge de 400 ka est utilisé. Ceci permet d'estimer une vitesse de glissement verticale de 0,125 mm/an et horizontale de 0,725 mm/an, ce qui correspond à une vitesse de glissement de 1,45 mm/an pour un plan de faille de pendage 60°. Ce taux de glissement doit être considéré avec prudence à cause du manque de données pour cette structure.

- **Système de failles de Neos-Erineos :**

Palyvos et al. (2010) détermine un taux de déplacement vertical du toit de la faille de 1,71 - 1,85 mm/an sur le segment de Selianitika à partir d'une terrasse datée autour de 240 ka, selon les différentes courbes de niveaux marins utilisées. En considérant le rapport FU/HS et un pendage de 55° pour la faille, la vitesse de glissement sur le plan est de 5,2 – 5,65 mm/an.

Les études réalisées sur un escarpement de Fassouleika (Palyvos et al., rapport 3HAZ, 2007) et une tranchée au niveau de Selianitika (Palyvos et al., 2005) permettent d'estimer un taux de déplacement pour l'Holocène. Au niveau du segment de Fassouleika (proche de la faille d'Aigion), un déplacement vertical total de 10 m est observé pour une période estimée de 3 à 4 ka, ce qui correspond à un taux de 2,3 – 3,4 mm/an. Pour le segment de Selianitika, les auteurs mesurent un déplacement vertical total de 4 m généré pendant les derniers 1,45 à 2,1 ka. Ce déplacement permet de déterminer une vitesse de glissement sur le plan de faille de 3,1 – 4,1 mm/an, inférieure à celle déterminée sur une période plus longue par Palyvos et al. (2010).

Il est décidé de garder ces deux derniers résultats représentant des estimations de vitesse « court-terme » pour la vitesse de glissement de la faille de Neos-Erineos : **2,3 – 4,1 mm/an**.

- **Faille d'Aigion :**

De nombreuses études ont été réalisées sur la faille d'Aigion donnant lieu à diverses estimations du taux de glissement allant de 1,6 à 11 mm/an selon le type d'étude, la géométrie de la faille et le rapport FU/HS considérés (Pantosti et al., 2003; DeMartini et al., 2004; Lemeille et al., 2002; Cornet et al., 2004; McNeil et al., 2007).

Les données obtenues à partir du forage AIG10 (**Fig. 2.32**) indiquent un déplacement vertical estimé à 185 – 200 m selon les études (Place et al. 2007 ; Ford et al. 2013) généré par la faille d'âge 50 – 60 ka, ce qui correspond à un taux de déplacement total vertical de 3,1 à 4 mm/an et donc à une vitesse de glissement sur le plan de faille de pendage 60° de 3,6 à 4,6 mm/an. D'un autre côté, les études réalisées sur les terrasses associées à la faille d'Aigion (**Fig. 2.33 C.**; De Martini et al., 2004; McNeil et al., 2007) contredisent l'âge estimé à partir du forage en proposant un âge de 200 -300 ka pour la faille d'Aigion. Sur cette période, ils définissent une élévation du toit générée par la faille de près de 230 m, et concluent à un taux de déplacement vertical du toit de 0,85 – 1 mm/an après diverses corrections, ce qui correspond à une vitesse de glissement sur le plan de faille plus faible que l'étude précédente de 2,45 – 2.9 mm/an. Cependant, le taux de soulèvement le plus récent défini à partir de terrasses datées à 75-85 ka (niveau marin 5a soulevé à 108m) est de 1,3 mm/an et correspond à une vitesse de glissement sur le plan de faille de 3,75 mm/an compatible avec les estimations issues du forage.

Plusieurs tranchées ont été réalisées au niveau de la faille d'Aigion par Pantosti et al. (2004). Ils estiment, à partir de l'analyse des paléoséismes, une vitesse de déformation verticale de 2,4 – 2,5 mm/an sur les 8 à 9 derniers siècles. En considérant un plan de faille de pendage 60°, cette estimation correspond à une vitesse de glissement sur le plan de faille de 2,8 – 2,9 mm/an. Cette valeur apparaît assez faible par rapport à l'activité de la faille à plus long terme. Il est possible que l'enregistrement des paléoséismes sur cette période ne soit pas complet, ce qui impliquerait une sous-estimation de la vitesse de glissement.

Sur la base de ces différents résultats nous considérons pour cette faille une vitesse de glissement sur le plan de faille de **3,5 – 4,6 mm/an**.

- **Faille d'Helike Est :**

Les données géologiques et géophysiques permettent de déterminer un déplacement vertical de 800 m produit par la faille depuis 800 ka (McNeill et al. 2005), ce qui correspond à un taux de déplacement minimum de 2,4 mm/an sur le plan de faille de pendage 55°.

De Martini et al. (2004) déterminent un taux de soulèvement de 0,8 mm/an en analysant les soulèvements cumulés des terrasses datées à 230 ka. Ceci implique une vitesse de glissement sur le plan de faille de 2,4 mm/an, identique à celle déterminée sur 800 ka. En prenant en compte l'élévation des terrasses les plus jeunes, le taux de soulèvement vertical est de 1 à 1,3 mm/an sur les derniers 10 – 12 ka. Ce qui correspond à une vitesse de glissement court terme sur le plan de faille de 3,05 – 4 mm/an.

La réalisation d'une série de tranchées au niveau de cette faille a permis à Koukouvelas et al. (2005) d'estimer une vitesse de glissement à partir du déplacement généré par chaque paléoséisme observé. A partir de l'observation de 6 paléoséismes, ils concluent à une accélération de la vitesse de glissement de 0,3 à 2 mm/an, marquée par les 3 séismes les plus récents, avec un taux de 2 mm/an. Cette méthode nécessite que l'enregistrement de paléoséismes soit complet, le taux défini doit être considéré avec prudence et comme une valeur minimale.

Afin de respecter ces différentes estimations, une vitesse de glissement de 3 - 4 mm/an est implémentée pour le modèle considérant un plan de faille simple de pendage 55°. Pour le modèle de faille complexe, la vitesse de déformation de la faille estimé à partir du rapport entre les pendages des sections composant la faille correspond à **3,7 – 4,8 mm/an**.

- **Faille d'Helike Ouest :**

Cette faille ainsi que la faille de Lakka plus à l'ouest sont considérées comme peu ou pas actives. La seule estimation du taux de déplacement total vertical est de 800-900 m (Backert et al. 2010) pour un âge de faille estimé à 800 ka. Considérant un pendage de 55°, la vitesse de glissement long terme sur cette faille est de 1,22 – 1,37 mm/an. Il est fort probable que cette vitesse de glissement reflète plus l'histoire de cette faille, que le taux actuel qui devrait être bien plus faible.

Une autre étude basée sur la corrélation des altitudes des terrasses marines avec les hauts niveaux marins des courbes eustatiques du Pléistocène supérieur permet de définir, selon les auteurs, un taux de soulèvement corrigé de 1,05 mm/an en 230 ka (**Fig. 2.33 B**, De Martini et al. 2004). En considérant le rapport FU/HS de 1/1,5 et un pendage de 55°, cela implique une vitesse de glissement sur la faille de 3,2 mm/an. Contrairement aux failles d'Aigion et d'Helike Est, la terrasse la plus récente observée sur la faille d'Helike Ouest est datée à seulement 84 ka (stage 5a) alors que pour les deux autres les terrasses les plus récentes ont été datées entre 30 et 40 ka (**Fig. 2.33**, De Martini et al. 2004). Cette observation peut être expliquée par le fait que la faille est devenue récemment moins active que les deux autres, ou alors qu'elle serait affectée par un glissement continu depuis 84 ka. Cette dernière hypothèse apparaît moins probable au vu des résultats obtenus par le GPS ou l'INSAR, ne montrant aucune déformation. En prenant en compte l'élévation de cette dernière terrasse et la correction de l'eustatisme associée, la vitesse de glissement sur le plan de faille pour les derniers 84 ka serait d'environ 4,2 mm/an, ce qui semble être assez élevé pour cette faille. Malgré les vitesses importantes de glissement issues de l'étude des terrasses, la vitesse de glissement de cette faille semble être actuellement assez faible. Malheureusement les données ne sont pas suffisantes pour bien la caractériser. Il est décidé, en accord avec les membres du groupe SISCOR, de considérer cette faille comme faiblement active avec une vitesse de glissement de **0,5-1,4 mm/an**.

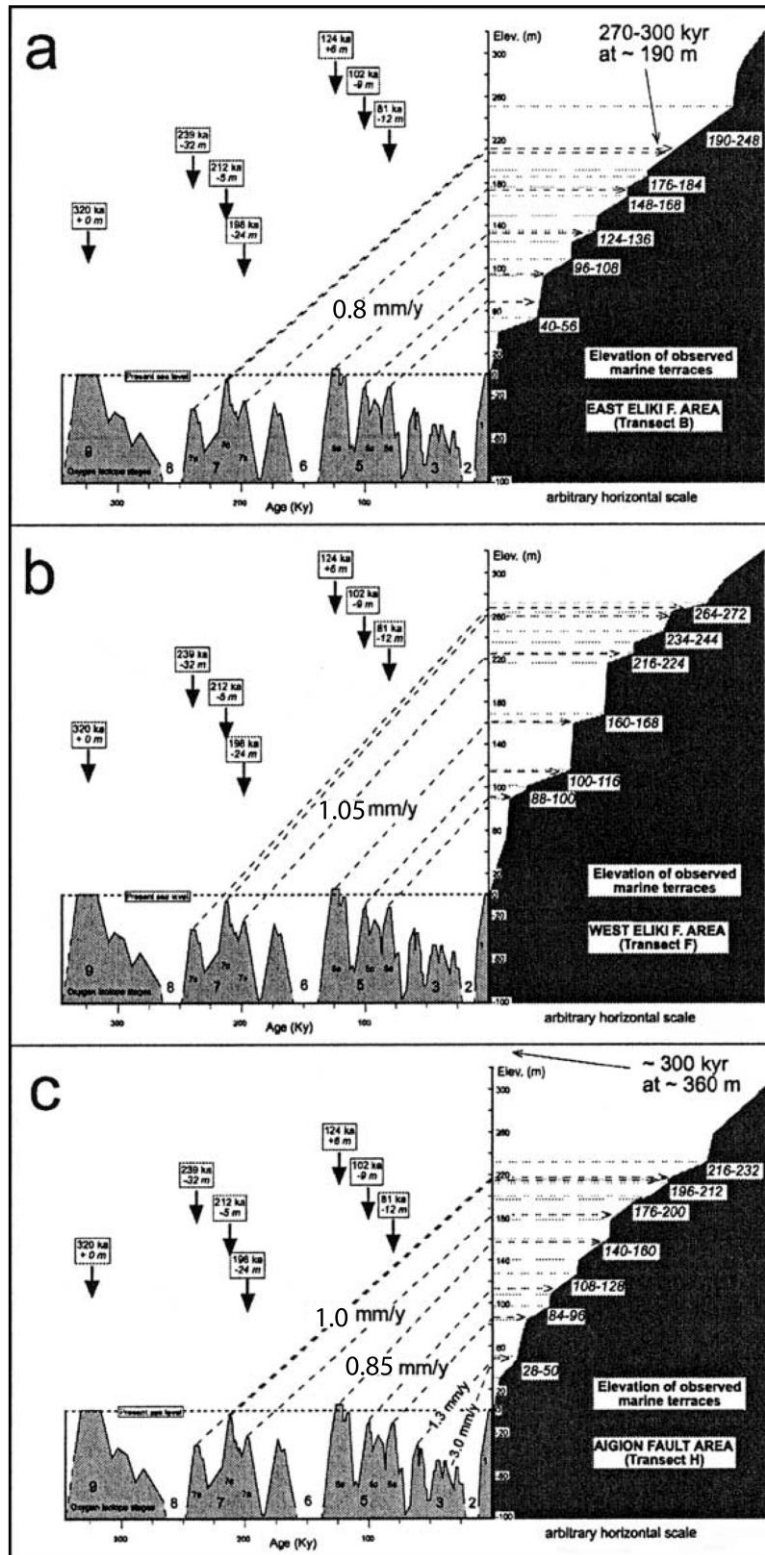


Fig. 2.33 : Taux de déplacement cumulés sur le long terme, calculés pour les murs des failles A) d'Helike Est et B) Ouest et C) la faille d'Aigion (modifié d'après DeMartini et al. 2004). Les taux ont été obtenus par corrélation des altitudes des terrasses marines avec les hauts niveaux marins des courbes eustatiques du Pléistocène supérieur. L'échelle horizontale est arbitraire.

- **Faille de Nord Eratini :**

En utilisant les deltas cliniformes comme des marqueurs sur les profils sismiques haute résolution, Bell et al. (2008) mesurent plusieurs déplacements verticaux en subsidence pour différentes périodes de temps (**Fig. 2.34**). En appliquant le rapport FU/HS de 1/1,5 et en considérant un pendage de 60° pour la faille de Nord-Eratini, les vitesses de glissement sur le plan de faille sont reportées sur la **Fig. 2.34**. Ces taux varient des résultats obtenus par Bell et al. (2008), qui utilisent un rapport FU/HS de 1/1,2-2,2. La vitesse de glissement de **2,4 – 5,6 mm/an** déterminée à partir du déplacement généré lors des derniers 12 ka est considérée pour la détermination des P.O.S. de cette faille.

- **Faille de Sud Eratini :**

Selon Bell et al. (2008), l'analyse du profil sismique traversant la faille de Sud Eratini ne permet pas de corréler le mur et le toit de la faille. Il est seulement possible d'estimer un glissement moyen basé sur une mesure du décalage total du socle de 630 m, pour une période de 800 ka correspondant à l'estimation de l'âge de fonctionnement de la faille. En considérant un pendage de 45°, la vitesse de glissement sur le plan de faille est estimée à 1,1 mm/an.

À partir de l'analyse du profil sismique L27 de Taylor et al. (2011, FIG), Meyer et al. (communication personnelle SISCOR, 2012) estiment un déplacement vertical total de 350 m généré sur 800 ka, correspondant à une vitesse de glissement sur le plan de faille de 0,62 mm/an.

Sur la base de ces quelques données, nous décidons d'utiliser pour cette faille une vitesse de glissement de **0,6 – 1,1 mm/an**.

- **Faille de West Channel :**

À partir des profils sismiques de Taylor et al. (2011), Meyer mesure un déplacement horizontal total produit par la faille de West Channel de 710 m (2013, communication personnelle SISCOR). L'âge de cette faille est estimé par Bell et al. (2008) à 1,4 Ma, ce qui correspond à une vitesse de glissement de 0,7 mm/an sur le plan de pendage 45° (**Fig. 2.29**). Selon Bell et al. (2008) cette faille serait moins active depuis 400 ka avec une vitesse de glissement sur le plan de faille inférieure à 0,5 mm/an (**Fig. 2.34**). La vitesse de glissement estimée de la faille de West Channel étant faible, cette faille ne sera pas intégrée dans le modèle de détermination des P.O.S .

- **Faille d'East Channel :**

La faille d'East Channel, assez longue, est recoupée par différents profils sismiques (Bell et al., 2008 ; Taylor et al., 2011). Au sein du groupe SISCOR, Meyer estime un déplacement horizontal de 1848 m (communication personnelle) sur la période d'activité de la faille estimée à 1400 ka. Bell et al. (2011) considèrent un déplacement horizontal total supérieur à 1400m. Ces résultats permettent d'estimer une vitesse de glissement long terme sur le plan de faille de pendage 45°, de 1 à 1,86 mm/an (**Fig. 2.34**) concordant avec l'estimation de 1,2 mm/an obtenue sur la même période par Bell et al. (2008). Nous considérons pour l'étude une valeur de **1-1,8 mm/an** bien que cette valeur soit basée sur une période de temps très importante et qu'une évolution temporelle de cette vitesse ne puisse être écartée.

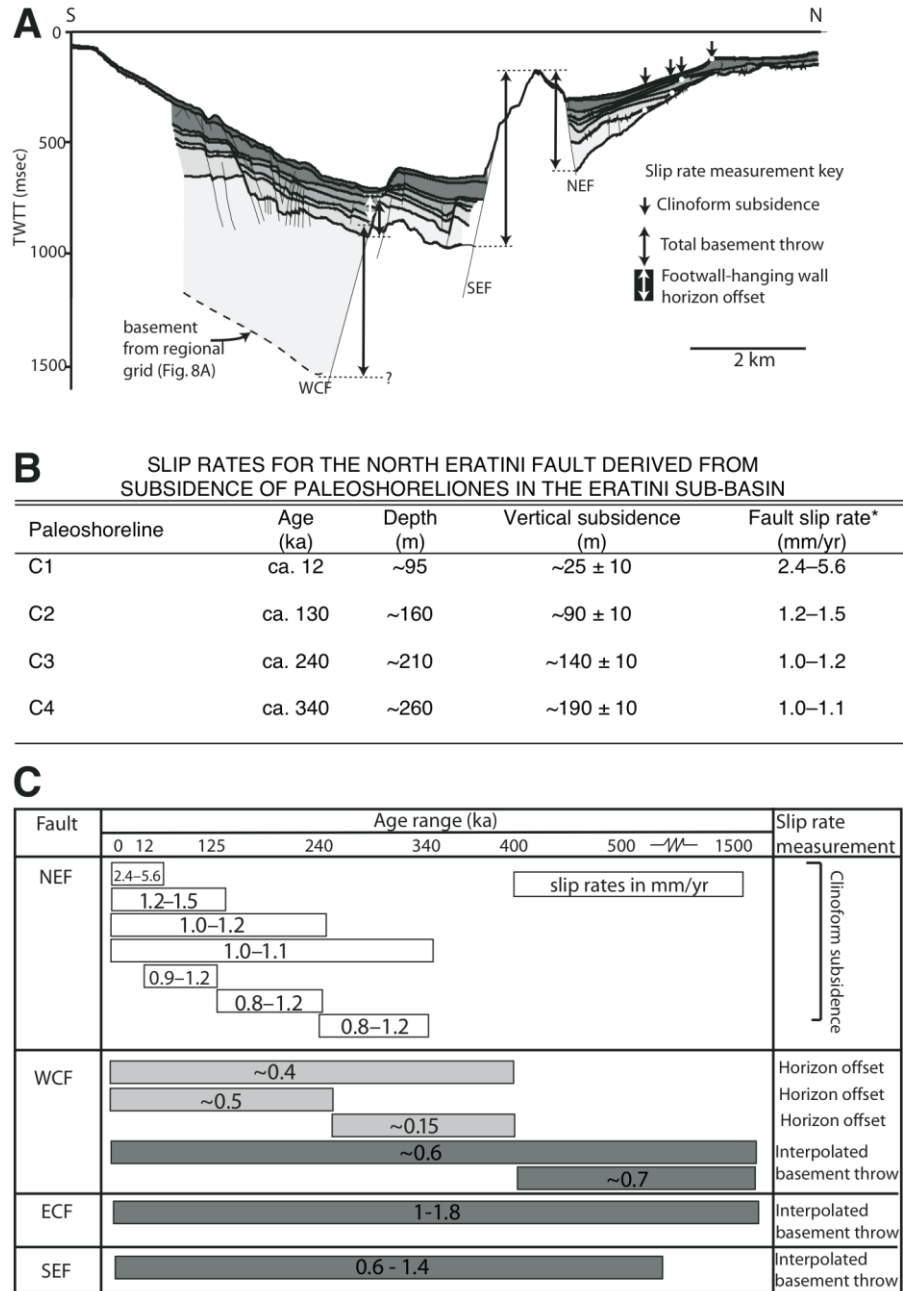


Fig. 2.34 : A) Coupe interprétée du littoral en subsidence, du déplacement total du socle et des mesures de sauts stratigraphiques utilisés pour la détermination des vitesses de glissement à différentes périodes (Bell et al. 2008). B) Tableau des déplacements et âges associés pour la faille d'Eratini Nord d'après Bell et al. (2008). Les vitesses de glissement sont modifiées en fonction du pendage et ratio FU/HS utilisés. C) Tableau récapitulatif des estimations de vitesse de glissement en mm/an, pour les failles d' Eratini Nord et Sud, West et East Channel pour différentes périodes, d'après Bell et al. (2008) et modifié avec l'intégration de nouveaux pendage et ratio. Les niveaux de gris représentent le niveau de confiance : plus la couleur est foncée et plus le niveau de confiance est faible.

- **Faille de Dervini :**

La faille de Dervini apparaît comme l'une des plus anciennes failles ayant contribué à la création du rift de Corinthe. C'est l'endroit du rift où la bathymétrie est la plus importante (Fig. 2.7, Bell et al., 2009). L'âge de cette faille est estimé à 1,4 Ma (Ford et al. communication personnelle SISCOR), identique à l'estimation de l'âge du rift (Armijo et al. 1996). À partir des profils sismiques de Taylor et al. (2011), Meyer mesure un décalage horizontal total de 5,7 km (communication personnelle

SISCOR). À partir de ces observations, la vitesse de glissement sur ce plan de faille de pendage 35° (hypothèse de Bell et al. 2009 à partir des profils sismiques) est estimée à 4,7 mm/an.

Cette faille, se trouvant à la limite de notre zone d'étude, nécessite la mise en place d'études approfondies. Aux vues de son positionnement et du manque d'information, elle n'est pas prise en compte dans cette étude.

- **Failles aveugles :**

L'estimation des vitesses de glissement sur les failles aveugles est plus complexe et nécessite une approche différente que pour les autres failles du rift atteignant la surface. Mouslopoulou et al. (2012, 2013) proposent une méthode de détermination des taux de glissement des failles présentes dans le rift de Taupo (Nouvelle-Zélande) à partir de l'analyse des moments sismiques de la micro-sismicité relocalisée et associée aux différentes failles du rift (sur 49 mois entre 2005 et 2009). Le moment sismique cumulé est transformé en glissement à partir de l'équation 2.1 (Kanamori et Anderson, 1975) :

$$\dot{M}_O = \mu AS \quad \text{eq. 2.1}$$

Cette équation met en relation l'énergie libérée M_o (N/m) et le taux de glissement S (m/an) sur une surface A (m). Le paramètre μ correspond au module de cisaillement estimé généralement à 3.1010 N/m² (Stirling et al. 2002).

Afin d'obtenir une estimation de la vitesse de glissement pour ces structures en profondeur, nous utilisons la sismicité enregistrée par le réseau CRL entre 2005 et avril 2010. La localisation des événements sismiques étant automatique, afin de tenir compte de l'incertitude de localisation nous utilisons une zone assez importante (20 x 12 km) pour réaliser cette estimation (**Fig. 2.35**). Aux vues des incertitudes au niveau de la profondeur, nous utilisons différents volumes pour réaliser la sélection des événements sismiques. Nous faisons également l'hypothèse que tous les séismes sélectionnés dans le volume possèdent un mécanisme et une orientation identique à la structure ciblée (pendage de 35° vers le nord). Comme pour l'étude réalisée au niveau du rift de Taupo (Mouslopoulou et al. 2012 et 2013), aucun séisme présent dans ces volumes ne possède une magnitude supérieure à 5,5.

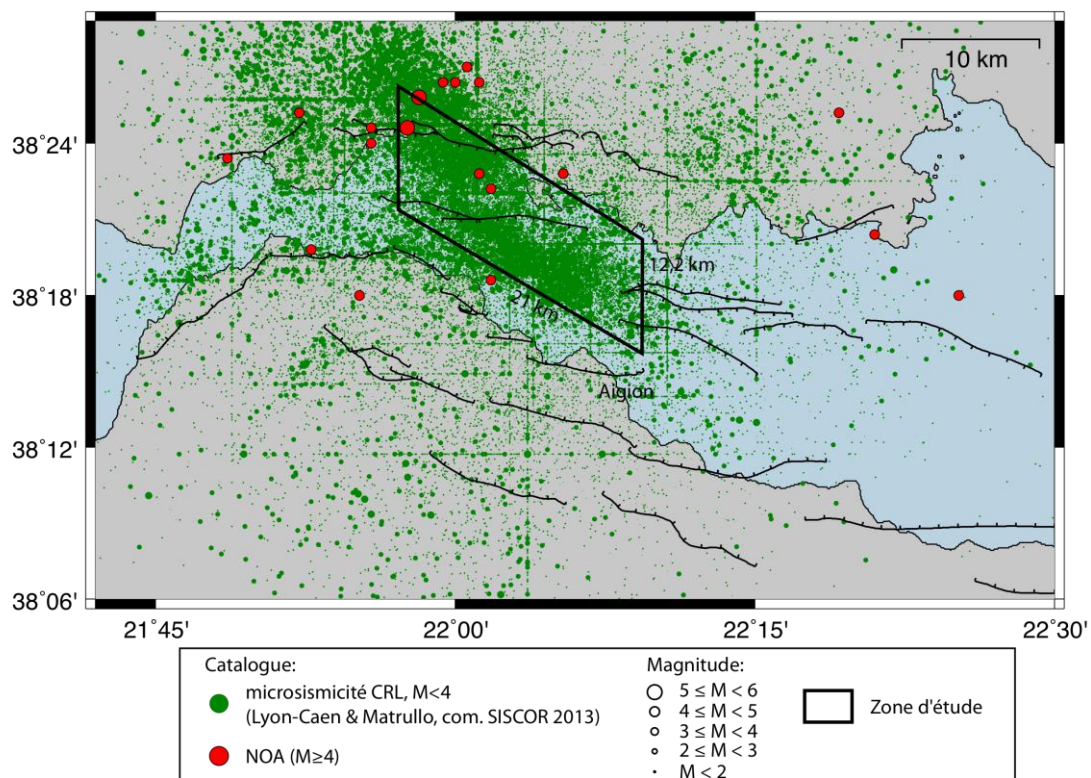


Fig. 2.35 : Carte de la sismicité entre 2005 et avril 2010 considérée pour l'estimation de la vitesse de glissement sur le plan en profondeur symbolisé par le rectangle noir.

Pour la période de temps considérée (entre 2005 et avril 2010), le volume défini ne contient que très peu de séismes possédant une $M \geq 4$. Parmi ces quelques séismes, les deux événements principaux de la crise sismique de janvier 2010 de magnitude 5,3 et 5,4 (Sokos et al. 2012) sont sélectionnés. L'analyse est donc réalisée de deux manières selon que l'on intègre ou non la sismicité de début 2010 contenant cette crise sismique et ces deux événements de $M \geq 5$. Pour chaque séisme, le moment est calculé à partir de la magnitude de moment en utilisant l'équation 2.2 (e.g. Kanamori 1977, Hanks et Kanamori 1979).

$$\log(M_o) = 1,5 \times M + 9,1 \quad \text{eq. 2.2}$$

En considérant les événements de début 2010 le moment total de la zone ciblée varie entre $2,97 \cdot 10^{17}$ et $3,16 \cdot 10^{17}$ N/m, à l'inverse sans ces événements le taux de moment ne correspond plus qu'à $1,92 \cdot 10^{16}$ - $3,52 \cdot 10^{16}$ N/m. Cette différence est principalement due à la prise en compte ou non des deux séismes de $M \geq 5$, le reste de la sismicité ne générant que peu de variations. De même, la prise en compte de différents paramètres de profondeur ne produit pas de variations majeures au niveau du moment global.

En terme de déformation, la prise en compte des événements de 2010 permet d'obtenir une vitesse de glissement sismique variant entre 7,3 et 7,75 mm/an pour un plan de pendage 35° . En considérant seulement la sismicité ayant eu lieu entre janvier 2005 et décembre 2009, la vitesse de glissement pour ce plan n'est plus que de 0,5 – 0,92 mm/an.

Ces résultats sont obtenus pour une zone assez importante et ne permettent pour le moment que d'avoir un ordre d'idée de la quantification de la déformation en profondeur. Il serait nécessaire de relocaliser l'ensemble de la sismicité afin de déterminer le moment global produit au cours du temps par une des structures profondes du rift. Outre le fait qu'il puisse s'agir d'une zone de sismicité diffuse et non d'une faille, la quantification de cette déformation ne peut être réalisée qu'à partir de la sismicité générée. Ainsi la présence d'une déformation asismique, comme suggérée au niveau du rift de Corinthe (e.g. Briole et al., 2000 ; Bernard et al., 2006), ne pourra pas être quantifiée par cette méthode.

2.3.2.3. RESUME DES ESTIMATIONS DE VITESSE DE GLISSEMENT SUR LES FAILLES

Les estimations des vitesses de glissement des failles sont uniquement réalisées à partir d'observations des déplacements géologiques. En collaboration avec les membres du groupe SISCOR, nous avons défini un rapport soulèvement/subsidence de 1/1,5 qui est utilisé pour déterminer les vitesses de glissement à partir des déplacements mesurés à la surface ou sur les profils sismiques.

Ces estimations intègrent des déformations générées sur des périodes de temps très longues, difficilement comparable avec les mesures effectuées sur ces dernières années par le réseau géodésique. Le rift de Corinthe étant une structure relativement jeune (e.g. Ford et al., 2012), il est avéré que son activité et la déformation associée évoluent rapidement au cours du temps comme nous le montre la migration des failles vers le nord (**Fig. 2.25**; Ford et al., 2012) ou même les quelques observations réalisées sur certaines failles comme les paléoséismes (sur Helike Est, Koukouvelas et al., 2005) ou les déplacements sur les profils sismiques (**Fig. 2.34**, Bell et al., 2008).

Pour ces raisons, nous avons tenté, en collaboration avec les membres du groupe SISCOR, d'estimer les vitesses de glissement de ces failles à partir des observations les plus récentes possibles (**Table 2.2**). Malgré cela il existe encore une importante variation temporelle dans ces estimations, dû à la quantité et qualité de données variables selon les failles considérées. Ainsi l'estimation correspondant à la faille de Psathopyrgos est basée sur 2 ka, alors que pour la faille de Marathias nous ne pouvons considérer que son déplacement total pour une période estimée à 400 ka. L'estimation de la vitesse de glissement des failles aveugles (Pyrgos et 1995) est réalisée à partir de la sismicité et micro-sismicité, ce qui implique une définition sur une période très courte (5 ans).

La détermination de ces vitesses de glissement est uniquement basée sur les déformations observées à la surface (excepté pour les failles aveugles) et la géométrie considérée pour la faille (pendage). Ainsi la prise en compte d'une géométrie alternative, comme c'est le cas pour la faille de Psathopyrgos, entraîne une variation de ces estimations. De plus les géométries définies par une modification du pendage en profondeur complexifient l'estimation des vitesses. Pour ces failles, nous intégrons les résultats obtenus à partir des différentes estimations de pendage en fonction de l'épaisseur des différentes sections concernées.

Failles	Pendage de la faille (simple / multiple)	Taux min. (mm/an)	Taux max. (mm/an)	Périodes de temps associées (ka)
Psathopyrgos	simple	4,6	5,5	2
	multiple	5,8	6,9	
Marathias	simple	0,5	1,45	400
Neos-Erineos	simple	2,3	4,1	3-4
Trizonia	simple	1,3	1,5	800
Aigion	simple	3,5	4,6	50-60
Helike Ouest	simple	0,5	1,4	800
F. aveugle Pyrgos	simple	0,5	7	$5 \cdot 10^{-3}$
Helike Est	simple	3	4	10-12
	multiple	3,7	4,8	
Nord Eratini	simple	2,4	5,6	12
Sud Eratini	simple	0,6	1,1	800
West Channel	simple	0,15	0,5	240-400
East Channel	simple	1	1,86	1500
F. aveugle 1995	simple	0,5	7	$5 \cdot 10^{-3}$

Table 2.2 : Bilan des estimations de vitesses de glissement pour les failles considérées dans cette étude, suivant la période de temps correspondant à leur estimation.

Malheureusement le réseau géodésique ne permet pas encore d'estimer la vitesse de glissement actuelle individuellement sur les failles, mais seulement la vitesse de déformation du rift dans son ensemble. Malgré les échelles de temps différentes impliquées dans la détermination des vitesses de glissement sur les failles et la déformation globale du rift mesurée par GPS, nous comparons l'extension horizontale obtenue à partir de la somme de l'apport de chaque faille à l'extension mesurée par le GPS. A partir de cette comparaison, nous pouvons contrôler le fait que les estimations réalisées pour les failles ne permettent pas d'obtenir une extension plus importante que celle mesurée actuellement.

Ainsi pour les différentes sections d'orientation NS (sections A à E, **Fig. 2.32**), nous testons les différentes hypothèses de géométrie et de vitesse de déformation des failles. Pour chacune de ces sections, les vitesses obtenues sont inférieures aux taux géodésiques (**Table 2.3**).

Sections	Extension des failles (mm/an)	Extension géodésique (mm/an)
A	4 - 11	15,5
B	3,5 - 5,7	13
C	2,9 - 4,5	12
D	3 - 10	10,5

Table 2.3 : Comparaisons de l'extension horizontale produite par le cumul de l'extension de chaque faille et de l'extension géodésique (Elias et Briole, com. SISCOR 2012) pour les différentes sections d'orientation NS.

Les variations importantes entre certaines sections sont dues à la présence ou à l'absence dans le modèle d'une faille à faible pendage en profondeur. Pour les sections où une telle structure n'est pas considérée (sections B et C), l'hypothèse est faite que l'extension se fait de manière plus diffuse en profondeur, aucun séisme majeur n'étant encore répertorié à ce niveau. De plus amples études à cet endroit seraient nécessaires afin de valider ou non ces hypothèses.

Comme pour la géométrie des failles, la considération du modèle de déformation pour la détermination des P.O.S. nécessite un nœud dans l'arbre logique. Pour chacune des failles considérées, nous intégrons une première branche pour la borne minimale et une seconde pour la borne maximale des estimations obtenues avec la collaboration des membres du groupe SISCOR. Une même pondération est appliquée à ces deux branches (Fig. 2.36).

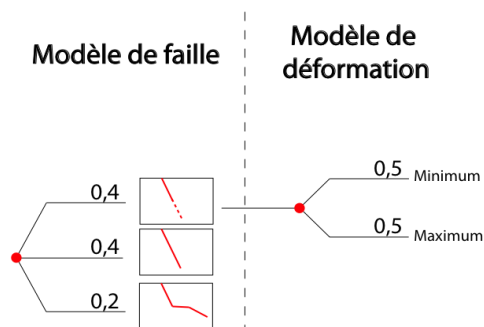


Fig. 2.36 : Schéma des premiers nœuds de l'arbre logique, intégrant le modèle de faille (ici pour plusieurs hypothèses de géométrie, ex. de la faille d'Helike Est) et le modèle de déformation associé.

2.4. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La synthèse de la bibliographie, associée aux études réalisées par le groupe SISCOR, nous a permis de définir les principales failles qui seront considérées pour déterminer les P.O.S. En utilisant les différentes données à disposition, et principalement la micro-sismicité interprétée comme soulignant la présence de failles, différentes hypothèses de géométrie ont été établies. Pour chacune de ces failles et chacune des hypothèses de géométrie considérées, une estimation des vitesses de glissement a été réalisée afin d'être intégrée au calcul de la P.O.S.

Ces résultats sont dépendants des études détaillées qui varient fortement selon les failles. De manière générale, les failles localisées sur la côte sud étant les principales structures visibles en surface, sont mieux documentées que celles localisées au nord (ex. Marathias ou Kalitheia). Pourtant certaines de ces failles peuvent engendrer des séismes de $M \geq 6$, comme le prouve le séisme de 1909. Pour celles-ci, de plus amples investigations seraient nécessaires, que cela soit au niveau du tracé ou de la géométrie, mais aussi au niveau de la vitesse de glissement. Les études sismiques (en cours de réalisation par certains membres du groupe SISCOR) permettraient d'améliorer les connaissances des failles en mer. Par contre, pour le moment, seul l'accumulation de données sismologique permettrait pour le moment de mieux caractériser les structures en profondeur.

Chapitre 3 :

Construction d'un catalogue de sismicité homogène en magnitude de moment M_w

Sommaire

3.1. Introduction.....	81
3.2. Les catalogues sismologiques disponibles en Grèce.....	81
3.3. Homogénéisation du catalogue en magnitude de moment, M_w.....	84
3.3.1. Conversion de magnitude de surface (M_s) en magnitude de moment (M_w).....	84
3.3.2. Transformation de magnitude locale (M_l) en magnitude de moment (M_w).....	87
3.3.3. Mise à jour des séismes	89
3.4. Etude du déclustering du catalogue.....	97
3.4.1. Méthode par fenêtrage.....	97
3.4.2. Méthode par cluster	99
3.4.2.1. Principe de la méthode.....	99
3.4.2.2. Paramétrage de la méthode par cluster	100
3.4.3. Comparaisons des méthodes.....	102
3.5. Détermination des périodes de complétude	107
3.5.1. Méthode de détermination des périodes de complétude.....	107
3.5.2. Résultats de la détermination des périodes de complétude	108
3.6. Comparaison des différents catalogues.....	113

3.1.INTRODUCTION

L'estimation du comportement sismique d'une zone source passe par l'étude du catalogue de sismicité regroupant les événements sismiques ayant eu lieu dans cette zone. Les séismes enregistrés par un réseau de stations sismologiques composent la partie instrumentale du catalogue. La précision de leur localisation et de l'estimation de leur magnitude dépend fortement de la localisation des stations par rapport au séisme, de leur densité au moment de l'enregistrement. Les séismes ayant eu lieu avant la mise en place de tels réseaux composent la partie historique du catalogue. Ils sont localisés à partir de l'intensité estimée par les dégâts occasionnés et reportés dans des comptes-rendus. La réalisation d'études d'aléa nécessite un catalogue de sismicité le plus complet et le plus homogène possible. Idéalement il doit être constitué d'une seule et même mesure caractérisant les événements sismiques. Dans les faits ceci est impossible et il est toujours nécessaire de compiler les informations de différents catalogues qui couvrent des périodes de temps différentes, des gammes de magnitudes différentes ou une région différente.

La première partie de ce chapitre est consacrée à la construction du catalogue homogène en magnitude de moment (M_w) qui sera utilisé pour la suite de l'étude. L'objectif final de l'étude est de proposer différents modèles d'occurrences de tremblement de terre qui puissent être injectés dans un calcul probabiliste de l'aléa sismique (dit PSHA : « Probabilistic Seismic Hazard Assessment »). Le modèle classiquement utilisé considère que l'occurrence des séismes suit un processus de Poisson. Ce processus (d'intensité λ) est un processus de comptage d'occurrences qui vérifie les conditions suivantes :

1. Les nombres d'occurrences dans des intervalles de temps disjoints sont indépendants les uns des autres.
2. La probabilité d'une occurrence dans un petit intervalle de temps est proportionnelle à la longueur de cet intervalle, le coefficient de proportionnalité étant λ .
3. La probabilité qu'il y ait plus d'une occurrence dans un petit intervalle de temps est négligeable.

Ces deux dernières conditions forment la propriété dite des « événements rares ». Afin de satisfaire ces conditions il est nécessaire de « déclusterer » le catalogue, c.a.d. d'identifier les séismes principaux indépendants et de retirer les séismes considérés comme précurseurs ou répliques de ces séismes principaux. Ce chapitre analyse les méthodes de « declustering » les plus couramment utilisées dans les études PSHA et quantifie l'impact de ces traitements sur l'estimation des propriétés statistiques de la sismicité. La dernière partie du chapitre est consacrée à la détermination du temps de complétude qui caractérise, pour chaque catalogue, le moment à partir duquel il est complet pour une gamme de magnitudes donnée. Cette notion de complétude est primordiale lors de la réalisation d'études statistiques de la sismicité.

3.2.LES CATALOGUES SISMOLOGIQUES DISPONIBLES EN GRECE

A l'échelle locale, le réseau sismologique mis en place par le CRL enregistre en continu et localise avec une grande précision les événements sismiques ayant lieu dans la partie ouest du rift de Corinthe. Ce catalogue contient la sismicité de cette zone depuis juin 2000. Bien qu'il soit nécessaire d'avoir un catalogue couvrant une période de temps plus importante pour la détermination des P.O.S. (surtout pour les séismes de forte magnitude peu ou pas présents sur cette période de temps), ce catalogue nous renseigne de manière très précise sur le comportement de la petite sismicité (en terme de récurrence mais aussi au niveau de sa localisation) ce qui a permis, comme discuté dans le chapitre 2, de développer des hypothèses sur la géométrie des failles en profondeur (pendage, présence de failles cachées) ou sur la présence de structures particulières (ex : zone de décollement). De plus les analyses réalisées sur ce catalogue peuvent servir de point de comparaison avec les résultats obtenus sur le catalogue utilisé pour le calcul des P.O.S. afin de valider un modèle de sismicité plutôt qu'un autre.

A l'échelle nationale, la sismicité en Grèce est reportée dans différents catalogues disponibles en libre accès sur internet. Ces catalogues sont construits par différentes institutions à partir de leur propre réseau sismologique. Ces réseaux possèdent des couvertures spatiale et temporelle différentes, une magnitude de coupure différente qui évolue aussi dans le temps et souvent ne calculent pas le même type de magnitude (magnitude locale, de durée, de moment, etc.). Afin d'étudier au mieux le comportement sismique du rift de Corinthe dans le passé, il est nécessaire de définir quel catalogue est le mieux adapté à cette région. Les différents réseaux sismologiques, à l'état actuel, sont reportés sur la carte **Fig. 3.1**.

- Le catalogue construit par le Laboratoire de sismologie de l'Université de Patras à partir d'un réseau développé sur l'ouest de la Grèce (**Fig. 3.1**, symbolisé par les points jaune, <http://seismo.geology.upatras.gr/>, téléchargé en juin 2013). Ce réseau a été mis en place à partir des années 1990 et surveille les régions de Patras et de l'ouest du golfe de Corinthe (PATNET, **Fig. 3.1**). A partir de 2003, un nouveau réseau dénommé PSLNET (Patras Satellite Link NETWORK) est mis en place en complément du précédent réseau PATNET. Malgré sa bonne couverture spatiale pour notre région d'étude, seulement 3 années sont accessibles (2002 à 2004), pour des $M \geq 1$ (de type non précisé), empêchant l'utilisation de ce catalogue.
- Le réseau développé par le département de géophysique de l'université Aristote de Thessalonique fut initié à partir de 1978 avec l'installation de 7 stations autour de la ville de Thessalonique au nord de la Grèce. D'autres stations ayant été installées à la fin de l'année 1980, le réseau opérationnel couvre la Grèce continentale à partir du 1^{er} janvier 1981. Depuis, le réseau a été étendu avec l'installation de nouvelles stations, jusqu'à atteindre actuellement un nombre de 45 stations quasiment toutes localisées sur la partie continentale de la Grèce (points bleus sur la **Fig. 3.1**). Le catalogue mis à disposition (http://geophysics.geo.auth.gr/ss/station_index_en.html, juin 2013) inclus en plus une partie historique, avec une date d'initiation de 550 av. JC pour une zone allant de 33°N à 43°N et 18°E à 30°E. Les magnitudes de ce catalogue sont toutes en magnitude de moment (M_w) et, selon les auteurs, il serait complet depuis 1901 pour des $M_w \geq 6.5$, depuis 1911 pour des $M_w \geq 5.2$, depuis 1950 pour des $M_w \geq 4.8$ et depuis 1964 pour des $M_w \geq 4.5$ (Papazachos et al., 2000, 2010). Il est à noter que ce catalogue ne contient aucun événement dont la magnitude est inférieure à 4,5.
- Le réseau correspondant aux points verts sur la carte (**Fig. 3.1**) est géré par le département de Géophysique et Géothermie de l'université Nationale et Kapoditrian d'Athènes. Il comporte également une partie historique de -600 à 1899 où sont reportés les événements ayant une magnitude supérieure à 5. Les premières localisations de séismes ont débuté au début du XX^{ème} siècle grâce aux premières stations installées à Athènes (<http://www.geophysics.geol.uoa.gr/>, téléchargé en juin 2012). On utilise pour la période de 1900 à 1999 le catalogue révisé par Makropoulos (type de magnitude non précisé, avec une magnitude minimum de 3,7). À partir de 2000, l'université d'Athènes fournit un catalogue avec des magnitudes supérieures à 1,5 mais limitées sur la partie centrale de la Grèce.
- Le réseau sismologique élaboré par l'Observatoire National d'Athènes (NOA, points rouges sur la **Fig. 3.1**) a pour objectif une couverture complète du territoire grecque. La localisation se fait automatiquement depuis 1983, en utilisant Hypo 71 (Lee and Lahr 1975), avec un modèle de vitesse donné par Herring et al. (1968) pour un rapport $V_p/V_s = 1,73$. Une évolution des méthodes de calcul des magnitudes est observée dans ce catalogue. De 1950 à 1965, une magnitude de surface (M_s) est calculée. À partir de 1966, des magnitudes locales (M_l) sont données. Enfin à partir de 1990, certains événements sont calculés avec des magnitudes de durée (M_d).

Récemment, ces instituts ont unifié leurs réseaux sous la coordination de NOA pour former un réseau de plus de 150 stations à travers toute la Grèce (Hellenic Unified Seismic Network, HUSN : <http://bbnet.gein.noa.gr/HL/>, téléchargé en juin 2012). Ce

nouveau catalogue fournit des magnitudes locales (M_l) et quelques M_w , et ne recense que des séismes postérieurs au 1^{er} janvier 2008.

Le catalogue de Thessalonique permet d'avoir une large vision temporelle de la sismicité (depuis 500 av. JC) en magnitude de moment ($M_w \geq 4,5$). Afin de tester la stabilité des modèles de distribution de la sismicité à différents niveaux de magnitude, nous décidons de compléter ce catalogue pour les magnitudes inférieures à 4,5. Afin de tester cette stabilité au niveau du rift de Corinthe, nous décidons d'associer le catalogue de Thessalonique (pour la partie historique <1950) au catalogue délivré par le NOA (à partir de 1950) et révisé pour la période 1950-2000 (Papanastassiou et al, 2001). Pour cela il est nécessaire de convertir les magnitudes M_s et M_l de ce catalogue en M_w compatible avec le catalogue de Thessalonique.

Au niveau de la partie ouest du rift, nous complétons ce catalogue avec le catalogue de micro-sismicité (en M_w), établi à partir du réseau sismologique du CRL. Ce catalogue permet ainsi de tester la stabilité des modèles pour la sismicité de très faible magnitude ($M_w < 3$) très bien contrainte par la densité du réseau de stations.

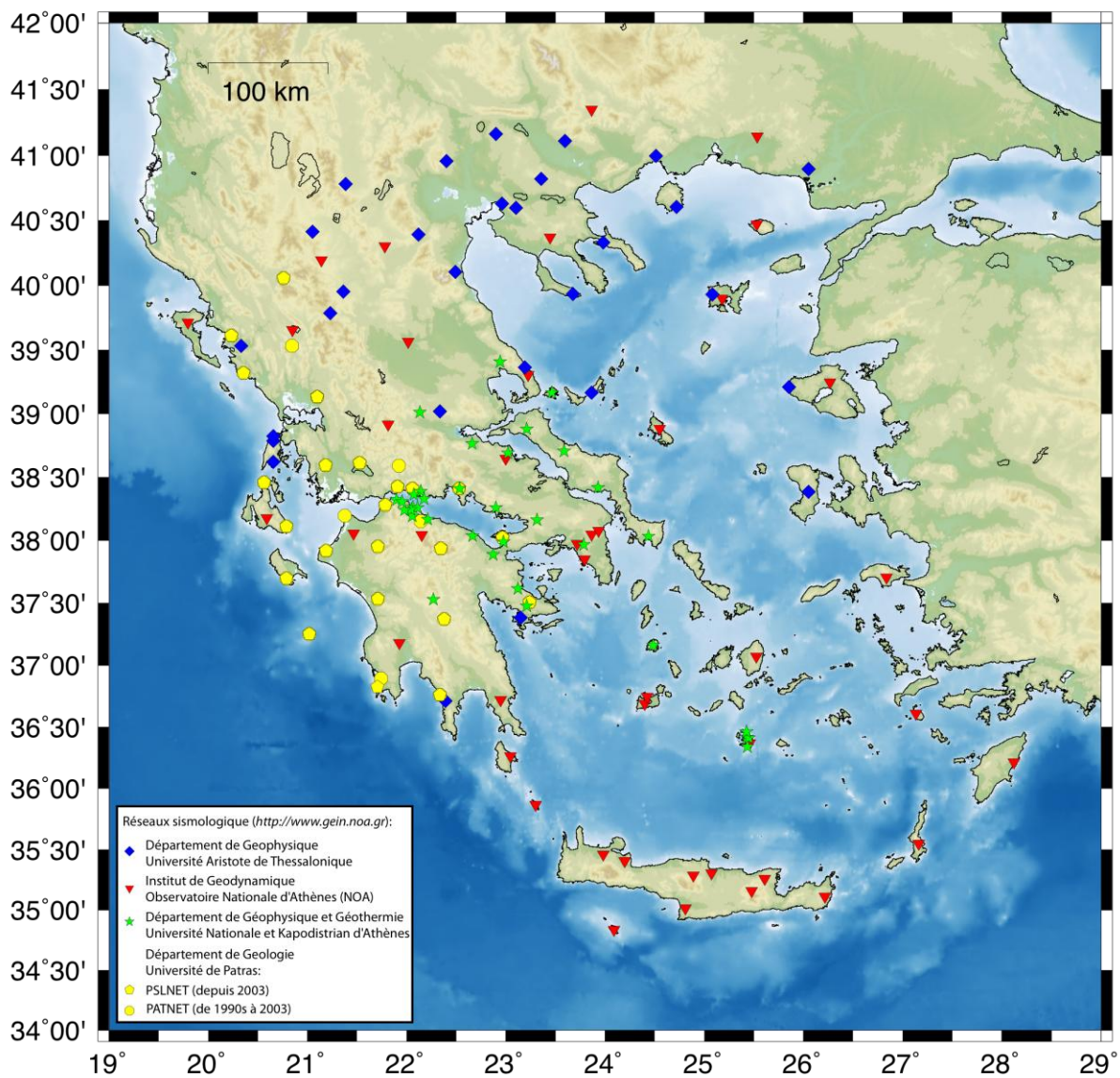


Fig. 3.1 : Cartes des stations composant les différents réseaux sismologiques de Grèce. Rouge : NOA ; vert : université d'Athènes (incluant quelques stations de CRL) ; bleu : université de Thessalonique ; jaune : université de Patras (<http://bbnet.gein.noa.gr/HL/>, juin 2013).

3.3.HOMOGENEISATION DU CATALOGUE EN MAGNITUDE DE MOMENT, M_w

Ce nouveau catalogue, assemblé à partir des catalogues fournis par le NOA et l'université de Thessalonique, est composé de 3 sections, chacune caractérisée par un type de magnitude différente. La partie antérieure à 1950 provenant du catalogue de Thessalonique fournit des M_w , tandis que le catalogue révisé du NOA possède une partie en M_s (magnitude de surface) entre 1950 et 1965 et une partie en M_l (magnitude locale) entre 1966 et aujourd'hui. Il est donc nécessaire de réaliser une homogénéisation au niveau de la magnitude, avec pour objectif d'obtenir un catalogue entièrement en M_w permettant d'établir une relation directe entre la magnitude et l'énergie libérée par le séisme (e.g. Kanamori 1977, Hanks et Kanamori 1979).

3.3.1. CONVERSION DE MAGNITUDE DE SURFACE (M_s) EN MAGNITUDE DE MOMENT (M_w)

La magnitude de surface est définie à partir de la mesure de l'amplitude du sol provoquée par les ondes de surface avec une période de 17-23 s à une distance épacentrale de 15 - 130° (e.g. Gutenberg, 1945; Scordilis, 2000). Différentes études tentent de définir des lois de conversion de M_s en M_w .

- Scordilis (2006) propose une loi de conversion de M_s en M_w à partir de la comparaison des M_s reportées dans les bulletins de l'ISC (International Seismological Center) et du NEIC (National Earthquake Information Center) et des M_w calculées à partir des GCMT (Global CMT). Ce catalogue de référence est composé de plus de 20 000 événements sismiques possédant des M_w comprises entre 3.1 et 8.4, avec une distribution spatiale à l'échelle de la planète et temporelle entre 1980 et 2003 (Fig. 3.2, Scordilis et al., 2006). La distribution des M_w est comparée avec celle des M_s pour des séismes peu profonds (profondeur inférieure à 70 km). Sur la figure Fig. 3.2 sont reportés les événements sismiques utilisés pour la définition de la relation entre M_s et M_w .

La distribution de ces événements sismiques permet de définir une corrélation bilinéaire entre M_s et M_w , s'exprimant par les deux équations suivantes (eq. 3.1 et 3.2, Scordilis et al., 2006) :

$$\text{➤ } M = 0,67(\pm 0,005)M_s + 2,07(\pm 0,03) \quad \text{pour } 3,0 \leq M_s \leq 6,1 \quad \text{eq. 3.1}$$

$$\text{Avec : } R^2 = 0,77 \quad \sigma = 0,17 \quad n = 23\,921$$

$$\text{➤ } M = 0,9(\pm 0,02)M_s + 0,08(\pm 0,13) \quad \text{pour } 6,2 \leq M_s \leq 8,2 \quad \text{eq. 3.2}$$

$$\text{Avec : } R^2 = 0,81 \quad \sigma = 0,20 \quad n = 2\,382$$

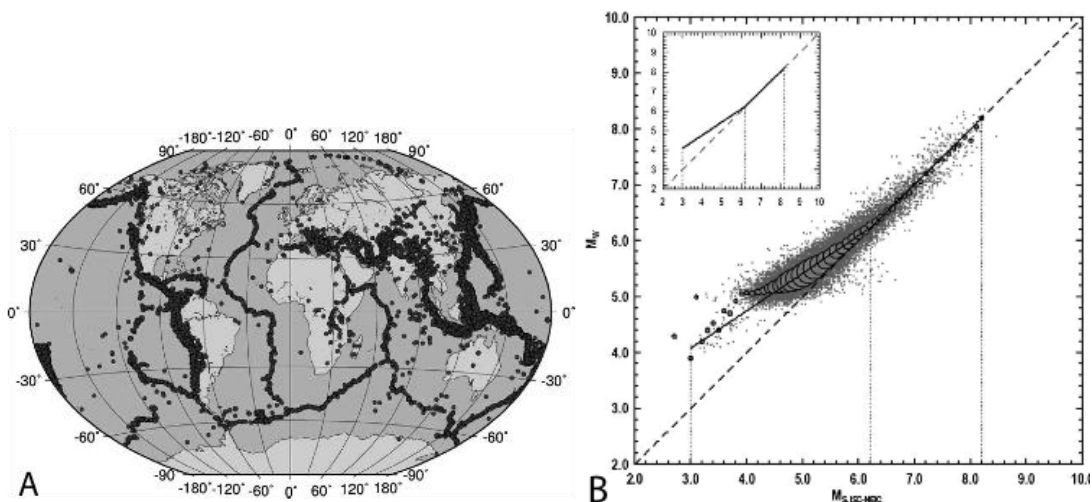


Fig. 3.2 : A) Localisation des séismes utilisés pour déterminer la relation M_s - M_w . B) Relation entre M_s et M_w établie à partir de la sismicité mondiale : 13 591 séismes sont issus du catalogue ISC et 12 714 du catalogue NEIC (Scordilis et al., 2002). Les populations de séismes pour chaque magnitude sont représentées par des cercles de différentes tailles.

- Le nouveau catalogue ISC-GEM compilé en M_w a nécessité la conversion de M_s en M_w pour les événements ne comportant pas de détermination de M_w (<http://www.isc.ac.uk/iscgem/overview.php>, 2012). Une loi empirique (eq. 3.3) est établie à partir des bulletins ISC et des bulletins des différents réseaux pour la première partie du XXème siècle (Fig. 3.3). Bien que la formulation soit différente, cette relation est similaire à celle publiée par Scordilis (2006) (Fig. 3.4 A).

$$M = \exp^{(-0,222+0,233*M_s)} + 2,863 \quad \text{eq. 3.3}$$

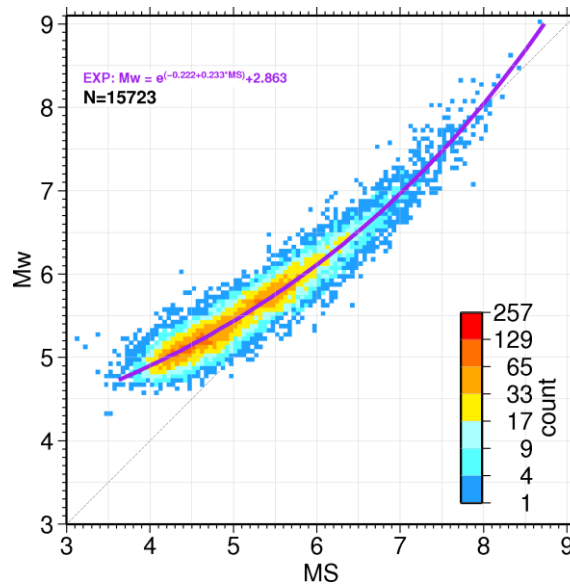


Fig. 3.3 : régression M_s/M_w basée sur les événements du catalogue GCMT (en M_w) et les événements en M_s de l'ISC-GEM (<http://www.isc.ac.uk/iscgem/overview.php>, 2012).

- Une autre étude avec pour but de définir les corrélations entre différents types de magnitude et M_w est réalisée à partir de 170 événements sismiques ayant eu lieu exclusivement en Grèce depuis 1963 (eq. 3.4 et 3.5 ; Papazachos et Papazachou, 1997).

$$\text{➤ } M = 0,56M_s + 2,66 \quad \text{pour } 4,2 \leq M_s \leq 6 \quad \text{eq. 3.4}$$

$$\text{➤ } M = M_s \quad \text{pour } 6 \leq M_s \leq 8 \quad \text{eq. 3.5}$$

- Afin de tester ces relations pour les deux catalogues concaténés, les événements sismiques communs sont comparés. L'identification d'événements communs est réalisée à partir de 3 paramètres qui sont, par ordre d'importance : le temps d'occurrence du séisme, la localisation et la magnitude. Le paramètre principal de cette sélection est la date de l'événement sismique. Différents critères sont utilisés pour permettre d'augmenter ou de réduire le nombre d'événements sismiques considérés comme communs aux deux catalogues. Les paramètres de localisation et magnitude servent de contrôle pour éviter de considérer comme identiques deux événements complètement différents mais ayant des dates assez proches pour ne pas être rejetés par le filtre temporel. Les différents critères testés sont reportés ci-dessous (Table 3.1), accompagnés du nombre d'événements communs obtenus par rapport au nombre total d'événements possédant une magnitude de surface dans le catalogue.

Paramètres	Δ Temps (sec)	ΔM	Δ Localisation ($^\circ$)	Nb ev. communs/ Nb Tot.
A	20	2	0,1	583/967
B	60	2	0,2	699/967
C	300	0.5	0,2	631/967

Table 3.1 : Tableau des différents critères testés pour sélectionner les séismes communs ($M_s \geq 4$) aux deux catalogues pour caractériser la relation entre M_s et M_w . Δ Temps indique la différence de temps origine, ΔM la différence entre les magnitudes de chaque catalogue, Δ Localisation la différence de localisation de l'épicentre en degré.

Le paramètre spatial apparaît comme le plus discriminant pour la détermination des séismes communs aux deux catalogues. Des variations du paramètre de magnitude ont également été testées, mais son incidence est limitée. Le catalogue de Thessalonique ne contenant pas de séismes de magnitude inférieure à 4,5, ces différentes sélections ne permettent pas d'associer la totalité des 967 séismes de magnitude M_s présents dans le catalogue de NOA. Par contre, pour la sélection effectuée selon les paramètres B du tableau **Table 3.1**, la totalité des séismes de $M_s \geq 6$ est associée à des événements de M_w . Ce sont essentiellement les séismes de plus faible magnitude du catalogue ($M_s < 5$) qui ne peuvent être associés. Les événements associés sont localisés dans toute la Grèce (**Fig. 3.4 B.**), nous faisons donc l'hypothèse que les résultats obtenus seront valables au niveau du rift de Corinthe.

Les différentes sélections d'événements sismiques communs aux deux catalogues conduisent à des relations entre M_w et M_s semblables. La relation M_s - M_w pour les événements communs aux deux catalogues apparaît différente des relations publiées et présentées dans ce chapitre (**Fig. 3.4 A.**). Les trois relations publiées (Papazachos et al., 1997 ; Scordilis, 2006 et ISC, 2012) sont en accord uniquement pour les séismes de magnitude supérieure à 6. Pour les magnitudes inférieures à 6, ces relations tendent à surestimer M_w par rapport aux données présentes dans les catalogues, qui semblent suivre la même relation M_s/M_w que pour les fortes magnitudes. Le changement de pente observé pour les magnitudes $M_s < 4,5$ est provoqué par la coupure du catalogue M_w pour ces magnitudes. L'effet observé est directement lié à ce phénomène et ne doit donc pas être pris en compte.

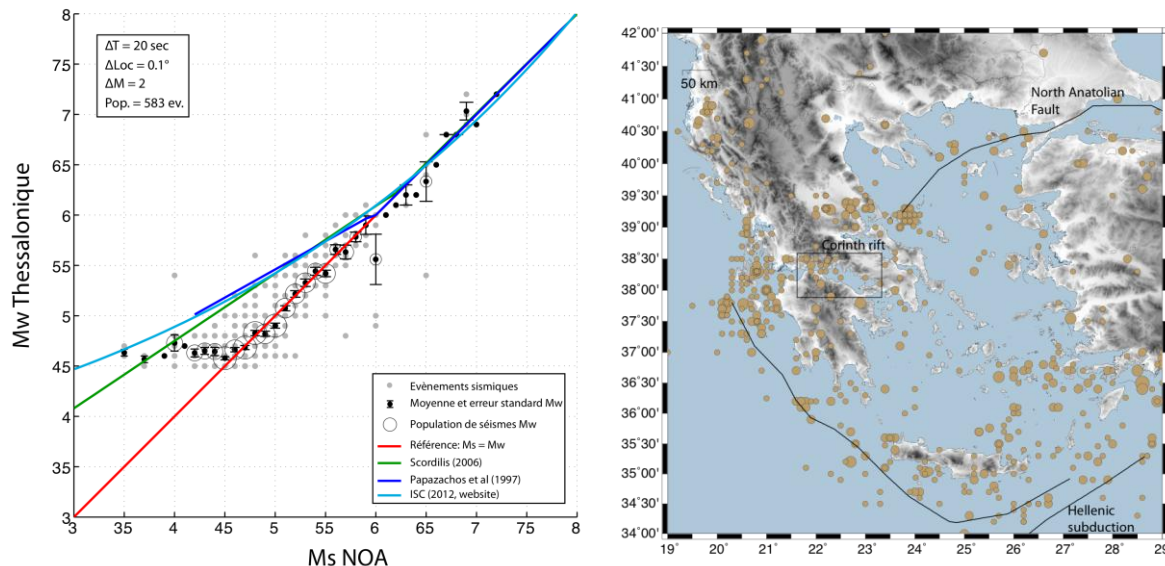


Fig. 3.4 : A) Comparaison de M_s et M_w pour les séismes communs au catalogue de NOA (1950 à 1965) et au catalogue de Thessalonique. Les points en gris représentent l'ensemble des données et en noir la moyenne des M_w pour chaque M_s avec l'incertitude et la population associée. La courbe bleue foncée correspond à la relation définie par Papazachos et al. (1997), la verte à celle définie par Scordilis et al. (2006) et la courbe bleue claire à la relation issue du site de l'ISC (<http://www.isc.ac.uk/iscgem/overview.php>; 2012). La courbe rouge représente la relation $M_s=M_w$ qui explique le mieux les données issues des deux catalogues. B) Carte de la répartition des événements utilisés pour cette corrélation.

Les résultats obtenus à partir des événements communs des catalogues de NOA et de Thessalonique s'écartent grandement des relations issues de statistiques mondiales pour des $M_w < 6$. Les raisons de cette différence sont difficilement caractérisables. Cela peut être directement dû aux méthodes employées pour déterminer les M_s dans le catalogue de NOA ou à la méthode utilisée (et inconnue) pour le calcul des M_w dans le catalogue de Thessalonique. La conversion de cette partie du catalogue (1950 à 1965) pourra être validée ou non par l'observation temporelle de la distribution de sismicité des événements antérieurs (catalogue de Thessalonique en M_w) et postérieurs (catalogue du NOA, en M_w obtenue à partir de M_I), réalisée à la fin du chapitre.

3.3.2. TRANSFORMATION DE MAGNITUDE LOCALE (M_L) EN MAGNITUDE DE MOMENT (M_w)

La magnitude locale (M_L), déterminée par la mesure de l'amplitude maximum du signal enregistré, est une échelle de magnitude encore très utilisée actuellement malgré l'existence d'échelles plus robustes (M_w , Kanamori, 1977) et la disparition progressive des instruments de type Wood-Anderson à l'origine de son développement (Richter, 1935). La principale raison de la persistance de son utilisation est due à la garantie qu'offre ce type de magnitude pour la continuité des catalogues de sismicité, ainsi que son importance dans la pratique du génie civil (Roumeliotti et al., 2000). Par ailleurs, contrairement à M_w , elle peut être déterminée à partir d'une seule station. De la même manière que pour M_s , différentes études ont été réalisées afin de déterminer une relation $M_L - M_w$.

- A partir de la sismicité grecque enregistrée par des sismographes de Wiechert ou Mainka par l'université de Thessalonique, Papazachos et Papazachou (1997) ont développé une relation permettant de transformer les M_L en M_w :

$$\triangleright M = 0,97M_L + 0,58 \quad \text{pour } 4,5 \leq M_L \leq 6 \quad \text{eq. 3.6}$$

- Dans son étude, Roumeliotti et al. (2010) comparent les M_w et M_L reportées dans les bulletins mensuels du NOA aux M_L reportées dans les bulletins de l'université Aristote de Thessalonique. Cette étude se base sur 576 séismes de M_w compris entre 3.3 et 6.8 et ayant eu lieu en Grèce dans une zone allant de 33° à $42,5^\circ$ N et 19° à 30° E entre 1969 et 2007 (Fig. 3.5 A.).

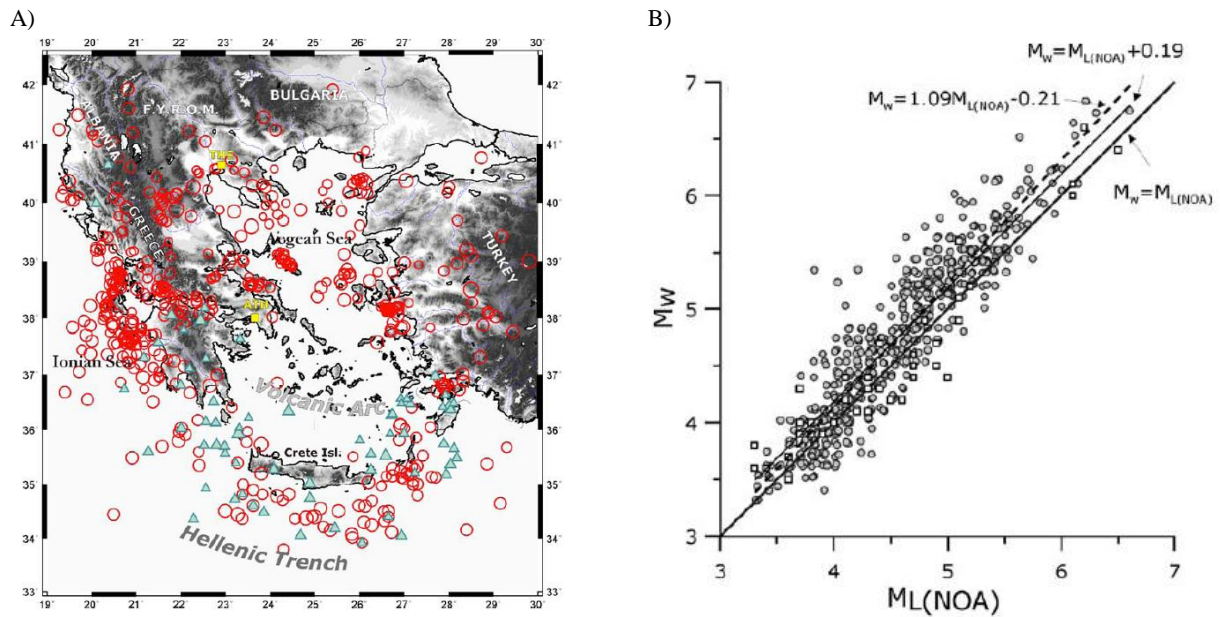


Fig. 3.5 : A) Carte des épicentres des 516 séismes de profondeur inférieure à 40 km (cercles rouges) et des 60 séismes de profondeur intermédiaire, entre 40 et 170 km, utilisés pour la définition des relations entre M_L et M_w (Roumeliotti et al. 2010). B) M_w versus M_L de NOA (Roumeliotti et al. 2010).

L'inversion de formes d'ondes régionales ou télé-sismiques permet d'obtenir des M_w , tandis que M_L est obtenue à partir de l'amplitude maximale observée sur les sismographes Wood-Anderson d'Athènes (en opération depuis 1964). Les relations présentées ci-dessous (eq. 3.6 à 3.8) sont développées pour convertir les M_L déterminées par le NOA en M_w :

$$\triangleright M = M_{L_{NOA}} + 0,19 \quad \text{eq. 3.6}$$

pour des composants Wood-Anderson et des fonctions de calibration de Richter (Fig. 3.5 B).

$$\triangleright M = M_{L_{NOA}} + 0,38 \quad \text{eq. 3.7}$$

si les fonctions de calibration de Hutton et Boore (1987) sont utilisées.

$$\triangleright M = M_{L_{NOA}} + 0,42 \quad \text{eq. 3.8}$$

si les fonctions de calibration de Papazachos (1984) sont utilisées.

De la même manière que pour les M_s (Chap. 3.2.1), les séismes communs aux deux catalogues sont identifiés à partir d'une sélection de différents critères (**Table 3.2**). L'étude est réalisée sur la période de 1966 à 2009, impliquant une population d'événements beaucoup plus importante que précédemment.

Paramètres	Δ Temps (sec)	ΔM	Δ Localisation ($^\circ$)	Nb ev. communs/ Nb Tot. M_w
A	20	1	0,1	2304/6670
B	20	2	0,1	2466/6670
C	60	1	0,2	3567/6670
D	300	0.5	0,2	2922/6670

Table 3.2 : Tableau des différents critères testés pour sélectionner les séismes communs ($M_I \geq 3$) aux deux catalogues pour caractériser la relation entre M_I et M_w .

Les événements communs obtenus à partir des différents critères se répartissent sur l'ensemble de la Grèce et incluent un nombre important de séismes dans le rift de Corinthe. Cela permet de confirmer que la relation ainsi obtenue sera valide pour l'ensemble du catalogue (**Fig. 3.6 B**). Comme pour le catalogue M_s , la différence entre la sélection réalisée et le nombre total d'événements présents dans le catalogue du NOA se fait au niveau des faibles magnitudes. Le choix des critères de paramètres C (**Table 3.2**) entraîne la considération de plus de 60% des événements de $M_I \geq 6$ pour la comparaison avec les M_w de Thessalonique.

Pour chaque M_I , la moyenne et l'écart type des magnitudes de moment associées sont calculés. Les critères de sélection influencent principalement l'écart type de la corrélation pour les plus fortes magnitudes. Ces variations n'impactent que très légèrement la distribution de ces moyennes et donc de la relation entre M_I et M_w . De manière générale, ces moyennes suivent la relation définie par Roumeliotti et al. (2010) (**Fig. 3.6 A**, courbe rouge, et eq. 3.6). Une légère déviation est observée à partir des magnitudes inférieures à 5. Etant donné que le catalogue en M_w est coupé à magnitude 4,5, il est difficile de déterminer l'origine de cette variation.

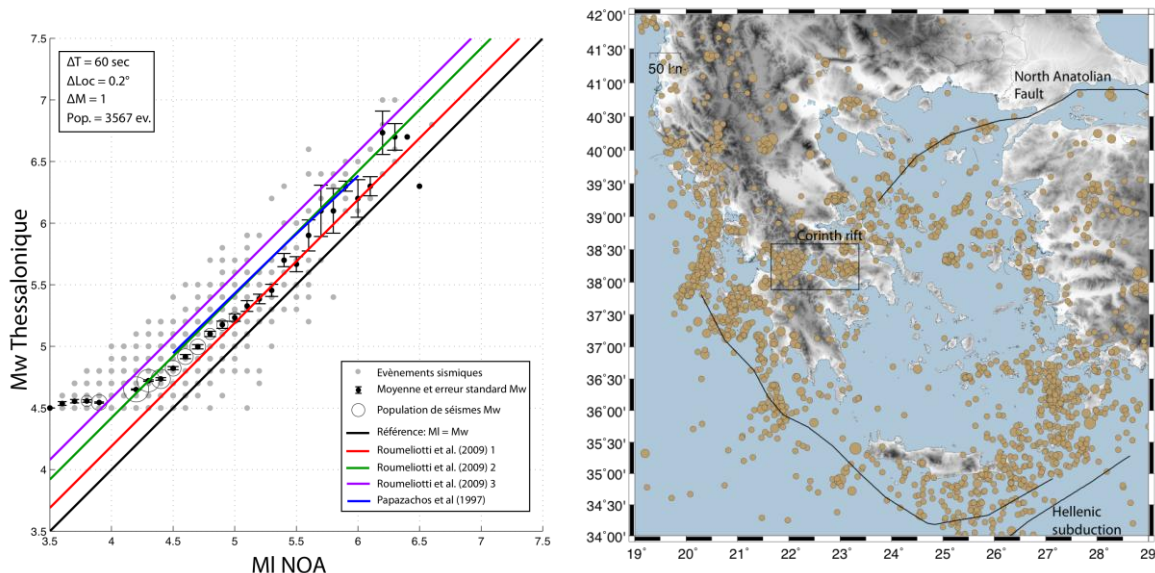


Fig. 3.6 : A) Comparaison entre les estimations de magnitude M_I du catalogue de NOA et M_w du catalogue de Thessalonique pour les séismes communs de la période 1966 à aujourd'hui. Les points en gris représentent l'ensemble des données et en noir la moyenne des M_w pour chaque M_I avec l'incertitude et la population associée. Les courbes de couleurs correspondent aux différentes relations publiées. La courbe noire représente la référence $M_I = M_w$. La courbe rouge, représentant l'eq. 3.6, est celle qui définit le mieux les données issues des deux catalogues. B) Carte de la répartition des événements utilisés pour cette corrélation.

Au vu des différents résultats obtenus il est décidé de convertir les magnitudes locales du catalogue de NOA en magnitudes de moment à partir de la relation de Roumeliotti et al. (2010) définie pour le catalogue de NOA sur des composants de Wood-Anderson (eq. 3.7).

Comme pour la conversion M_s/M_w , aucune information n'est disponible pour valider cette loi de conversion pour les magnitudes inférieures à 4,5 (correspondant à la limite du catalogue de Thessalonique). Nous faisons donc l'hypothèse que ces lois sont également valables pour les magnitudes inférieures à 4,5. Le catalogue en M_s couvrant seulement la période de 1950 à 1965, cette hypothèse sur les séismes de $M < 4,5$ est limité à seulement 20% du catalogue en M_s . Par contre pour la partie en M_l (à partir de 1966), près de 99% du catalogue est composé de séismes possédant une magnitude $M_l < 4,5$ (ce pourcentage est réduit à 14% après la considération des périodes de complétude).

3.3.3. MISE A JOUR DES SEISMES

Pour certains séismes contenus dans ces différents catalogues, l'incertitude associée est assez élevée en terme de magnitude ou de localisation, surtout lorsqu'on remonte dans le passé. Dans l'optique d'améliorer ce catalogue, les paramètres des séismes ayant fait l'objet d'études plus détaillées sont mis à jour.

3.3.3.1. MISE A JOUR DES SEISMES INSTRUMENTAUX

Plusieurs séismes de magnitude importante ($M_w > 5,5$), ont été analysés de manière détaillée afin d'améliorer la définition de leur magnitude, localisation et mécanisme au foyer. Baker et al. (1997) utilisent la modélisation et l'inversion des formes d'ondes pour déterminer les paramètres de 17 séismes ($M_w > 5,5$) ayant eu lieu en Grèce et ajoutent les résultats de 10 autres séismes obtenus par différentes études (Liotier, 1989 ; Taymaz et al., 1991; Hatzfeld et al., 1996; Bernard et al., 1997). Parmi ces 27 événements sismiques, 8 séismes sont localisés dans le rift de Corinthe (**Table 3.3**).

La mise à jour de ces événements implique une variation moyenne de leur épicentre de 15,7 km (**Fig. 3.7 A**) et de 12,7 km pour la profondeur (**Fig. 3.7 B**) par rapport aux données présentes initialement dans le catalogue de NOA. Au niveau du rift de Corinthe, la localisation ou la magnitude de quelques séismes sont ainsi modifiées. Ainsi le séisme de 1965 (ID 3) de $M=6,8$ est assez fortement impacté avec une nouvelle profondeur de 55 km (Liotier, 1989) alors qu'elle était à l'origine de 10 km avec une incertitude très élevée. De même le dernier séisme majeur enregistré dans la partie ouest du rift Corinthe en 1995 (ID 27) est localisé par Bernard et al. (1997) 6 km moins profondément que de la localisation du catalogue de NOA (l'hypocentre est localisé à 10 km de profondeur au lieu de 26 km ; **Fig. 3.7 C**).

Pour chacun des séismes considérés, la magnitude M_w est calculée à partir de l'estimation du moment sismique, grâce à la relation développée par Hanks et Kanamori (1979, eq. 3.10) :

$$\log_{10} M_o = 1,5 M_w + 9,1 \quad \text{eq. 3.10}$$

Les magnitudes M_w calculées à partir de M_o pour ces 5 événements diffèrent en moyenne de 0,22 des magnitudes du catalogue. Un cas extrême est le séisme de 1995, à l'origine de magnitude $M_l = 5,6$ converti en $M_w = 5,79$, et réévalué à une magnitude $M_w = 6,3$.

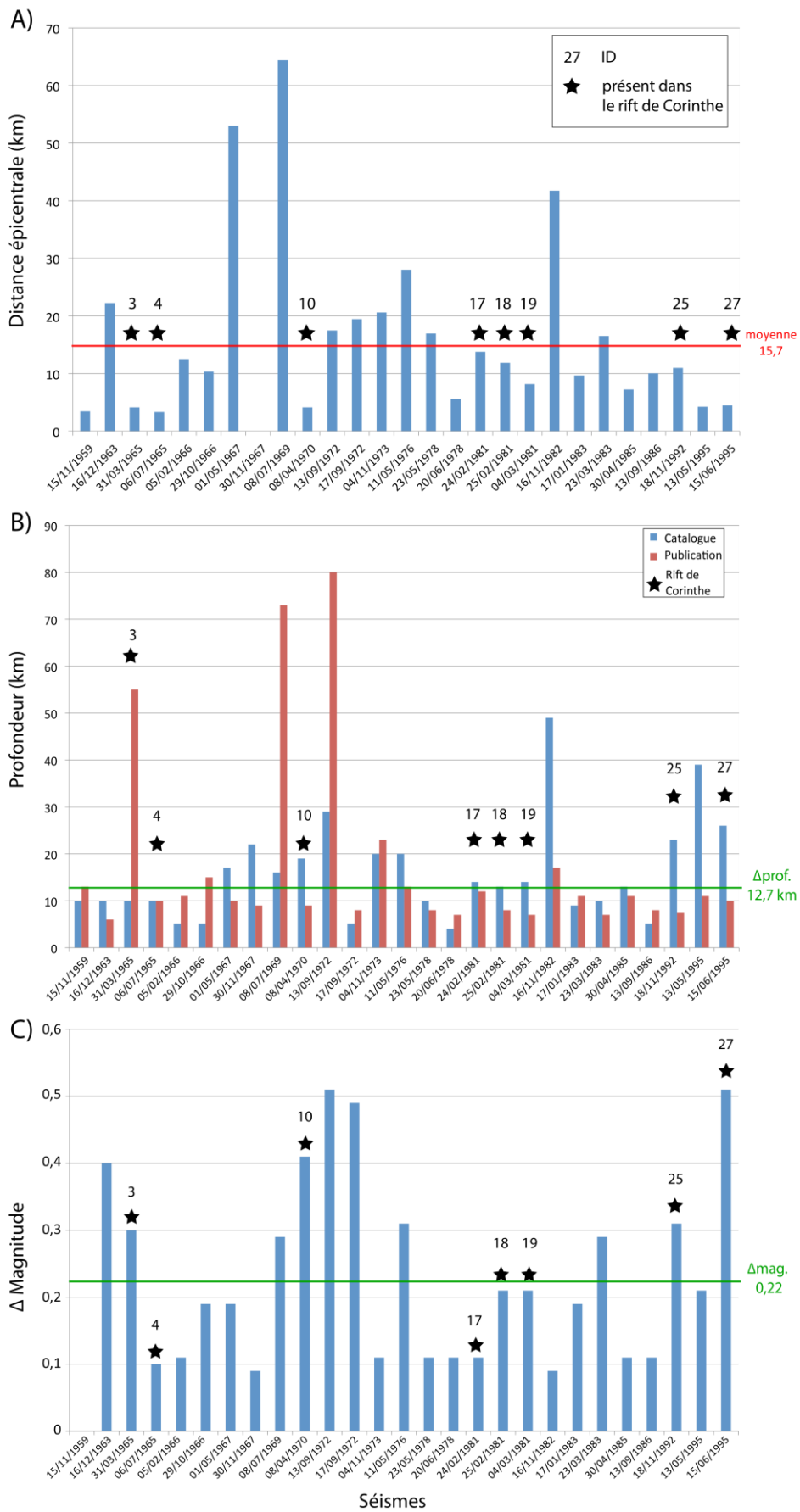


Fig. 3.7 : A) Distance entre la localisation des séismes dans le catalogue d'origine et celle reportée dans la publication de Baker et al, (1997). B) Profondeurs des séismes dans le catalogue (bleu) et celle reportée dans la publication de Baker et al, (1997, rouge). C) Différences entre les magnitudes de moment converties à partir du catalogue d'origine et les magnitudes de moment calculées à partir des publications. Les étoiles noires correspondent aux séismes localisés dans le rift de Corinthe.

ID	Date	Temps	Anciens paramètres				Nouveaux paramètres					Ref.
			Lat (°N)	Lon (°E)	Prof (km)	M	Lat (°N)	Lon (°E)	Prof (km)	Mo (10 ¹⁶ Nm)	M	
1	15/11/1959	17:08:43	37,80	20,57	10	6,70	37,83	20,56	13 ± 5	1630	6,70	1
2	16/12/1963	13:47:56	37,30	20,90	10	5,90	37,10	20,90	6 ± 5	19	5,50	1
3	31/03/1965	09:47:26	38,40	22,30	10	6,50	38,38	22,26	55	1704	6,80	2
4	06/07/1965	03:18:42	38,40	22,40	10	6,20	38,37	22,40	10 ± 4	167	6,1	1
5	05/02/1966	02:01:45	39,05	21,61	5	6,09	39,10	21,74	11 ± 4	246	6,2	1
6	29/10/1966	02:39:25	38,81	21,07	5	5,69	38,90	21,10	15 ± 4	23	5,5	1
7	01/05/1967	07:09:03	39,86	20,77	17	6,09	39,60	21,29	10 ± 6	99	5,9	1
8	30/11/1967	07:23:50	41,41	20,44	22	6,29	41,41	20,44	9 ± 5	220	6,2	1
9	08/07/1969	08:09:13	37,50	19,58	16	6,09	37,50	20,31	73 ± 10	73	5,8	1
10	08/04/1970	13:50:28	38,32	22,60	19	5,49	38,34	22,56	9	91	5,9	2
11	13/09/1972	04:13:20	37,81	22,32	29	5,59	37,96	22,38	80	163	6,1	2
12	17/09/1972	14:07:16	38,12	20,25	5	6,09	38,28	20,34	8 ± 4	27	5,6	1
13	04/11/1973	15:52:12	38,73	20,32	20	5,69	38,89	20,44	23 ± 7	61	5,8	1
14	11/05/1976	16:59:48	37,33	20,22	20	5,49	37,56	20,35	13 ± 4	56	5,8	1
15	23/05/1978	23:34:13	40,68	23,44	10	5,69	40,73	23,25	8 ± 4	62	5,8	1
16	20/06/1978	20:03:22	40,82	23,28	4	6,29	40,78	23,24	7	424	6,4	2
17	24/02/1981	20:53:37	38,17	22,97	14	6,49	38,10	22,84	12 ± 2	875	6,6	3
18	25/02/1981	02:35:53	38,09	23,17	13	6,09	38,14	23,05	8 ± 2	397	6,3	3
19	04/03/1981	21:58:06	38,20	23,26	14	5,99	38,18	23,17	7 ± 3	270	6,2	3
20	16/11/1982	23:41:21	40,54	19,80	49	5,49	40,88	19,59	17 ± 4	17	5,4	1
21	17/01/1983	12:41:31	37,97	20,25	9	6,39	38,03	20,33	11 ± 5	208	6,2	1
22	23/03/1983	23:51:07	38,19	20,40	10	5,89	38,29	20,26	7 ± 5	29	5,6	1
23	30/04/1985	18:14:13	39,24	22,89	13	5,49	39,26	22,81	11 ± 2	30	5,6	3
24	13/09/1986	17:24:34	37,10	22,19	5	5,69	37,01	22,18	8 ± 4	65	5,8	1
25	18/11/1992	21:10:41	38,27	22,33	23	5,39	38,30	22,45	7,4 ± 1	41	5,7	4 a
26	13/05/1995	08:47:13	40,18	21,71	39	6,29	40,18	21,66	11 ± 1	620	6,5	4 b
27	15/06/1995	00:15:49	38,37	22,15	26	5,79	38,36	22,20	10	340	6,3	5

Table 3.3 : 1= Baker et al. 1997, 2 = Liotier 1989, 3= Taymaz et al, 1991, 4=Hatzfeld et al 1996 (a,b), 5=Bernard et al, 1997.
Les séismes encadrés en rouge sont localisés dans le rift de Corinthe.

3.3.3.2. MISE A JOUR DES SEISMES HISTORIQUES

Dans le cadre du projet SISCOR, une partie du travail est consacrée à la recherche de nouvelles sources historiques dans le but de compléter les informations existantes (Albini, Rovida et Locati ; com. SISCOR 2013) : compte-rendu des dégâts et des ressentis liés aux séismes, de certains effets dans le paysage, ainsi que la localisation de chacun de ces témoignages. Ce travail permet de compléter la carte des intensités pour un certain nombre de séismes historiques, afin d'affiner leur localisation et magnitude.

Ces études permettent ainsi d'obtenir de nouvelles localisations et magnitudes pour une vingtaine de séismes. Les paramètres de ces séismes déterminés par Papazachos et Papazachou (2003) et présents dans le catalogue de Thessalonique, ainsi que ceux du catalogue SHEEC (issu du projet SHARE, <http://www.emidius.eu/SHEEC/>, 2012) sont reportés dans la **Table 3.4**. Les résultats de l'étude menée au sein du groupe SISCOR sont reportés dans la **Table 3.5**. Cette étude permet l'ajout de certains événements non pris en compte par les deux études précédentes (ID 3 à 5 ; **Table 3.5**), et la suppression de 5 événements à cause de la trop faible qualité de l'information sur laquelle leur existence reposait (ID 6, 8, 13, 15 et 19 ; **Table 3.5**).

Ces mises à jour apportent également de nombreux changements au niveau de la localisation des séismes (**Fig. 3.8 A**). Ils se révéleront importants dans les étapes suivantes de l'étude, lorsque l'on cherchera à relier les séismes historiques aux failles qui les ont générés ou simplement analyser le comportement sismique d'une zone sismotectonique. Ainsi, par exemple, le séisme ayant eu lieu en 1889 est relocalisé à l'extérieur du rift de Corinthe à près de 55 km de la localisation donnée par Papazachos et Papazachou (2003) et à 65 km de la localisation fournie par SHEEC (2012).

Un grand nombre de ces résultats sont basés sur un faible nombre d'observations (**Fig. 3.8 B**). Mise à part quelques séismes associés à un important nombre de références et témoignages (1580 et les séismes postérieurs à 1800), les séismes historiques ne sont caractérisés que par 2-3 témoignages, voire même parfois un seul (événements en bleu dans le tableau 3.5). Les incertitudes sur la magnitude et la localisation seront déterminées prochainement par certains membres du groupe SISCOR.

ID	Papazachos & Papazachou, 2003					SHEEC, 2012							
	Date	Zone	Lat	Lon	Mw	Date	Zone	Etude	IDPs	Imax	Lat	Lon	Mw
1	1147	Galaxidi	38,30	22,50	6,5	1250	Galaxidhion	Guidoboni & Com., 2005	1	9	38,377	22,384	6,60
2	06/1402	Xylokastró	38,15	22,45	6,8	06/1402	Xylokastró	Uni. Thessaloniki, 2003	8	9	38,168	22,272	6,66
3	07/1444	Ionian Sea	39,10	20,00	7,1								
4						1462	Nafpactos	Guidoboni & Com., 2005	1	8-9	38,395	21,833	6,42
5													
6													
7	1580	St. Euthymia	38,45	22,31	6,8	1580	Mynia	Kouskouna et al. 1998	10	8	38,471	22,329	5,99
8	03/1660	Galaxidi	38,30	22,50	6,4	03/1660	Galaxidhion	Thessa., 2003	1	8	38,377	22,384	6,28
9	02/1703	Nafpactos	38,40	21,80	6,1	02/1703	Nafpactos	Thessa., 2003	1	7	38,395	21,833	5,94
10	07/08/1714	Nafpactos	38,40	21,70	6,3	07/08/1714	Nafpactos	Thessa., 2003	1	8	38,395	21,833	6,26
11	25/05/1748	Aeghio	38,20	22,20	6,6	25/05/1748	Aeghio	Thessa., 2003	2	9	38,250	22,083	6,46
12	20/10/1756	Nafpactos	38,40	21,90	6,8	20/10/1756	Nafpactos	Thessa., 2003	1	8-9	38,395	21,833	6,52
13	1769	Golfe de Corinthe	38,40	22,00	6,8	1769	Golfe de Corinthe	Thessa., 2003	1	8	38,417	22,517	6,38
14	10/02/1785	Patra	38,20	21,70	6,4	10/02/1785	Patra	Thessa., 2003	2	9	38,256	21,742	6,42
15	11/06/1794	Galaxidi	38,30	22,40	6,7	11/06/1794	Galaxidhion	Thessa., 2003	1	10	38,377	22,384	6,89
16	08/06/1804	Patra	38,10	21,70	6,4	08/06/1804	Patra	Thessa., 2003	2	9	38,256	21,742	6,42
17	23/01/1806	Patra	38,30	21,80	6,2	23/01/1806	Patra	Thessa., 2003	2	8	38,256	21,742	6,10
18	23/08/1817	Aeghio	38,30	22,10	6,6	23/08/1817	Aeghio	Thessa., 2003	6	9	38,244	22,078	6,60
19	06/11/1831	Nafpactos	38,40	21,80	6,0	06/11/1831	Nafpactos	Thessa., 2003	1	7	38,395	21,833	5,92
20	26/12/1861	Valimitica	38,25	22,16	6,7	26/12/1861	Valimitica	Thessa., 2003	16	10	38,222	22,139	6,85
21	09/09/1888	Valimitica	38,23	22,11	6,3	09/09/1888	Valimitica	Thessa., 2003	7	9	38,238	22,079	6,29
22	25/08/1889	Ftere	38,40	22,00	7,0	25/08/1889	Ftere	Thessa., 2003	1	8	38,250	22,083	6,43

Table 3.4 : Localisation et magnitude déterminées par Papazachos et Papazachou (2003) et SHEEC (2012) pour les séismes étudiés par SISCOR. Thessa. : Université de Thessalonique.

ID	SISCOR, 2013							See Map with epic.		
	Date	Zone	Etude	IDPs	I _{max}	I _{sc}	Notes	Lat	Lon	M _w
1	1250/1260	Galaxidi	Guidoboni & Com. 2005	1	9	MCS		38,383	22,383	6,60
2	06/1402	Golfe de Corinthe	Guidoboni & Com. 2005	8	10	MCS		38,148	22,344	6,95
3	1444 ou 1450	Nafpaktos	Albini et al. 2013	1	--		Dégats	38,391	21,827	--
4	1462	Nafpaktos	Guidoboni & Com. 2005	1	8-9	MCS		38,391	21,827	6,42
5	<24/03/1510	Nafpaktos	Albini et al. 2013	1	--		Dégats	38,391	21,827	--
6	1543 ou 1544	Nafpaktos	Albini et al. 2013				Douteux			
7	1580	Mynia (Phokis)	Kouskouna et al. 1998	10	8	MCS		38,466	22,313	5,51
8	02/05/1660	Galaxidi	Albini et al. 2013				Douteux			
9	02/1703	Nafpaktos	Albini et al. 2013	1	--		Dégats	38,391	21,827	--
10	07/08/1714	Nafpaktos	Albini et al. 2013	2	7-8	EMS98		38,317	21,781	6,07
11	14/05/1748	Aigio	Albini et al. 2013	3	8	EMS98		38,248	22,082	5,89
12	20/10/1756	Nafpaktos	Albini et al. 2013	4	7	EMS98		38,341	21,792	5,89
13	1769	Golfe de Corinthe	Albini et al. 2013				Douteux			
14	09/02/1785	Patrai	Albini et al. 2013	3	7-8	EMS98		38,209	21,754	5,89
15	11/06/1794	Galaxidi	Albini et al. 2013				Douteux			
16	08/06/1804	Patrai	Albini et al. 2013	3	7	EMS98		38,244	21,734	5,53
17	24/01/1806	Patrai	Albini et al. 2013	3	7	EMS98		38,209	21,754	5,89
18	23/08/1817	Aigio	Albini et al. 2013	9	9	EMS98		38,243	22,059	6,42
19	06/11/1831	Nafpaktos	Albini et al. 2013				Douteux			
20	26/12/1861	O. golfe de Corinthe	Albini et al. 2013	54	9	EMS98		38,254	22,208	6,52
21	09/09/1888	Valimitika	Albini et al. 2013	30	9	EMS98		38,243	22,093	6,12
22	25/08/1889	Aitoliko	Albini et al. 2013	67	9	EMS98		38,488	21,392	6,57

Table 3.5 : Mise à jour des séismes historiques par le groupe SISCOR (Albini, Rovida et Locati, 2013). Pour chaque séisme (lorsque c'est possible) est reporté le nombre de lieux reportant une intensité (IDPs) et l'intensité maximale correspondante (I_{max}) avec l'échelle associée (I_{sc}). Les événements en orange correspondent à des séismes localisés à partir de dommages reportés au niveau de la ville de Nafpaktos. Les nouvelles localisations et magnitudes sont calculées à partir de la distribution et des valeurs d'intensité. Les événements en rouge correspondent à des séismes dont l'existence est remise en question et qui sont supprimés du catalogue.

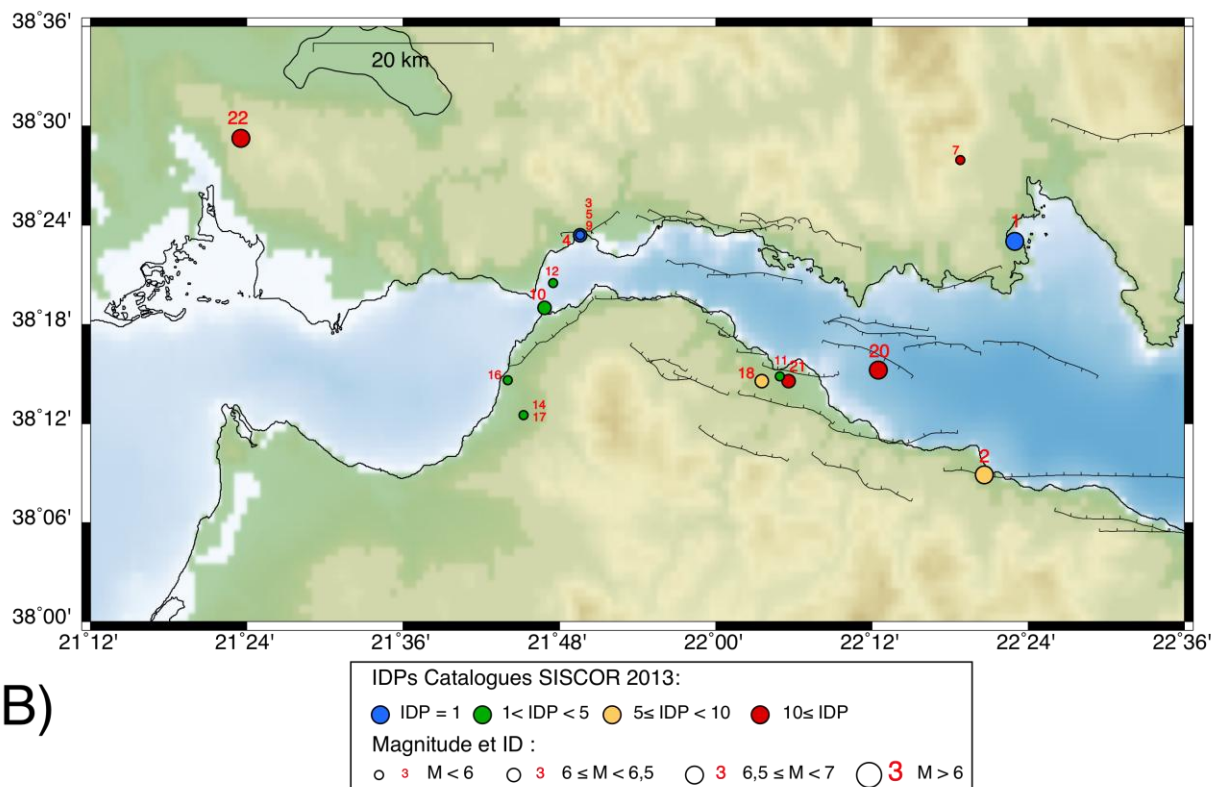
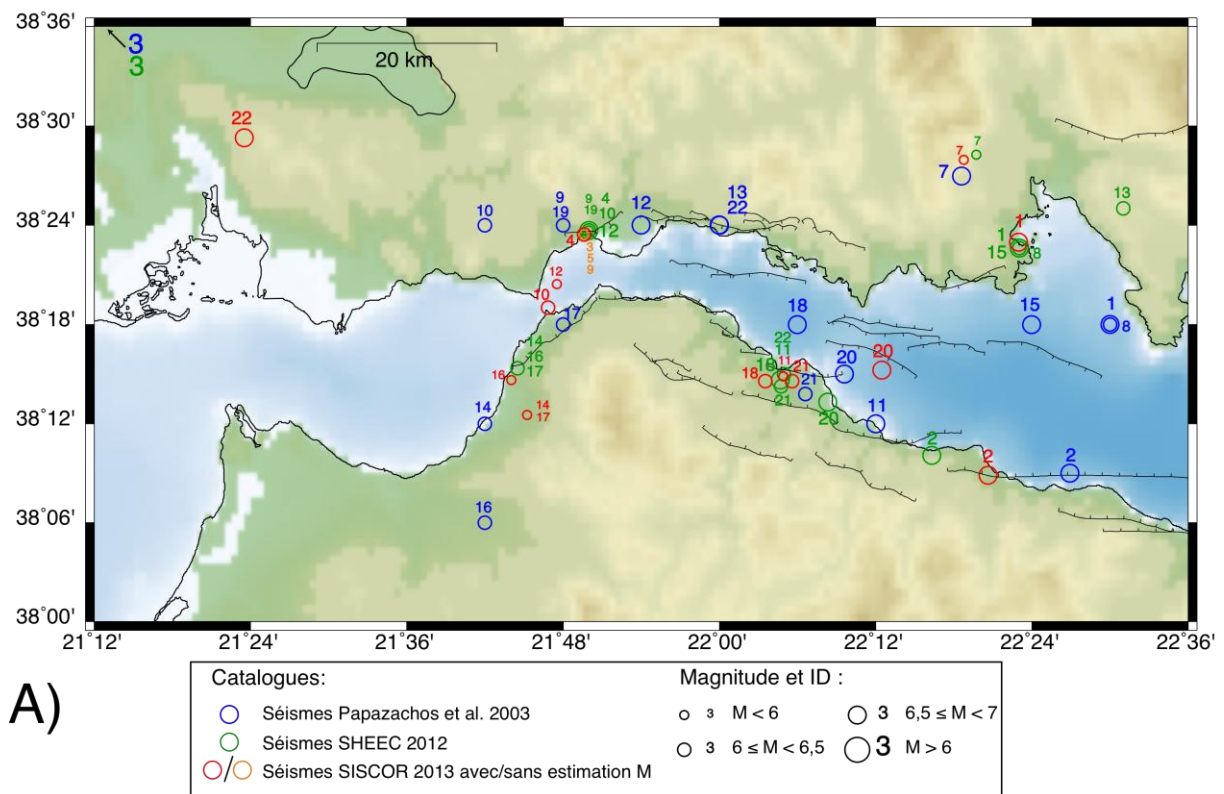


Fig. 3.8 : A) Localisation et magnitude des séismes historiques selon Papazachos et Papazachou (2003) en bleu ; SHEEC (2012) en vert et SISCOR (2013) en rouge/orange. Les séismes en orange correspondent aux événements caractérisés par une seule information de dégâts à Nafpacktos. B) Carte des séismes historiques définis par SISCOR associés au nombre d'informations (IDP) les caractérisant (voir tableau 3.5).

3.4. ETUDE DU DECLUSTERING DU CATALOGUE

Le modèle de probabilité principalement utilisé dans les calculs de l'aléa sismique est basé sur une hypothèse poissonnienne et stationnaire de la sismicité dans le temps (e.g. WGCEP 2003, projet SHARE : <http://earthquake.usgs.gov/hazards/2014prelim/>). Afin que le catalogue de sismicité respecte cette hypothèse, il est nécessaire de « décluster » le catalogue pour supprimer toutes les répliques ou précurseurs pouvant s'y trouver et n'avoir plus que des événements indépendants les uns des autres. Afin de déterminer quel événement est une réplique, on se focalise sur des paramètres spatiaux et temporels. Un événement B sera considéré comme réplique d'un événement A s'il se produit à un endroit et une date directement liés à la localisation, au temps origine et à la magnitude de A.

Il existe de nombreux algorithmes développés pour réaliser ce traitement (référéncé par Van Stiphout et al. 2010 ; http://www.corssa.org/articles/themev/van_stiphout_et_al). Parmi eux, ceux développés par Gardner et Knopoff (1974) utilisant la méthode par fenêtrage et Reasenberg (1985) utilisant la méthode par cluster) sont les plus courants, essentiellement à cause de la simplicité de leur mise en oeuvre (e.g. projet SHARE). Ces différents modèles sont construits sur des principes différents pouvant fournir des résultats assez différents. Pour cette étude nous paramétrons uniquement les deux principales méthodes et nous analysons les résultats obtenus pour déterminer les impacts sur l'estimation des propriétés statistiques du catalogue de sismicité au niveau du rift de Corinthe et de ses alentours.

3.4.1. METHODE PAR FENETRAGE

3.4.1.1. PRINCIPE DE LA METHODE

La méthode par fenêtrage (Gardner et Knopoff, 1974) identifie un événement comme une réplique ou un précurseur s'il a lieu dans une fenêtre de temps et de distance définie à partir de la magnitude du séisme principal (**Fig. 3.9**). Le séisme principal est défini comme étant le séisme ayant la magnitude la plus élevée dans la fenêtre spatio-temporelle considérée. Au cas où un séisme B de magnitude plus élevée est capté dans le fenêtrage initial déterminé à partir de la magnitude d'un séisme A, le fenêtrage sera réinitialisé en prenant B comme référence et A sera considéré comme un précurseur.

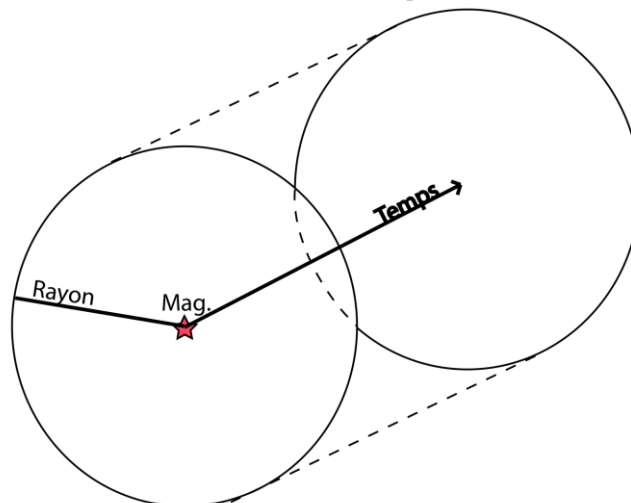


Fig. 3.9 : Schéma du principe de l'identification des répliques et précurseurs par un fenêtrage spatial et temporel (Gardner et Knopoff, 1974) dont l'extension est déterminée à partir de la magnitude du séisme possédant la magnitude la plus forte.

Cette méthode est issue de l'observation de la distribution des répliques d'une série de chocs principaux localisés en Californie du sud pour la période 1934-1957 et intégrant des magnitudes 3 et plus. L'étude statistique réalisée sur ce catalogue montre que la distribution de la sismicité ne correspond pas à une distribution de Poisson et qu'une connexion pourrait exister entre deux événements successifs (Knopoff 1964). A partir des conclusions obtenues sur ce catalogue, Gardner et Knopoff (1974)

développent des relations définissant les fenêtres spatiales (paramètre de distance : d) et temporelle (paramètre de temps : t) d'un séisme à partir de sa magnitude (eq. 3.11, 3.12 et 3.13) afin de le séparer des répliques qui lui sont associées :

$$d = 10^{0,1238 * M + 0,983} \quad \text{eq. 3.11}$$

$$\begin{cases} t = 10^{0,032 * M + 2,7389} & M \geq 6,5 \\ t = 10^{0,5409 * M - 0,547} & M < 6,5 \end{cases} \quad \text{eq. 3.12}$$

$$\begin{cases} t = 10^{0,5409 * M - 0,547} & M < 6,5 \end{cases} \quad \text{eq. 3.13}$$

Un second fenêtrage spatio-temporel à partir de la magnitude est proposé par Uhrhammer (1986) pour la sismicité enregistrée en Californie (eq. 3.14 et 3.15) :

$$d = e^{-1,024 + 0,804 * M} \quad \text{eq. 14}$$

$$t = 10^{-2,87 + 1,235 * M} \quad \text{eq. 15}$$

A l'inverse des deux relations précédentes basées sur la sismicité en Californie, Grünthal développe un fenêtrage à partir du catalogue de la sismicité d'Europe centrale et de ses incertitudes (eq. 3.16, 3.17 et 3.18, Burkhard et Grünthal 2009) :

$$dT(M) = \begin{cases} \exp(-3,95 + \sqrt{0,62 + 17,32 * M}) & M < 6,6 \\ \exp(-6,44 + 0,055 * M) & M \geq 6,6 \end{cases} \quad \text{eq. 3.16}$$

$$dR(M) = \exp(1,77 + \sqrt{0,037 + 1,02 * M}) \quad \text{eq. 3.18}$$

3.4.1.2. COMPARAISON DES METHODES PAR FENETRAGE

Les fenêtrages spatiaux et temporels décrits par ces 3 relations sont comparés selon l'évolution de la magnitude (**Fig. 3.10**). Les fenêtrages obtenus à partir des relations de Gardner et Knopoff et de Grünthal présentent de fortes similitudes au niveau de la définition spatiale, mais aussi temporelle. Les fenêtrages établis sur la base de la méthode d'Uhrhammer se démarquent fortement des deux précédents.

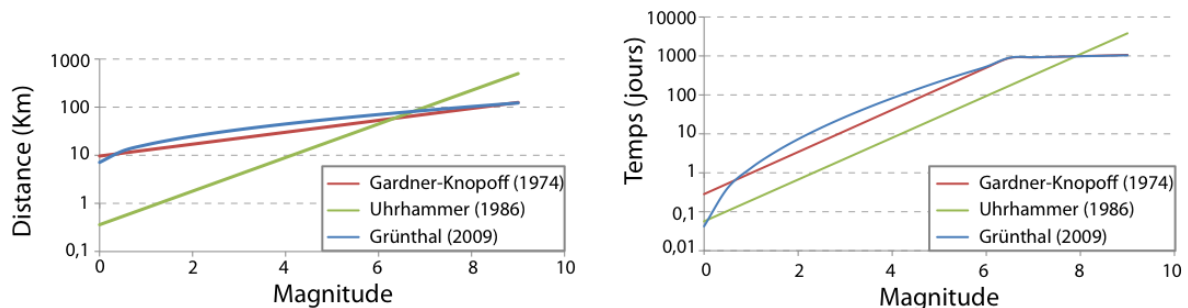


Fig. 3.10 : Fenêtrage spatial (gauche) et temporel (droite) en fonction de la magnitude à partir des relations de Gardner et Knopoff (1974) en rouge, Uhrhammer (1986) en vert et Grünthal (2009) en bleu.

Les relations de Gardner-Knopoff et Grünthal étant très proches, il est donc décidé de n'en utiliser qu'une seule pour l'analyse du catalogue grec. Le projet européen SHARE (www.share-eu.org) utilise uniquement la méthode de Grünthal. Dans le but de comparer les résultats du projet SHARE avec ceux obtenus dans cette étude, nous choisissons de considérer la même méthode. Les relations développées par Uhrhammer seront également prises en compte.

3.4.2. METHODE PAR CLUSTER

3.4.2.1. PRINCIPE DE LA METHODE

La méthode par cluster a été développée à partir de l'analyse de la sismicité de Californie centrale entre 1969 et 1982 ($M \geq 4$), reportée dans le catalogue USGS (Reasenberg, 1985). L'algorithme a pour but de définir un cluster d'événements sismiques contenant tous les séismes liés entre eux. Cette méthode intègre la possibilité qu'une réplique d'un séisme puisse engendrer ses propres répliques (**Fig. 3.11**).

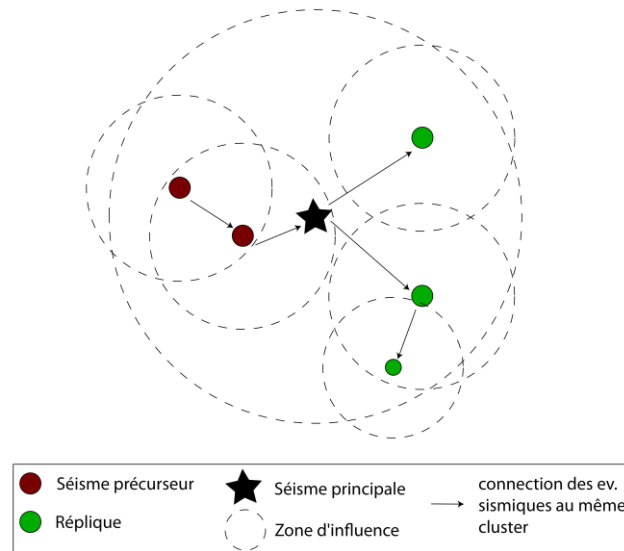


Fig. 3.11 : Schéma du principe de l'identification des répliques et précurseurs par la méthode de cluster (Reasenberg, 1985). Les séismes sont regroupés dans un même cluster par une suite de connexions définies par une zone d'influence spatiale et temporelle basée sur la magnitude. Dans un même cluster seront intégrées les répliques d'un choc principal, ainsi que les répliques de secondes générations générées par ces répliques de première génération.

De la même manière que pour la méthode par fenêtrage, les zones d'interactions des séismes sont modélisées à partir de paramètres spatio-temporels. La dimension spatiale de la zone d'interaction est définie en accord avec la distribution des contraintes près de l'événement principal. L'interaction spatiale est définie par la relation suivante (eq. 3.19, Molchan et Dmitrieva 1992) :

$$\log(d) = 0,4 * M_o - 1,943 + k \quad \text{eq. 3.19}$$

La distance d'influence d (en km) définie par cette équation est dépendante du moment sismique du séisme correspondant ainsi que du paramètre k pouvant varier entre 1, s'il s'agit du séisme principal, ou 0, s'il s'agit du dernier séisme du cluster. La zone d'influence temporelle est basée sur la loi d'Omori (1895). Tous les séismes liés entre eux par ces zones d'influence spatio-temporelle sont regroupés dans un seul et même cluster qui sera représenté par le séisme ayant la magnitude la plus importante. Ainsi deux clusters connectés entre eux par un même séisme seront concaténés en un seul cluster symbolisé par un seul choc principal, correspondant au séisme de plus forte magnitude.

La dernière version de cet algorithme de « déclustering » (CLUSTER 2000, téléchargeable sur le site USGS) intègre une modification de la magnitude et de la localisation du séisme principal du cluster. La somme des moments sismiques des séismes supprimés du cluster est ajoutée au moment sismique du choc principal. L'épicentre du choc principal est modifié pour être représentatif de la dimension spatiale du cluster en étant déplacé au barycentre de ces événements. Cette relocalisation de l'épicentre peut engendrer des modifications importantes par rapport à la localisation originelle. Une autre approche est considérée ici, dont l'objectif est de respecter la représentativité du cluster sans modifier exagérément la localisation initiale de

l'épicentre. Le choc principal est dorénavant relocalisé au barycentre des événements contenus dans le cluster mais pondérés par leur moment sismique. Ce concept de relocalisation au barycentre des moments permet une représentation plus physique du phénomène que la version d'origine.

3.4.2.2. PARAMETRAGE DE LA METHODE PAR CLUSTER

L'algorithme développé par Reasenberg (1985) nécessite la définition d'une série de paramètres. Les paramètres τ_{\min} et τ_{\max} définissent respectivement le temps minimal et maximal pour observer le prochain séisme avec une certaine probabilité, p_1 . Ces trois paramètres sont associés selon l'équation 3.20 (Reasenberg 1985, eq. 3.14), en considérant une loi d'Omori (1894), $F(t)=1/t^\theta$, avec la constante θ égale à 1 et un ΔM correspondant à la différence entre la magnitude du choc principal et la magnitude minimale (X_{meff}) considérée dans le catalogue :

$$\tau = -\ln(1 - p_1)t / 10^{2(\Delta M - 1)/3} \quad \text{eq. 3.20}$$

L'influence spatiale de la source pour chaque événement est estimée par le rayon a d'une rupture circulaire calculée à partir du moment M_0 et en considérant une chute de contrainte $\Delta\sigma$ de 30 bar (eq. 3.21 ; Kanomori et Anderson, 1975) :

$$M_0 = \mu S \bar{D} = \frac{16}{7} \times \Delta\sigma \times a^3 \quad \text{eq. 3.21}$$

Le paramètre r_{fact} correspond à un facteur applicable au rayon a de l'évènement le plus récent dans le but de considérer sa potentielle association avec l'évènement principal du cluster. Les paramètres standard définis par Reasenberg (1985 ; Schorlemmer et Gerstenberger, 2007) sont reportés dans la **Table 3.6**, ainsi que les gammes minimales et maximales définies pour chacun d'entre eux par le centre de test RELM (Regional Earthquake Likelihood Model, Schorlemmer et Gerstenberger 2007).

	Paramètres standard	Min,	Max,
τ_{\min} (jours)	1	0,5	2,5
τ_{\max} (jours)	10	3	15
p_1	0,95	0,9	0,99
x_k	0,5	0	1
x_{meff}	1,5	1,6	1,8
r_{fact}	10	5	20

Table 3.6 : Tableau récapitulatif des paramètres standard de la méthode de déclustering de Reasenberg (1985) et valeurs utilisées dans le centre de test RELM en Californie (Schorlemmer et Gerstenberger 2007).

Les paramètres nécessaires à la réalisation de cette méthode doivent être calibrés en principe à partir des distributions spatio-temporelles des clusters associés à plusieurs séismes majeurs connus de la région d'étude. Les séismes ainsi ciblés sont : les trois séismes ayant eu lieu à l'est du rift entre fin février et début mars 1981 de magnitude 6,6 à 6,2 (**Table 3.3**) ; le séisme du 15 juin 1995 localisé à l'ouest du rift (M=6,3 ; **Table 3.3**) ; le séisme du 8 juin 2008 localisé au sud-ouest du rift (M=6,7).

L'exploration menée pour définir ce paramétrage est principalement basée sur la variation des paramètres de temps (τ_{\min} et τ_{\max}) et d'espace (r_{fact}) générant le plus d'impact sur la taille de la zone d'influence utilisée pour associer ou non un événement à un cluster. En plus de ces paramètres, la définition de la magnitude minimale revêt une importance capitale. La considération d'une magnitude de coupure trop faible peut entraîner la connexion de nombreux clusters au travers de la succession de plusieurs événements de faible magnitude, jusqu'à former un unique cluster couvrant des dimensions spatiales et temporelles de très grande envergure (ex. en considérant une $M_{\min}=1$; **Fig. 3.12**).

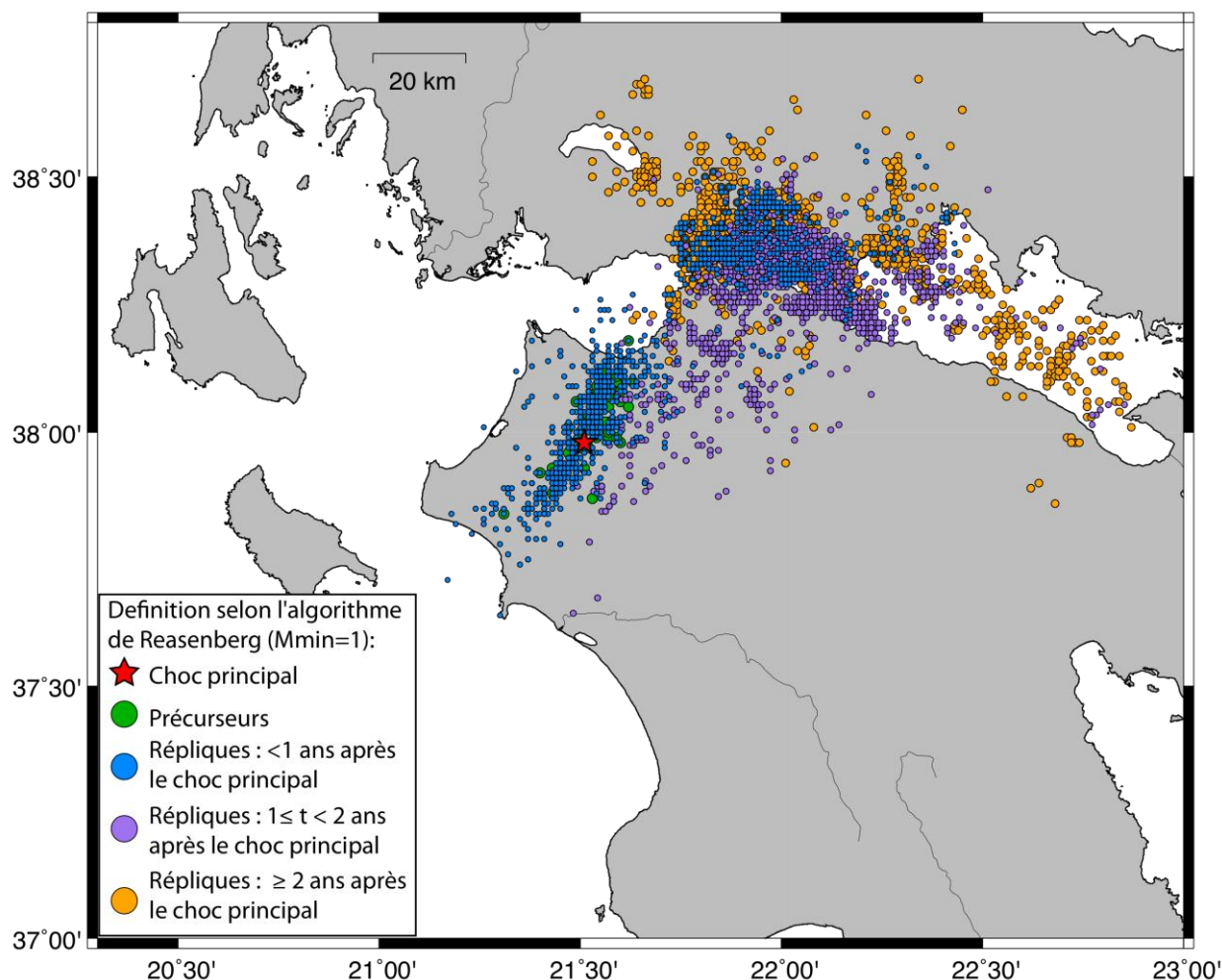


Fig. 3.12 : Carte des répliques et précurseurs du séisme du 08/06/2008 ($M=6,8$) obtenue à partir de l'algorithme de Reasenberg pour une $M_{min}=1$.

Cette méthode nécessite de considérer un catalogue complet en magnitude (Reasenberg 1985). Nous utilisons donc une M_{min} de 3,5 estimée à partir de l'observation du nombre d'événements par magnitude du catalogue caractérisant l'ensemble de la Grèce. La valeur de cette M_{min} peut impacter la caractérisation des clusters et la quantité d'événements non supprimés de magnitude proche de la M_{min} . Ce phénomène peut être produit par l'absence des séismes de plus faible magnitude pouvant servir à la connexion d'événements afin de les inclure aux clusters. L'impact de la définition de la M_{min} est détaillé dans le chapitre 4.

Selon les paramètres sélectionnés, la réduction du nombre d'événements dans le catalogue varie entre 15 % et 30 %. L'utilisation des paramètres standard génère une diminution du nombre d'événements dans le catalogue de 19%. L'analyse de la distribution cumulée des séismes au niveau du rift de Corinthe (Fig. 3.13) permet de voir que ce traitement n'apparaît pas complètement efficace particulièrement pour la série de 3 séismes de magnitude 6,6 à 6,3 ayant eu lieu en 1981. Au vue de l'analyse de nombreuses séries de paramètres, j'ai décidé d'adopter le jeu de paramètres maximum (Table 3.6), associés à un r_{fact} de 30. Ces paramètres permettent un traitement plus efficace de la sismicité et engendrent une diminution de la population totale d'environ 1000 événements correspondant à une réduction de 33% (Fig. 3.13).

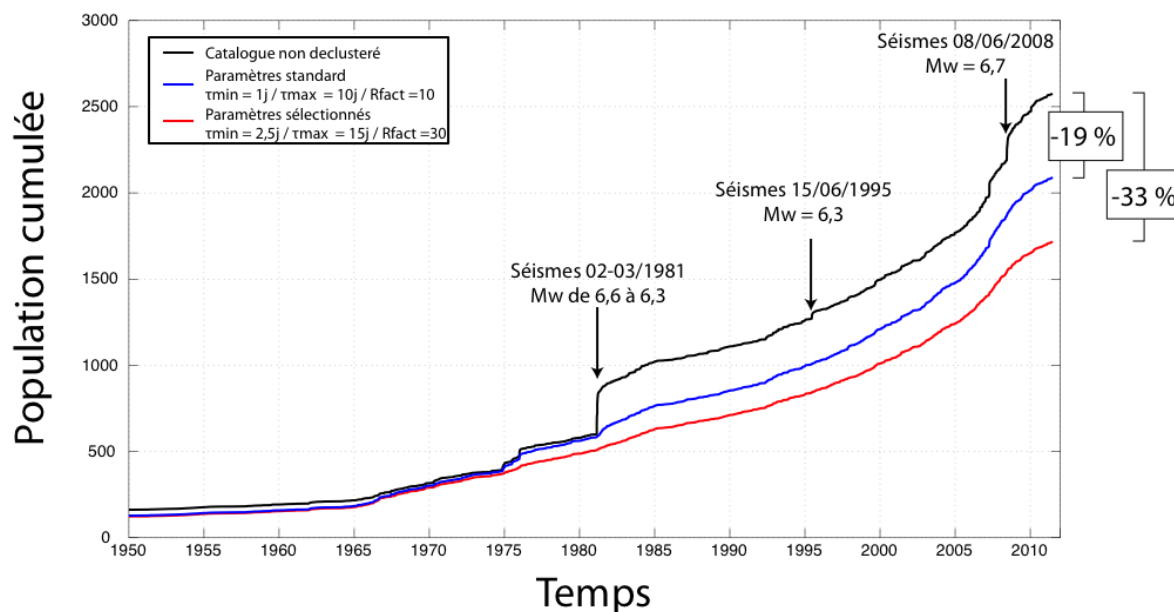


Fig. 3.13 : Distribution temporelle de la population cumulée autour du rift de Corinthe (profondeur inférieure à 30 km), pour des magnitudes $\geq 3,5$. La courbe noire représente le catalogue d'origine, les séismes majeurs sont liés à une augmentation rapide du nombre de séismes due à la présence de répliques. La courbe bleue représente la distribution après un traitement de declustering basé sur les paramètres standard (Schorlemmer et Gerstenberger 2007 ; VanStiphout et al, 2010). La courbe rouge représente la distribution après declustering avec les paramètres finaux sélectionnés.

3.4.3. COMPARAISONS DES METHODES

La réalisation de l'étape de declustering est nécessaire dans le but d'obtenir un catalogue d'événements indépendants, condition nécessaire pour la suite des calculs PSHA. Les méthodes analysées dans ce chapitre sont les méthodes les plus couramment considérées dans les études PSHA, mais il est important de définir l'impact de ces traitements.

Les catalogues obtenus après l'utilisation de la méthode de Reasenberg paramétrée précédemment, et par la méthode d'Uhrhammer, apparaissent très similaires. La suppression des précurseurs et répliques définis par chacune d'elles engendre une réduction de la population d'environ 33 % (Fig. 3.14 E). A la différence de l'algorithme d'Uhrhammer, l'énergie des événements supprimés par la méthode de Reasenberg est réinjectée au niveau des différents chocs principaux.

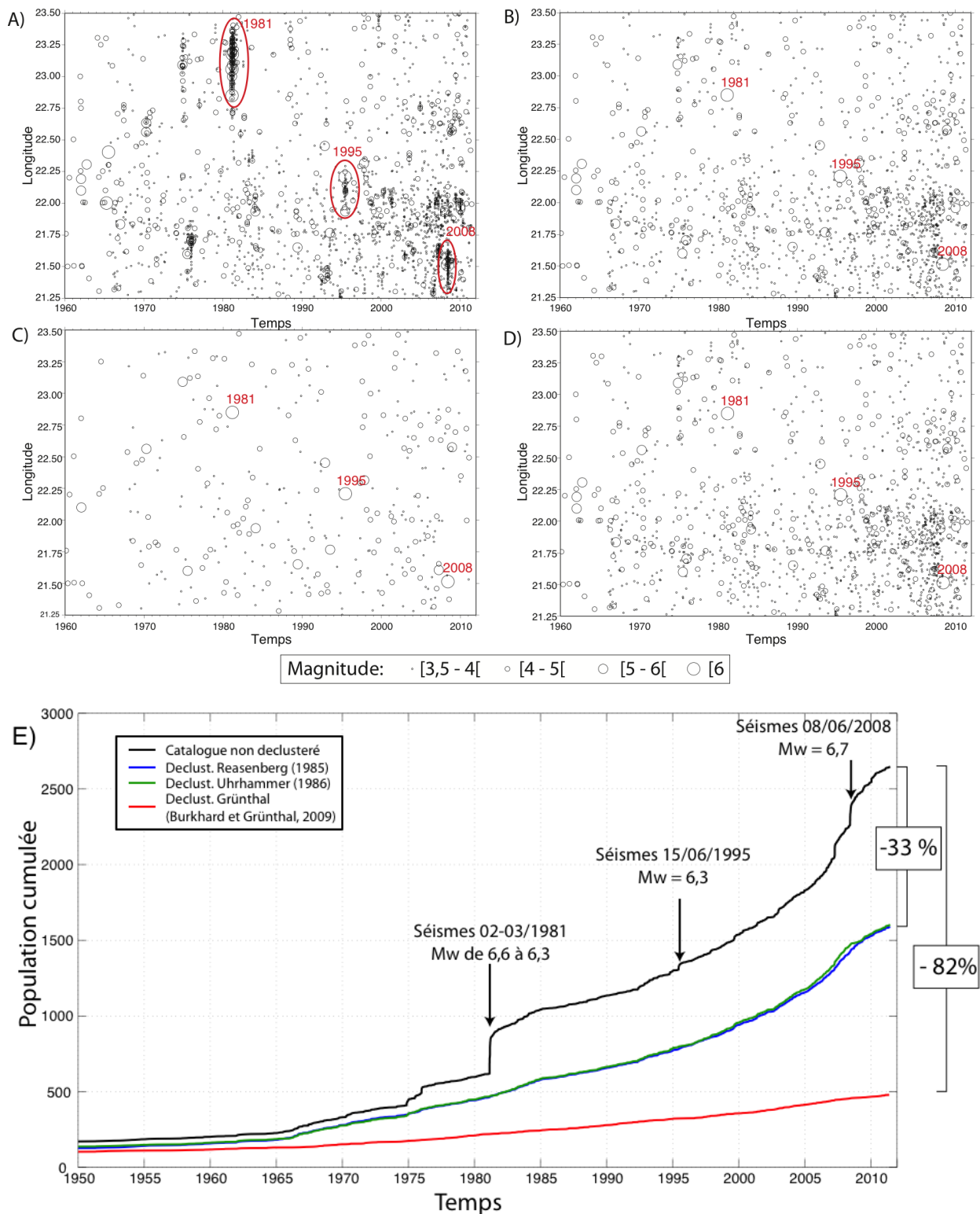


Fig. 3.14 : A à D) Distribution spatio-temporelle de la sismicité du rift de Corinthe (profondeur inférieure à 30 km et $M \geq 3,5$) Les séismes sont projetés sur un axe est-ouest. En A) catalogue d'origine ; B) catalogue après déclustering selon la méthode de Reasenber (1985) ; C) catalogue après déclustering selon la méthode de Grünthal (Burkhard et Grünthal 2009) ; D) catalogue après déclustering selon la méthode d'Uhrhammer (1986) ; E) Distribution temporelle de la population cumulée pour les différents catalogues déclustérés pour des $M \geq 3,5$.

Le rift de Corinthe possédant une orientation est-ouest, la distribution spatio-temporelle de la sismicité peut être observée selon l'axe des longitudes (Fig. 3.14 A à D). Il apparaît que pour ces deux méthodes, les clusters tels que ceux de 1981, 1995 et 2008 sont réduits assez efficacement. Dans le catalogue obtenu après le traitement avec la méthode de Grünthal, 82% des séismes sont

supprimés, alors qu'avec les deux autres méthodes seulement 33% sont supprimés (**Fig. 3.14 D**). Cette réduction est produite essentiellement par la suppression de séismes de faible magnitude ($M < 5$, **Fig. 3.14 C**).

L'analyse de la distribution spatio-temporelle des clusters associés aux séismes les plus importants (ex, séisme de 8 juin 2008 de $M = 6,7$; **Fig. 3.15**) permet de comprendre les résultats à plus grande échelle observés au niveau des figures **Fig. 3.14**. Les dimensions spatiales des clusters définis pour le séisme de 2008 avec les deux méthodes par fenêtrage sont semblables. Les différences portent, dans ce cas, sur les dimensions temporelles. A partir de la méthode d'Uhrhammer, le séisme est associé à quelques précurseurs et à des répliques ayant lieu dans les mois qui suivent (**Fig. 3.15**, centre). A l'inverse, la méthode de Grünthal associe au séisme principal de 2008 des répliques qui ont lieu plus de deux ans après et qui sont localisées à grande distance de l'épicentre (**Fig. 3.15**, gauche). Ainsi la crise sismique de janvier 2010 à l'ouest du rift de Corinthe, marquée par l'occurrence de deux séismes de magnitude 5,3, est considérée comme une réplique du séisme de 2010. Le déclustering selon la méthode de Reasenberg (1985, **Fig. 3.15**, droite) donne, pour ce séisme, une dimension de la zone de répliques plus petite que les deux autres méthodes, mais assez proche du résultat obtenu avec la méthode d'Uhrhammer. Par rapport aux deux autres méthodes, aucun précurseur au choc principal n'est défini. Dans le cas de la séquence de 1981 à l'est du rift, les trois méthodes identifient un seul cluster.

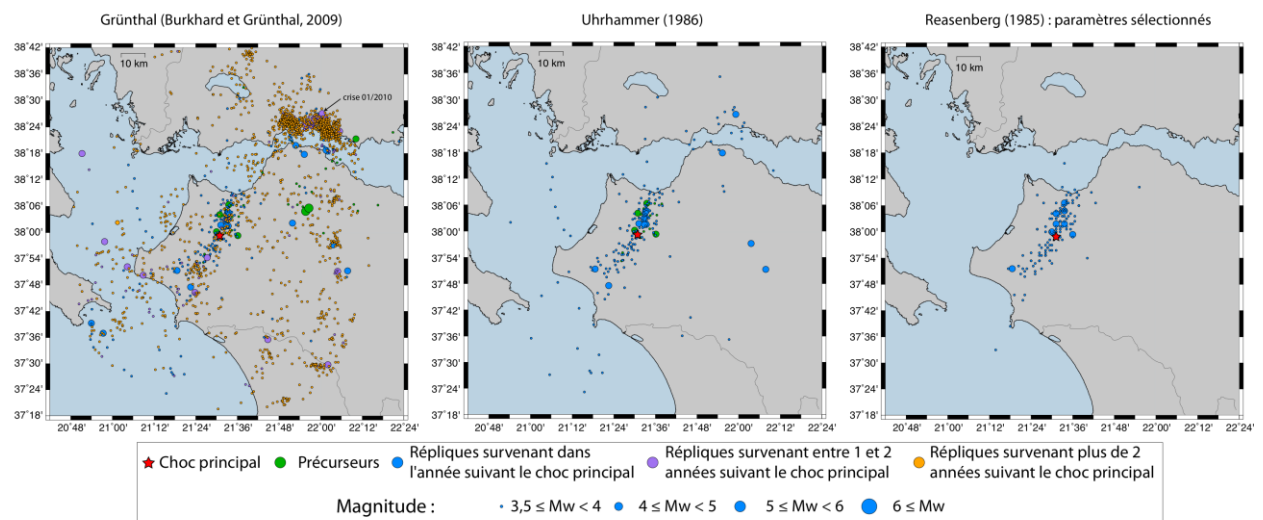


Fig. 3.15 : Distribution spatio-temporelle des clusters associés au séisme du 8 juin 2008 de magnitude $M_w = 6,7$ avec à gauche le cluster défini par la méthode de Grünthal (Burkhard et Grünthal, 2009), au centre par la méthode d'Uhrhammer (1986) et à droite par la méthode de Reasenberg (1985). Les points verts correspondent aux précurseurs ; les bleus aux répliques ayant eu lieu dans l'année suivant le séisme ; les violets aux répliques ayant lieu entre 1 et 2 ans après le séisme et en orange pour ceux ayant eu lieu plus de 2 ans après le séisme.

Les séries de répliques des quelques événements majeurs ayant eu lieu dans les environs du rift de Corinthe (1995, 2008), et définies à partir des 3 méthodes considérées, sont comparées à une loi d'Omori. Par exemple, les répliques définies pour le séisme de 2008 selon ces différentes méthodes apparaissent respecter de manière générale une loi d'Omori (**Fig. 3.16**). Les séries définies pour les deux méthodes de déclustering par fenêtrage (Grünthal et Uhrhammer) ont une forme similaire, la différence se faisant sur la durée de la définition des répliques. Ainsi les dernières répliques considérées par la méthode d'Uhrhammer apparaissent 250 jours après le séisme, tandis que la méthode de Grünthal inclus des répliques jusqu'à presque 1000 jours après le choc principal. L'algorithme de Reasenberg génère une série de répliques différente, avec un nombre moins important d'événements pour une durée également réduite (environ 100 jours).

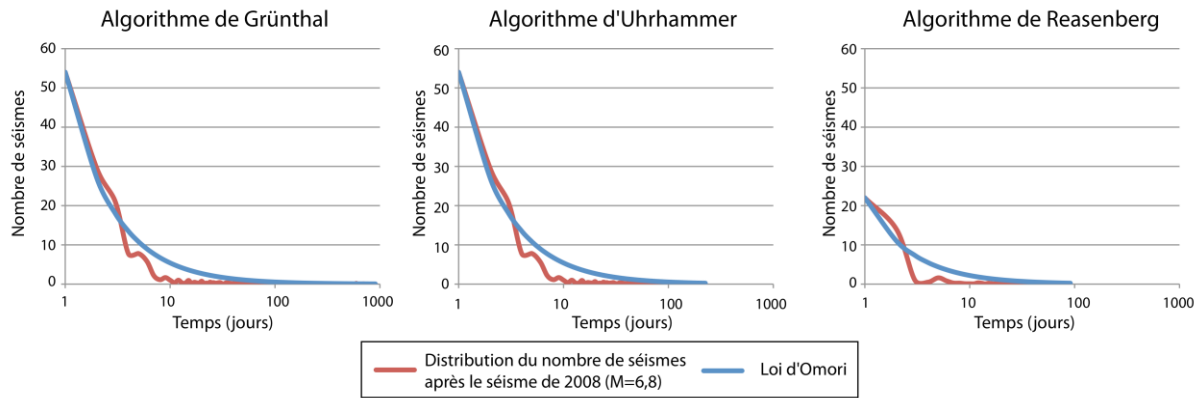


Fig. 3.16 : Comparaison de la décroissance temporelle du nombre de séismes considérés comme des répliques du séisme du 08 juin 2008 ($M=6,8$) selon les 3 méthodes de déclustering utilisées : Grünthal, Uhrhammer et Reasenberg. Ces lois sont établies à partir du nombre de répliques définis le premier jour par les différentes méthodes de déclustering.

D'autres approches, basées sur des principes différents par rapport aux modèles déterministes précédents, sont développées pour réaliser cette étape, comme par exemple les modèles stochastiques ETAS. Ces modèles sont basés sur des modèles de processus de branchement espace-temps afin de décrire comment chaque événement génère ses événements descendants (e.g. Zhuang et al., 2005; Marsan et Lengline, 2008). Ils impliquent un paramétrage plus complexe que les deux modèles discutés dans ce chapitre. D'après l'étude comparative des modèles de déclustering réalisée par Van Stiphout et al. (2010 ; http://www.corssa.org/articles/themev/van_stiphout_et_al), ces modèles permettent d'obtenir des résultats similaires à la méthode de Gardner et Knopoff, voire même engendrent la suppression d'un plus grand nombre d'événements (Fig. 3.17).

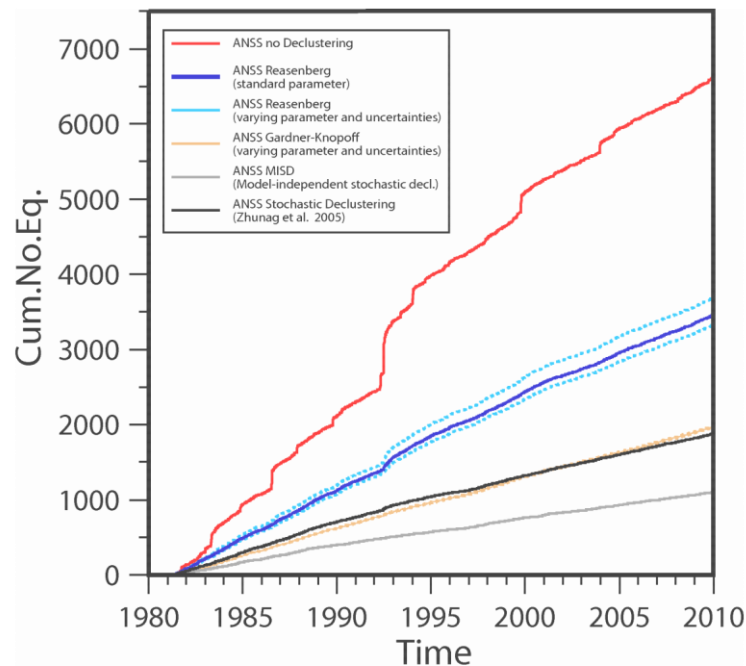


Fig. 3.17 : Analyse des résultats en terme de nombre cumulé de séismes obtenus selon différentes méthodes de déclustering lors de l'étude comparative réalisée par Van Stiphout et al. (2010). La courbe rouge correspond au catalogue d'origine, la courbe bleue aux résultats obtenus par la méthode de Reasenberg, la courbe orange par la méthode de Gardner et Knopoff, la courbe noire par le modèle ETAS développé par Zhuang et al. (2005), la courbe grise par le modèle ETAS développé par Marsan et al. (2008).

A l'échelle du catalogue, la mise en place de ces méthodes de déclustering engendre des différences notables pouvant impacter la modélisation de la sismicité par la suite. La méthode de déclustering de Reasenberg (1985) nécessite impérativement la définition des principaux paramètres (r_{fact} , τ_{min} , τ_{max}) afin d'ajuster au mieux la sélection des répliques et précurseurs à supprimer. La méthode de Grünthal, mise en place dans le projet européen SHARE, génère une modification importante du catalogue en

supprimant de nombreux séismes. Pour cette étude nous utilisons les catalogues obtenus à partir de ces trois méthodes de déclustering afin de caractériser leur influence sur la détermination des P.O.S.

Il est important de noter que dans le cas de l'occurrence de séismes majeurs générés par des ruptures successives (tel que la série de séismes de 1981 à l'est du rift de Corinthe) ou d'une sismicité en essaim (comme reportée à l'ouest du rift par Bernard et al., 2006), les méthodes de déclustering ne permettent pas de faire la distinction entre ces cas spécifiques et des répliques classiques. De ce fait, il serait intéressant d'analyser plus précisément la physique de ce phénomène à travers la modélisation des changements de contrainte de Coulomb par exemple ou la mise en place d'études statistiques non paramétriques de la détermination des répliques (e.g. Zaliapin et Ben-Zion, 2012).

D'autre part ces méthodes ne gèrent pas de la même façon les séismes supprimés. Certaines, telles que les méthodes par fenêtrage, suppriment simplement ces événements. A l'inverse, l'algorithme de Reasenberg réinjecte l'énergie de ces événements au séisme principal. Ces différences peuvent influencer les études nécessitant la prise en compte de l'énergie libérée par ces événements principaux.

Dans la construction de l'arbre logique, les pondérations appliquées à ces 3 méthodes sont définies à partir de l'observation de l'efficacité du déclustering au niveau des distributions cumulées de la sismicité, mais aussi de l'analyse plus détaillée des clusters obtenus pour les principaux séismes de la zone d'étude. Ainsi, l'algorithme de Grünthal réduit de manière significative les répliques et précurseurs comme le montre l'analyse du séisme de 2008, impliquant la suppression du catalogue d'un grand nombre d'événements de faible magnitude. A l'inverse, les deux autres méthodes ne semblent pas supprimer tous les événements dépendants, comme l'atteste la présence de légers sauts dans la distribution temporelle cumulée des séismes au niveau des événements majeurs. Ainsi le choix de la méthode de déclustering aurait un impact majeur sur la statistique de la sismicité. Sur la base de cette analyse, l'algorithme de Grünthal nous semble moins adapté à la zone d'étude que les deux autres méthodes. Nous décidons donc d'appliquer une pondération de 0,4 pour les déclustering de Reasenberg et Uharhammer et une pondération plus faible de 0,2 pour le declustering de Grünthal (Fig. 3.18).

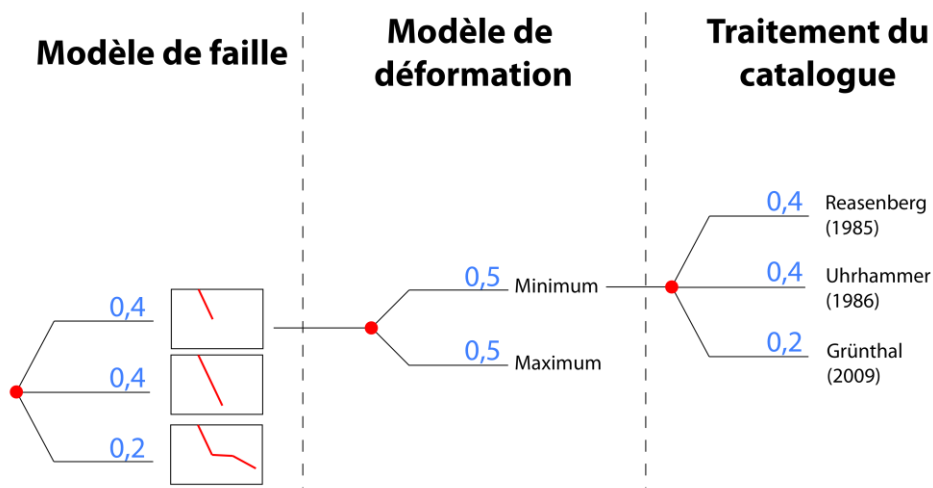


Fig. 3.18 : Arbre logique mis en place pour l'étude avec l'incorporation des catalogues déclusterés selon les différents algorithmes considérés et les pondérations associées.

3.5.DETERMINATION DES PERIODES DE COMPLETUDE

Le catalogue ainsi homogénéisé et déclusteré (cf chapitre 3.1) contient des séismes ayant eu lieu à partir de 500 av JC jusqu'à aujourd'hui. Bien que la Grèce, et particulièrement la région de Corinthe, possède une histoire assez riche encore en partie accessible à ce jour ainsi qu'un réseau sismologique de plus en plus dense, le catalogue est incomplet pour certaines périodes de temps et magnitudes. Même si nous avons la preuve de l'occurrence de séismes importants passés, il est fort probable que de nombreux séismes ne soient pas répertoriés pour différentes raisons : localisation dans une zone peu peuplée, absence ou perte de transcriptions écrites pour des séismes historiques, faible niveau de détectabilité du réseau sismologique à une certaine époque. Dans l'optique de réaliser une étude statistique du comportement de la sismicité, il est primordial de ne considérer que des périodes complètes pendant lesquelles on peut considérer qu'aucun séisme d'une gamme de magnitudes donnée n'est manquant. Pour ce faire, des dates ou périodes de complétude sont définies pour chaque gamme de magnitudes considérée.

3.5.1. METHODE DE DETERMINATION DES PERIODES DE COMPLETUDE

L'estimation des périodes de complétude nécessite un nombre important de données. De ce fait, elles sont généralement déterminées à partir d'un catalogue à l'échelle d'un territoire et supposées valide pour chaque zone du territoire. Cependant, dans la réalité, la résolution varie d'une région à l'autre selon la densité de population ou la couverture du réseau sismologique. Le rift de Corinthe étant une zone particulièrement étudiée, les données apparaissent suffisantes pour déterminer une période de complétude propre à la région.

Deux méthodes de détermination des périodes de complétude par lecture graphique sont couramment utilisées : la méthode « linéaire » et la méthode de Stepp (Stepp, 1972; Beauval et al, 2003). Elles sont basées sur l'hypothèse que tous les séismes dans une gamme de magnitudes donnée sont présents dans le catalogue à partir du moment où leur taux d'occurrence devient stable. Ces deux méthodes étant très similaires, seule la méthode « linéaire » est utilisée pour cette étude.

La distribution du nombre de séismes par magnitude est analysée afin de définir la magnitude de complétude qui est la plus petite magnitude enregistrée de manière complète dans le catalogue. Cette magnitude de complétude est déterminée à partir de la distribution du nombre de séismes par rapport à la magnitude, et se situe au niveau de la rupture de pente de cette distribution. Ainsi, pour le catalogue de sismicité sélectionné au niveau du rift de Corinthe et de ses environs, la magnitude de complétude est estimée à 3,2 (Fig. 3.19).

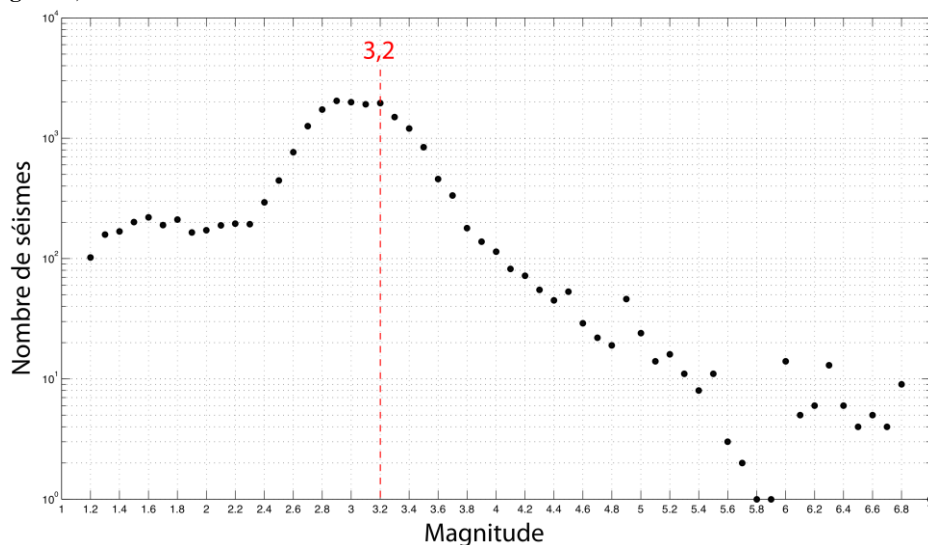


Fig. 3.19 : Détermination de la magnitude de complétude à partir du catalogue de sismicité sélectionné autour du rift de Corinthe et de ses environs pour une profondeur inférieure à 30km.

Pour les magnitudes supérieures à cette magnitude de complétude, la méthode linéaire consiste à reporter, pour chacune d'elles, la sismicité annuelle cumulée en fonction du temps. La courbe obtenue devient linéaire lorsque le taux de sismicité apparaît à peu près constant. L'observation d'une succession de sections linéaires de pente de plus en plus importante provient de l'amélioration du réseau entraînant la baisse des seuils de détection. La dernière section linéaire définira la période de complétude correspondante (**Fig. 3.20**).

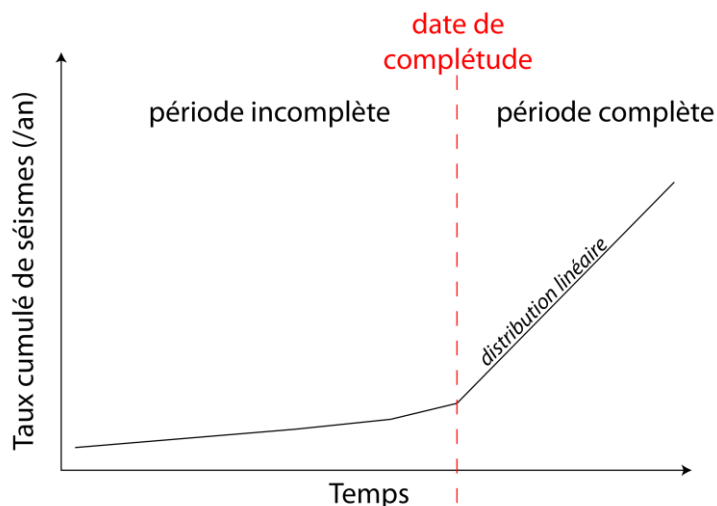


Fig. 3.20 : Schéma de la méthode « linéaire » de détermination de la période de complétude.

3.5.2. RESULTATS DE LA DETERMINATION DES PERIODES DE COMPLETUDE

La détermination des périodes de complétude est réalisée à deux échelles : au niveau de la Grèce en analysant l'ensemble du catalogue et au niveau d'une zone centrée sur le rift de Corinthe (37,75°N – 21,20°E à 38,75°N – 23,5°E). Pour considérer uniquement la sismicité du rift et non la sismicité produite par la subduction localisée à 50-100 km sous le rift (Papazachos et al, 2000), seuls les séismes localisés à des profondeurs inférieures à 30 km sont considérés. Cette profondeur limite est fixée au double de la profondeur sismogénique (10 – 15 km, voir chapitre 2) afin de prendre en compte l'incertitude importante sur la profondeur.

La définition des gammes de magnitudes dépend de la précision du catalogue considéré. Le manque d'information sur les incertitudes associées aux magnitudes fournies dans le catalogue de Thessalonique ainsi que sur les incertitudes liées aux conversions M_s et M_l en M_w , nous incitent à considérer des gammes de magnitudes avec un pas $\Delta M=0,5$. Etant donné que la magnitude de complétude est environ 3,2, nous choisissons d'estimer les périodes de complétude à partir de la magnitude 3,5.

L'analyse de la complétude est effectuée pour chacun des catalogues générés par les trois méthodes de déclustering présentées plus haut et également pour un catalogue non déclusteré, dans le but de caractériser l'impact du déclustering sur la détermination de ces complétudes (**Fig. 3.21** et **Fig. 3.22**).

Les catalogues à l'échelle de la Grèce contiennent des séismes s'intégrant dans la gamme de magnitudes [8 – 8,5], tandis qu'au niveau de la sélection réalisée autour du rift, la magnitude la plus forte observée est de 7. Seuls les résultats obtenus pour le rift sont présentés en détail dans ce chapitre. Les périodes de complétude finales sont reportées dans les tableaux 3.5 et 3.6 respectivement pour la Grèce et la zone centrée sur le rift de Corinthe.

Les périodes de complétude déterminées à partir des catalogues générés après l'étape de déclustering, avec la méthode de Reasenberg et celle d'Uhrhammer, sont similaires. Ces périodes sont également concordantes avec les périodes obtenues pour le catalogue non déclusteré, malgré la présence de perturbations comme celle générée par l'occurrence de 3 séismes de $M > 6$ en 1981 (particulièrement visible pour les petites magnitudes sur la **Fig. 3.21 B et C**). Le déclustering généré par la méthode de Grünthal réduit de manière considérable le nombre de séismes de petites magnitudes ($M < 6$). Ce traitement complique la détermination visuelle des ruptures de pente, mais n'engendre au final que peu de variations dans la définition des temps de complétude par rapport aux autres catalogues.

Il est à noter que la zone étudiée n'inclus qu'un seul séisme de magnitude 7 (en 1894, **Fig. 3.22, D**). La période de complétude définie pour la gamme de magnitudes correspondante est donc au minimum 1894. Etant donné que la gamme de magnitudes inférieure est complète à partir de 1725, cette même date est retenue pour les magnitudes $M \geq 7$.

Les traitements de déclustering permettent de faciliter la détermination graphique des périodes de complétude pour la région de Corinthe en supprimant les impacts liés à la présence de grands séismes (ex, des 3 séismes de 1981). Ces traitements apparaissent moins indispensables pour la détermination des temps de complétude à l'échelle de la Grèce. Le nombre important d'événements limite l'impact de la présence de précurseurs et répliques sur cette détermination. Par contre, vu que les temps de complétude obtenus à partir des 3 méthodes sont comparables, le fait que la méthode de Grünthal supprime un plus grand nombre de séismes implique des estimations de taux de sismicité qui seront beaucoup plus faibles. Il apparaît donc primordial de caractériser l'impact de ces méthodes sur la détermination des P.O.S.

Magnitude	Sans déclustering	Grünthal (2009)	Uhrhammer (1986)	Reasenberg (1985)
[3,5 - 4[2006	2002	2006	2006
[4 - 4,5[1995	1992	1995	1995
[4,5 - 5[1959	1959	1959	1959
[5 - 5,5[1954	1953	1954	1954
[5,5 - 6[1905	1905	1905	1905
[6 - 6,5[1850	1850	1850	1850
[6,5 - 7[1725	1725	1725	1725
[7 - 7,5[1600	1600	1600	1600
[7,5 - 8[1600	1600	1600	1600
[8 - 8,5[375	375	375	375

Table 3.7 : Périodes de complétude par gamme de magnitudes de 0,5 à l'échelle de la Grèce pour le catalogue construit et les différents catalogues déclusterés.

Magnitude	Sans déclustering	Grünthal (2009)	Uhrhammer (1986)	Reasenber (1985)
[3,5 - 4[2006	2006	2006	2006
[4 - 4,5[1994	1996	1994	1994
[4,5 - 5[1962	1962	1962	1962
[5 - 5,5[1958	1958	1958	1958
[5,5 - 6[1904	1904	1904	1904
[6 - 6,5[1725	1725	1725	1725
[6,5 - 7[1725	1725	1725	1725
[7 - [1725	1725	1725	1725

Table 3.8 : Périodes de complétude par gamme de magnitudes de 0,5 à l'échelle du rift de Corinthe pour le catalogue homogénéisé et les catalogues déclusterés.

Certaines périodes de complétude à l'échelle de la Grèce apparaissent plus importantes que celles définies au niveau du rift de Corinthe caractérisé par un réseau assez dense pour les 20 – 30 dernières années et par l'importante connaissance de la sismicité historique ([4,5 - 5[, [5 - 5,5[et $M \geq 6,5$). Au niveau de la sismicité de forte magnitude, le faible nombre d'évènements induit une incertitude plus importante que pour les autres gammes dans la réalisation des statistiques conduisant à la détermination de la période de complétude. Par exemple, seule une quinzaine de séismes de $M \geq 6,5$ sont répertoriés au total sur la zone englobant le rift de Corinthe contre plus de 150 à l'échelle de la Grèce pour des périodes de temps identiques. Pour les autres gammes de magnitude il est plus difficile de déterminer la raison de ces différences, toutefois plusieurs hypothèses peuvent être envisagées. Il est possible que la région soit caractérisée par un déficit d'évènements au niveau de ces magnitudes ou alors que le réseau permettant l'enregistrement complet de ces séismes ait été installé plus tardivement qu'à d'autres endroits de la Grèce.

Ces résultats obtenus de manière statistique sont comparés aux temps de complétude déjà publiés, définis à partir de catalogues différents. Dans leur analyse de l'aléa sismique en Grèce, Papaioannou et Papazachos (2000) utilisent des dates de complétude pour la Grèce qui sont relativement proches de celles que l'on a défini (**Table 3.9**). Les périodes de complétude définies par SHARE (www.share-eu.org ; juin 2013) sont plus longues que celles obtenues pour notre catalogue. Leur catalogue est considéré complet pour des magnitudes $M \geq 5,1$ à partir de 1900 alors que nous trouvons une date proche de 1950. De même les $M \geq 5,7$ sont jugées complètes à partir de 1650 alors que l'analyse de la distribution pour cette même gamme de magnitudes ne permet de définir la complétude qu'à partir de 1875. Enfin, Console et al. (2013) indiquent une période de complétude pour les séismes de $M \geq 6$ dans le rift de Corinthe similaire à celle déterminée dans cette étude (enregistrement complet à partir de 1700).

A)

M	Dates de complétude
8,0 - 8,3	550 BC
7,3 - 7,9	1500
6,5 - 7,2	1845
5,5 - 6,4	1911
5,0 - 5,4	1950
4,5 - 4,9	1970

B)

M	Dates de complétude
$\geq 6,5$	1450
5,7 – 6,5	1650
5,1 – 5,7	1900
4,1 - 5,1	1970

Table 3.9 : A) Périodes de complétude par classe de magnitudes pour la Grèce utilisées pour l'étude de risque sismique de Papaioannou et Papazachos (2000). B) Périodes de complétude par classe de magnitudes pour la zone Egée dans le projet SHARE (www.share-eu.org ; juin 2013).

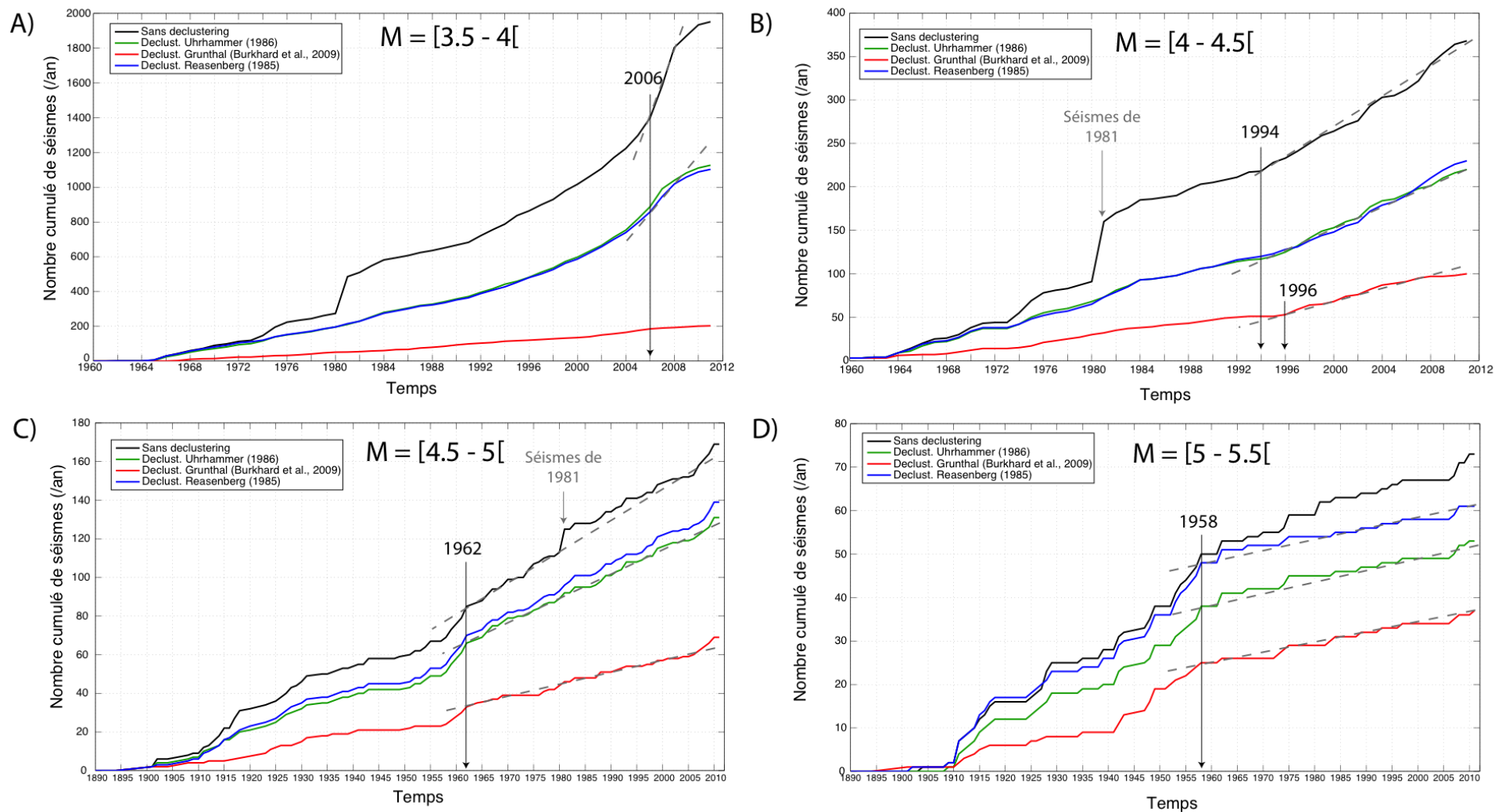


Fig. 3.21 : Définition des périodes de complétude par la détermination de la linéarité de la distribution cumulée de séismes par gamme de magnitudes, pour une zone définie autour du rift de Corinthe. La figure contient les gammes de magnitudes comprises entre 3,5 et 5,5. Les couleurs correspondent aux différentes méthodes de déclustering utilisées : noir=aucun ; bleu = déclustering selon Reasenberg et al, 1985; rouge = déclustering selon Burkhard et Grünthal (2009) ; vert = déclustering selon Uhrhammer (1986).

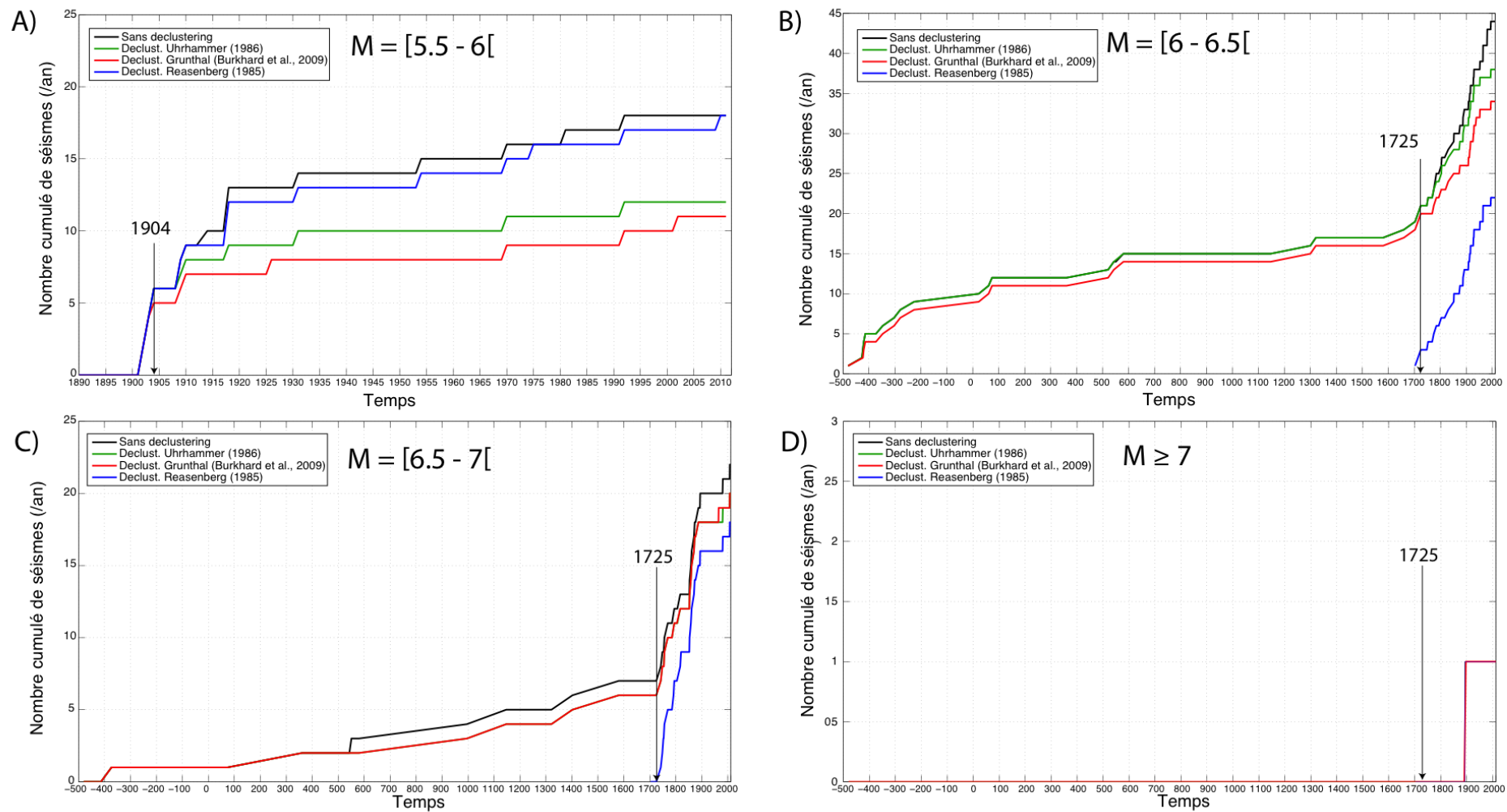


Fig. 3.22 : Définition des périodes de complétude par la détermination de la linéarité de la distribution cumulée de séismes par gamme de magnitudes, pour une zone définie autour du rift de Corinthe. La figure contient les gammes de magnitudes de pas 0,5 pour des $M \geq 6$. Les couleurs correspondent aux différentes méthodes de déclustering utilisées; bleu : déclustering selon Reasenberg et al (1985) ; rouge : déclustering selon Burkhard et Grünthal (2009) ; vert : déclustering selon Uhrhammer (1986).

3.6.COMPARAISON DES DIFFERENTS CATALOGUES

Le nouveau catalogue construit pour la détermination des POS est composite. Pour la micro-sismicité ($M_w < 3,5$), uniquement disponible pour l'ouest du rift de Corinthe, il inclut le catalogue CRL. Les séismes de magnitude $[3,5-5[$ sont principalement issus du catalogue de NOA en M_l converties en M_w . Les séismes de magnitude $[5-5,5[$ proviennent de l'association des catalogues de NOA en M_l et M_s converties en M_w . Enfin les séismes de $M_w \geq 5,5$ proviennent en grande partie du catalogue historique de Thessalonique (< 1950).

Pour chaque classe de magnitude, une incertitude est estimée pour les taux de sismicité observés. Cette incertitude, correspondant à un écart type, est caractérisée à partir d'une distribution introduite par Weichert (1980) au niveau du nombre de séismes observés pendant une durée donnée. Ainsi pour un nombre de séismes N supérieur à 9, les incertitudes minimales et maximales sont définies respectivement par les équations 3.22 et 3.23.

$$\text{Limite inférieure : } N_{\text{inf}} = N - \sqrt{N} \quad \text{eq. 3.22}$$

$$\text{Limite supérieure : } N_{\text{sup}} = N + 3/4 + \sqrt{N + 0,5} \quad \text{eq. 3.23}$$

Pour N inférieur à 10, les équations définies s'écartent des intervalles de confiance de la distribution considérée par Weichert (1980). Les valeurs correspondant à un écart type sont reportées dans le tableau **Table 3.10**.

Limite inférieure	N	Limite supérieure
0	0	1,84
0,173	1	3,30
0,708	2	4,64
1,37	3	5,92
2,09	4	7,16
2,84	5	8,38
3,62	6	9,58
4,42	7	10,8
5,23	8	12,0
6,06	9	13,1

Table 3.10 : Limite inférieure et supérieure de l'incertitude correspondant à un écart type, pour un nombre de données N inférieur à 10 événements (Weichert 1980).

Les taux de sismicité obtenus pour chaque section composant le nouveau catalogue, définis à partir des temps de complétude associés, sont reportés de manière cumulée sur la **Fig. 3.23**. Les taux de sismicité issus des différents catalogues sont concordants, ainsi le taux de sismicité cumulé pour la classe de magnitude $[4-4,5[$ du catalogue NOA/Thessalonique est similaire au taux obtenu pour le catalogue du CRL entre 2006 et 2010. De la même manière ce nouveau catalogue est assez similaire au catalogue SHEEC issu du projet européen SHARE (2012), sauf pour les plus fortes magnitudes pour lesquelles la mise à jour des séismes historiques indique une absence de séismes de $M \geq 6,5$.

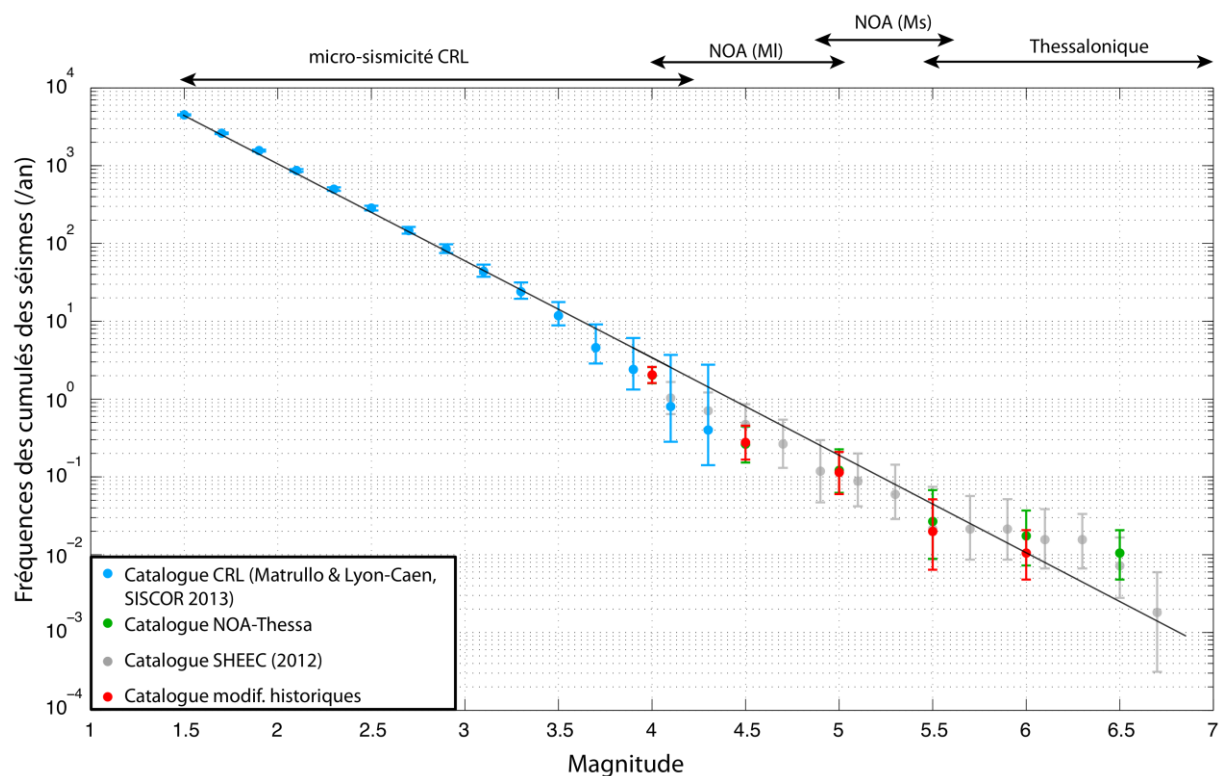


Fig. 3.23 : Comparaison des taux de sismicité cumulés pour l'ouest du rift de Corinthe (profondeur $\leq 30\text{km}$) pour les différents catalogues inclus dans la construction du nouveau catalogue. Le catalogue de micro-sismicité est reporté en bleu, le catalogue SHEEC (2012) en gris, le catalogue combiné NOA/Thessalonique sans les mises à jour en vert, et en rouge le catalogue NOA/Thessalonique avec les mises à jour instrumentale et historique discutées dans le texte.

3.7. CONCLUSIONS

Un nouveau catalogue en magnitude de moment ($M_w \geq 4$) a été construit pour la Grèce sur la base de l'association du catalogue instrumental du NOA (>1950) et du catalogue historique de l'université de Thessalonique (<1950). Des lois de conversion de M_s en M_w et de M_l en M_w ont été étudiées afin d'appliquer les plus adaptées au catalogue instrumental du NOA. Ce catalogue inclus une mise à jour d'une trentaine de séismes instrumentaux sur la base d'études sismologiques spécifiques ainsi qu'une mise à jour des séismes historiques basée sur le travail du groupe SISCOR dans le rift de Corinthe. Pour la partie ouest du rift de Corinthe, le catalogue est complété par le catalogue de micro-sismicité du CRL ($1,5 \leq M_w \leq 4$). Les différentes parties formant ce catalogue sont concordantes, ce qui permet d'avoir une bonne idée des taux de sismicité. Ceci permettra une comparaison avec les modèles de sismicité considérés dans le chapitre 4.

Le calcul des P.O.S. selon un modèle de Poisson, implique un traitement au niveau du catalogue afin de ne garder que les événements indépendants. Nous avons appliqué sur le catalogue couvrant l'ensemble de la Grèce, les trois méthodes les plus couramment utilis (Grünthal, Uhrhammer et Reasenber). Ces 3 méthodes ont été paramétrées à partir de l'observation des impacts sur les séismes localisés dans les environs du rift de Corinthe. Les résultats obtenus pour la distribution temporelle cumulée des séismes et par l'observation plus approfondie de la définition de certains clusters, ont permis de caractériser l'impact sur les catalogues de chacune de ces méthodes. Ainsi, il apparaît que la méthode développée par Grünthal considère comme réplique un très grand nombre de séismes, tandis que les deux autres en retiennent beaucoup moins. De part la sismicité particulière du rift de Corinthe (essais sismiques, séismes consécutifs), il pourrait être envisagé dans le futur de considérer d'autres méthodes basées sur des modèles physique et dynamique. En attendant, nous allons inclure ces 3 catalogues dans notre arbre logique, avec des pondérations différentes allant de 0,4 pour Reasenber et Uhrhammer à 0,2 pour Grünthal.

Chapitre 4 :

Détermination des taux de sismicité en fonction de la magnitude

Sommaire

4.1. Caractérisation des sources sismiques	116
4.1.1. Rappel des zonages sismotectoniques existants	117
4.1.2. Nouveau zonage sismotectonique.....	118
4.2. Définition des modèles de distribution de la sismicité.....	123
4.3. Détermination des paramètres de sismicité	126
4.3.1. Détermination des paramètres a et b	126
4.3.1.1. Méthode de Weichert (1980).....	126
4.3.1.2. Résultats et analyses des paramètres de sismicité au niveau du rift de Corinthe.....	127
4.3.1.3. Conclusions sur la définition des paramètres a et b	131
4.3.2. Estimation de la magnitude maximale (Mmax)	132
4.3.2.1. Méthodologies	132
4.3.2.2. Résultats	134
4.3.2.3. Etude des cas de rupture simultanée de failles	136
4.3.2.4. Conclusions	141
4.4. Estimations des taux de sismicité	142
4.4.1. Résultats pour les zones sismotectoniques	142
4.4.2. Résultats au niveau des zones sources définies pour les failles.....	147
4.4.2.1. Résultats pour la faille d'Aigion.....	149
4.4.2.2. Résultats pour la faille d'Helike Est.....	153
4.4.3. Résultats des modèles pour les zones sismotectoniques et les failles	156
4.4.3.1. Zones sismotectoniques	156
4.4.3.2. Failles	157
4.4.4. Comparaisons du modèle avec les données géodésiques et sismologiques.....	159
4.5. Conclusions	164

L'observation et la description de la sismicité générée à l'échelle d'une faille ou d'une région ont permis le développement de modèles sensés décrire l'évolution du taux de sismicité en fonction de la magnitude. D'ordinaire, ces modèles sont paramétrés à partir des séismes référencés dans les catalogues ou d'autres études (ex. paléosismologie) et permettent ainsi de prédire les taux de sismicité pour des magnitudes caractérisées par un faible nombre ou une absence de données (comme c'est le cas pour les séismes de forte magnitude possédant des temps de retour très long). Le catalogue de sismicité de la partie ouest du rift de Corinthe construit (voir chapitre 3), couvrant une large gamme de magnitudes (1,5 à 6,5) permet de tester ces modèles à différentes échelles.

Ce chapitre est consacré à la définition de ces modèles, ainsi qu'à leur paramétrage. Pour estimer un taux de sismicité il est nécessaire de définir dans un premier temps la géométrie des sources sismiques (failles ou zones sismotectoniques), qu'elles soient établies à partir de failles ou d'un volume de croûte considéré comme homogène du point de vue de son potentiel sismogénique. Un ensemble de zones et de failles est communément appelé un zonage sismotectonique. La géométrie des failles définies dans le chapitre 2 ne permet pas de rendre compte de toute la sismicité qui pourrait avoir lieu dans la région d'étude; il est donc indispensable de définir des zones. Dans ce chapitre nous nous consacrons essentiellement à la définition d'un zonage régional au niveau du rift de Corinthe. Nous présentons en détail les différents modèles couramment considérés dans les études d'aléa pour estimer les taux de sismicité des failles et des zones et les incertitudes associées aux hypothèses considérées. Enfin, dans un troisième temps, nous comparons ces modèles aux données en notre possession au niveau de la partie occidentale du rift de Corinthe pour discriminer ces modèles et pondérer leur prise en compte dans le calcul de POS. Les résultats obtenus seront comparés aux données sismiques et géodésiques afin de valider les hypothèses considérées dans ce chapitre ainsi que dans les précédents.

4.1. CARACTERISATION DES SOURCES SISMIQUES

La caractérisation des sources sismiques dans des régions à forte sismicité est basée principalement sur l'observation de la sismicité de la zone source considérée. Dans un cas idéal, une localisation précise de la sismicité et une connaissance parfaite de la géométrie 3D des failles permettrait d'associer de manière univoque les séismes aux failles qui les ont générées. Dans notre cas, nous avons à notre disposition un catalogue de sismicité relocalisée (Lambotte et al. 2013) ne comprenant qu'une sélection de la sismicité entre 2000 et 2007, pouvant générer des biais dans la réalisation d'études statistiques de la sismicité associée aux différentes failles. Le catalogue du CRL complet, couvrant la période 2000 à 2011, est pour le moment composé d'événements localisés automatiquement (la magnitude étant par contre calculée précisément, Matrullo et Lyon-Caen SISCOR).

Pour les magnitudes plus importantes ($M \geq 5,5$), cette association est également difficile à réaliser principalement du fait de la complexité du réseau de failles et de l'incertitude sur la localisation de ces événements. De plus, en faisant l'hypothèse que les séismes majeurs ne sont générés que par les quelques failles de pendage nord localisées sur la côte sud (e.g. Cowie et Roberts, 2001; Console et al., 2013), seuls quelques séismes peuvent être associés à ces failles (**Fig. 4.1**) mais en nombre insuffisant pour une étude statistique. Par exemple, aucun séisme majeur n'est reporté sur la faille de Psathopyrgos et seulement 1 ou 2 événements sont associés aux failles de Neos-Erineos, Aigion et Helike Est.

La réalisation de tranchées recoupant un plan de faille permet d'observer l'enregistrement temporel des déplacements produits par les séismes sur cette faille. Malheureusement, seul 2/3 des failles du rift ont pu être étudiées de cette manière (Aigion, Helike Est et plus récemment Psathopyrgos). De plus, ces études ne permettent d'observer que les traces des séismes ayant pu rompre jusqu'à la surface, ce qui correspond en général aux séismes de forte magnitude ($M \geq 6$ voir même $\geq 6,5$; e.g. Youngs et al., 2003).

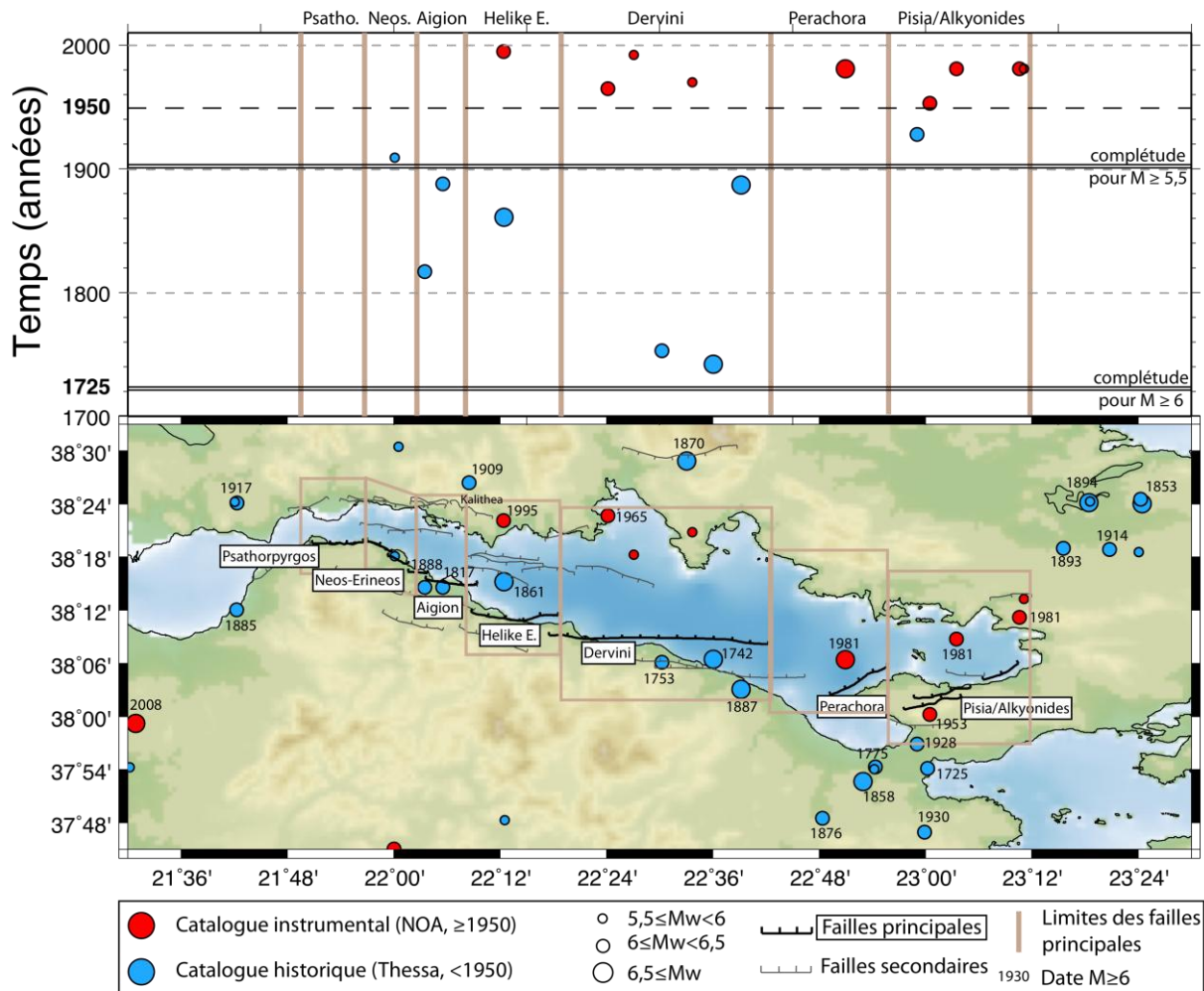


Fig. 4.1 : Carte des séismes de $M \geq 5,5$ pour des périodes de temps jugées complètes (cf. chap.3) et distribution temporelle de la sismicité en fonction de la longitude. Les failles principales générant la sismicité (en gras) sont supposées localisées sur la côte sud et de pendage nord. Les limites entre les failles sont reportées sur le graphique de la distribution temporelle de la sismicité.

Les études géologiques et sismologiques présentées dans le chapitre 2 remet en question l’hypothèse selon laquelle les gros séismes ont lieu sur des failles de pendage nord localisées sur la côte sud. Par exemple, le séisme de Kalithea ayant eu lieu en 1909 ($M_w=6,2$; Lambotte et al. 2013) semble être généré par une faille peu connue de pendage sud localisée sur la côte nord du rift.

De ce fait, il est nécessaire de considérer l’échelle plus importante de la zone sismotectonique permettant d’analyser un nombre plus important de données dans le but de réaliser les statistiques nécessaires à l’estimation des taux de sismicité. Nous faisons donc l’hypothèse que les zones sources définies pour les failles et localisées dans une même zone sismotectonique possèdent un même comportement sismique. De manière générale, ces zones sont définies à partir d’arguments géologiques, sismologiques et/ou géophysiques.

4.1.1. RAPPEL DES ZONAGES SISMOTECTONIQUES EXISTANTS

Les précédentes études d’aléa en Grèce ont défini différents zonages sismotectoniques. Papaioannou et Papazachos (2000) déterminent un premier zonage sur la base de diverses études sismologiques, tectoniques et géologiques non détaillées dans leur publication. Selon ce zonage, le rift de Corinthe est découpé en 3 zones (zones 42 à 44 sur la Fig. 4.2A).

Plus récemment, un nouveau zonage a été défini au sein du projet européen SHARE. Il est également difficile d'apprécier les critères utilisés pour la mise en place de ce zonage. Le rift de Corinthe est défini par une seule zone (Fig. 4.2 B), correspondant de manière générale à l'association des zones 43 et 44 de l'étude précédente. La limite ouest de la zone se trouve plus à l'ouest que celle de la zone 43, ce qui permet d'intégrer dans cette zone l'extrémité ouest du rift de Corinthe et le commencement du rift de Patras.

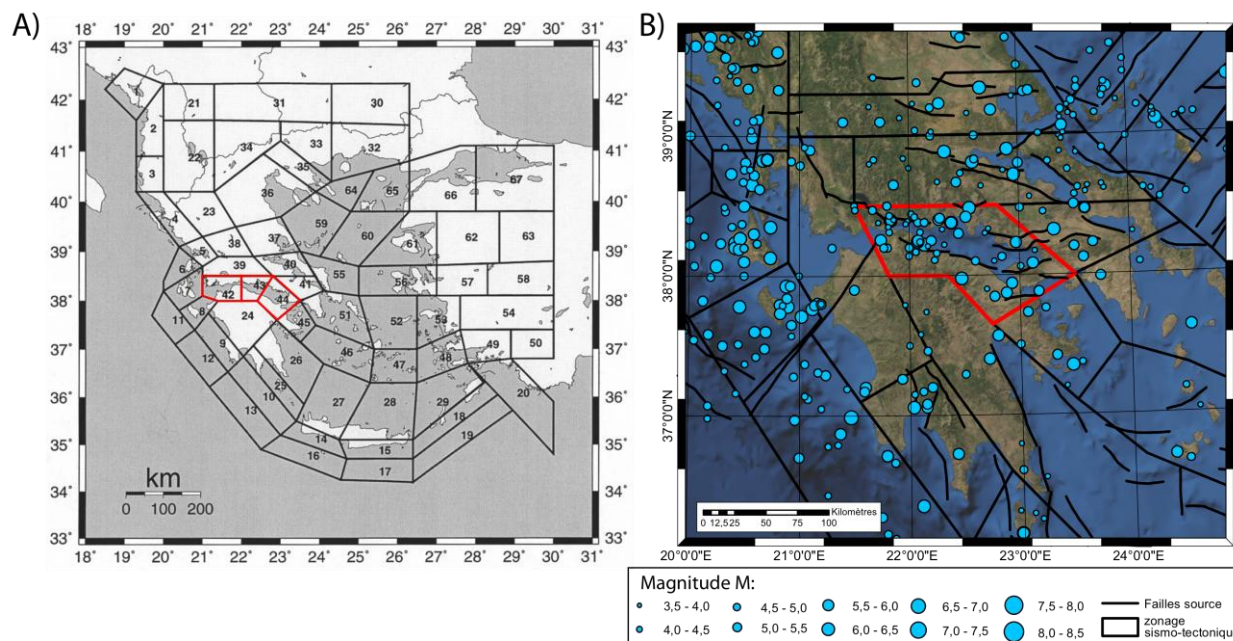


Fig. 4.2 : A) Zonage sismotectonique de la Grèce proposé par Papaioannou et Papazachos (2000). Le rift de Corinthe est subdivisé en 3 zones (42, 43 et 44). B) Zonage sismotectonique utilisé par SHARE. Les séismes du catalogue de sismicité déclusteré SHEEC (www.share-eu.org, juin 2013) sont également représentés. Les zones correspondant au rift de Corinthe sont surlignées en rouge.

4.1.2. NOUVEAU ZONAGE SISMOTECTONIQUE

A partir des données obtenues au sein du groupe SISCOR et du catalogue de sismicité construit au cours de cette étude (cf chap. 3), je définis un nouveau zonage sismotectonique pour le rift de Corinthe. Les limites de ce zonage sismotectonique sont contrôlées par la densité de sismicité. En effet, comme le montre la Fig. 4.3, le rift est caractérisé par des densités de sismicité différentes. A l'ouest, une densité de près de 2 séismes/km² est mesurée pour les M≥4 alors que dans les parties centrale et orientale du rift, les densités sont beaucoup plus faibles (environ 0,05 séismes/km²), sauf dans le golfe d'Alkyonides où ont eu lieu les séismes de 1981 (3 événements de M≥6) et leurs répliques. L'analyse du catalogue déclusteré permet d'observer un comportement de la sismicité moins biaisé, en supprimant les effets inhérents à l'enregistrement de séismes de forte magnitude et des répliques associées (Fig. 4.3 B). Ainsi, l'ouest du rift continue d'avoir une densité de sismicité plus importante que le reste de la zone. Les zones de forte densité présentent sur la figure Fig. 4.3 A. au NO ou même au SO du rift disparaissent.

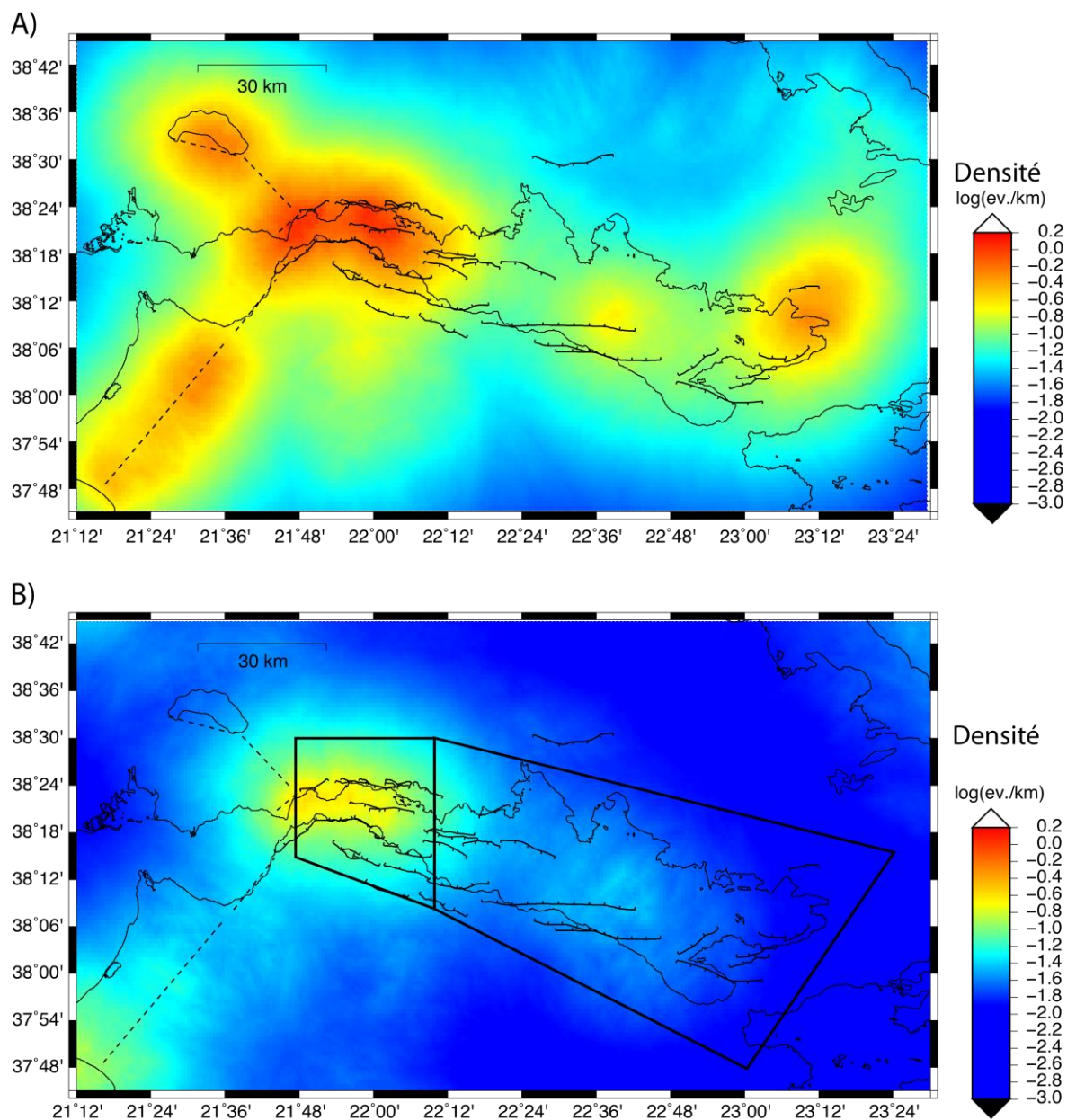


Fig. 4.3 : A) Carte de densité de la sismicité de $M \geq 4$ (catalogue complet 1995-2010) au niveau du rift de Corinthe à partir du catalogue complet d'origine (profondeur < 30 km). B) Carte de densité de la sismicité au niveau du rift de Corinthe à partir du catalogue déclusteré (ex. Reasenberg 1985) paramétré pour la région. Les lignes pointillées correspondent à des failles présentes à l'extérieur du rift et non détaillées dans cette étude.

Sur cette base nous divisons le rift en deux zones sismotectoniques : la première couvre la partie ouest du rift et la seconde le reste. La limite entre les deux zones est définie à partir de la micro-sismicité et de la déformation enregistrées par les réseaux présents dans le rift. Lambotte et al. (2013) définissent une zone de transition d'orientation N/S située à l'extrémité des failles d'Aigion et Helike Est, entre une forte activité à l'ouest et une activité plus faible à l'est (**Fig. 4.4**). Il est possible que cette différence soit liée à d'autres phénomènes (ex. circulation de fluides) et qu'elle ne corresponde pas à un véritable changement de comportement.

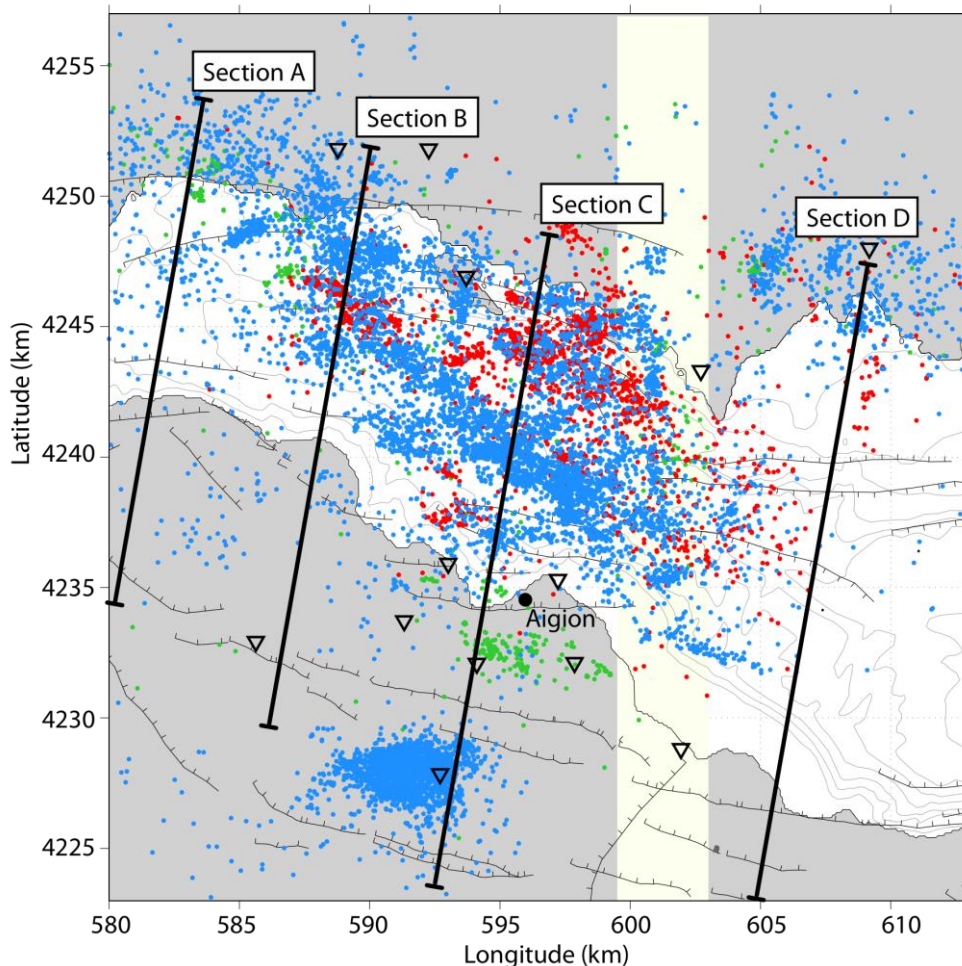


Fig. 4.4 : Carte de la micro-sismicité relocalisée enregistrée par le réseau du CRL (modifié d'après Lambotte et al. 2013). Les points bleus correspondent à la période 2000-2007, les verts à la crise de 1991, et les rouges aux répliques du séisme de 1995 de $M_s=6,2$ (Bernard et al. 1997). La zone blanche d'orientation NS correspond à la zone de transition telle que définie par Lambotte et al. (2013). Les différentes sections considérées sont reportées sur la carte, ainsi que les stations du réseau sismologique (triangles).

Le réseau géodésique du rift de Corinthe (**Fig. 4.5 A**) permet de mesurer de manière très fine l'extension au travers du rift. Cette extension augmente de manière constante de l'est (6 mm/an) vers l'ouest du rift (16 mm/an ; **Fig. 4.5 D** ; Briole et al., com. SISCOR 2013). La distribution de l'extension selon un axe NS (**Fig. 4.5 B et C**) met en avant la localisation de l'extension au niveau du golfe. Ces données montrent également l'absence de déformation sur la côte sud. Par contre, un léger gradient de l'ordre de 2 à 4 mm/an (selon les sections) est observé sur la côte nord. Sur la base de ces résultats, nous définissons les limites nord et sud des zones sismotectoniques (**Fig. 4.3 B**).

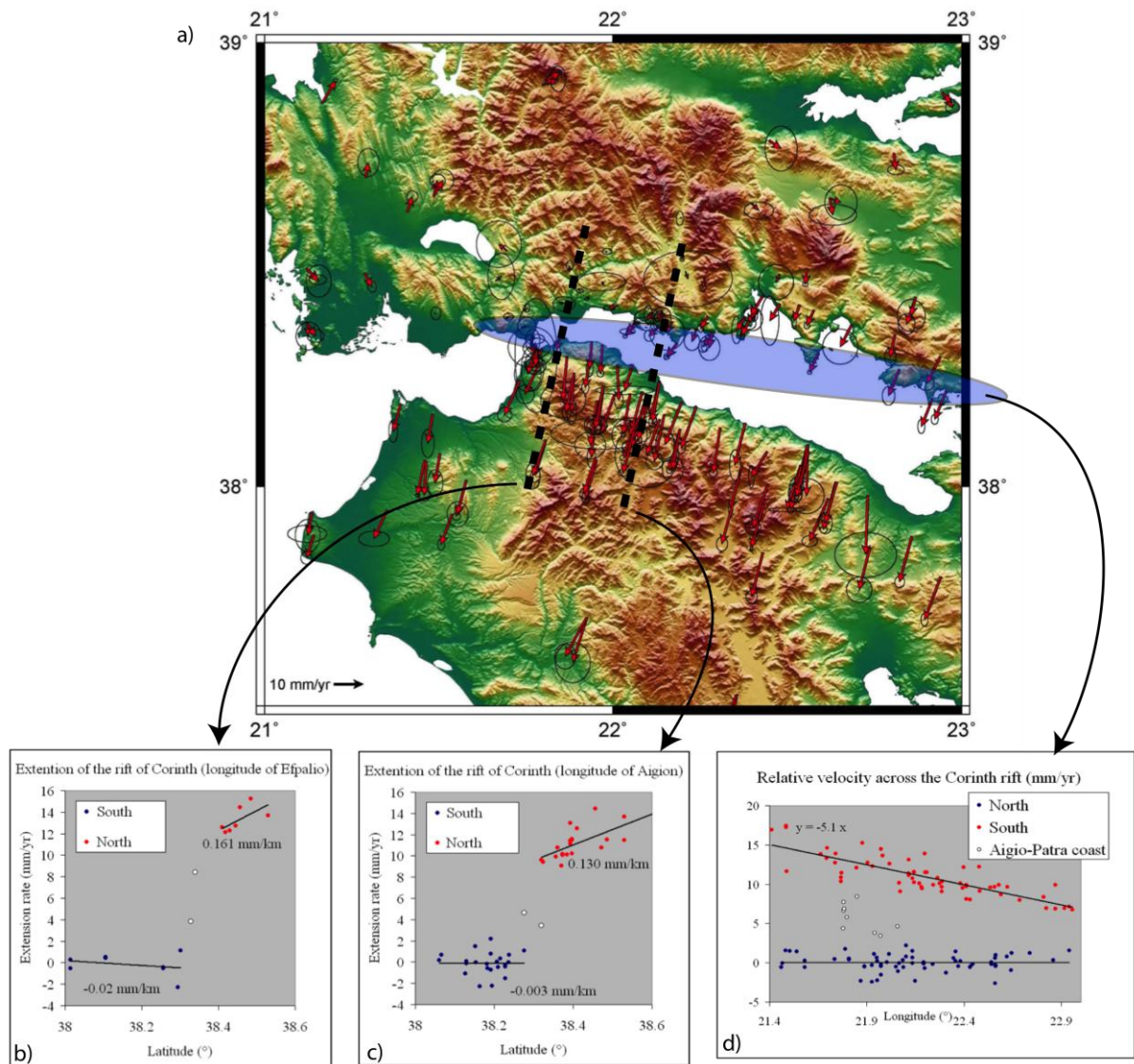


Fig. 4.5 : Taux d'extension reportée le long des sections NS recoupant l'axe du rift de Corinthe (Briole et al. com. SISCOR 2013), en prenant comme référentiel l'Europe fixe.

Les données sismologiques et géodésiques ne permettent de caractériser le comportement du rift que sur quelques dizaines d'années. Par contre, cette limite coïncide également à une transition d'un point de vue géologique, avec des failles plus anciennes à l'est (400 à 700 ka) qu'à l'ouest (0 à 400 ka ; Fig. 4.6).

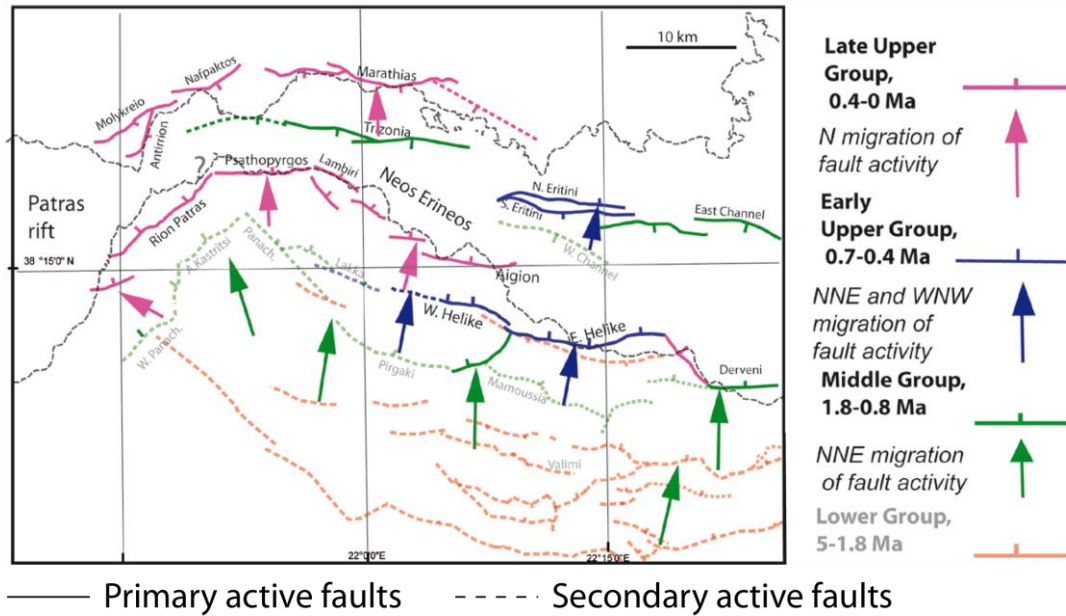


Fig. 4.6 : Carte représentant une synthèse de la migration de l'activité des failles (Ford et al. 2012 et Ford, communication SISCOR). Les différentes couleurs représentent l'âge d'initiation des failles. Les traits pleins correspondent aux failles considérées comme étant actives, les pointillés représentent les failles faiblement actives.

L'ouest du rift de Corinthe est une zone complexe caractérisée par une zone de transition entre le rift, les structures à dominante décrochante localisées dans le golfe de Patras et les structures décrochantes reliant la zone au lac de Trichonis (Fig. 4.7). Les études INSAR réalisées par Elias (2013) au niveau de cette zone permettent de mettre en évidence le comportement décrochant de la faille de Rio-Patras. Sur la base de ces résultats et des incertitudes, nous décidons de placer la limite ouest de la zone sismotectonique au niveau d'Antirion/Patras, à l'ouest de la faille de Psathopyrgos et au niveau de l'intersection des systèmes de failles de Trichonis et Rio-Patras (TLFS et RPFS sur la carte de la Fig. 4.7).

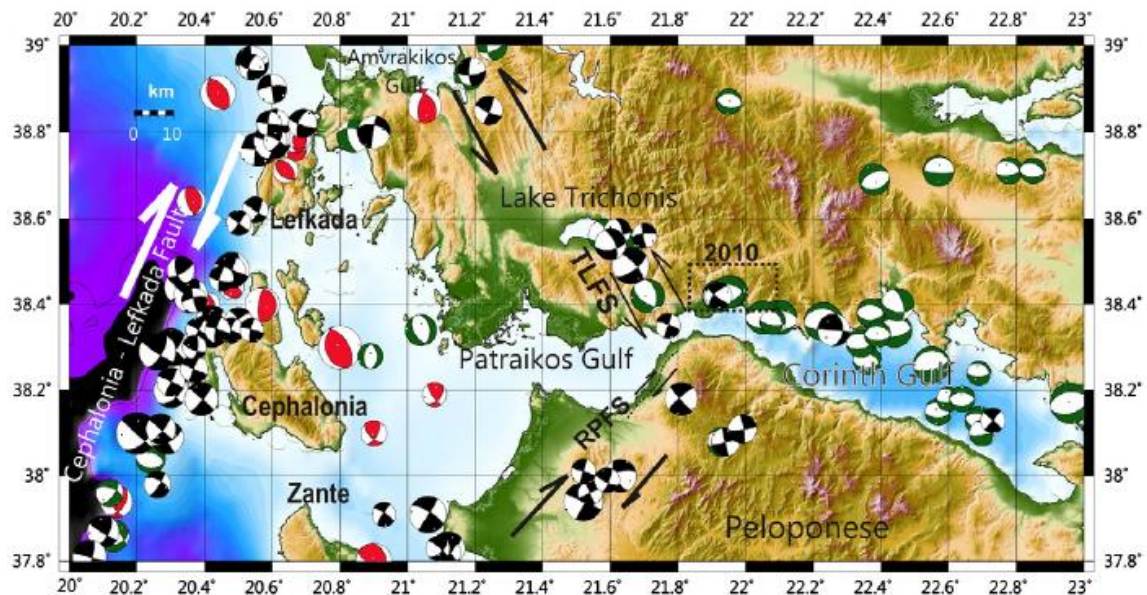


Fig. 4.7 : Carte des mécanismes au foyer et des mouvements relatifs associés pour la région située à l'ouest du rift de Corinthe (Sokos et al. 2012).

Les données sismologiques issues du catalogue (depuis 300 ans) et géodésiques (depuis 20 ans) indiquent que l'activité récente du rift se trouve essentiellement localisée au niveau du golfe. Nous décidons donc de placer les limites nord et sud là où les données géodésiques ne montrent plus de déformation (Fig. 4.5). Au sud, la limite intègre les failles d'âge correspondant à 400 –

700 ka, même si certaines ne semblent plus montrer de signes d'activité sismique récente. Les failles plus anciennes ($\geq 1,8$ Ma) ne sont pas intégrées (Fig. 4.6). Au nord, la connaissance des failles étant quasi inexistante, nous fixons la limite à $38,5^\circ$, proche de celle utilisée par Papaioannou et Papazachos (2000).

Cette thèse étant focalisée essentiellement sur la zone du CRL, la délimitation de la zone est, et particulièrement son extrémité est, n'a pas été étudiée en détail. La zone englobe donc l'extrémité est du rift dans son ensemble (les golfes de Lechaion et Alkyonides), sur la base des zones définies pour les études antérieures (Fig. 4.2). Cette zone ne sera pas analysée en détail dans cette thèse, mais sera utilisée plutôt comme point de comparaison pour l'analyse de la zone ouest.

4.2. DEFINITION DES MODELES DE DISTRIBUTION DE LA SISMICITE

L'approche probabiliste mise en place pour déterminer le risque sismique nécessite de définir une fonction de densité de probabilité pour la récurrence des séismes. Une relation définissant le taux annuel d'occurrence d'un séisme selon la magnitude considérée, est utilisée pour modéliser le comportement de la sismicité de chaque zone source considérée.

A partir de l'analyse de la sismicité sud californienne, Gutenberg et Richter (GR, 1944) déterminent des fréquences de sismicité en dénombrant les séismes selon leur magnitude pour une période de temps où l'enregistrement des événements de magnitude ciblée est jugé complet. L'observation de la répartition logarithmique de ces taux annuels λ_m en fonction de la magnitude permet de définir la relation linéaire décrite par l'équation 4.1 (Fig. 4.8 A). Cette distribution est depuis observée au niveau de nombreuses failles et régions à travers le monde (e.g. Utsu 1972)

$$\lambda_m = 10^{a-bm} = \exp(\alpha - \beta m) \quad \text{eq. 4.1}$$

Le paramètre « a » de cette relation décrit la fréquence moyenne de séismes à la magnitude 0. Etant donné que les informations pour cette magnitudes ne peuvent être complètes, voire sont carrément inexistantes, « a » est souvent défini pour la plus petite magnitude pouvant être utilisée (M_{\min}). Le paramètre « b » correspond à la pente de la droite de régression et a en général une valeur qui fluctue autour de 1. Une valeur de b inférieure à 1 indique une plus forte proportion de séismes de forte magnitude que dans le modèle « moyen » et inversement.

La distribution standard définie par Gutenberg et Richter (1944) couvrent une gamme de magnitudes infinie, de $-\infty$ à $+\infty$. La formulation de cette relation est adaptée afin d'intégrer des bornes reflétant l'état de la connaissance (M_{\min}) et les possibilités maximales de la zone source ciblée (M_{\max}). La borne minimale représente la magnitude minimale de la sismicité enregistrée dans la zone source considérée. De l'autre côté de l'échelle de magnitude, la relation standard de GR n'est pas bornée et prédit un taux de récurrence non nul pour des magnitudes très fortes. Cornell et Van Marcke (1969) introduisent la notion de séisme maximal pouvant être généré par une source sismique. Cette limite se traduit par une troncature de la distribution de magnitudes et l'introduction d'une magnitude maximale (M_{\max}). En intégrant ces bornes de magnitude, la fonction de distribution des fréquences de récurrence en fonction de la magnitude $f(m)$ pour le modèle exponentiel tronqué est reportée ci-dessous (eq 4.2 ; Fig. 4.8 ; Youngs et Coppersmith 1985).

$$f_{GR}(m) = \frac{\exp[-\beta(m - M_{\min})]}{1 - \exp[-\beta(M_{\max} - M_{\min})]} \quad (M_{\min} \leq m \leq M_{\max}) \quad \text{eq. 4.2}$$

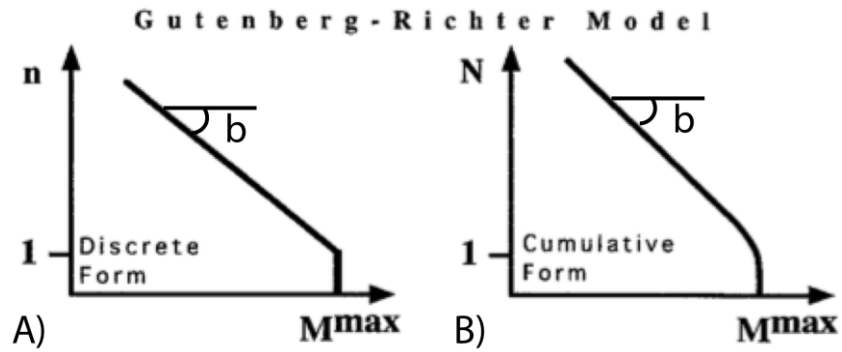


Fig. 4.8 : Schéma de la distribution de Gutenberg-Richter (GR) selon sa forme discrète (A, eq. 4.1) et sa forme cumulative (B, eq. 4.2) d'après Wesnousky (1994). Le paramètre b correspond à la pente de la distribution.

Du point de vue de l'ingénierie, les effets des petits séismes n'ont que peu d'intérêt et ne sont donc que rarement pris en compte du fait qu'ils ne génèrent que peu de dégâts significatifs (Kramer 1996). L'objectif est donc d'estimer le comportement des séismes de forte magnitude qui seront plus impactant et dangereux pour les installations. Malheureusement les catalogues de sismicité (comme celui construit pour Corinthe) ne contiennent que peu d'événements de fortes magnitudes, rendant difficile la caractérisation des taux de récurrence pour ces magnitudes. Afin d'améliorer la connaissance de ces événements, des tranchées sont réalisées au travers de l'expression des failles à la surface dans le but de retrouver les marqueurs de déplacement provoqués par les anciens séismes (paléoséismes) générés par la faille.

La réalisation d'études de tranchées au niveau des failles de Wasatch et San Andreas aux Etats-Unis (Schwartz et Coppersmith 1984) a permis la description de répétitions de déplacements similaires au cours du temps, suggérant une succession de séismes de magnitude identique. La comparaison des distributions des paléoséismes identifiés sur ces failles et des données sismologiques a permis de mettre en évidence une discordance entre les deux séries (Fig. 4.9 A ; Wesnousky 1994, Stirling et al. 1996). Afin de réconcilier ces deux distributions, Youngs et Coppersmith (1985) développe un modèle permettant d'avoir une faible valeur du paramètre a (mais un b identique au modèle GR) pour des magnitudes modérées (Fig. 4.9 A). Les équations 4.3 et 4.4 décrivent la fonction de ce modèle caractéristique f_{YC} en fonction de la magnitude (Fig. 4.9 B).

$$f_{YC}(m) = \begin{cases} \frac{\exp[-\beta(m - M_{\min})]}{1 - \exp[-\beta(M_{\max} - 0,5 - M_{\min})]} \times \frac{1}{1 + c} & (M_{\min} \leq m \leq M_{\max} - 0,5) \\ \frac{\exp[-\beta(M_{\max} - 1,5 - M_{\min})]}{1 - \exp[-\beta(M_{\max} - 0,5 - M_{\min})]} \times \frac{1}{1 + c} & (M_{\max} - 0,5 \leq m \leq M_{\max}) \end{cases} \quad eq. 4.3$$

ou

$$c = \frac{\beta \times \exp[-\beta(M_{\max} - 1,5 - M_{\min})]}{1 - \exp[-\beta(M_{\max} - 0,5 - M_{\min})]} \times 0,5 \quad eq. 4.4$$

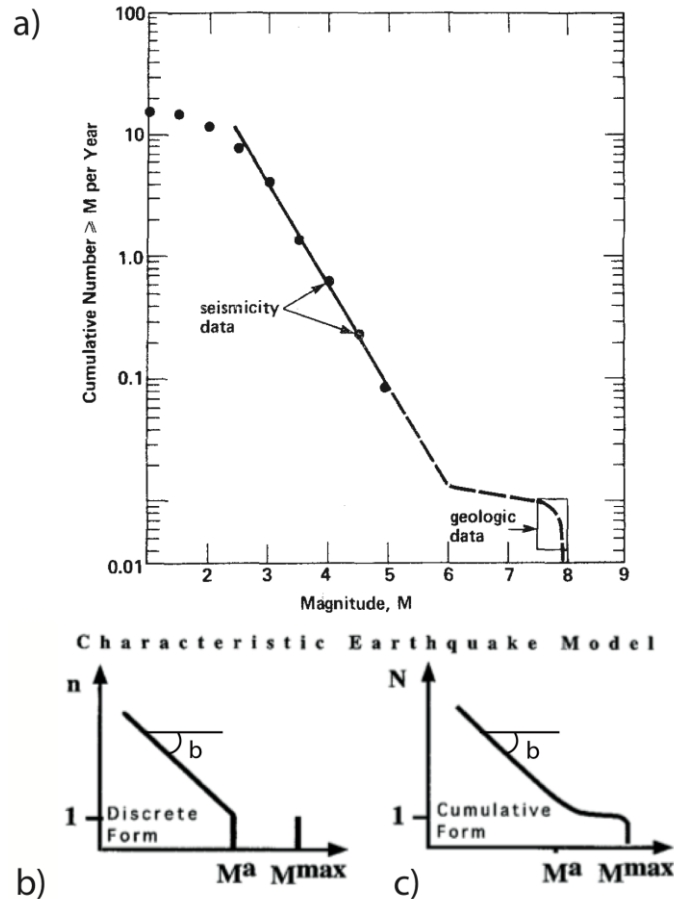


Fig. 4.9 : A) Distribution de la sismicité pour une faille établie à partir de données sismologiques et géologiques (Youngs et Coppersmith 1985 d'après Schwartz et Coppersmith 1984). B) Schéma du modèle de Youngs et Coppersmith pour la forme discrète et C) pour sa forme cumulée (Wesnousky 1994).

Selon Youngs et Coppersmith (1985), ce modèle apparaît plus approprié pour l'analyse de l'aléa sismique sur une zone source correspondant à une faille individuelle ou à des segments de failles. Les autres zones sources contenant un important nombre de failles tendent à afficher un comportement sismique de type exponentiel décrit par le modèle de Gutenberg et Richter (ex. pour une vingtaine de failles à travers le monde publiés par Stirling et al. 1996)

Dans le cadre d'études de risque sismique, il est courant d'analyser la distribution des taux annuels de sismicité de manière cumulée en fonction de la magnitude. L'expression de ces taux est définie par l'équation 4.5 où $f(m)$ correspond à la fonction de distribution considérée (exponentielle ou caractéristique) entre les bornes de magnitudes minimale et maximale et λ_0 correspond au taux annuel de sismicité défini pour la M_{\min} considérée.

$$\lambda_0 \cdot \int_{M_{\min}}^{M_{\max}} f(m) dm \quad \text{eq. 4.5}$$

La définition de ce paramètre λ_0 varie selon le type de zone source considérée ou la fonction de distribution appliquée. Dans le cadre de sources sismiques définies pour des failles, le taux de sismicité est déterminé à partir du rapport entre le taux de moment sismique pour la faille \dot{M}_O et le moment sismique maximal M_0 pouvant être généré par celle-ci, pondéré par une fonction correspondant au modèle de sismicité considéré. Le taux de moment sismique, correspondant au taux d'activité de la faille i (\bar{v}_i en m/an), est défini selon l'équation 4.6 (Kanamori et al. 1975) à partir de la vitesse de glissement actuelle de la faille i (\bar{v}_i en m/an), de sa surface (S_i en m^2) et du module de rigidité μ fixé à $3 \cdot 10^{10}$ N/m².

$$\dot{M}_O = \mu \cdot S_i \cdot \bar{v}_i \quad \text{eq. 4.6}$$

Le moment sismique maximal est obtenu à partir de la formule définissant le moment sismique (Hanks et Kanamori, 1979 ; eq. 4.7).

$$\log(Mo_{\max}) = 1,5 \times M_{\max} + 9,1 \quad \text{eq. 4.7}$$

La définition du taux de sismicité, intégrant le rapport entre le taux de moment et le moment sismique maximal, dépend également de la fonction décrivant le comportement de la sismicité entre les bornes de magnitudes minimale et maximale. Les équations 4.8 et 4.9 permettent d'obtenir respectivement les taux de sismicité pour le modèle exponentiel tronqué et pour le modèle caractéristique.

$$\lambda_0^{GR} = \frac{\dot{Mo}}{Mo_{\max}} \times \frac{(1,5 - b)(1 - \exp[-\beta(M_{\max} - M_{\min})])}{b \exp[-\beta(M_{\max} - M_{\min})]} \quad \text{eq. 4.8}$$

$$\lambda_0^{YC} = \frac{\dot{Mo}}{Mo_{\max}} \times \frac{1 - \exp[-\beta(M_{\max} - 0,5 - M_{\min})]}{\exp[-\beta(M_{\max} - M_{\min})] \left[\frac{b - 10^{-c/2}}{c - b} + \frac{b - 10^b(1 - 10^{-c/2})}{c} \right]} \quad \text{eq. 4.9}$$

4.3.DETERMINATION DES PARAMETRES DE SISMICITE

La mise en place des modèles de sismicité décrits dans le chapitre précédent nécessite la définition de plusieurs paramètres. Cette section détaille les méthodes et résultats pour la détermination de chacun d'eux, ainsi que les incertitudes associées.

4.3.1.DETERMINATION DES PARAMETRES A ET B

4.3.1.1. METHODE DE WEICHERT (1980)

La méthode de Weichert (1980) est l'une des méthodes les plus utilisées pour déterminer les valeurs de a et b de la loi de Gutenberg-Richter (ex. Californie : Wesson et al., 2003 ; Grèce : Tselentis et al., 2010 ; graben du Rhin : Vanneste et al., 2013 ; France : Beauval et al., 2004). Cette méthode s'appuie sur le principe de maximum de vraisemblance ainsi que sur les travaux d'Aki (1965), Utsu (1966) et Page (1968), en gérant les taux de sismicité calculés sur les périodes de temps complètes variant avec la magnitude.

Cette méthode est construite sur l'hypothèse que les occurrences de séismes suivent une loi de type Poisson. Ce modèle de récurrence repose sur la loi puissance et l'invariance dans le temps du taux de sismicité. Aki (1965) détermine le paramètre β avec la méthode du maximum de vraisemblance pour des magnitudes supérieures ou égales à la borne minimale M_{\min} et des valeurs de magnitude continues :

$$\beta = \frac{1}{\overline{M} - M_{\min}} \quad \text{et} \quad b = \frac{\beta}{\ln(10)} \quad \text{eq. 4.10}$$

Où \overline{M} correspond à la magnitude moyenne des événements utilisés.

Dans la pratique, les incertitudes sur les magnitudes nécessitent de regrouper les événements sismiques dans des intervalles. La dimension de ces intervalles dépend de la dimension de cette incertitude. Utsu (1965, 1966) développe une méthode prenant en compte la dimension de cet intervalle (2δ) :

$$\frac{1}{\beta \tanh(\beta\delta)} = \overline{M} - M_{\min} \quad \text{eq. 4.11}$$

Page (1968) estime β à partir des magnitudes entre M_{\min} et M_{\max} selon l'équation suivante :

$$\frac{1}{\beta} = \overline{M} - M_{\min} - \frac{M_{\max} \exp(-\beta(M_{\max} - M_{\min}))}{1 - \exp(-\beta(M_{\max} - M_{\min}))} \quad M_{\min} \leq M < M_{\max} \quad \text{eq. 4.12}$$

Ces équations permettent d'estimer la pente de la loi de Gutenberg-Richter lorsque la période couverte par le catalogue de sismicité est complète pour toutes les magnitudes supérieures ou égales à M_{\min} . Weichert (1980) développe une relation à partir de ces équations précédentes permettant de prendre en compte les séismes sur des périodes de temps différentes selon la gamme de magnitudes considérée :

$$\frac{\sum_i t_i M_i \exp(-\beta M_i)}{\sum_j t_j \exp(-\beta M_j)} = \frac{\sum_i n_i M_i}{N} = \overline{M} \quad \text{eq. 4.13}$$

où t_i correspond à la période complète associée à l'intervalle de magnitude $[M_i - \delta ; M_i + \delta]$ centrée sur M_i et contenant n_i événements, avec N le nombre total de séismes. Le paramètre β s'obtient alors par itérations. Les relations de Aki, Utsu et Page se retrouvent en posant les t_i égales à une période unique t , en supposant que la magnitude M_x est très grande et/ou en faisant tendre la largeur de l'intervalle vers 0. L'écart-type sur β est défini par l'équation 4.14 (Weichert, 1980) :

$$\sigma^2(\beta) = \frac{1}{N} \frac{\left[\sum_i t_i \exp(-\beta M_i) \right]^2}{\left[\sum_i t_i M_i \exp(-\beta M_i) \right]^2 - \sum_i t_i \exp(-\beta M_i) \sum_i t_i M_i^2 \exp(-\beta M_i)} \quad \text{eq. 4.14}$$

Le second paramètre de la loi de récurrence est le taux de sismicité λ_{M_0} correspondant au nombre annuel de séismes de magnitude supérieure ou égale à la magnitude minimale M_0 . Son estimation au sens du maximum de vraisemblance et pour des taux calculés sur des périodes de temps variables correspond à l'équation 4.15, où la variance correspondante est déterminée par la formule : λ_0/N .

$$\lambda_0 = N \frac{\sum_i \exp(-\beta m_i)}{\sum_j t_j \exp(-\beta m_j)} \quad \text{eq. 4.15}$$

4.3.1.2. RESULTATS ET ANALYSES DES PARAMETRES DE SISMICITE POUR LE RIFT DE CORINTHE

La méthode de Weichert est appliquée à la sismicité de la zone sismotectonique ouest. Les paramètres sont déterminés pour plusieurs versions de catalogues de sismicité (CRL 2005-2010 ou catalogue national 1725-2010 présenté dans le chapitre 3), avec les différentes méthodes de déclustering considérées dans cette étude (chapitre 3) et pour des M_{\min} variables (1,5 / 4,0 / 4,5 ; **Table 4.1**). Le déclustering par la méthode de Grünthal engendre un nombre réduit d'évènements dans le catalogue de sismicité (4 évènements pour le catalogue CRL avec M_{\min} de 1,5 et 5 évènements pour la M_{\min} de 4,5). Ce faible nombre de séismes est insuffisant pour la détermination des paramètres par la méthode de Weichert. A la place, nous réalisons une estimation de ces paramètres et incertitudes à partir d'une régression linéaire (**Table 4.1**).

	Catalogue	$M_{\min} 1,5$			$M_{\min} 4$			$M_{\min} 4,5$		
		a	b	Nb	a	b	Nb	a	b	Nb
Zone Ouest	Sans declustering	5,43 $\pm 0,15$	1,19 $\pm 0,02$	22 459	4,88 $\pm 0,44$	1,16 $\pm 0,13$	48	2,47 $\pm 0,41$	0,72 $\pm 0,11$	18
	Reasenberg (1985)	5,63 $\pm 0,14$	1,17 $\pm 0,02$	4935	4,82 $\pm 0,40$	1,16 $\pm 0,12$	42	2,96 $\pm 0,36$	0,82 $\pm 0,12$	18
	Grünthal	2,34 / 3,04	0,74 / 0,95	4	1,95 $\pm 0,36$	0,68 $\pm 0,11$	7	3,30	0,58	5
	Uhrhammer	2,87 $\pm 0,12$	0,68 $\pm 0,02$	495	4,18 $\pm 0,41$	1,05 $\pm 0,12$	27	2,55 $\pm 0,31$	0,72 $\pm 0,12$	15

Table 4.1 : Valeurs des paramètres a et b pour la zone sismotectonique ouest obtenues à partir de la méthode de Weichert, pour le catalogue CRL et le nouveau catalogue SISCOR et selon la méthode de declustering considérée et la M_{\min} associée. Ces résultats sont accompagnés du nombre d'événements présents dans le catalogue. Les résultats pour l'algorithme de Grünthal sont obtenus à partir de régressions linéaires.

Les valeurs de b obtenues sans declustering avec une M_{\min} de 1,5 ou de 4 sont très comparables (respectivement 1,19 et 1,16). Les valeurs du paramètre a sont différentes mais les incertitudes estimées montrent qu'elles sont cohérentes. Par contre, ces résultats pour a et b diffèrent complètement de ceux obtenus à partir d'une M_{\min} de 4,5. Cette différence entre les résultats obtenus pour les M_{\min} 4 et 4,5 est également observable pour les catalogues déclusterés, à l'exception de celui déclusteré grâce à l'algorithme de Grünthal avec des résultats très différents des autres méthodes et assez similaire quelque soit la M_{\min} considérée. La prise en compte des méthodes de declustering du catalogue de sismicité engendre des résultats assez différents selon les méthodes considérées et semble nécessiter une étude plus poussée pour définir la validité de ces méthodes pour les très petites magnitudes. Toutefois, les résultats obtenus pour ces petites magnitudes sont concordants avec les résultats définis pour une $M_{\min}=4$ en considérant les catalogues non déclusteré ou ceux obtenus après application des algorithmes de Reasenberg et Grünthal (**Table 4.1**). Les résultats obtenus pour l'algorithme de Grünthal avec une $M_{\min}=1,5$ possèdent de très fortes incertitudes, mais ceux obtenus pour l'algorithme de Reasenberg sont concordants avec les estimations obtenues pour une $M_{\min}=4$ ce qui peut valider ces estimations.

Les résultats obtenus pour ces différentes M_{\min} (selon le declustering de Reasenberg) sont reportés dans la **Fig. 4.10** avec les données des catalogues en terme de taux de sismicité. Ainsi, il est observé une bonne corrélation entre les courbes représentant la micro-sismicité et la sismicité pour $M_{\min}=4$. Par contre, une rupture de pente est observée pour $M_{\min}=4,5$ (pente b de 0,82 à la place de 1,16-1,17). Ces résultats tendent à démontrer un comportement différent de la sismicité de faible magnitude ($M < 5$) par rapport aux plus fortes magnitudes ($M \geq 5$), symbolisé par la rupture de pente des taux de sismicité et des valeurs de b plus faibles pour les fortes magnitudes. Des observations similaires peuvent également être faites pour le catalogue non déclusteré et le catalogue déclusteré avec l'algorithme d'Uhrhammer. L'invariance des paramètres avec M_{\min} pour le catalogue déclusteré par la méthode de Grünthal, peut s'expliquer par la forte réduction du nombre d'événements (ex : 7 séismes de $M \geq 4$ pour $\approx 40-50$ avec les deux autres méthodes).

Ces résultats suggèrent que la zone sismotectonique ouest posséderait donc un comportement sismique plus proche d'un comportement de type Youngs et Coppersmith que de type Gutenberg-Richter (chap. 4.2), alors que le premier est d'habitude exclusivement considéré pour décrire le comportement sismique des failles.

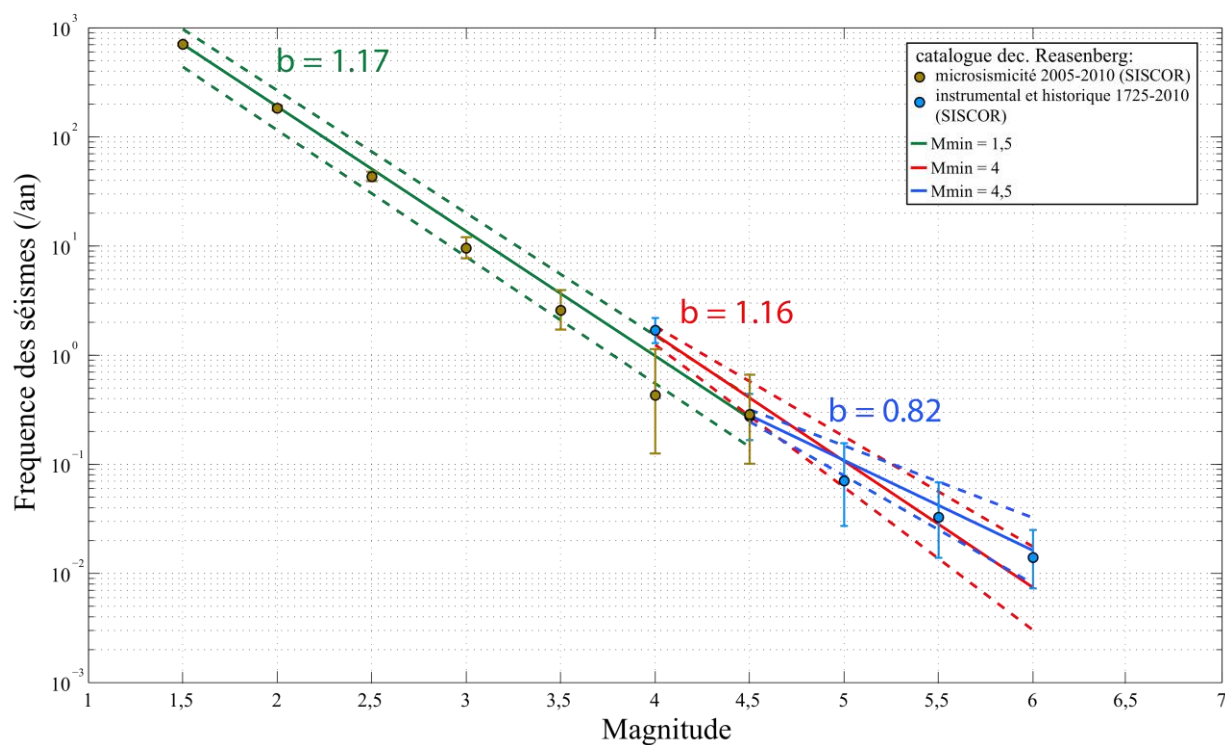


Fig. 4.10 : Evolution du paramètre b déterminé par la méthode de Weichert (1980) pour différentes M_{\min} (1,5 / 4 / 4,5) pour les catalogues de sismicité de la zone ouest, déclusterés selon la méthode de Reasenberg. Les pointillées représentent les incertitudes des paramètres a et b .

Ces paramètres sont également calculés pour la zone sismotectonique est et le rift dans son ensemble pour les deux M_{\min} 4 et 4,5 (Table 4.2). Les paramètres a et b de la zone dépendent peu de la M_{\min} considérée. Au niveau du rift dans son ensemble, cette différence est plus visible (ex : pour le catalogue déclusteré par Reasenberg, b vaut 0,96 et 0,78 pour une M_{\min} de 4 et de 4,5 respectivement).

Un taux de sismicité important est observé pour la gamme de magnitudes [3,5-4[issue du catalogue SISCOR construit dans le chapitre 3, entraînant des valeurs de b très élevées ($b > 1,8$ sans déclustering et $b \approx 1,45$ avec un déclustering selon Reasenberg). Ce nombre important de séismes peut traduire un comportement particulier de la sismicité autour de cette gamme de magnitudes. Le fait de ne pas retrouver ces observations au niveau du catalogue CRL sur une période similaire permet de supposer que ce taux ne correspond pas à un comportement réel mais plutôt à un artefact du catalogue (par ex. une incertitude importante sur la magnitude). La $M_{\min}=3,5$ n'est donc pas considérée dans cette étude, mais nécessite un approfondissement pour valider ou non l'existence d'un comportement particulier.

Zone	Catalogue	M _{min} 4			M _{min} 4,5		
		a	b	Nb	a	b	Nb
Zone Ouest	Sans declustering	4,88 ±0,44	1,16 ±0,13	48	2,47 ±0,41	0,72 ±0,11	18
	Reasenber (1985)	4,82 ±0,40	1,16 ±0,12	42	2,96 ±0,36	0,82 ±0,12	18
	Grünthal	1,95 ±0,36	0,68 ±0,11	7	3,30	0,58	5
	Uhrhammer	4,18 ±0,41	1,05 ±0,12	27	2,55 ±0,31	0,72 ±0,12	15
Zone Est	Sans declustering	3,88 ± 0,15	0,87 ± 0,05	88	3,32 ± 0,24	0,80 ± 0,07	57
	Reasenber (1985)	3,71 ± 0,17	0,85 ± 0,06	69	2,88 ± 0,25	0,73 ± 0,07	43
	Grünthal	2,43 ± 0,16	0,63 ± 0,06	36	1,92 ± 0,23	0,56 ± 0,07	28
	Uhrhammer	3,69 ± 0,18	0,86 ± 0,06	64	2,76 ± 0,26	0,71 ± 0,07	39
Rift de Corinthe	Sans declustering	4,45 ± 0,13	0,96 ± 0,05	136	3,35 ± 0,20	0,78 ± 0,06	75
	Reasenber (1985)	4,27 ± 0,15	0,93 ± 0,06	112	3,11 ± 0,21	0,75 ± 0,06	62
	Grünthal	2,57 ± 0,13	0,64 ± 0,05	47	1,80 ± 0,18	0,52 ± 0,05	35
	Uhrhammer	4,09 ± 0,15	0,91 ± 0,06	96	2,91 ± 0,21	0,71 ± 0,06	54

Table 4.2 : Valeurs des paramètres de sismicité *a* et *b* pour les zones sismotectoniques ouest et est, ainsi que pour l'ensemble du rift de Corinthe.

Les valeurs de *a* et *b* obtenues dans les études précédentes présentent une certaine variation. Ainsi les 3 zones sismotectoniques définies par Papioannou et Papazachos (2000) sont caractérisées par des valeurs similaires ($b \approx 0,9$; **Table 4.3**) obtenues à partir de l'analyse de la sismicité en considérant une M_{min} de 4,5 (mais sans mention de traitement de déclustering). Les résultats obtenus par SHARE sont issus de l'analyse d'un catalogue déclusteré par la méthode de fenêtrage selon l'algorithme de Grünthal. Le paramètre *b* ainsi obtenu possède une valeur de 0,745, inférieure aux résultats de l'étude précédente.

Zones	a	b	M _{min}	Références
Rift de Patras Zone 42	4,54	0,96	4,5	<i>Papioannou et Papazachos, 2000</i>
Rift de Corinthe Ouest Zone 43	4,68	0,93	4,5	<i>Papioannou et Papazachos, 2000</i>
Rift de Corinthe Est Zone 44	4,59	0,92	4,5	<i>Papioannou et Papazachos, 2000</i>
Rift de Corinthe Zonage SHARE	3,06	0,745	4,1	<i>SHARE, 08/2013</i> <i>www.share-eu.org</i>

Table 4.3 : Valeurs de *a*, *b* et M_{min} dans les zones sismotectoniques caractérisant le rift de Corinthe, publiées dans les précédentes études.

En considérant une même M_{min} , nos résultats sont globalement différents des résultats déjà publiés (**Table 4.3**). Pour une M_{min} de 4,5, les valeurs de *a* ($\approx 4,5-4,7$) et *b* ($\approx 0,92-0,96$) obtenues par Papioannou et Papazachos (2000) sont plus élevées que nos valeurs, quelque soit le catalogue considéré (entre 0,7 et 0,8 pour *b* dans la zone ouest). Pour une M_{min} de 4, les estimations de *b* de SHARE ($b = 0,745$), sont inférieures aux valeurs obtenues par Papioannou et Papazachos à partir d'une $M_{min}=4,5$.

Les paramètres *a* et *b* publiés par SHARE sont calculés à l'échelle d'une zone sismotectonique comprenant l'ensemble du rift de Corinthe (**Fig. 4.2**). Ces résultats sont obtenus à partir d'un catalogue déclusteré avec l'algorithme de Grünthal, pour une $M_{min} \approx 4$.

L'application de la méthode de Weichert pour ce catalogue et cette zone permet d'obtenir des paramètres a et b différents de ceux publiés ($a=2,5$ et $b=0,64$). La définition de ces paramètres à partir d'une régression linéaire permet de retrouver les estimations publiées (Fig. 4.11). Ces résultats permettent de mettre en évidence l'impact que peut avoir l'utilisation de différentes méthodologies sur les estimations des paramètres a et b .

Nous analysons les différentes versions du catalogue construit dans le chapitre 3 (déclusteré avec les algorithmes de Reasenber et Grünthal) pour cette zone définie par le projet SHARE. Les estimations réalisées pour le catalogue déclusteré selon l'algorithme de Grünthal permet d'obtenir des paramètres similaires à ceux publiés par SHARE, malgré l'utilisation de la méthode de Weichert ($a=3,06$ et $b=0,7\pm 0,04$). Par contre, l'analyse du catalogue déclusteré selon la méthode de Reasenber donne des paramètres complètement différent de ceux publiés par SHARE ($a=4,49$ et $b=0,95$). Ces résultats confirment l'impact de la méthodologie de déclustering sur l'estimation des paramètres de sismicité. De plus, malgré l'emploi d'une méthode différentes pour estimer ces paramètres, nous obtenons des estimations de a et b similaires entre leur catalogue et le notre, déclusteré selon le même algorithme (Fig. 4.11).

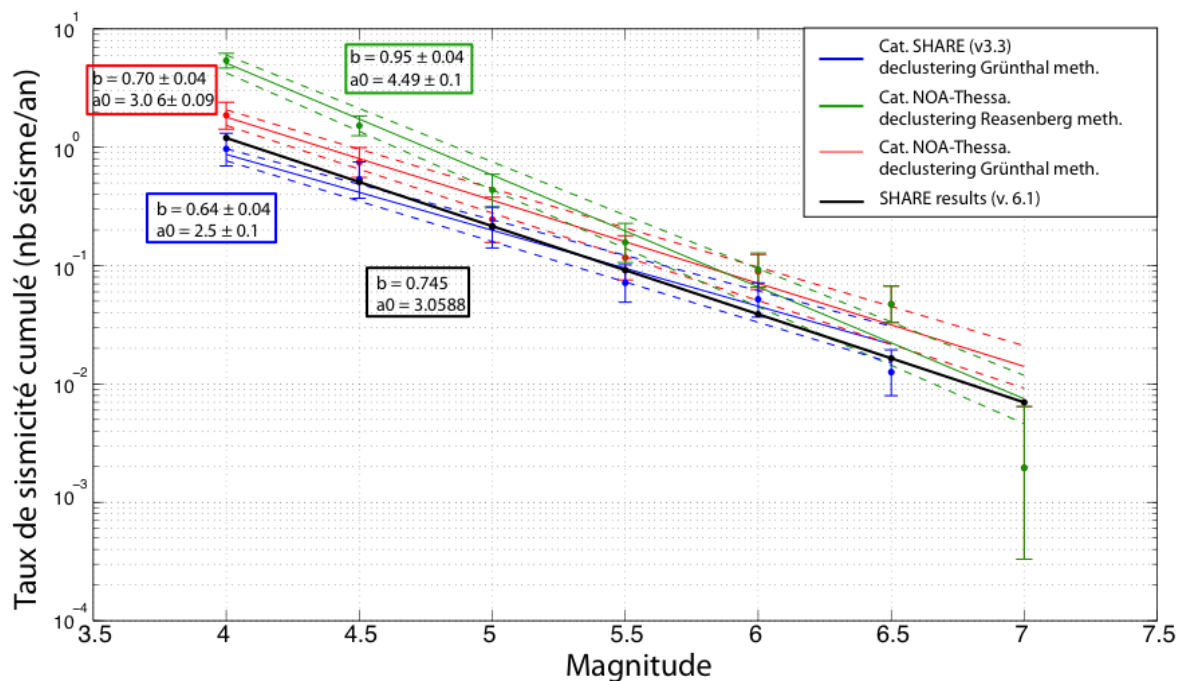


Fig. 4.11 : Comparaison des valeurs de a et b pour la zone sismotectonique définie dans le projet SHARE. Les couleurs représentent les différents catalogues considérés : bleu = catalogue SHEEC publié par SHARE et déclusteré par l'algorithme de Reasenber (1985) ; vert = catalogue construit dans cette étude et déclusteré selon l'algorithme de Reasenber (1985) ; rouge = même catalogue mais déclusteré selon l'algorithme de Grünthal (2009) ; noir = résultats publiés par SHARE.

La détermination des paramètres de sismicité par le groupe SHARE est réalisée avec un pas de magnitude plus petit (0,2) que celui considéré pour notre étude (0,5). Afin de s'assurer de l'impact potentiel de cette modification de pas, nous avons testé pour certains catalogues l'utilisation d'un pas de 0,2 similaire à celui utilisé par SHARE. Une légère variation est observée, mais aucune modification significative n'est à reporter pour la détermination des paramètres a et b .

4.3.1.3. CONCLUSIONS SUR LA DEFINITION DES PARAMETRES A ET B

Les valeurs de a et b obtenues pour les différentes zones sismotectoniques et catalogues permet d'émettre plusieurs hypothèses et conclusions qui seront intégrées dans la conception de l'arbre logique et prises en compte pour la détermination des P.O.S (Fig. 4.12).

- Ces résultats permettent dans un premier temps de confirmer l'impact que peut avoir la mise en place de différentes méthodes de déclustering. Ainsi les estimations des paramètres a et b peuvent varier de manière importante (par exemple entre 0,58 et 1,16

pour le paramètre b selon la M_{min} ou la méthode de déclustering considérée). L'utilisation des algorithmes de Reasenberg ou d'Uhrhammer conduit à une valeur de b plus importante que celle déduite de l'algorithme de Grünthal.

- La valeur de la magnitude minimale M_{min} considérée conduit également à des variations dans l'estimation des paramètres décrivant les modèles de sismicité. Cette variation est particulièrement visible au niveau de la zone sismotectonique de l'ouest du rift. Il est possible que cela traduise un comportement différent des taux de sismicité entre les événements de faible magnitude et ceux de plus forte magnitude. Ce changement de comportement se produirait autour de la magnitude 5. Le comportement observé au niveau des magnitudes comprises entre 4 et 5 est confirmé à l'ouest par l'analyse des taux de sismicité de la micro-sismicité. Ces résultats suggèrent donc un comportement de type Youngs et Coppersmith dans la zone sismo-tectonique ouest.
- Au vu de ces résultats, nous intégrons dans notre arbre logique les différentes méthodes de déclustering, et pour chacune d'elles nous considérons les deux valeurs de M_{min} utilisées. La pondération attribuée à chaque branche est discutée plus loin dans ce chapitre, au niveau de la mise en place des différents modèles de répartition de la sismicité en fonction de la magnitude (répartition de type Gutenberg-Richter ou de type Youngs et Coppersmith).

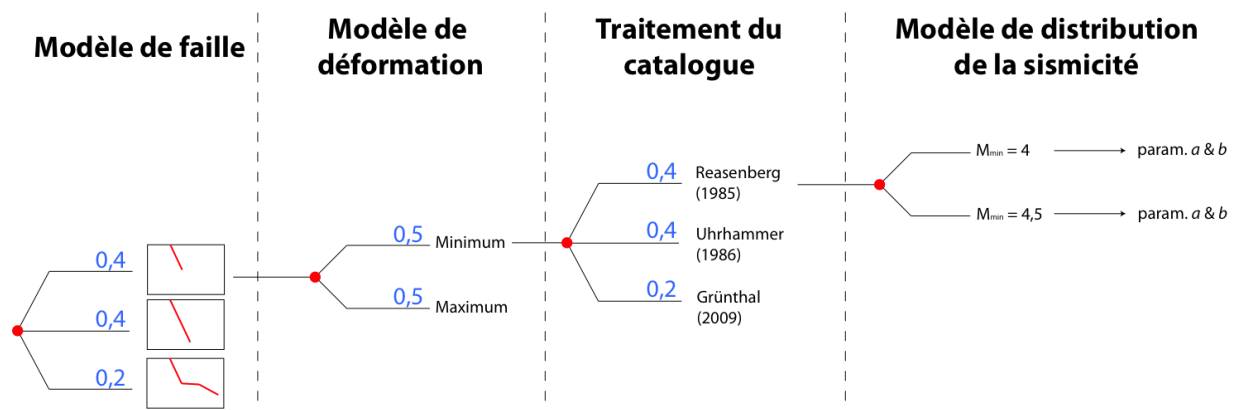


Fig. 4.12 : Exemple d'arbre logique considéré dans cette étude, jusqu'à la détermination de différents paramètres a et b selon la M_{min} considérée. Les pondérations associées sont discutées plus loin dans ce chapitre.

4.3.2. ESTIMATION DE LA MAGNITUDE MAXIMALE (M_{MAX})

4.3.2.1. METHODOLOGIES

L'introduction d'une valeur M_{max} dans les calculs de risque a été imposée par une partie de la communauté scientifique qui considère que le risque sismique doit intégrer des séismes de magnitude raisonnable au vu des connaissances. La formulation originale de PSHA (« Probability Seismic Hazard Assessment ») par Cornell (1968) n'incluait pas cette borne maximale. Cependant, il notait que les séismes de forte magnitude sont des événements rares (c.a.d. avec une « très petite » probabilité de se produire) pour lesquels les hypothèses de modélisation sont difficilement vérifiables. Cornell et Vanmarcke (1969) et Cornell (1971) modifient la formulation de 1968 en introduisant le paramètre M_{max} . Chinnery (1979) résume différents arguments physiques indiquant que la magnitude doit être limitée, cette limite dépendant des régions considérées. Wheeler (2009) compile les différentes méthodes considérées dans les études PSHA, ainsi que leurs avantages et inconvénients. Cependant l'estimation de M_{max} continue de poser un défi à la communauté scientifique, notamment après le séisme de Tohoku au Japon en mars 2011 ($M_w=9,1$) qui souligne l'impact d'une mauvaise estimation de la M_{max} (autour de 7,7 pour la zone correspondante au séisme) dans la mise en œuvre d'études sur le risque sismique (Kagan et Jackson 2011).

L'estimation la plus simple consiste à considérer pour M_{\max} la magnitude du plus fort séisme connu M_{obs} . Cette approche nécessite un catalogue de sismicité couvrant une période de temps assez importante. La détermination de la sismicité historique et l'étude des paléoséismes permettent d'avoir une vision de la sismicité plus étendue dans le temps, permettant une estimation plus robuste des magnitudes maximales pouvant être générées. Au mieux, la M_{obs} pourra correspondre à une borne minimale de la M_{\max} . Il est courant d'associer un incrément à la M_{obs} afin de réduire une potentielle sous-estimation de la M_{\max} (e.g. Tselentis et al. 2010 ; Stucchi et al. 2011).

Une autre approche, couramment utilisée, définit la M_{\max} à partir des caractéristiques géologiques, sismologiques et géophysiques de la zone considérée. Les dimensions des zones sources sismogéniques, la longueur maximale des failles peuvent permettre d'estimer la longueur de la plus large zone de rupture potentielle (Wheeler, 2009 d'après Budnitz et al., 1997). Une estimation de la M_{\max} est alors obtenue à partir de la dimension maximale de la rupture pouvant être générée, issue de lois d'échelle reliant la dimension de la rupture à la magnitude (Wells et Coppersmith, 1994 ; Leonard, 2010). Il est préférable que les M_{\max} ainsi définies soient validées par un séisme historique ou un paléoséisme associé à cette faille.

A défaut d'avoir les informations nécessaires dans la zone d'étude, la M_{\max} peut être estimée par rapport à l'analyse d'une région analogue possédant des caractéristiques géologiques et sismiques similaires (Wheeler, 2009). Ces zones sources analogues peuvent être caractérisées par des séismes historiques de magnitude plus importante que celles observées dans la zone source étudiée. Si la M_{obs} d'une zone source analogue est considérée comme plausible pour la zone cible et pour les autres zones sources analogues, elle sera utilisée pour contraindre la M_{\max} de la zone source étudiée (eg : Chaudronnier, 1994 ; Cornell, 1994).

Il existe d'autres méthodes pouvant être considérées pour déterminer M_{\max} (statistique, probabiliste, etc. ; Wheeler, 2009 ; Kijko, 2004), mais étant moins courantes, elles ne seront pas détaillées dans cette étude.

L'estimation de ce paramètre est associée à de nombreuses incertitudes, essentiellement dues à la courte fenêtre de temps de nos observations par rapport à des temps de récurrence potentiellement très grands. La paléosismologie nous permet d'élargir la fenêtre de temps dans certaines régions, bien que l'interprétation de ces études soit empreinte de grandes incertitudes. Ces inconvénients sont repris par Kagan (1997, 2002, 2006, 2011) qui considère que la distribution sismique d'une zone n'est pas bornée par une M_{\max} , il définit une magnitude coin (M_c) au-delà de laquelle des événements de magnitude plus importante peuvent survenir mais avec une fréquence très faible. Cette vision, peu considérée dans les études de détermination d'aléa sismique, n'a pas pu être intégrée à cette étude mais nécessiterait d'être prise en compte dans le futur. La prise en compte d'un tel paramètre pourrait éviter de sous-estimer le potentiel sismogénique d'une zone, tel que ce fut le cas pour Tohoku (Kagan et Jackson, 2011).

Les variations de M_{\max} impactent différemment les courbes de distribution du taux de sismicité en fonction de la magnitude, selon le type de zone source considéré. Le modèle construit à partir des failles permet d'intégrer les vitesses de glissement et donc de considérer un taux de moment constant. Pour ce cas, une diminution de la M_{\max} entraîne l'augmentation des taux de sismicité pour les magnitudes plus petites (Youngs et Coppersmith, 1985). Dans le cas d'une zone source plus importante, le modèle n'intègre plus un taux de moment constant mais un taux de sismicité constant ne générant aucun impact de la variation de la M_{\max} sur les taux de sismicité des plus petites magnitudes (**Fig. 4.13**).

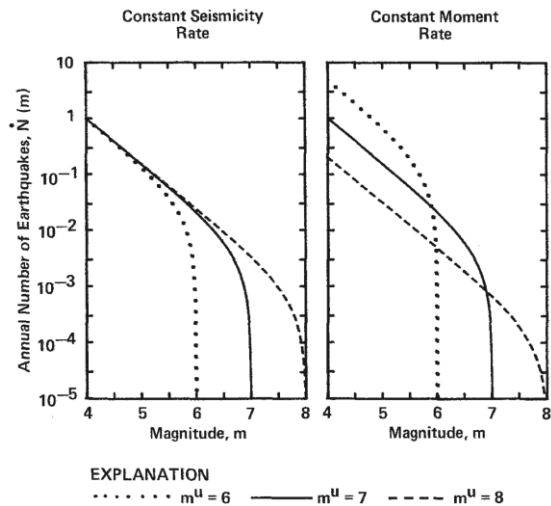


Fig. 4.13 : Effet de la variation de M_{max} (μ) sur une relation de récurrence pour une faille (Youngs et Coppersmith 1985).

4.3.2.2. RESULTATS

Le catalogue construit au chapitre 3 permet de déterminer la plus forte M_{obs} dans chacune des zones sismotectoniques étudiées. Les séismes instrumentaux possèdent une localisation et une magnitude bien contraintes mais très peu de forts séismes ont été enregistrés par les réseaux sismologiques, et ils sont tous localisés dans la zone est. Le plus important d'entre eux est le séisme de $M=6,6$ de 1981, localisé à l'est du rift (Fig. 4.14).

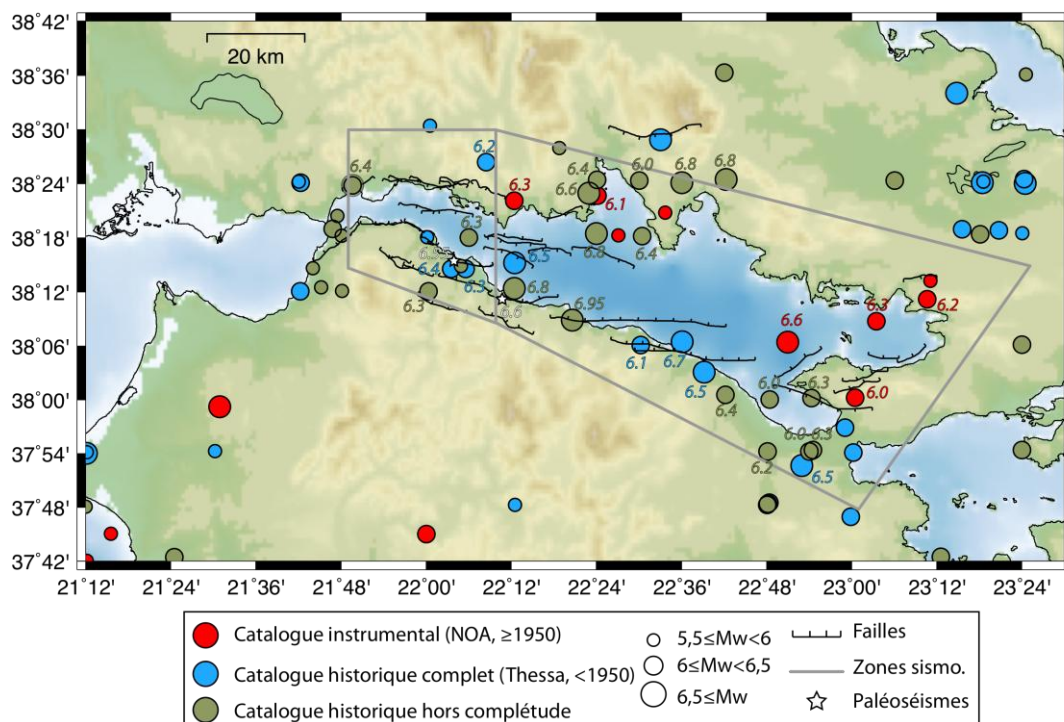


Fig. 4.14 : Carte de la sismicité ($M \geq 5,5$) du rift de Corinthe issue du catalogue construit pour cette étude. Les magnitudes sont précisées pour les séismes de $M \geq 6$ localisés dans les deux zones sismotectoniques (cadres gris). Les séismes en rouge correspondent aux séismes instrumentaux, en bleu aux séismes historiques présents dans la période de temps complète, et en vert les séismes antérieurs à cette date de complétude.

Les séismes historiques présentent des incertitudes assez importantes de localisation et de magnitude, comme l'a montré la réévaluation de certains évènements réalisée par Albin et al. au sein du groupe SISCOR (tableau 3.5, pers. com. 2013 ; cf. chap. 3). Le plus fort séisme localisé dans la zone ouest est un séisme de magnitude 7,1 ayant eu lieu en 1444 ou 1450. La magnitude de ce séisme est très incertaine, celui-ci étant référencé uniquement à Nafpaktos (chap. 3.3.3.2 ; Albin et al. SISCOR 2013). Papazachos et Papazachou (2003) le situe assez loin au niveau de la mer ionienne. Mis à part cet évènement, les plus importants

de la zone sont les séismes de 1462 et 1817 avec une magnitude estimée de 6,4 (**Fig. 4.12**). A l'est, plusieurs séismes sont référencés avec une magnitude de 6,8 (373 av. JC au niveau d'Helike Est, 361 et 551 au centre du rift sur la côte nord) et même un événement avec une magnitude estimée à 6,95 (1402, localisé à l'extrémité ouest de la faille de Dervini).

Ces observations sont complétées par les études de tranchées réalisées pour quelques failles du rift de Corinthe : Psathopyrgos, Aigion (Pantosti et al., 2004) et Helike Est (Koukouvelas et al., 2005). A partir des déplacements des paléoséismes mesurés sur les failles d'Aigion et Helike Est (cf. chap. 2.4.2), nous utilisons une loi d'échelle pour estimer la magnitude correspondante (Wells & Coppersmith, 1990).

- Au niveau de la faille d'Aigion, les déplacements verticaux les plus importants reportés pour cette faille sont compris entre 0,6 et 1 m (site AFC ; Pantosti et al., 2004). En considérant ce déplacement comme maximum, la magnitude correspondante estimée à partir de lois d'échelle (Wells et Coppersmith, 1994) est de 6,55 avec une incertitude donnant des bornes minimale et maximale de 6,2 et 6,9.
- Les déplacements verticaux les plus importants observés au niveau de la faille d'Helike Est sont mesurés à ≈ 1 m (Koukouvelas et al., 2001 et 2005). En considérant ce déplacement comme maximal, la magnitude associée est de 6,6 (les incertitudes donnant une gamme de magnitude de 6,3 – 6,95).

Une M_{\max} est définie pour chacune des failles présentes dans la zone d'étude à partir de leur géométrie et des lois d'échelle développées pour les failles normales (Wells et Coppersmith, 1994 ; Leonard, 2010). Les estimations de M_{\max} obtenues à partir des paramètres de longueur, épaisseur et surface des plans de faille sont reportées dans le tableau **Table 4.4**, pour les différentes hypothèses de géométrie établies dans le chapitre 2.

	Failles		Longueur	Largeur	Surface
Zone sismo. ouest	Psathopyrgos	1	6,1	5,8	5,9
		2	6,1	6,4	6,2
		3	6,1	6,8	6,4
	Trizonia		6,2	5,9	6,1
	Marathias		6,5	5,9	6,2
	Neos-Erineos		6,2	6,0	6,1
	Helike Ouest	1	6,2	6,0	6,1
		2	6,2	6,5	6,4
	Aigion		6,1	6,0	6,0
Pyrgos		6,2	5,7	6,0	
Zone sismo. est	Helike Est	1	6,4	6,0	6,2
		2	6,4	6,5	6,5
		3	6,4	7,0	6,7
	West Channel		6,2	5,3	5,7
	South Erratini		6,3	6,1	6,2
	North Erratini		6,3	5,8	6,0
	Faille aveugle 1995		6,4	6,5	6,4
East Channel		6,6	5,7	6,3	

Table 4.4 : Tableau récapitulatif des M_{\max} obtenues à partir des lois d'échelle (Wells et Coppersmith, 1994 ; Leonard, 2010) pour les paramètres de longueur, épaisseur et surface établies pour chacune des hypothèses développées dans le chapitre 2. Les numéros correspondent aux différentes hypothèses de géométrie : 1= simple pendage avec un enracinement à 7km de profondeur ; 2= simple pendage avec un enracinement à 12km de profondeur ; 3= géométrie à multiple pendage.

Les M_{\max} estimées à partir des lois d'échelle pour les failles considérées dans la zone d'étude sont de manière générale inférieures aux M_{obs} . La géométrie considérée pour la faille d'Aigion permet de générer au maximum un séisme de magnitude 6,1 alors que certains séismes historiques associés à cette faille ont une magnitude de 6,4 et que les paléoséismes observés ont produit un déplacement associé à une magnitude de 6,55. Pour la faille d'Helike Est, les M_{obs} (6,6) correspondent aux M_{\max} déterminées seulement pour les hypothèses de géométrie 2 et 3 (**Table 4.4**).

Ces hypothèses de géométrie sont considérées pour les failles de Psathopyrgos et Helike mais pas pour la faille d'Aigion (cf. chap. 2). Afin d'expliquer la différence entre ces estimations de la M_{\max} nous sommes amenés à considérer l'existence de ruptures produites par plusieurs failles simultanément.

4.3.2.3. ETUDE DES CAS DE RUPTURE SIMULTANEE DE FAILLES

Les magnitudes estimées pour les paléoséismes de la faille d'Aigion suggèrent que certains correspondent à une rupture simultanée de plusieurs failles, générant un séisme de magnitude plus importante que si ces failles rompaient de manière indépendante. Wesnousky (2006, 2008) a compilé les ruptures de surface de plusieurs séismes dans le but de caractériser les distances minimales entre les failles ayant rompues simultanément, mais aussi les distances minimales avec les failles les plus proches n'ayant pas participé à la génération du séisme. La base de données des cas de ruptures simultanées construite par Wesnousky est principalement composée d'observations de systèmes décrochants (22 séismes étudiés). Il détermine une distance limite entre les failles de 3-4 km en deçà de laquelle la propagation de rupture d'une faille à une autre est possible. L'analyse pour les failles normales présente plus de difficultés due au faible nombre de cas recensé (7 références ; Wesnousky, 2008) ainsi qu'au manque d'information sur les géométries en profondeur.

Les cas présentés dans Wesnousky sont réanalysés et complétés par de nouveaux séismes pour atteindre 13 cas. Pour chacun de ces séismes nous estimons la distance minimale entre les failles ayant rompu simultanément (Tableau 4.5). Aujourd'hui, grâce à la mise en place de réseaux sismologiques, il est possible de distinguer l'occurrence d'évènements à quelques secondes d'intervalles (ex : séisme d'Irpinia avec 3 chocs séparés de 20s ; **Fig. 4.15**). Pour les séismes historiques, les données permettant d'estimer la magnitude permettent difficilement de distinguer deux évènements survenant à quelques heures voir quelques jours d'intervalle. La vision temporelle pour un paléoséisme est encore moins précise, de l'ordre de l'année. Il apparaît donc probable que l'estimation de la magnitude de séismes historiques ou de paléoséismes puisse être surévaluée par la succession rapide de plusieurs évènements assez proche les uns des autres, comme observé à Corinthe avec les trois séismes de $M \geq 6$ en 1981. Il serait alors difficile de distinguer les différentes ruptures de surface de ces séismes alors que l'incertitude au niveau de la datation est bien plus importante que l'écart temporel entre ces évènements (**Fig. 4.15**).

Ainsi, par rapport à l'étude réalisée par Wesnousky (2008), nous complétons les cas de ruptures simultanées observées avec des cas de ruptures successives, tels que les séismes de 1981 caractérisés par l'occurrence de 3 évènements de $M \geq 6$ chacun généré par une faille différente et avec un temps de 4h entre les deux premiers et environ 4 jours entre le 2^e et 3^e (Hubert et al., 1996).

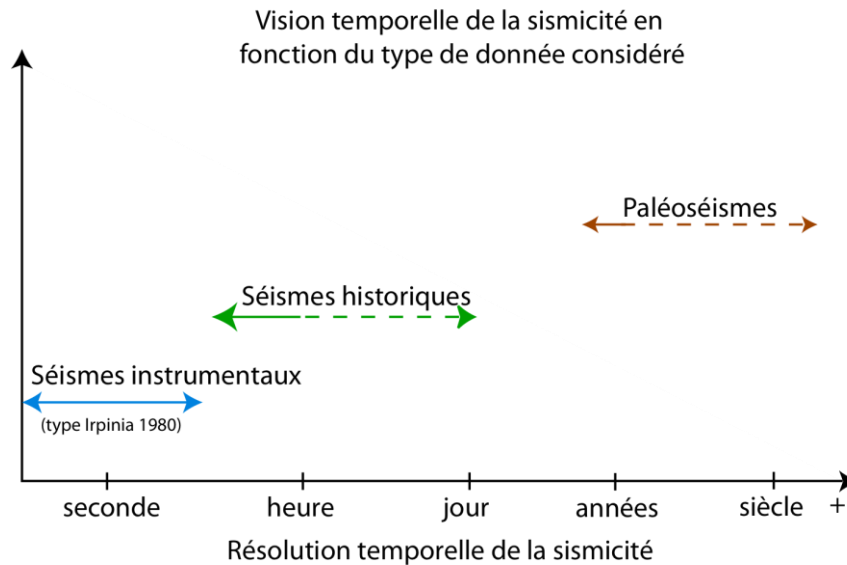


Fig. 4.15 : Vision temporelle de la sismicité permettant la distinction entre deux évènements selon le type de séisme considéré : instrumental, historique ou paléoséisme.

ID	Séisme	année	lieu	Référence
1	Sonora	1887	Basin & Range, Mexique	Bull et al. 1988
2	Acambay	1912	Mexique	Langridge et al. 2000
3	Pleasant Valley	1915	Basin & Range, USA	Zhang et al. 1999
4	Plovdiv	1928	Bulgarie	Dimitri et al. 2006
5	Fairview Peak	1954	Basin & Range, USA	Caskey et al 1987
6	Dixie Valley	1954	Basin & Range, USA	Zhang et al. 1999
7	Hebgen Lake	1959	Basin & Range, USA	Doser 1985 Barrientos et al. 1987 Zhang et al. 1999
8	Irpinia	1980	Appenins, Italie	Bernard et al. 1989 Lancieri et al. 2009 DISS3, http://diss.rm.ingv.it/diss/
9	Corinthe	1981	Rift de Corinthe, Grèce	Hubert et al. 1996
10	Borah Peak	1983	Basin & Range, USA	Crone & Machette 1984 Barrientos et al. 1987 Zhang et al. 1999
11	Edgecumbe	1987	Nouvelle-Zélande	Beanland et al. 1989, 1990
12	Colfiorito	1997	Appenins, Italie	Boncio et al. 2000, 2004 DISS3, http://diss.rm.ingv.it/diss/
13	Hamadoori	2011	Japon	Mizoguchi et al. 2011

Table 4.5 : Bestiaire des cas référencés de séismes générés par la rupture simultanée de plusieurs failles normales ou segments de failles normales.

Pour chacun de ces séismes, les distances entre les failles sont reportées dans la Fig. 4.16, accompagnées de figurés symbolisant l'orientation des failles les unes par rapport aux autres. Dans le cas d'une rupture de faille antithétique (ex. Irpinia en 1980 ou Corinthe en 1981) la distance séparant les deux failles est plus importante en surface que ce qu'elle pourrait être en profondeur

avec les géométries typiques de failles normales. Si les données ne sont pas suffisantes pour caractériser ces géométries, nous prenant en compte une hypothèse de pendage de 60°, ainsi qu'une profondeur d'enracinement de 10 km.

Les observations réalisées pour ces différents cas sont résumées dans la **Fig. 4.17**. La propagation de la rupture entre deux failles est observée pour des distances allant de $0 < D_{crit.} < 6$ km. La proportion de cas de non propagation de la rupture augmente avec la distance et dépasse les cas de propagation au delà d'une distance $D_{crit.} = 5$ km. A partir de ces observations, une distance de $D_{crit.}$ de 5 km semble être une limite acceptable pour la détermination de possibles scénarios de ruptures simultanées de plusieurs failles. Cette distance critique définie pour les failles normales est similaire à celle définie pour les failles décrochantes et considérée dans les dernières versions du projet californien UCERF (e.g. Parsons et al. 2012).

Il est à noter que cette étude se concentre uniquement sur des séismes générés par plusieurs failles ou segments de failles, possédant une cinématique de faille normale. La considération de tous les séismes de type normale, qu'ils soient générés par plusieurs segments ou un seul, engendrera une augmentation des statistiques de distances ayant empêchées la propagation de la rupture.

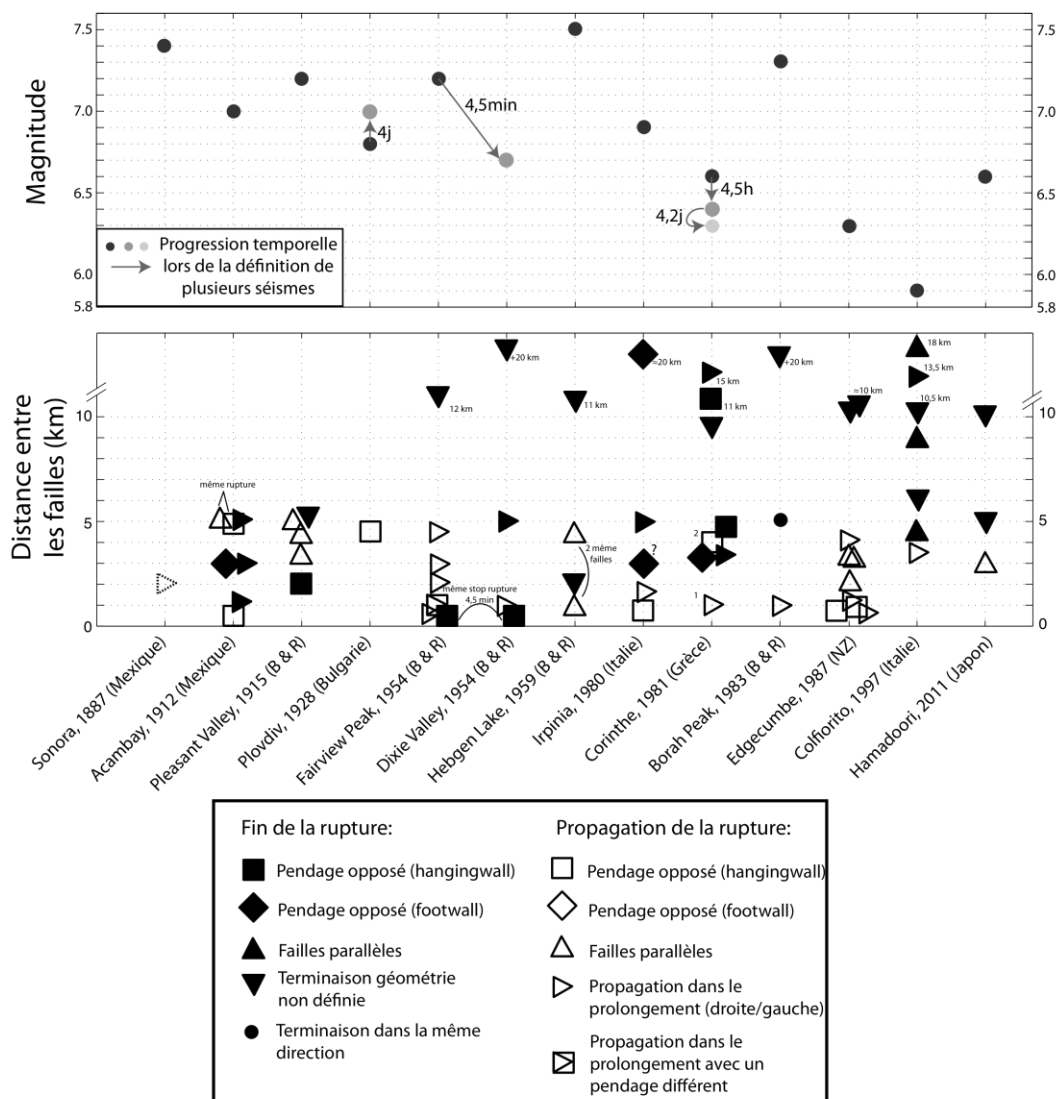


Fig. 4.16 : Résumé des observations des discontinuités géométriques des failles ayant générées simultanément ou consécutivement un séisme. Les figurés blancs correspondent aux distances entre deux failles ayant rompu simultanément et donc favorisé la propagation de la rupture. Les figurés noirs correspondent aux distances entre les failles n'ayant pas rompu, distances empêchant la propagation de la rupture.

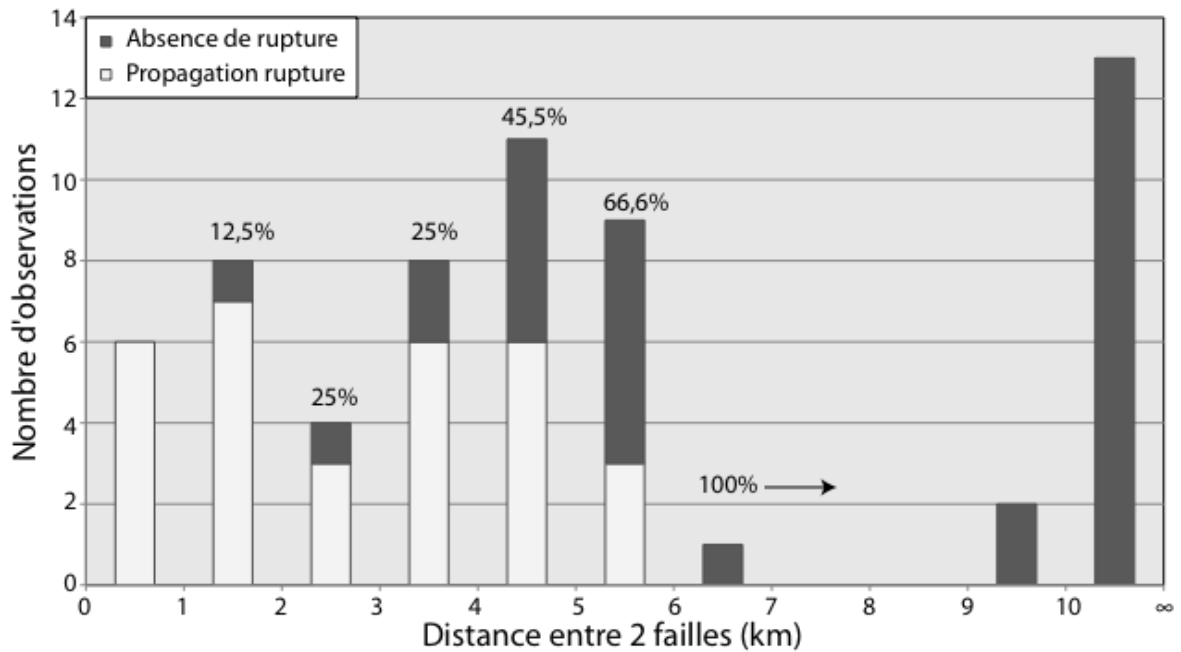


Fig. 4.17 : Proportions du nombre d'observations de propagation/arrêt (blanc/noir) de la rupture selon la distance séparant deux failles.

Dans un premier temps nous prenons en compte une distance $D_{crit.}=5\text{km}$, déterminée par les résultats précédents. Une telle distance critique permet de connecter toutes les failles du rift entre elles. La longueur de faille totale correspondrait alors à une magnitude allant de 7,5 à 7,9, selon que l'on prenne en compte uniquement les failles présentes dans la zone sismotectonique ouest (longueur $\approx 92\text{ km}$) ou que l'on intègre en plus les premières failles de la zone est (longueur $\approx 150\text{ km}$ de long ; **Fig. 4.18 A**). De même en supposant que la déformation est uniquement portée par les failles de pendage nord, un $D_{crit.}=5\text{ km}$ permet de connecter les failles de l'ouest jusqu'à l'est du rift (de la faille de Psathopyrgos à la faille d'Alkyonides à l'est du rift ; **Fig. 4.14**). Un tel scénario donne une M_{max} de 7,8 (à partir de la somme des longueurs des failles).

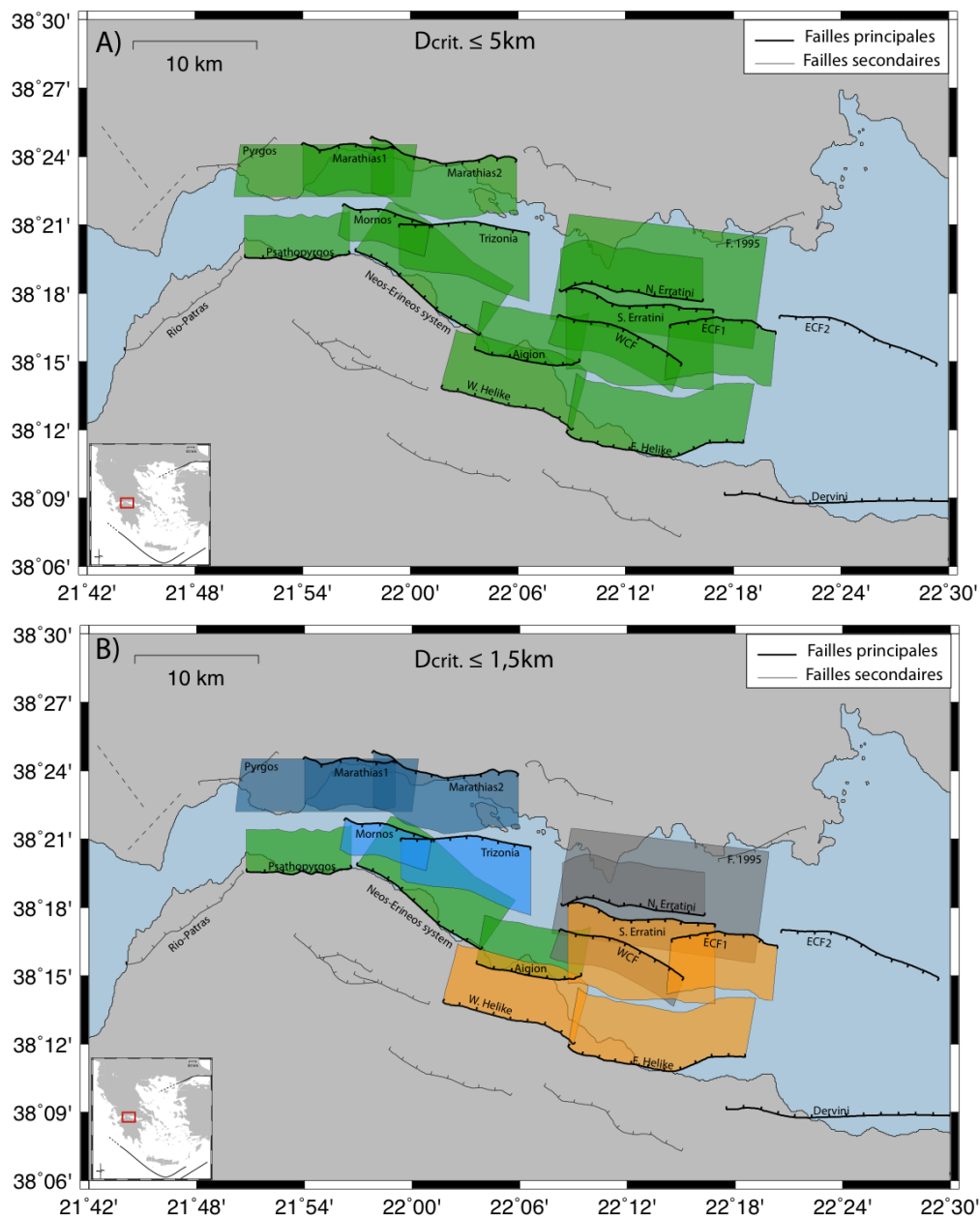


Fig. 4.18 : Cartes des scénarios hypothétiques de ruptures multiples selon la valeur de la distance critique considéré : A) $D_{crit}=5\text{km}$ entre les failles, B) $D_{crit}=1,5\text{km}$ entre les failles. Les couleurs représentent les différents groupes de scénarios possibles selon la valeur D_{crit} considérée. ECF : East Channel Fault ; WCF : West Channel Fault.

Avec un seuil $D_{crit}=5\text{km}$, les scénarios impliquent une M_{max} bien supérieure à ce qui est observé à partir du catalogue et de la paléosismologie. Une distance critique plus faible ($D_{crit}=1,5\text{ km}$) permet de générer 5 familles de scénarios de ruptures de failles multiples, connectant un nombre de failles réduit et plus compatible avec les données paléosismologiques. La considération de ce paramètre D_{crit} permet de mettre en évidence plusieurs scénarios de ruptures simultanées pour cette zone (Fig. 4.18 B). Malgré une distance entre les failles inférieure à D_{crit} , certains scénarios ne sont pas retenus dus à des orientations non observées dans les bestiaires. Par exemple, nous ne considérons pas le scénario de rupture simultanée de la faille de Marathias avec la faille aveugle de Pyrgos, étant donné qu'elles se trouvent à un angle de 90° (pendage $\approx 60^\circ$ vers le sud pour Marathias et $\approx 35^\circ$ vers le nord pour Pyrgos). De même nous ne retenons pas l'hypothèse d'une rupture de la faille de Trizonia avec la faille de Mornos, à cause de la forte incertitude sur l'existence de cette seconde faille. La réalisation de nouvelles études géophysiques au sein du groupe SISCOR à ce niveau, permettra de valider ou non l'existence de cette faille. Au final nous retenons les 2 scénarios suivants :

- Un premier scénario connecte les failles d'Aigion, Neos-Erineos et Psathopyrgos (**Fig. 4.18 B**, failles en vert). Ces 3 failles possèdent des orientations et pendages relativement similaires. Ce type de scénario apparaît semblable à celui ayant généré les séismes de Fairview Peak ou Borah Peak (Caskey et al. 1997, Hodgkinson et al. 1996 ; détails en annexe B). En plus d'un scénario comprenant la rupture simultanée de ces trois failles, nous intégrons dans l'arbre logique deux scénarios basés sur la rupture simultanée des failles Aigion/Neos-Erineos et des failles Psathopyrgos/Neos-Erineos. Pour ces 3 scénarios, les M_{max} sont estimées à partir des lois d'échelle pour la somme des longueurs des failles.
- Le dernier scénario correspond à la rupture simultanée des failles d'Helike Ouest et Est, et des failles antithétiques Sud Eratini et East Channel (ECF ; **Fig. 4.18 B**, failles en orange). Ce scénario est similaire à ce qui a pu être observé pour les séismes de Irpinia (e.g. Lancieri et al., 2009) et de Corinthe (Hubert et al., 1996). Bien que la distance entre la faille Nord-Eratini et Sud-Eratini soit $D_{crit} < 1.5$ km, il s'agit d'une faille antithétique située au niveau du mur de la faille Sud-Eratini. Cette configuration n'ayant pas été observée au niveau des différents cas référencés, cette faille n'est pas intégrée dans le scénario. La faille d'Helike E. présentant une vitesse de glissement plus importante que les autres failles du scénario, nous faisons l'hypothèse qu'elle correspond à la faille d'initiation de la rupture pour ce scénario.

Les M_{max} estimées pour ces différents scénarios au travers des lois d'échelles sont reportées dans la **Table 4.6**. Etant donné que ces scénarios n'impliquent aucune variation de l'épaisseur des failles, seul le paramètre de longueur est utilisé pour définir la M_{max} du scénario. Le scénario comprenant la rupture simultanée des 4 failles (Helike Ouest, Helike Est, S. Eratini et ECF) n'est finalement pas retenu à cause des fortes estimations de M_{max} qu'il engendre, apparaissant plus importantes que les magnitudes observées au niveau de la zone.

Failles	Longueur	min	max
Aigion + Neos-Erineos	6,4	6,1	6,8
Neos-Erineos + Psathopyrgos	6,4	6,1	6,8
Aigion + Neos-Erineos + Psathopyrgos	6,65	6,4	7,0
Helike E. + Helike W.	6,6	6,3	6,95
Helike E. + S. Eratini	6,6	6,3	7,0
S. Eratini + ECF	6,8	6,5	7,0
Helike E. + Helike W. + S. Eratini	6,9	6,6	7,2
Helike E. + S. Eratini + ECF	7,0	6,8	7,3
Helike E. + Helike W. + S. Eratini + ECF	7,2	6,9	7,6

Table 4.6 : Estimation des M_{max} pour les différents scénarios considérés à partir d'une $D_{crit} \leq 1,5$ km entre les failles. Helike E. : Helike Est ; Helike W. : Helike Ouest ; ECF : East Channel Fault ; WCF : West Channel Fault. Un $\Delta M = 0,2$ sera ajouté lors du calcul (selon la définition du modèle de Youngs et Coppersmith ; chap. 4.2).

4.3.2.4. CONCLUSIONS

A partir de ces différents résultats, issus du catalogue et des paléoséismes ou déterminés à partir des failles et des scénarios de failles, nous faisons l'hypothèse d'une M_{max} de 7 au niveau des deux zones sismotectoniques. Cette magnitude est cohérente avec la M_{max} considérée par le projet SHARE pour la zone sismotectonique du golfe de Corinthe. Nous intégrons également à l'arbre logique deux branches supplémentaires correspondant à une incertitude de $\pm 0,2$ pour la M_{max} (**Fig. 4.17**), afin de couvrir l'incertitude sur ce paramètre.

Pour la considération de zones sources définies sur la base des failles, la M_{max} est déterminée à partir des lois d'échelles (Wells et Coppersmith, 1994 et Leonard, 2010). Etant donné que cette valeur varie selon le paramètre considéré (longueur, épaisseur ou surface de la faille), nous intégrons systématiquement la valeur maximale accompagnée de l'incertitude liée à la loi d'échelle considérée (Fig. 4.19).

Pour les zones sismotectoniques, nous considérons une même pondération pour les différentes hypothèses de M_{max} . Par contre, au niveau des failles, une pondération plus importante (0,5) est considérée pour la M_{max} estimée à partir des lois d'échelle (nous considérons le paramètre géométrique donnant la plus forte M_{max}) et des pondérations de 0,25 pour chacune des branches correspondant à l'exploration de l'incertitude (Fig. 4.19).

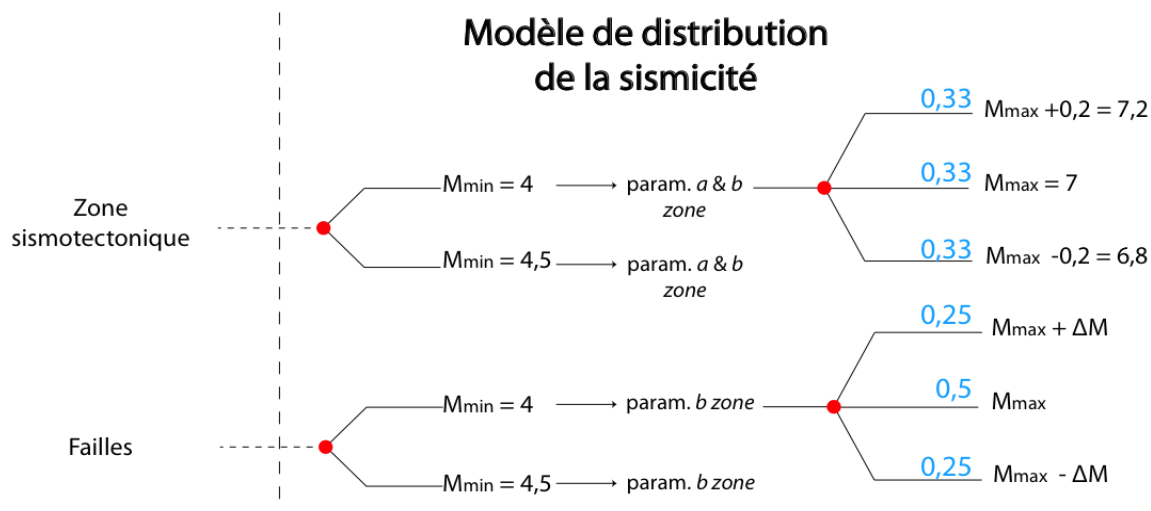


Fig. 4.19 : Schéma de l'arbre logique pour les zones sismotectoniques (haut) et les failles (bas) pour la M_{max} , avec les pondérations associées. Les paramètres b pour les deux cas sont issus de la définition de la zone sismotectonique.

4.4. ESTIMATIONS DES TAUX DE SISMICITE

Les arbres logiques construits à partir des études présentées dans les différents chapitres de cette thèse permettent d'obtenir un nombre de résultats correspondant au nombre total de branches considérées. Dans ce paragraphe, les deux modèles GR et YC sont considérés à partir de ces paramètres. Les résultats obtenus pour chaque branche de l'arbre logique sont comparés en terme de taux de sismicité aux données issues du catalogue. Ces comparaisons permettent d'établir si la sismicité de la zone est mieux décrite par le modèle GR ou le modèle YC, selon les paramètres a et b considérés.

4.4.1. RESULTATS POUR LES ZONES SISMOTECTONIQUES

Les paramètres a et b des modèles GR et YC sont calculés à partir du catalogue de sismicité de chaque zone sismotectonique (Tableaux de l'annexe A). Dans ce chapitre nous allons comparer les prédictions des taux de sismicité des séismes de forte magnitude issus de ces deux modèles en considérant trois M_{min} différentes (1,5 / 4 / 4.5) avec les taux déduits du catalogue, selon la méthode de déclustering considérée (Fig. 4.20 et Fig. 4.21).

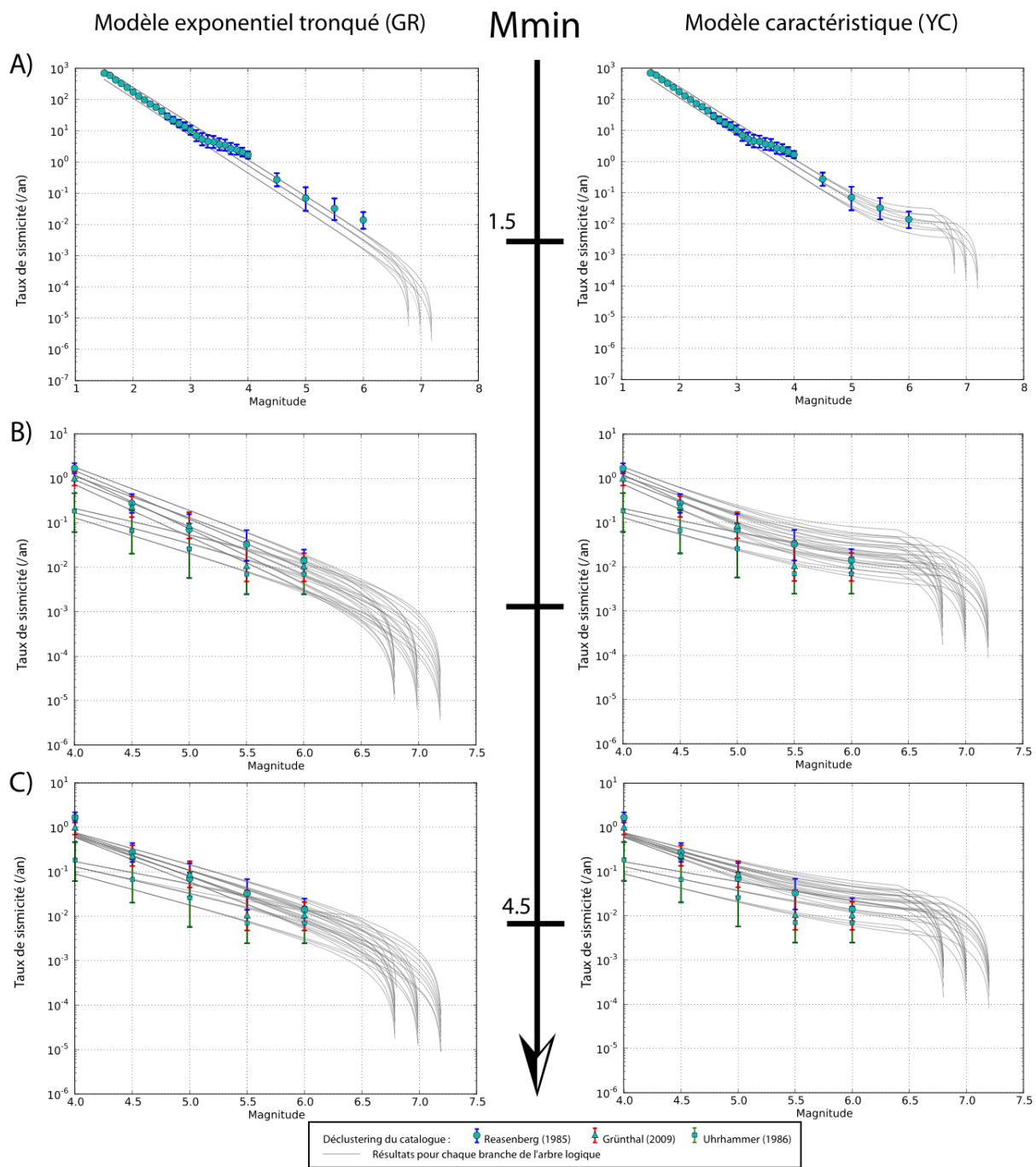


Fig. 4.20 : Comparaison des résultats des modèles (GR à gauche et YC à droite) pour la zone sismotectonique ouest, selon la M_{\min} considérée. Chaque courbe grise correspond au résultat obtenu par une branche de l'arbre logique. Les points bleus correspondent au catalogue déclusteré selon l'algorithme de Reasenberg (1985) ; les points rouges au catalogue déclusteré selon l'algorithme de Grünthal (2009) ; et les points verts à l'algorithme d'Uhrhammer (1986).

Les taux de sismicité obtenus pour les catalogues diffèrent selon la méthode de déclusterage employée (Fig. 4.20). Les méthodes de Reasenberg et Uhrhammer permettent d'obtenir des taux similaires, tandis que la méthode de Grünthal donne des résultats très différents essentiellement au niveau des plus faibles magnitudes ($M < 5$). Seule la méthode de Reasenberg est employée pour le catalogue de micro-sismicité ($M_{\min}=1,5$) suite aux observations faites dans le chapitre 4.3.1.2.

Le modèle GR semble visuellement bien expliquer l'ensemble des données issues des catalogues pour les M_{\min} 4 et 4,5 (Fig. 4.20 B et C, section gauche). Par contre, pour les modèles définis à partir d'une $M_{\min}=4,5$, les taux de sismicité prédits pour des $M \geq 4$ sont sous-estimés par rapport aux taux issus des catalogues Reasenberg et Uhrhammer. Pour le catalogue déclusteré selon l'algorithme de Grünthal, les modèles GR concourent qualitativement avec le catalogue. A l'inverse, les modèles GR définis

pour une M_{min} de 1,5 (exclusivement avec la méthode de déclustering de Reasenberg) sont cohérents avec les catalogues pour les faibles magnitudes et sous-estiment les taux observés pour des $M \geq 5$ (**Fig. 4.20 A**, section gauche). Les modèles de type YC, à partir des paramètres a et b définis pour des $M_{min} < 4,5$, permettent une meilleure corrélation entre les calculs et les observations (**Fig. 4.20 A et B**, section droite).

Les résultats obtenus pour ces modèles sont comparés aux taux des différents catalogues, pour des $M \geq 5,5$ et 6 correspondant à la cible de notre étude (**Fig. 4.21**). Ainsi, ces résultats montrent que pour le catalogue déclusteré selon l'algorithme de Reasenberg, l'application du modèle YC génère moins de différence par rapport aux données que le modèle GR (un écart de temps de retour ≈ 20 ans avec YC pour $M \geq 6$ en considérant une M_{min} de 4 alors que le résultat médian pour le modèle GR indique une différence ≈ 120 ans ; **Fig. 4.21 B**). Pour $M_{min} = 4,5$ et avec ce déclustering il n'y a pas de différence entre les deux modèles (YC et GR). Les résultats obtenus avec le catalogue déclusteré selon la méthode d'Uhrhammer indiquent des variations assez similaires entre les modèles GR et YC pour $M_{min} = 4$ et une différence légèrement plus importante avec le modèle YC pour $M_{min} = 4,5$ (**Fig. 4.21 B et C**). Le catalogue déclusteré selon l'algorithme de Grünthal générant des taux de sismicité différents des deux autres méthodes, est mieux décrit par les modèles GR que YC et quelque soit la M_{min} considérée.

Etant donné que nous avons décidé d'appliquer une pondération plus forte aux algorithmes de déclustering de Reasenberg et de Uhrhammer (chapitre 3), les conclusions sur le comportement de la sismicité sont principalement basées sur les observations réalisées avec le catalogue déclusteré selon ces méthodes. En considérant les paramètres obtenus avec une $M_{min} = 4$, le modèle de YC engendre une variation de temps de retour inférieure à 50 ans par rapport à la médiane définie pour l'ensemble de l'arbre (48 ans avec Uhrhammer et 24 ans pour Reasenberg) pour des séismes de $M \geq 6$. Par contre, l'utilisation du modèle GR entraîne une différence avec les temps de retour médians observés de 54 et 76 ans respectivement selon le déclustering de Uhrhammer et Reasenberg (**Fig. 4.21 B**, graph. bas). Au niveau des $M \geq 5,5$ ces observations peuvent également être faites pour le catalogue déclusteré avec Reasenberg (**Fig. 4.21 B**, graph. haut). Pour les paramètres définis à partir de $M_{min} = 4,5$, les deux modèles semblent donner des résultats similaires avec Reasenberg, alors qu'avec Uhrhammer et Grünthal l'utilisation du modèle GR génère moins de variations par rapport aux données des catalogues.

D'après ces résultats et observations, la sismicité de la zone sismotectonique ouest semble posséder un comportement sismique plus proche de celui décrit par le modèle YC habituellement considéré exclusivement à l'échelle des failles (chapitre 4.2). Toutefois, il est important de préciser que les gammes de magnitude les plus élevées ($M \geq 5$) ne sont caractérisées que par un faible nombre d'évènements (ex : 4 séismes de $M \geq 6$ sont référencés dans la zone ouest). Il est donc difficile de rejeter complètement le modèle GR, d'autant que ce modèle apparaît plus adapté à la sismicité en considérant des paramètres définis pour $M_{min} = 4,5$ (**Fig. 4.21 C**) ou un déclustering selon la méthode de Grünthal pour n'importe quelle M_{min} (**Fig. 4.21 B et C**). Il apparaît donc primordial de compléter ces observations aux travers de données historiques et paléosismiques, ces dernières n'étant disponibles dans la zone ouest que pour la faille d'Aigion (Pantosti et al., 2004).

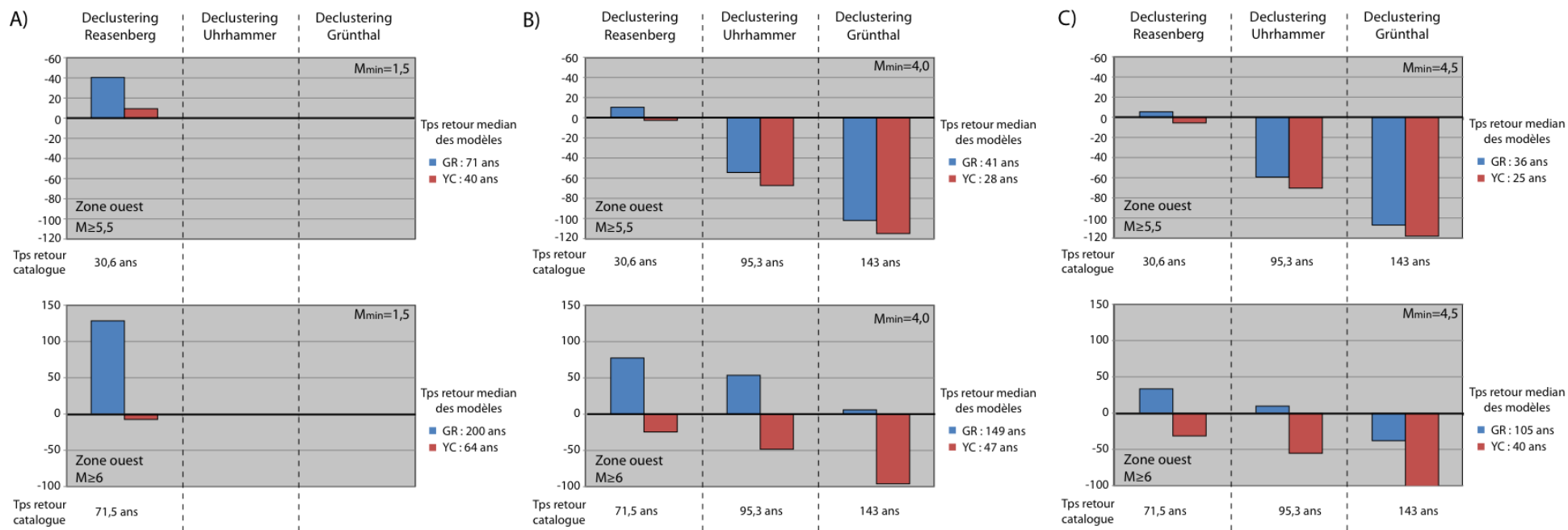


Fig. 4.21 : Variation des temps de retour des séismes de $M \geq 6$ pour la zone sismotectonique ouest par rapport aux données issues des catalogues de sismicité (déclusteré selon les méthodes de Reasenberg/Uhrhammer/Grünthal) avec les résultats pour des modèles de distribution de Gutenberg-Richter (GR en bleu) ou Youngs & Coppersmith (YC en rouge), selon les paramètres a et b définis pour différentes M_{min} : A) $M_{min}=1,5$; B) $M_{min}= 4,0$ et C) $M_{min}=4,5$. Les taux de récurrences sont comparés pour des $M \geq 5,5$ (haut) et $M \geq 6$ (bas). Aucun évènement de $M \geq 6,5$ n'est présent dans cette zone sismotectonique pour la période complète.

Ces résultats permettent de définir l'arbre logique final utilisé pour la détermination des P.O.S. à l'échelle de la zone sismotectonique (Fig. 4.21), mais également à l'échelle des failles. Les deux M_{\min} (4 et 4,5) sont intégrées dans l'arbre avec une même pondération, permettant de refléter les paramètres issus des petites ou fortes magnitudes. Dans le cas d'une M_{\min} de 4 le modèle YC est favorisé (80%) tandis que pour une M_{\min} de 4,5 une même pondération est considérée pour les deux modèles.

Au niveau de la zone sismotectonique est, un comportement similaire est observé mais d'une manière moins prononcée. Une meilleure connaissance de la petite sismicité ($M < 4$) permettrait de valider ou non ce comportement. Du fait de la moins bonne connaissance de la sismicité de cette zone, nous décidons d'appliquer les mêmes pondérations que pour la zone ouest.

A partir de la pondération de cet arbre logique, les moyennes et médianes pondérées sont déterminées et comparées aux taux de sismicité de la zone (Fig. 4.22). Ces deux méthodes de calcul donnent des résultats assez similaires, sauf au niveau des magnitudes correspondant aux différentes hypothèses de M_{\max} considérées. Ces différences proviennent de la prise en compte de scénarios considérant comme impossible la génération de séismes pour ces magnitudes ($M > M_{\max}$ considérées pour certaines branches de l'arbre).

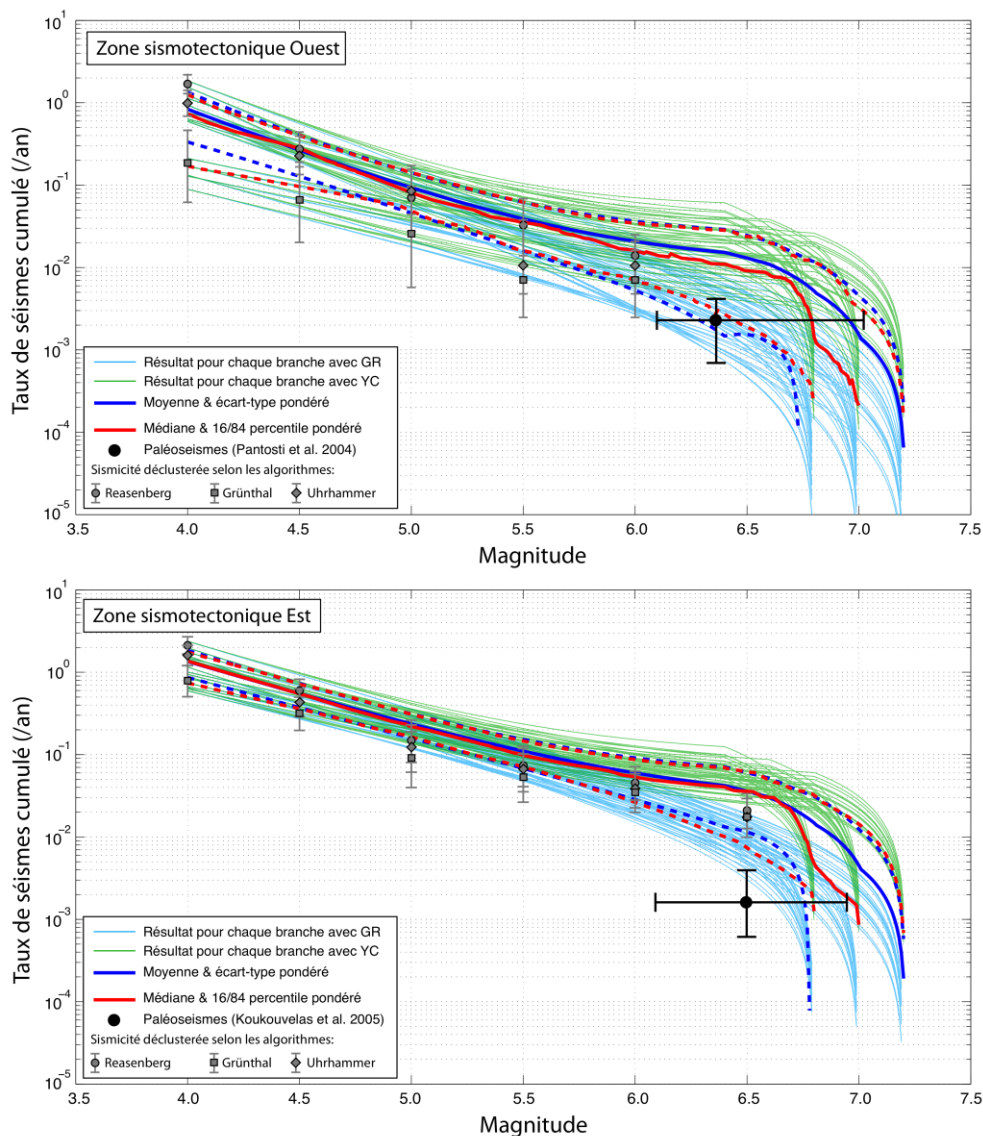


Fig. 4.22 : Comparaison des modèles obtenus pour chaque branche de l'arbre logique construit et de leur médiane/moyenne pondérée avec les taux de sismicité selon les différentes méthodes de déclustering, pour les zones sismotectonique ouest (haut) et est (bas).

Au niveau de la zone ouest, la moyenne et la médiane sont proches des taux de sismicité obtenus pour les catalogues déclusterés à partir des méthodes de Reasenberg et Uhrhammer, auxquelles on a attribué une forte pondération. Au niveau des magnitudes les plus importantes ($M \geq 6$) cette correspondance apparaît meilleure pour la zone ouest que pour la zone est. Dans cette dernière le taux de sismicité du catalogue se trouve entre les courbes obtenues pour les deux modèles. Comme la zone est n'a pas été étudiée avec autant de détails que la zone ouest, nous décidons de garder les mêmes pondérations pour les deux zones. Un travail plus approfondi de la sismicité à l'est du rift permettra de valider ou non ces choix. Les résultats obtenus pour la zone ouest nous permettent de valider les pondérations déterminées pour les modèles GR/YC dans l'arbre logique.

4.4.2. RESULTATS POUR DES ZONES SOURCES DEFINIES PAR LES FAILLES

De la même manière que pour les zones sismogéniques, un arbre logique est considéré afin d'intégrer les différentes hypothèses et incertitudes pour chacune des failles considérées. La définition du modèle de distribution de sismicité propre aux failles nécessite de considérer des arbres logiques similaires à celui défini pour les zones sismotectoniques, tout en incorporant des informations et hypothèses issues de la géologie. Ainsi, selon les failles, l'arbre logique pourra intégrer différentes hypothèses de géométrie et de vitesses de glissement (cf. chap. 2) mais aussi les hypothèses sur les paramètres des modèles de sismicité issus de l'étude des zones sismogéniques à cause de l'impossibilité d'associer un nombre suffisant de séismes à chaque faille. Dans une récente étude sur le calcul des P.O.S. du rift de Corinthe, Console et al. (2013) n'associent que 2-3 séismes à chaque faille mais se basent sur une description plus simpliste que la notre. La réalisation de tranchées le long des failles d'Aigion (Pantosti et al., 2004) et Helike Est (Koukouvelas et al., 2005) permet d'améliorer la connaissance des plus gros événements. Les failles d'Aigion et Helike Est étant les failles caractérisées par le plus grand jeu de données, elles sont utilisées pour représenter la démarche mise en place pour toutes les autres failles considérées.

Les hypothèses de scénario multiple sont intégrées dans l'arbre logique des failles (chapitre 4.3.2.3). Il est nécessaire d'attribuer à ces nouvelles branches une pondération en adéquation avec la probabilité qu'ont ces scénarios de pouvoir se réaliser. Actuellement, il n'existe que peu voire pas d'informations pour nous permettre de favoriser un scénario plutôt qu'un autre. Il est donc décidé de considérer une pondération inversement proportionnelle au nombre de failles mises en jeu. Ainsi un scénario de rupture d'une seule faille aura une plus forte probabilité d'exister qu'un scénario avec 2 ou 3 failles (e.g. Clément et al., 2004). Afin de quantifier ces probabilités, nous nous basons sur les proportions du nombre de séismes de $M \geq 6$ présents dans le catalogue pour la période complète au niveau du rift (**Table 4.7**). Sur la base des M_{\max} définies pour les différents scénarios, nous interprétons les séismes de magnitude comprise entre 6 et 6,5 comme des événements générés par une seule faille. Les séismes de magnitude comprise entre 6,5 et 6,75 sont eux associés aux scénarios comprenant 2 failles et les séismes de magnitude $M \geq 6,75$ sont considérés pour les scénarios comprenant 3 failles ou plus. Ainsi pour la période complète (depuis 1725), près de 25 séismes (60%) ont été référencés au niveau de Corinthe avec des magnitudes inférieures à 6,5, compatibles avec des scénarios de rupture d'une seule faille. Une pondération de 30% est considérée pour les scénarios comprenant 2 failles et 10% pour les scénarios comprenant 3 failles ou plus (**Fig. 4.23** et **Table 4.7**).

Magnitude	Nombre	Pourcentage	Scenario
6	17	60	1 faille
6,25	7		
6,5	12	30	2 failles
6,75	4	10	3 failles et +

Table 4.7 : Nombre de séismes et pourcentage observés dans le catalogue sur une période complète (depuis 1725) en fonction de la magnitude. Le pourcentage correspond au poids considéré dans l'arbre logique pour les scénarios de rupture de failles simples et multiples.

La prise en compte de ces scénarios de ruptures multiples nécessite d'intégrer des vitesses de glissement des différentes failles les composant. Les failles considérées dans le principal scénario de la zone ouest (impliquant les failles de Psathopyrgos, Neos-Erineos et Aigion) possèdent des taux du même ordre de grandeur (2 à 5 mm/an). Les bornes minimales/maximales des vitesses caractérisant ces failles sont intégrées dans l'arbre logique.

A partir des failles définies et hypothèses développées dans les différents chapitres, les résultats pour l'ensemble de la zone ouest sont déterminés au travers de l'arbre présenté ci-dessous (Fig. 4.23). Une pondération de 0,6 est considéré pour les hypothèses de rupture des failles de manière indépendante, en considérant de manière séparé le fait que l'une des hypothèses de géométrie considérée pour la faille de Psathopyrgos incorpore un plan de faible pendage en profondeur, considérée comme une faille indépendante dans les autres hypothèses (faille de Pyrgos, chapitre 2).

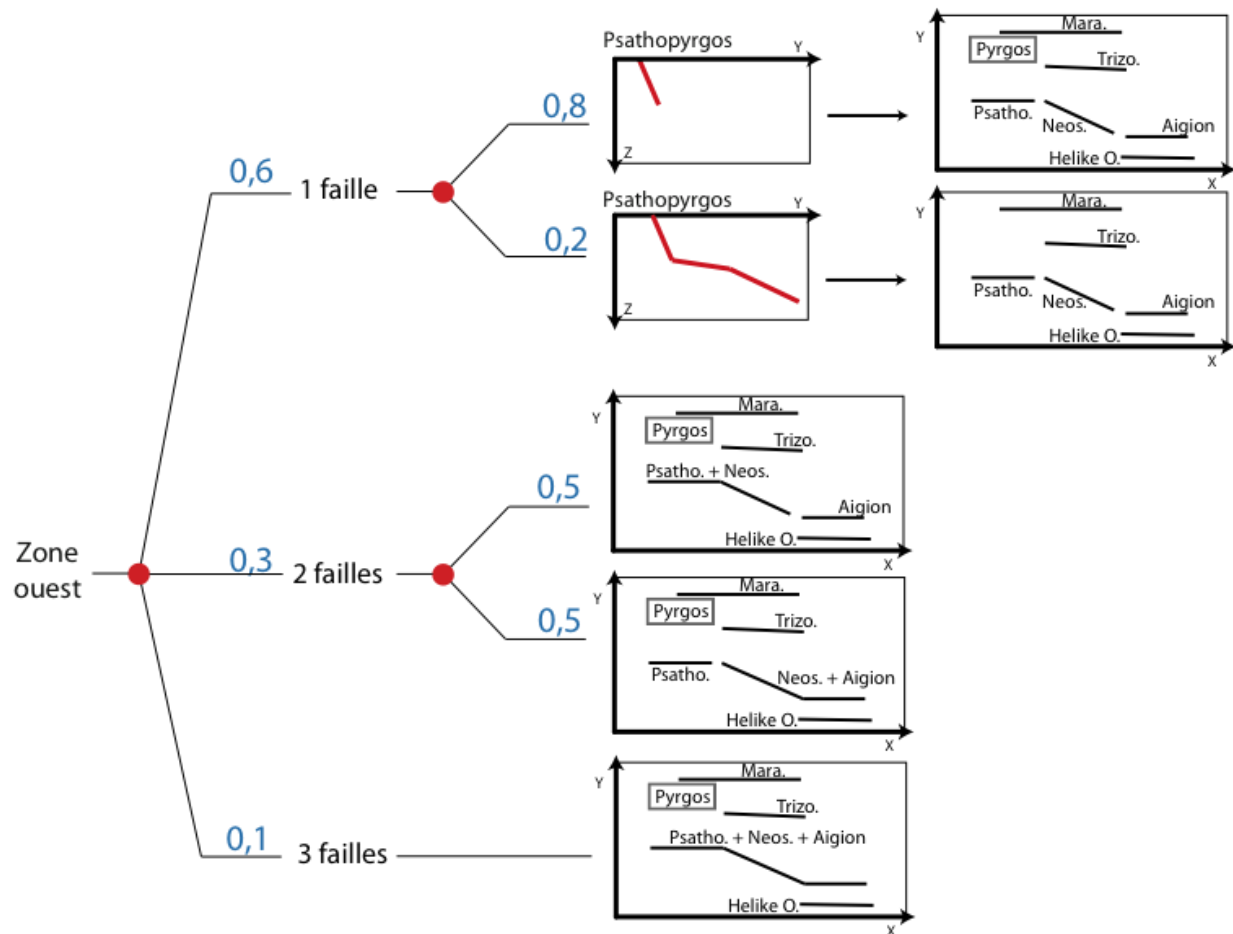


Fig. 4.23 : Arbre schématisant le calcul des taux de sismicité de la zone ouest à partir des différentes failles présentes et hypothèses de géométries et ruptures simultanées. Psatho. : faille de Psathopyrgos ; Neos. : faille de Neos-Erineos ; Mara. : faille de Marathias ; Trizo. : faille de Trizonia ; Helike O. : faille d'Helike Ouest.

4.4.2.1. RESULTATS POUR LA FAILLE D'AIGION

Les résultats pour chaque branche de l'arbre logique construit pour la rupture de la faille d'Aigion seule (Fig. 4.25), sont présentés au niveau de la figure Fig. 4.24. Le résultat représentatif des branches pondérées de cet arbre est obtenu par le calcul de la moyenne et de la médiane pondérée. L'incertitude pour la moyenne est calculée à partir de l'écart type pondéré, tandis que l'incertitude pour la médiane est déterminée à partir des 16ème et 84ème percentiles qui sont interprétés comme correspondant à un écart type. Ces deux méthodes permettent d'obtenir des résultats similaires, sauf au niveau des plus fortes magnitudes ($M \geq 6,4$ pour Aigion). La médiane a l'avantage de correspondre au résultat d'une branche existante, à l'inverse de la moyenne qui peut produire un résultat éloigné des différents résultats obtenus pour les branches (ex : entre M 6,4 et 6,5 sur la Fig. 4.24). De plus, la distribution des résultats fait que l'écart type ne permet pas de décrire d'une façon optimale l'incertitude. Pour la détermination des résultats finaux et des incertitudes les accompagnant, nous décidons donc de considérer la médiane exclusivement.

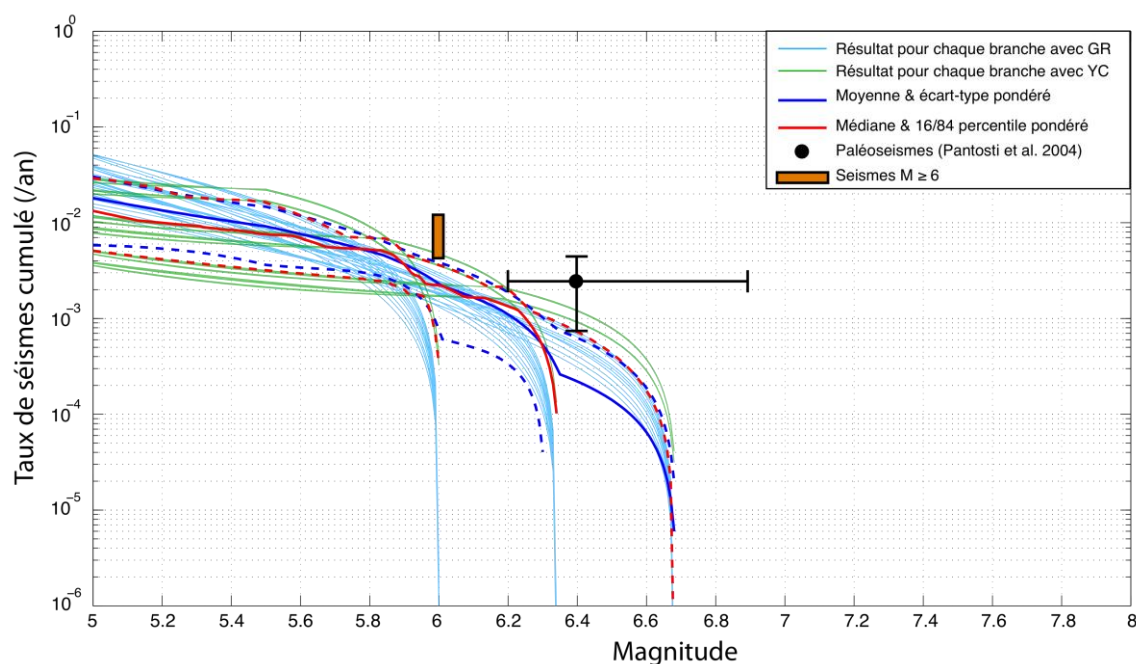


Fig. 4.24 : Résultats pour chacune des branches de l'arbre logique construit pour la seule faille d'Aigion. Les courbes bleues claires correspondent au modèle GR et vertes au modèle YC. La moyenne et les écarts types sont en bleu foncé, et la médiane et 16e/84e percentile en rouge. Les taux des séismes de forte magnitude sont déduits des données de paléosismologie (Pantosti et al. 2004) présentées en noires et des données du catalogue en brun (voir texte).

Les résultats obtenus pour chacune des branches de l'arbre logique, construit pour la seule faille d'Aigion, sont comparés aux données paléosismologiques observées pour cette faille ainsi qu'à la récurrence calculée à partir des quelques séismes de $M \geq 6$ pouvant être associés (Fig. 4.24). A partir de la littérature (e.g. Bernard et al. 1997) et du catalogue (Fig. 4.1), trois séismes de $M \geq 6$ peuvent être associés à la faille d'Aigion (1748, 1817 et 1888). Cependant différentes hypothèses sur l'occurrence et la magnitude de ces 3 séismes viennent modifier l'estimation de la récurrence: par exemple la magnitude du séisme de 1748 a été réestimée par les études historiques à 5,9 (chap.3). Par ailleurs, Pantosti et al. (2004) observent 6 paléoséismes dans deux tranchées réalisées sur l'extrémité ouest de la faille d'Aigion. A partir des mesures de déplacements, nous estimons la magnitude de ces séismes au travers de lois d'échelles (Wells et Coppersmith, 1994). Les taux de sismicité sont ainsi estimés à partir de la datation de ces séismes, tout en prenant compte les incertitudes associées.

Aigion

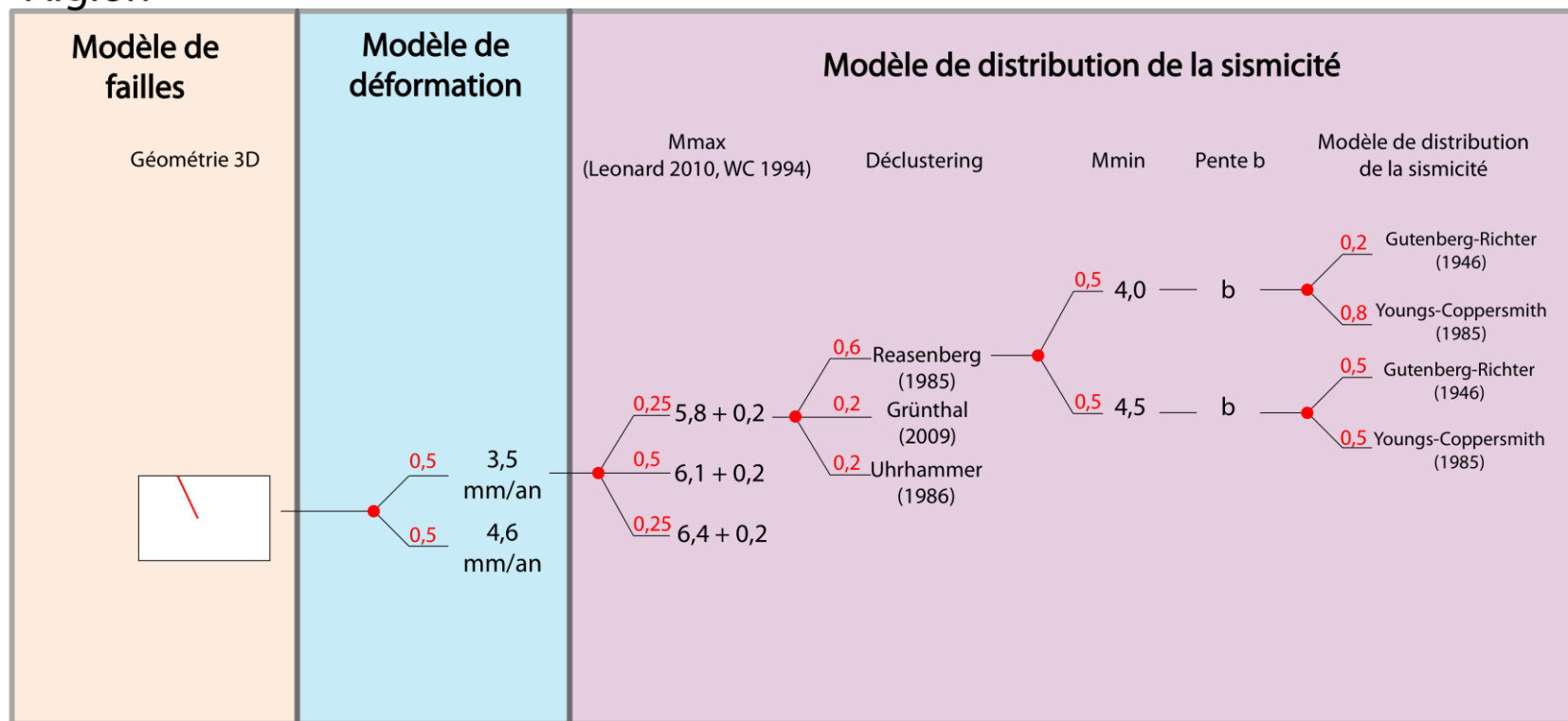


Fig. 4.25 : Arbres logiques construits pour la faille d'Aigion afin d'intégrer les différents paramètres et hypothèses permettant l'estimation des taux de sismicité en fonction de la magnitude et amenant à la détermination des P.O.S.

Les taux de sismicité estimés à partir des observations indiquent des fréquences plus importantes que ce que prédisent les modèles établis pour cette faille (**Fig. 4.24**). De plus, les magnitudes des paléoséismes dépassent la limite supérieure de l'estimation de la M_{\max} de cette faille (6,4 ; un facteur d'incertitude de + 0,2 est ajouté aux M_{\max} par la mise en place du modèle YC). La prise en compte des scénarios de ruptures simultanées de la faille d'Aigion avec les failles de Neos-Erineos et Psathopyrgos permettent, via l'augmentation des M_{\max} , de faire correspondre les modèles avec les données observées (**Fig. 4.26**). Ces observations restent quand même dans la partie haute de la distribution des modèles, au niveau de la borne d'incertitude supérieure. Il serait nécessaire d'accumuler un plus grand nombre de données afin d'améliorer cette vision, les données n'étant pas encore suffisamment nombreuses pour privilégier un modèle plutôt qu'un autre.

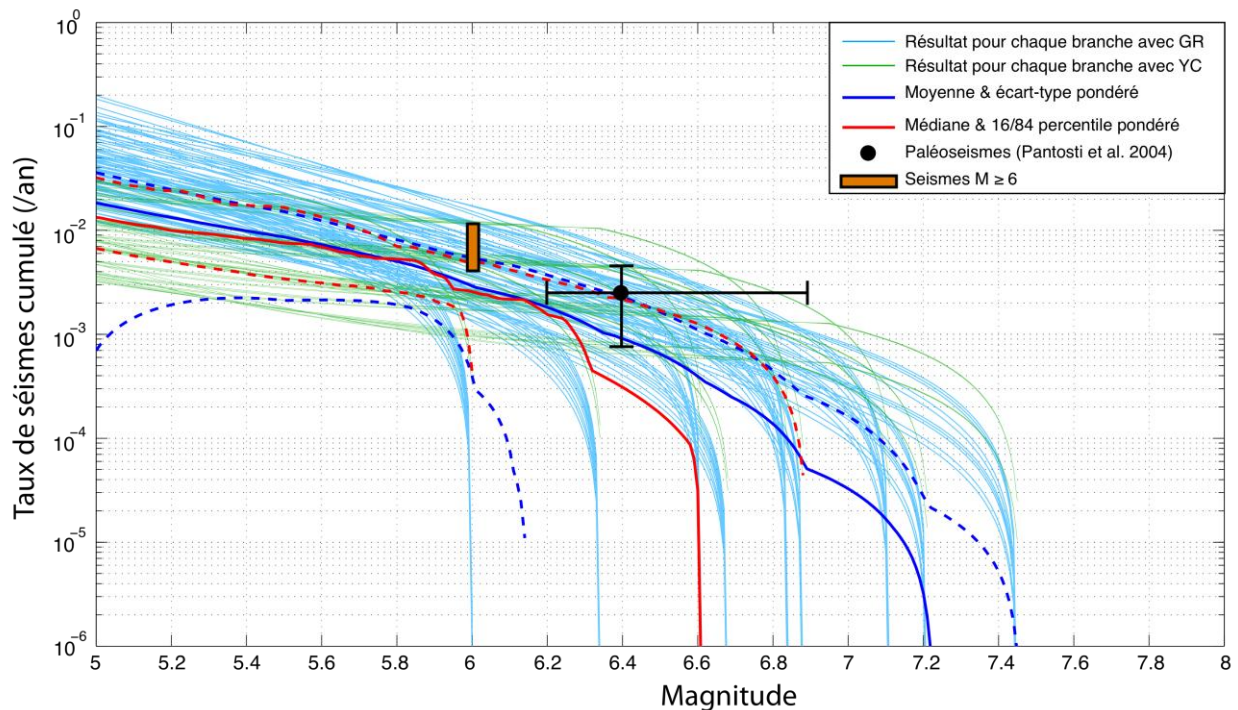


Fig. 4.26 : Résultats pour chacune des branches de l'arbre logique construit pour la faille d'Aigion, en prenant en compte les scénarios de ruptures simultanées de plusieurs failles. Les courbes bleues claires correspondent au modèle GR et vertes au modèle YC. La moyenne et les écarts types sont en bleu foncé, et la médiane et 16e/84e percentile en rouge. Les taux des séismes de forte magnitude sont déduits des données de paléosismologie (Pantosti et al., 2004) présentées en noires et des données du catalogue en brun (voir texte).

Lambotte et al. (2013) montrent que la base de la faille d'Aigion est marquée par une activité microsismique. En faisant l'hypothèse que cette sismicité est générée par la faille d'Aigion, nous pouvons comparer les taux la définissant aux modèles envisagés pour la faille. Cependant, ces événements relocalisés ne correspondent qu'à une sélection de la sismicité ayant eu lieu entre 2000 et 2007. Nous utilisons donc à la place l'ensemble de la sismicité non relocalisée située dans un volume définie par la projection à la surface de la faille, combiné à la sismicité de $M \geq 4$ localisée dans un rayon de 3-5 km autour de la faille et issue du catalogue (**Fig. 4.27**). Nous ne réalisons pas de déclustering pour ce catalogue de la faille d'Aigion, afin de considérer l'ensemble de la sismicité supposée être générée par cette faille.

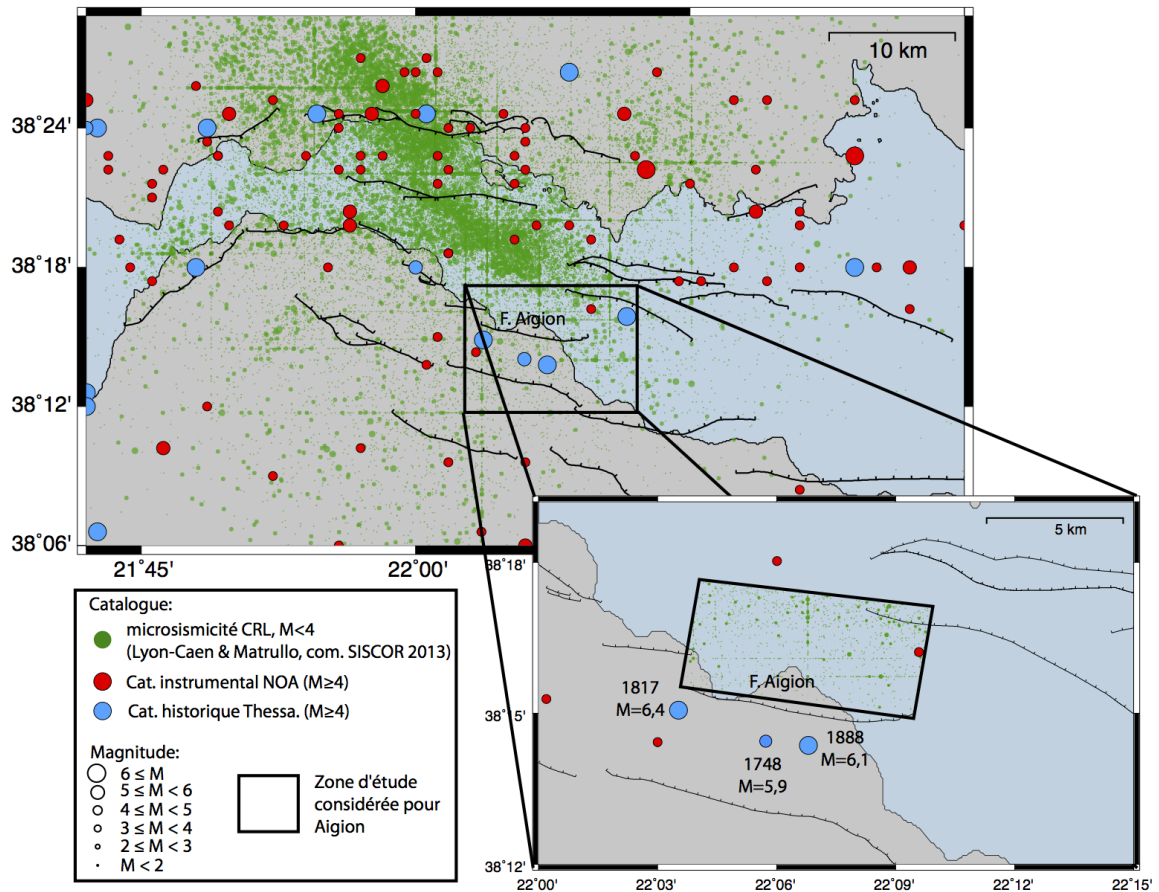


Fig. 4.27 : Carte de la distribution de la micro-sismicité du catalogue CRL et de la sismicité du catalogue construit dans le chapitre 3. L'encart correspond à la sismicité sélectionnée au niveau de la faille d'Aigion pour l'estimation des taux de sismicité de faible magnitude le long de cette faille.

Les taux de sismicité ainsi obtenus pour cette sélection d'évènements sont reportés sur la figure Fig. 4.28, accompagnés des résultats obtenus pour la seule faille d'Aigion. Comme observé sur la figure Fig. 4.24, les taux de sismicité estimés pour les $M \geq 5,5$ sont plus importants que ceux prédits par les modèles. A l'inverse, la sismicité de $M < 5,5$ est caractérisée par des taux qui concordent avec nos résultats. Une discordance est observée dans l'estimation des taux au niveau de la magnitude 4, correspondant à la limite entre le catalogue de micro-sismicité et celui construit dans le chapitre 3, pouvant être induite par l'approximation considérée pour l'association de la micro-sismicité avec la faille d'Aigion.

Ces taux de sismicité tendent à valider les modèles établis pour la faille d'Aigion. Les fréquences des séismes de plus forte magnitude sont en accord avec les modèles intégrant la rupture de plusieurs failles et les taux pour la faible sismicité se situent au niveau de la médiane pondérée estimée par les modèles considérés. Afin de confirmer ces observations, il est nécessaire de réaliser cette étude sur la base de séismes relocalisés pour l'ensemble de la zone. Pour le moment, bien que ces séismes concordent avec les distributions, il est impossible de réaliser la détermination des paramètres a et b.

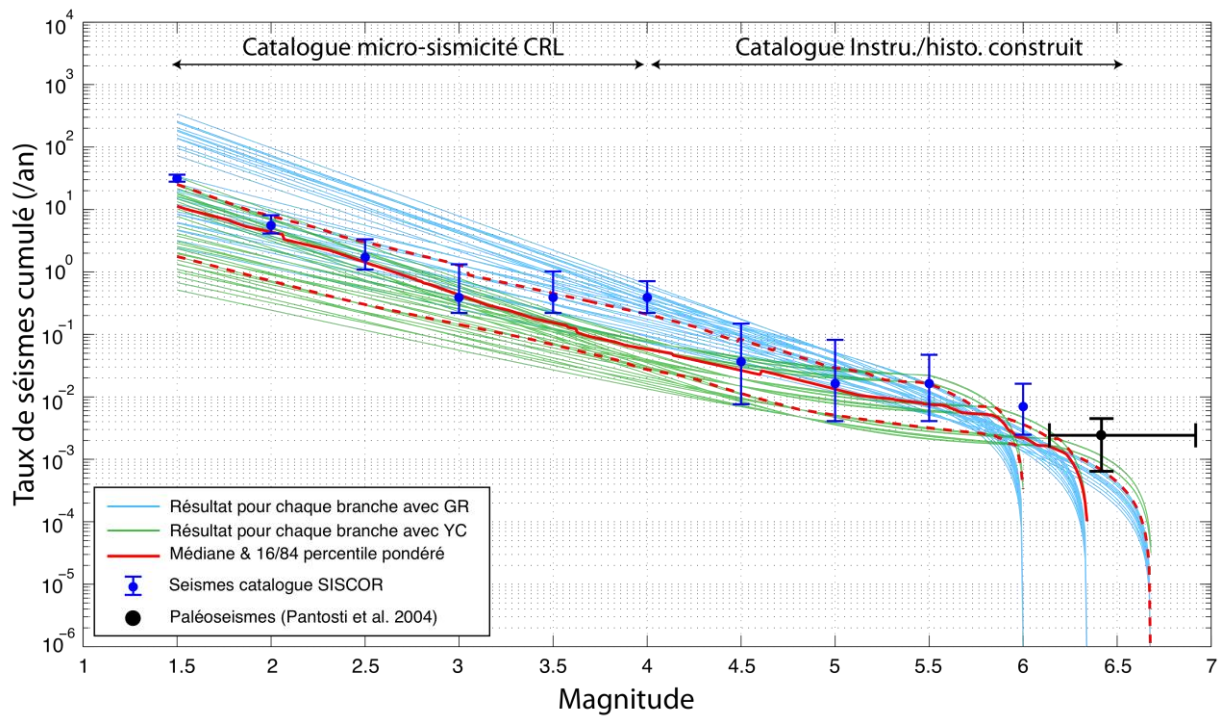


Fig. 4.28 : Comparaison des modèles de sismicité de la faille d'Aigion issus de l'arbre logique et de la sismicité et micro-sismicité localisée dans les alentours (non déclusteré).

4.4.2.2. RESULTATS POUR LA FAILLE D'HELIKE EST

Contrairement à la faille d'Aigion, nous intégrons plusieurs hypothèses de géométrie dans l'arbre logique utilisé pour la faille d'Helike Est (Fig. 4.29). Ces différentes géométries peuvent générer des variations pour certains paramètres tels que la vitesse de glissement de la faille ou la M_{\max} . Ce type d'arbre est représentatif des arbres mis en place pour les failles faisant intervenir différentes hypothèses de géométrie, comme la faille de Psathopyrgos.

De la même manière que pour Aigion, nous comparons les résultats obtenus pour chacune des branches de cet arbre, avec les données de sismicité et de paléosismicité. Plusieurs tranchées ont été réalisées le long de cette faille, permettant la définition de 6 paléoséismes (Koukouvelas et al. 2005) avec des déplacements variant entre 0,5 et 1m, transcrits à partir des lois d'échelle en magnitudes variant entre 6,2 et 6,95 (Wells et Coppersmith 1990). En considérant la période de temps complète (depuis 1725) seul un ou deux séismes peuvent être attribués à la faille d'Helike Est (1861 et 1995 en considérant la géométrie possédant un faible pendage). Le séisme de 373 av. JC, également attribué à cette faille (Papazachos et Papazachou 2003), est intégré en faisant l'hypothèse que la connaissance de la sismicité pour cette faille est complète depuis cette date. Le séisme de 1745 étant relocalisé plus à l'ouest (Albini et al. SISCOR, chap.3), il n'est pas considéré dans cette estimation.

Helike Est

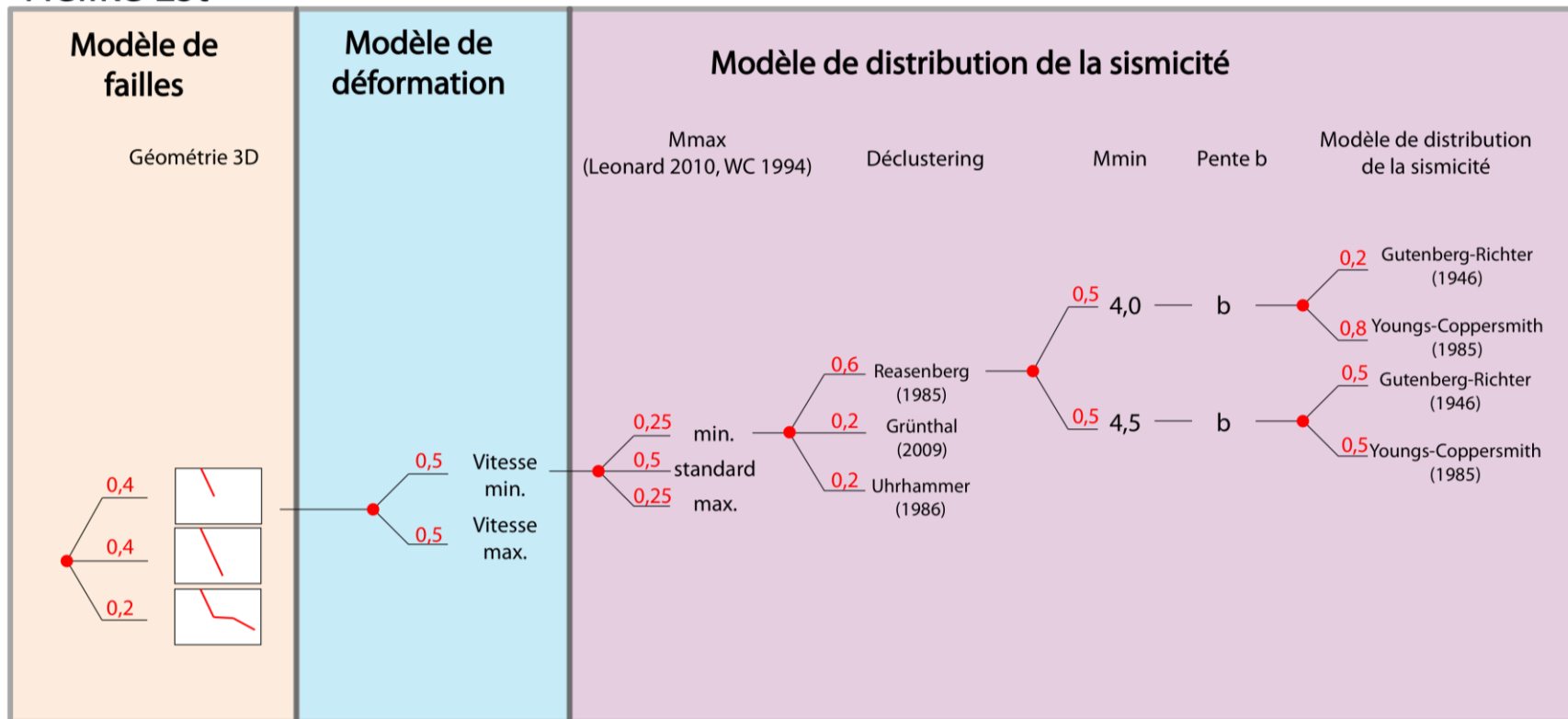


Fig. 4.29 : Arbres logiques construits pour la faille Helike Est afin d'intégrer les différents paramètres et hypothèses permettant l'estimation des taux de sismicité en fonction de la magnitude et amenant à la détermination des P.O.S

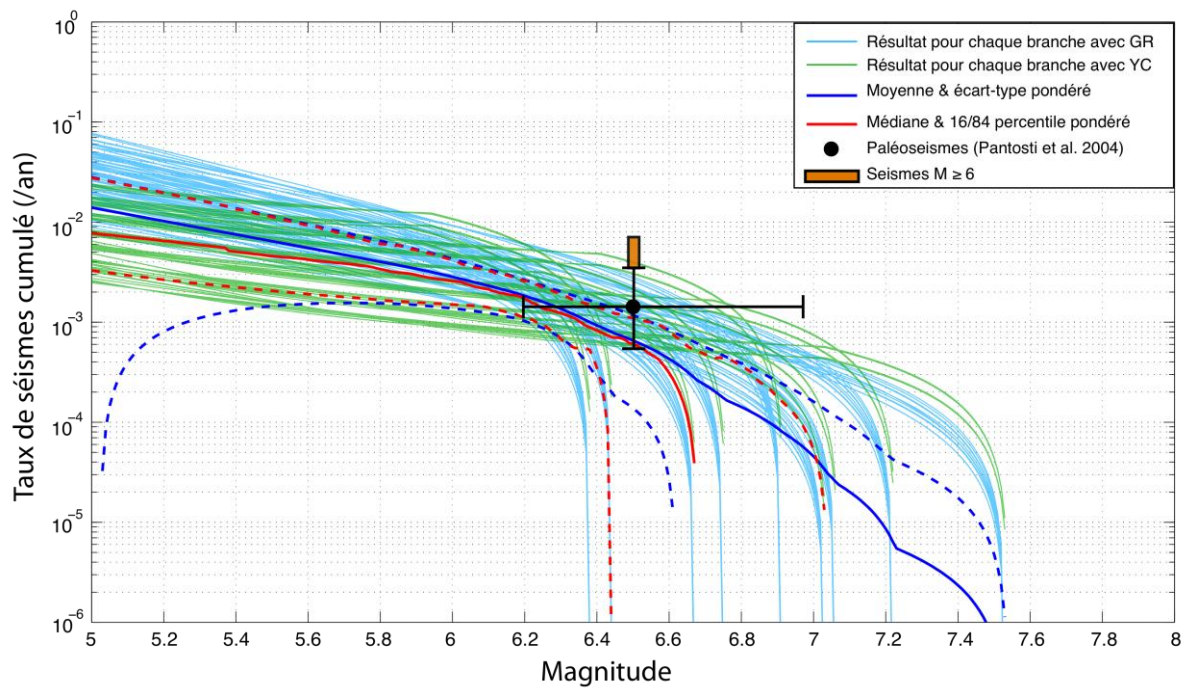


Fig. 4.30 : Résultats pour chacune des branches de l'arbre logique construit pour le scénario simple d'Helike Est. Les courbes bleues claires correspondent au modèle GR et vertes au modèle YC. La moyenne et les écarts types sont en bleu foncé, et la médiane et 16e/84e percentile en rouge. Les taux des séismes de forte magnitude sont déduits des données de paléosismologie (Koukouvelas et al. 2005) présentées en noires et des données du catalogue en brun (voir texte).

Les taux estimés à partir de la distribution de séismes de $M \geq 6$ et de la paléosismicité sont comparés aux scénarios simples déterminés pour cette faille (Fig. 4.30). Le taux de séismes déduit des paléoséismes est cohérent avec les résultats des modèles, mais pas celui défini à partir des séismes de forte magnitude qui indique un taux « observé » plus important. La prise en compte des scénarios de rupture de multiples failles permet d'obtenir une meilleure correspondance (Fig. 4.31).

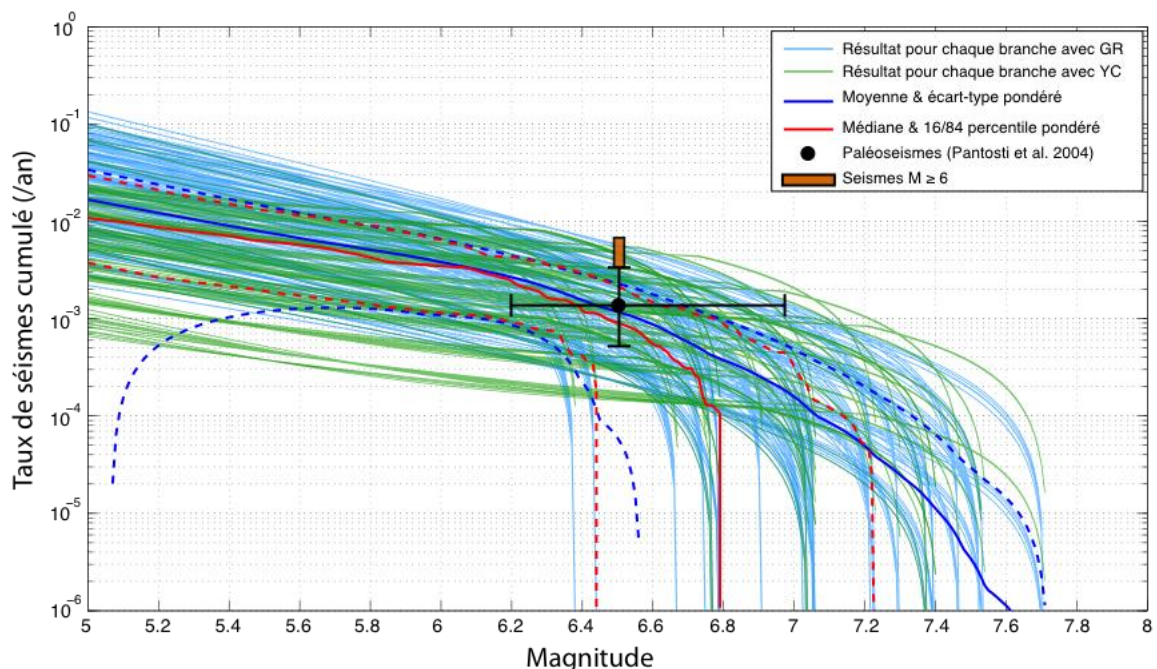


Fig. 4.31 : Résultats pour chacune des branches de l'arbre logique construit pour la faille d'Helike Est, en prenant en compte tout l'arbre logique d'Helike Est avec les scénarios de ruptures multiples. Les courbes bleues claires correspondent au modèle GR et vertes au modèle YC. La moyenne et les écarts types sont en bleu foncé, et la médiane et 16e/84e percentile en rouge. Les taux des séismes de forte magnitude sont déduits des données de paléosismologie (Koukouvelas et al. 2005) présentées en noires et des données du catalogue en brun (voir texte).

4.4.3. RESULTATS DES MODELES POUR LES ZONES SISMOTECTONIQUES ET LES FAILLES

Les résultats de chaque zone source considérée, obtenus à partir de la médiane des branches de chaque arbre, sont reportés dans le **Table 4.8** pour les zones sismotectoniques et dans la **Table 4.9** pour les différentes failles. Ces résultats sont présentés en terme de temps de retour, correspondant à l'inverse des taux présentés dans les figures précédentes, pour des $M \geq 5,5 / 6 / 6,5$.

4.4.3.1. ZONES SISMOTECTONIQUES

Les résultats obtenus pour les zones sismotectoniques montrent un temps de retour plus rapide pour la zone est que pour celle à l'ouest. Cette différence entre les deux zones est due à la différence de tailles. La surface de la zone est quatre fois plus grande ($\approx 4700 \text{ km}^2$) que celle de la zone ouest ($\approx 1020 \text{ km}^2$), impliquant la prise en compte d'un nombre de séismes beaucoup plus important. De ce fait, il sera important de prendre en compte ces dimensions pour comparer les probabilités qui seront déterminées dans le chapitre 5.

Zone sismotectonique	Magnitude	Médiane (années)	16 ^e Percentile (années)	84 ^e Percentile (années)
Zone ouest	$\geq 5,5$	28	16	62
	≥ 6	62	29	145
	$\geq 6,5$	109	42	526
Zone est	$\geq 5,5$	10	7	14
	≥ 6	19	11	38
	$\geq 6,5$	28	16	135

Table 4.8 : Résultats en terme de temps de retour obtenus à partir de la médiane des branches des arbres logiques conçus pour les zones sismotectoniques est et ouest, pour des $M \geq 5,5/6/6$. L'incertitude correspond au 16e et 84e percentile.

Les résultats présentés dans le tableau 4.8 correspondent aux temps de retour médian des résultats obtenus pour chaque branche de l'arbre logique (avec pondérations). La comparaison de ces différents résultats (sans prendre en compte de pondération) permet d'estimer l'impact généré par les différents paramètres ou modèles utilisés pour réaliser ces estimations (**Fig. 4.32**). Ainsi, à l'échelle de la zone sismogénique, la variation de M_{\max} considérée dans notre étude ne génère qu'un faible impact par rapport au type de modèle choisi (GR ou YC) ou à la méthode de déclustering utilisée (générant des paramètres a et b différents). Pour la zone sismotectonique ouest, le choix du modèle de distribution de la sismicité génère des variations importantes pour les $M \geq 6$ et $6,5$ à l'inverse des méthodes de déclustering qui impactent plus les résultats pour les $M \geq 5,5$ et 6 .

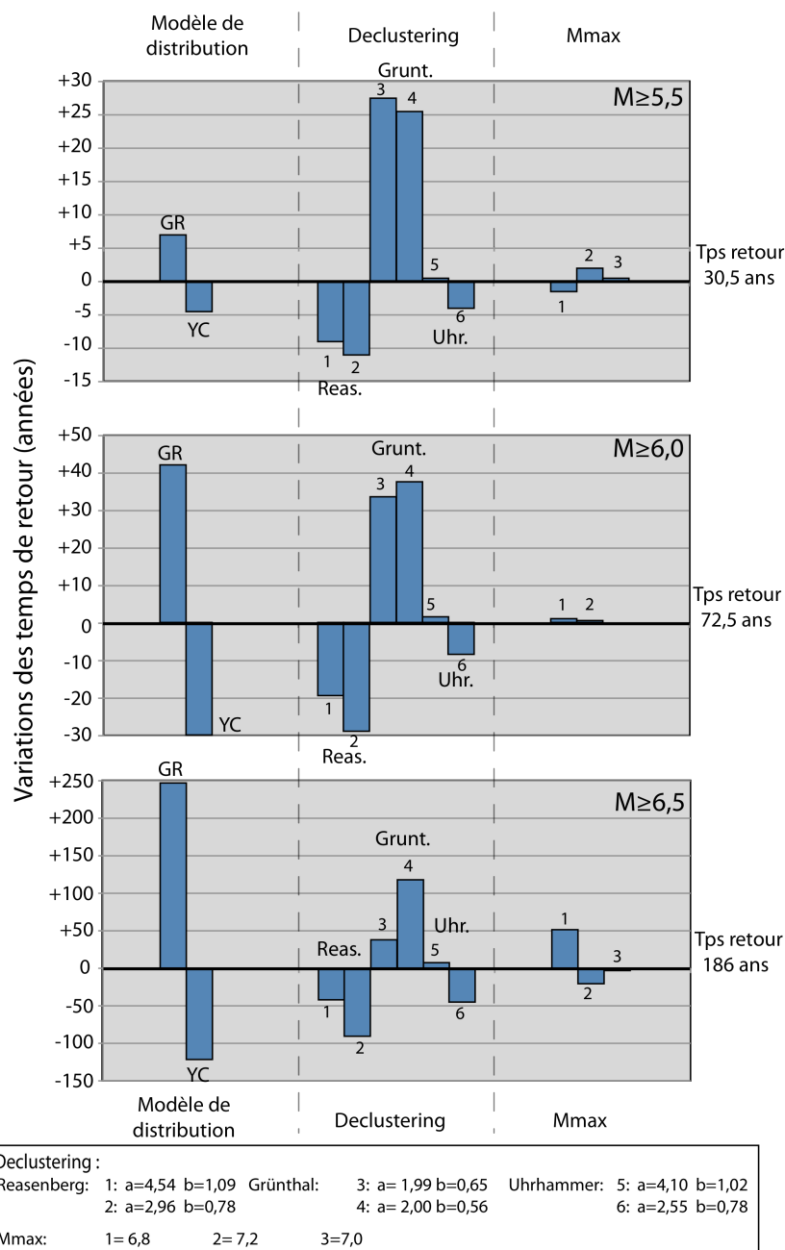


Fig. 4.32 : Variations des estimations de temps de retour d'un séisme de $M \geq 5,5 / 6 / 6,5$ pour la zone sismotectonique ouest, selon les différents paramètres et incertitudes présents dans l'arbre logique. Ces estimations sont réalisées sans aucune pondération.

4.4.3.2. FAILLES

Les résultats obtenus de la même manière pour les failles sont présentés dans la **Table 4.9**, également sous la forme de temps de retour. Pour les failles concernées, les hypothèses de rupture simultanée de multiples failles sont intégrées (ex. Psathopyrgos ou Helike Est). Les cases vides présentes dans ce tableau proviennent soit d'une absence totale de scénario au niveau de cette magnitude, soit d'une non considération par la médiane du fait du trop faible nombre de scénario permettant de produire ces magnitudes.

Bien évidemment les estimations des temps de retour dépendent directement des vitesses de glissement considérées pour chaque faille. Ainsi les failles caractérisées par une forte vitesse de glissement (entre 2 et 5 mm/an ; ex. Aigion, Psathopyrgos, cf. chap.2) sont celles qui présentent les temps de retour les plus courts (entre 250 et 400 ans pour des $M \geq 6$). Les failles caractérisées par une vitesse de glissement plus faible ($\approx 0,5 - 1$ mm/an) sont caractérisées par des temps de retour beaucoup plus long, aux alentours de 1000 ans pour des $M \geq 6$ (ex. Marathias, Helike Ouest).

Zone sismotectonique	Magnitude	Médiane	16 ^e Percentile	84 ^e Percentile	Dernier séisme	Etat d'avancement du cycle sismique $M \geq 6$
Psathopyrgos	$\geq 5,5$	123	58	288	? 1725	110%
	≥ 6	260	156	549	? 1756	99%
	$\geq 6,5$	865	418	∅	? 1806	80%
Marathias	$\geq 5,5$	886	361	2484	? 1725	16%
	≥ 6	1808	856	3372		
	$\geq 6,5$	6195	3477	66756		
Trizonia	$\geq 5,5$	459	202	1022	? 1725	38%
	≥ 6	751	636	1661		
	$\geq 6,5$	∅	2360	∅		
Neos-Erineos	$\geq 5,5$	163	75	326	? 1725	78%
	≥ 6	370	176	665		
	$\geq 6,5$	4618	587	∅		
Aigion	$\geq 5,5$	132	60	292	1888	32%
	≥ 6	389	202	2275	1817	50%
	$\geq 6,5$	5767	590	∅		
Pyrgos	$\geq 5,5$	205	486	75	? 1725	57%
	≥ 6	506	947	171		
	$\geq 6,5$	∅	∅	827		
Helike Ouest	$\geq 5,5$	540	244	1669	? 1725	30%
	≥ 6	941	612	2487		
	$\geq 6,5$	15903	2469	∅		
Helike Est	$\geq 5,5$	160	77	519	1861	53%
	≥ 6	289	156	872	1995	6%
	$\geq 6,5$	1104	466	∅		
Sud Eratini	$\geq 5,5$	488	162	1243	? 1725	27%
	≥ 6	1037	274	2017		
	$\geq 6,5$	6307	431	46620		
Nord Eratini	$\geq 5,5$	158	82	385	? 1725	64%
	≥ 6	447	193	687		
	$\geq 6,5$	11539	2122	∅		
F. aveugle 1995	$\geq 5,5$	125	38	304	1995	7%
	≥ 6	271	109	513		
	$\geq 6,5$	1046	329	∅		

Table 4.9 : Résultats en terme de temps de retour obtenus à partir de la médiane des branches des arbres logiques conçus pour les différentes failles pour des $M \geq 5,5/6/6,5$. L'incertitude correspond au 16^e et 84^e percentile. Pour chacune d'elle la date hypothétique du dernier séisme de $M \geq 6$ est précisée, ainsi que le niveau correspondant dans le cycle sismique.

En considérant l'hypothèse de l'existence d'un cycle sismique au niveau de ces failles (e.g. Shimazaki et Nakata 1980), nous pouvons déterminer la durée intersismique de chaque faille à partir des derniers séismes répertoriés de $M \geq 6$ et des estimations des temps de retour (**Table 4.9**). Pour les failles pour lesquelles notre connaissance ne permet pas de définir la date du dernier séisme, nous utilisons la date de complétude pour réaliser une estimation minimale. Malheureusement cette hypothèse est faite pour la plupart des failles, impliquant des pourcentages d'avancement du cycle sismique allant de 30% à 80% selon les failles. Pour la faille de Neos-Erineos qui possède l'une des vitesses de glissement les plus importantes de la zone (entre 3 et 4 mm/an), le fait de n'avoir aucun séisme pouvant lui être associé engendre un fort pourcentage de 80% d'avancement dans son cycle sismique.

De même, la faille de Psathopyrgos est également caractérisée par une valeur très élevée. Il existe plusieurs hypothèses de séismes associés à la faille de Psathopyrgos (1756, 1806, e.g. Console et al., 2013) mais les dernières études historiques tendent à les déplacer vers l'ouest, au niveau de la faille de Rio-Patras. En prenant en compte ces différentes hypothèses, les résultats obtenus pour cette faille impliquent un état assez avancé du cycle sismique ($>80\%$). Il arrive même, en faisant l'hypothèse que cette faille n'a généré aucun séisme depuis 1725, que cette durée dépasse le temps de retour médian correspondant, impliquant un pourcentage supérieur à 100%. Par contre si on considère la borne maximale d'incertitude du temps de retour, le pourcentage d'avancement passe de 110% à 52%. A partir de l'hypothèse de cycle sismique, il semblerait que la faille de Psathopyrgos soit celle qui risque le plus de générer un séisme dans le futur. Le calcul des probabilités à partir de ces données est présenté dans le chapitre 5.

Comme pour les zones sismotectoniques, les impacts des différents paramètres ou modèles considérés dans les arbres logiques pour des zones sources de type faille sont analysés (ex. de la faille aveugle de Pyrgos, **Fig. 4.33**). A l'inverse des zones sismotectoniques, les paramètres produisant les plus importants impacts sont la M_{\max} et la vitesse de glissement. Pour les $M \geq 6$ l'incertitude au niveau de M_{\max} génère pour la faille de Pyrgos une variation du temps de retour de près de 500 ans entre la borne minimale ($M_{\max}=6,2$) et la borne maximale ($M_{\max}=6,8$). Ces variations ont d'autant plus d'impact que la M_{\max} est proche de ou inférieure à la magnitude ciblée par l'étude. Ainsi les incertitudes au niveau de la M_{\max} de Pyrgos impliquent plusieurs scénarios ne pouvant pas générer de séismes de $M \geq 6,5$, ce qui se traduit par une absence de résultats pour les hypothèses inférieures à 6,5 ($M_{\max}=6,2$ et 6,4) et des variations majoritairement liées à ce paramètre.

L'incertitude sur la vitesse de glissement engendre également d'importantes variations du temps de retour des séismes, avec ≈ 650 ans de différence pour le temps de retour de séismes de $M \geq 6$ selon que l'on considère une vitesse de glissement de 2 ou 7 mm/an. Le choix du type de modèle de distribution de la sismicité (GR ou YC) génère quelques variations mais moins importantes (**Fig. 4.33**, $M \geq 6$) que celles observées pour M_{\max} et la vitesse de glissement. Par contre, contrairement aux zones sismogéniques, la variation du paramètre b (et donc le choix de l'algorithme de déclustering) a un impact très faible pour ces magnitudes (5,5 / 6 / 6,5).

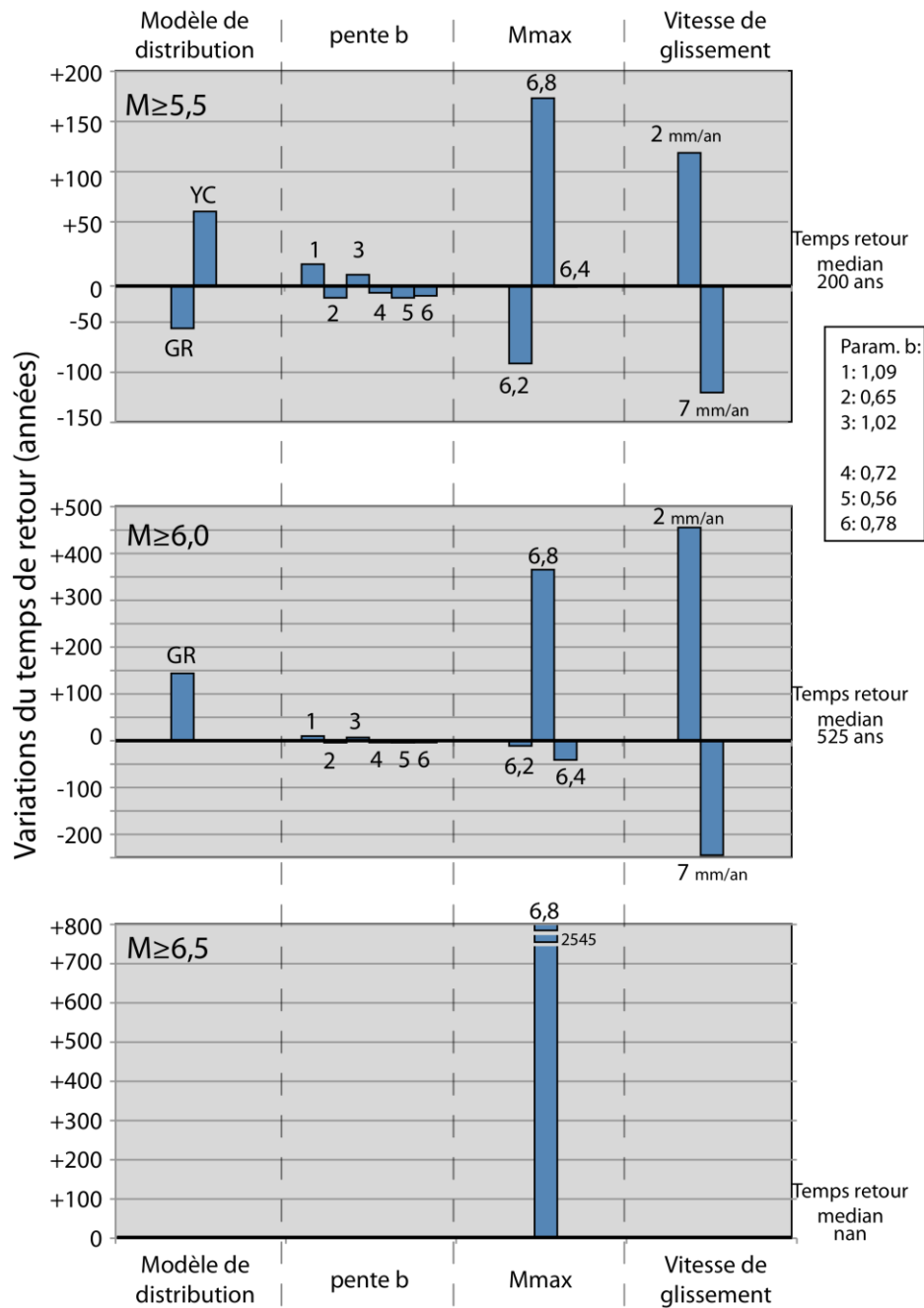


Fig. 4.33 : Variations des estimations de temps de retour d'un séisme de $M \geq 5,5 / 6 / 6,5$ pour la faille de Pyrgos, selon les différents paramètres et incertitudes présents dans l'arbre logique. Ces estimations sont réalisées sans aucune pondération.

4.4.4. COMPARAISONS DU MODELE AVEC LES DONNEES GEODESIQUES ET SISMOLOGIQUES

Les taux de sismicité par gamme de magnitudes prédits pour chacune des failles localisées dans la zone ouest du rift sont cumulés afin de comparer ces taux de sismicité dits « géologiques » aux taux « sismologiques » déduits du catalogue de sismicité et aux taux dits « géodésiques » déduits des données de GPS. Les résultats obtenus pour les scénarios comprenant la rupture de plusieurs failles sont intégrés, en veillant à ne pas compter plusieurs fois une même structure. Les taux de sismicité « géodésiques » sont estimés à partir de la formule de Kostrov (1974, eq. 4.15) comme proposé par Ward (1994, 2007).

$$M_{o_{geod}} = 2\mu AH\varepsilon \quad \text{eq. 4.16}$$

Les paramètres A et H correspondent respectivement à la surface et à la profondeur sismogénique de la zone considérée. Le taux de déformation ε est dérivé des mesures GPS réalisées sur les différentes sections N-S présentes dans cette zone. Le paramètre μ correspond au module de rigidité, soit 3.10^{10} N/m² (e.g. Guzman-Speziale, 2001 ; Moslopoulou et al., 2013).

Le moment géodésique de la zone ouest est déterminé à partir des taux de déformation issus des mesures GPS (Elias et Briole 2013, communication SISCOR), variant entre $7,82.10^{-7}$ et $1,06.10^{-6}$ /an. Plusieurs hypothèses de profondeur sismogénique sont faites en considérant des valeurs de 7 et 15 km. A partir de l'équation 4.16 de Kostrov, nous déterminons un taux de moment géodésique de $3,37.10^{17}$ Nm/an et des bornes minimales et maximales de $1,81.10^{17}$ et $5,25.10^{17}$ Nm/an.

Les résultats issus des trois approches sont illustrés sur la **Fig. 4.34**. Les deux modèles de distribution (GR et YC) sont considérés pour le calcul des taux de sismicité « géodésiques » en faisant des hypothèses de valeurs de b et de M_{\max} similaires à celles faites pour l'estimation des taux « géologiques ». L'analyse du catalogue de sismicité complet pour la région permet de définir un taux de moment sismique de $3,51.10^{17}$ Nm/an (correspondant à la génération d'un séisme de magnitude 5,6 par an), avec des bornes définies par l'incertitude associée au nombre d'évènements composant chaque gamme de magnitude (Weichert 1980) correspondant à $2,1.10^{17}$ et $6,1.10^{17}$ Nm/an. En faisant l'hypothèse que ce moment « sismologique » est généré par des failles de 60° de pendage, nous le projetons sur l'horizontale afin de le comparer au moment « géodésique ». Nous obtenons donc un moment « sismologique » de $1,76.10^{17}$ Nm/an (avec des bornes d'incertitudes de $1,05.10^{17}$ et $3,05.10^{17}$ Nm/an).

Les taux de sismicité « sismologiques » apparaissent moins importants que les taux « géodésiques ». Cet écart entre estimation « géodésique » et « sismologique » peut être interprété comme indiquant la présence d'une déformation asismique au niveau du rift. Cette déformation asismique, exprimée en terme de moment sismique équivalent est estimée à 50% avec une incertitude de $\pm 20\%$. L'application des modèles de GR et YC confirme le fait que le taux de sismicité estimé « géodésique » est supérieur aux taux de sismicité « sismologique » (**Fig. 4.34**). Bien que la différence entre les deux taux de moment soit identique pour les deux modèles, la distribution de cet écart varie selon le modèle considéré. Pour le modèle GR, cette différence est constante sur toute la gamme de magnitudes. Par contre, pour le modèle YC les taux « géodésiques » correspondent aux taux « sismologiques » pour des magnitudes entre 4 et 5,5 mais au delà ils s'écartent. Les résultats obtenus à partir de l'étude de la zone sismogénique correspondent aux données issues du catalogue (**Fig. 4.34**, courbes vertes). En considérant un modèle YC, ces résultats sont quasi similaires au modèle « géodésique » (**Fig. 4.34 B**). Les différences au niveau du modèle YC entre les modèles « sismologiques » et « géodésiques » étant moins visible que pour la considération de modèle GR indiqueraient une différence plus diffuse sur les gammes de magnitudes.

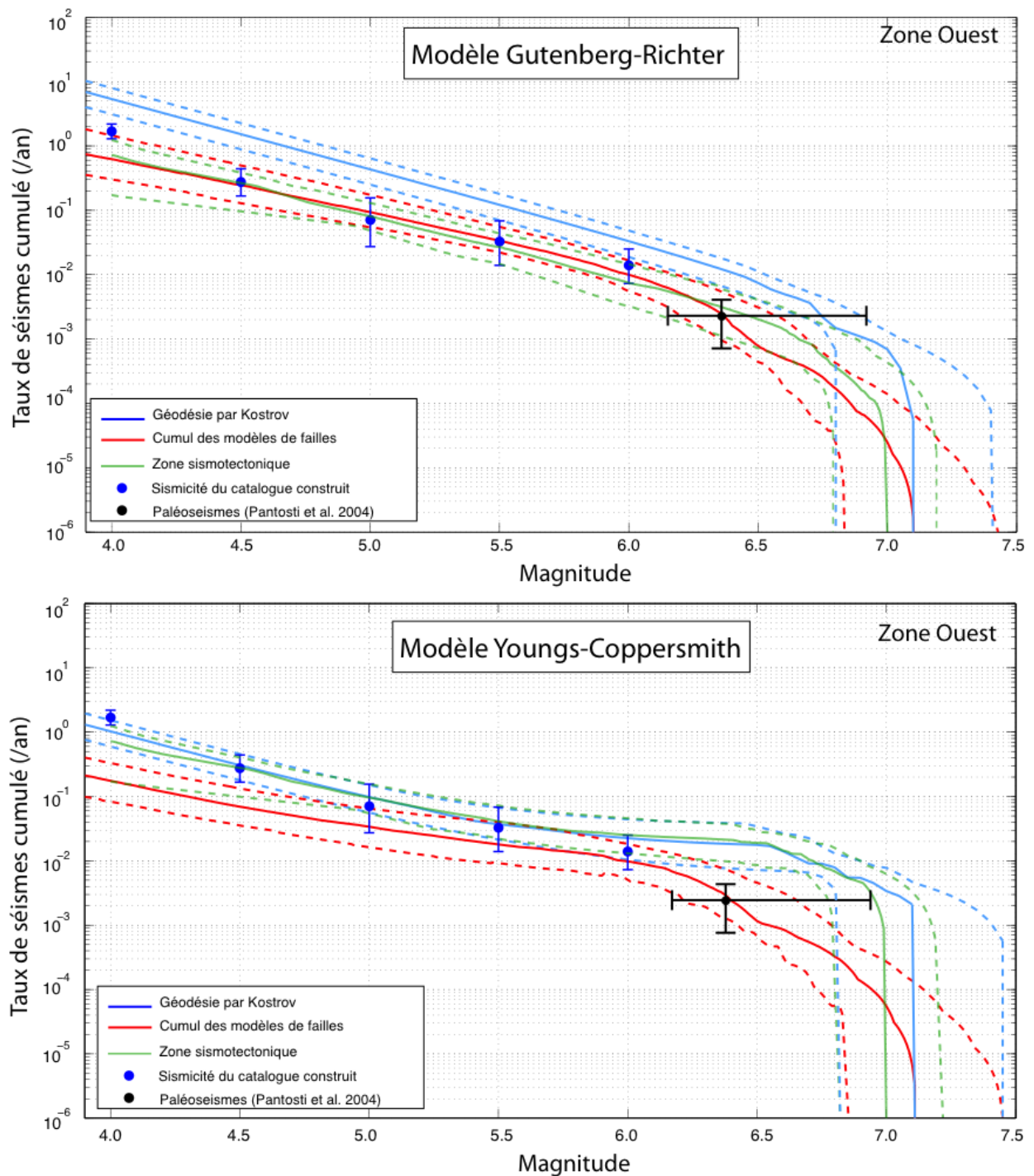


Fig. 4.34 : Comparaison des taux de sismicité de la zone sismotectonique ouest déduits de différentes méthodes. La courbe bleue est estimée à partir de la déformation géodésique et les points bleus à partir de la sismicité issue du catalogue complet. La courbe rouge correspond à la somme des modèles de failles de la zone. Le point noir est issu de la paléosismologie déterminée uniquement pour la faille d'Aigion (d'après Pantosti et al. 2004).

Les taux de sismicité « géodésiques » et « sismologiques » sont définis sur des périodes de temps relativement courtes, allant de quelques dizaines à quelques centaines d'années. A l'inverse les taux « géologiques » intègrent des déformations moyennées sur des périodes de quelques milliers à centaines de milliers d'années. Contrairement aux observations réalisées au niveau des zones sismotectoniques (courbe verte, chap. 4.4.1), les résultats obtenus à partir de la géologie et avec l'application de modèles GR semblent mieux correspondre à la sismicité que ceux obtenus avec des modèles YC. Pour le modèle GR, ces résultats correspondent assez bien aux taux « sismologiques », à l'exception de la gamme de magnitudes [4-4,5[qui est au-dessus de la borne supérieure du modèle. Pour le modèle YC, les taux de sismicité issus de l'étude des failles sont proches des taux

déterminés à partir de l'observation de la sismicité de la zone pour les $M \geq 5$, en prenant en compte les différentes incertitudes. Par contre, pour les $M < 5$ ces taux « géologiques » sont inférieures aux taux « sismologiques ». Il est également à noter que le taux obtenu à partir des données paléosismologiques d'une seule faille (Aigion) correspond aux modèles construits à partir de l'ensemble des failles de la zone, ce qui suggère une sous-estimation de la prédiction des séismes de $M \geq 6$ par nos modèles ou un problème d'interprétation (magnitude) ou de datation pour ces événements.

Le cumul des résultats obtenus pour chaque scénario de failles présentes dans la zone est comparé aux taux « géodésiques » et « sismologiques ». Ce taux de sismicité « géologique », intégrant les vitesses de glissement estimées à « long terme », sont inférieures aux taux de sismicité « géodésiques » obtenus à partir de la déformation « court terme » (quelque soit le modèle considéré, **Fig. 4.34**). A partir de ces observations, plusieurs hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer ces différences. Le fait de comparer des modèles basés sur des périodes de temps différentes peut mettre en évidence une accélération du système, comme suggéré par Koukouvelas et al. (2005) à partir de l'étude de la paléosismicité sur 10 ka au niveau de la faille Helike Est. A l'inverse, en supposant que le taux de déformation du rift est resté constant au cours du temps, le fait que les taux de sismicité « géologiques » soient moins important que les taux de sismicité « géodésiques » pourraient mettre en évidence la présence de structures participant à la déformation de la région et non identifiées dans cette étude.

Afin de valider l'existence d'une déformation asismique dans la zone, nous tentons de déterminer quelle M_{max} serait nécessaire pour faire correspondre les taux de déformations géodésiques et ceux issus de la sismicité (**Fig. 4.35**). Ainsi, en considérant un modèle de GR, il serait nécessaire de générer des magnitudes allant de $\approx 8,5$ à $9,3$ (selon le taux de moment considéré) pour faire correspondre ces deux taux de sismicité. Par rapport aux observations faites au niveau des failles normales dans les différents catalogues de sismicité, ces magnitudes apparaissent irréalistes pour les considérer au niveau du rift de Corinthe. En prenant comme référence le catalogue de sismicité d'Harvard, la plus forte magnitude enregistrée toute zone confondue est $9,5$ (séisme du Chili, 1960). Pour les failles normales, les plus forts séismes répertoriés possèdent seulement des magnitudes proches de $7,5$ (ex. Hebgen Lake en 1959 de $M=7,3$ ou $M=7,4$ près des Tonga ; **Fig. 4.35**). Bien que le modèle de YC nécessiterait des M_{max} plus proches des observations, avec une gamme de magnitude allant de $7,2$ à $7,7$, ces estimations demeurent importantes pour un système en faille normale. Nous arrivons donc à la conclusion que l'écart observé entre déformation géodésique et sismologique nécessite de considérer un comportement asismique au niveau de la zone ouest du rift. Cette interprétation est en accord avec les conclusions de Lambotte et al. (2013) à partir de l'analyse de la micro-sismicité, qui suggère une zone de déformation importante au centre du rift (**Fig. 4.4**).

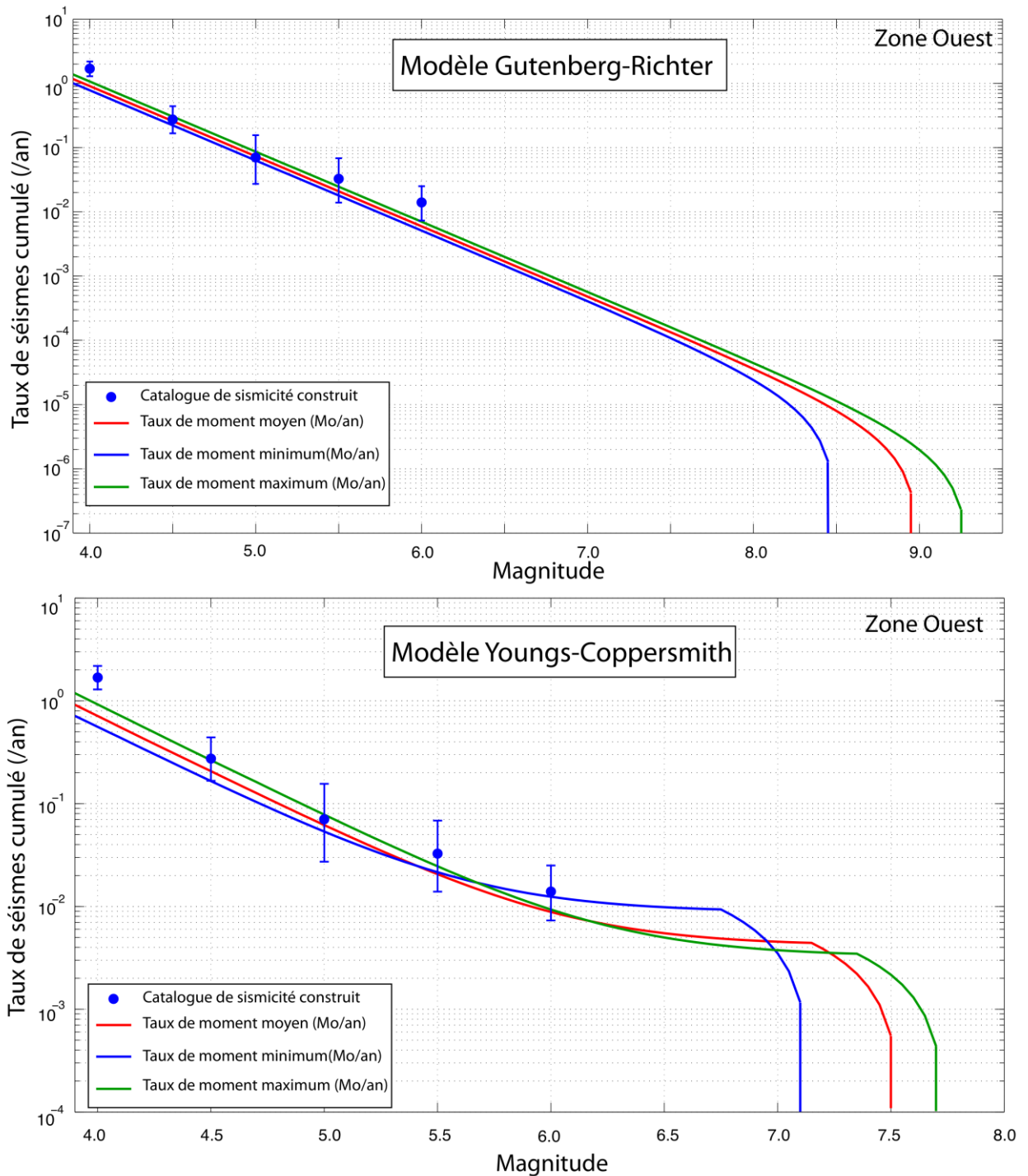


Fig. 4.35 : Estimation de la M_{max} qui permettrait une cohérence totale entre les taux de sismicité « géodésiques » et « sismologiques » déduits pour la zone ouest : modèle de sismicité Gutenberg-Richter (haut), modèle de sismicité Youngs et Coppersmith (bas).

4.5. CONCLUSIONS

En considérant l'ensemble des données (sismologie, géologie, géodésie, etc.) nous définissons deux zones sismotectoniques pour le rift de Corinthe. Ces zones nous permettent d'estimer les paramètres de sismicité qui seront utilisés pour les failles (paramètre b).

A partir de la définition des paramètres a et b , via la méthode de Weichert (1980), nous mettons en lumière l'impact des méthodes de déclustering et de la définition de la M_{min} . L'impact des méthodes de déclustering est confirmé par l'analyse des résultats des taux de sismicité définis pour les zones sismotectoniques.

L'analyse des différents catalogues de sismicité au niveau de la zone ouest permet de mettre en évidence un comportement de la sismicité apparaissant plus proche d'un modèle de type Youngs & Coppersmith, habituellement considéré uniquement au niveau des failles. La dimension limitée de la zone pourrait être une des raisons de cette observation. La définition des modèles de distribution de la sismicité (en fonction de la magnitude) peut varier selon le traitement de déclustering appliqué au catalogue de sismicité. La définition du modèle apparaît également comme un paramètre fortement impactant pour les taux de sismicité de la zone sismotectonique. Ces deux modèles sont intégrés avec différentes pondérations dans l'arbre logique, à partir des observations réalisées pour la zone sismotectonique ouest. Le modèle YC est favorisé avec la prise en compte de $M_{\min}=4$, alors que pour une $M_{\min}=4,5$ nous considérons une même pondération pour les deux types de modèles.

Les M_{\max} déterminées à partir des géométries des failles considérées à partir de lois d'échelles (Wells et Coppersmith 1994) diffèrent des magnitudes observées dans les catalogues ou de celles des paléoséismes. Ces résultats permettent de considérer l'hypothèse de possibles ruptures simultanées de plusieurs failles. L'étude des cas existants de ruptures multiples pour les failles normales réalisée par Wesnousky (2008) est reprise et complétée. Cela nous permet de définir une distance limite de 5km entre 2 failles, permettant d'envisager ces hypothèses de fonctionnement simultané. Le réseau de failles situé dans la partie ouest du rift étant très resserré, nous définissons ces scénarios pour des failles distantes de moins de 1,5 km.

Les résultats obtenus pour les zones sismotectoniques et les failles à partir de ces arbres logiques, pour des $M \geq 5,5 / 6 / 6,5$, sont présentés dans ce chapitre. Ils seront intégrés aux modèles de probabilités définis dans le chapitre 5. L'impact des paramètres et incertitudes intégrés dans l'arbre logique des failles est analysé, mettant en évidence de fortes variations des estimations des temps de retour des séismes avec la M_{\max} et la vitesse de glissement. La définition des paramètres les plus impactant est complétée avec l'analyse de la variation de la probabilité présentée dans le chapitre 5.

A partir de l'observation des failles d'Aigion et Helike Est, nous validons nos hypothèses grâce à la concordance des modèles avec la sismicité et la paléosismicité. Il est toutefois important de noter que les paramètres de déformations introduits dans ces modèles sont définis pour des échelles de temps géologique, alors que les données de sismologie, paléosismologie et géodésie permettent seulement de décrire le comportement sur des temps plus courts et récents.

Enfin, dans la dernière partie nous comparons les résultats obtenus par ces différentes méthodes (modèle des failles, sismicité, paléosismicité et géodésie) à l'échelle de la zone sismotectonique ouest. Au travers d'une analyse simplifiée du moment sismique équivalent déduite des données géodésiques et de sa comparaison aux données sismologiques et géologiques, il apparaît que cette zone possède un comportement asismique, estimée à environ 40% +/-20 % de la déformation totale observée par la géodésie. Afin de faire correspondre la déformation géodésique avec la déformation sismique, il serait nécessaire de produire à minima un séisme de magnitude 7,5 – 8. Ces conclusions se limitent à la partie ouest du rift, bien caractérisée par un important set de données, mais qui apparaît encore trop limité lorsque nous voulons travailler à l'échelle de la faille. Il est également important d'améliorer le niveau de connaissance de la partie est du rift afin de vérifier si les observations faites à l'ouest sont également valides à l'est, mais aussi de caractériser la présence ou non de connexion entre l'est et l'ouest.

Chapitre 5 :

Détermination des probabilités d'occurrence des séismes (P.O.S.)

Sommaire

5.1. Modélisation de la probabilité d'occurrence des séismes	167
5.1.1. Modèle sans mémoire : Poisson	167
5.1.2. Modèles à renouvellement ou à mémoire.....	168
5.1.2.1. Modèle Brownian Passage Time (BPT)169	
5.1.2.2. <i>MODELE DE WEIBULL</i>	<i>171</i>
5.1.2.3. <i>PARAMETRAGE DES MODELES A MEMOIRE</i>	<i>172</i>
5.1.2.3.1. <i>PARAMETRAGE POUR LA FAILLE D'AIGION.....</i>	<i>174</i>
5.1.2.3.2. <i>PARAMETRAGE POUR LA FAILLE D'HELIKE EST.....</i>	<i>175</i>
5.1.2.3.3. <i>PARAMETRAGE POUR LES ZONES SISMOTECTONIQUES</i>	<i>177</i>
5.1.3. Discussion et pondération des paramètres et modèles de probabilités	178
5.2. Résultats et analyses des P.O.S. : modèle de Poisson.....	183
5.2.1. Résultats pour le modèle de Poisson.....	183
5.2.2. Analyse de la sensibilité des P.O.S. pour le modèle de Poisson.....	185
5.3. Résultats et analyses des P.O.S. : modèles à mémoire.....	190
5.3.1. Résultats pour les modèles à mémoire	190
5.3.2. Analyse de la sensibilité des P.O.S. pour les modèles à mémoire	195
5.4. Résultats finaux et représentation graphique des P.O.S. pour les 30 prochaines années..	196
5.5. Représentation graphique alternative des résultats	202
5.6. Discussions et conclusions	204

La probabilité d'occurrence d'un séisme pour une magnitude donnée est calculée à partir du taux de sismicité et d'un modèle de probabilité. Une probabilité est calculée pour chaque branche de l'arbre logique puis pondérée, dans le calcul final, par le poids défini pour cette branche. Il existe une multitude de modèles de probabilités pouvant être employés pour obtenir ces P.O.S, impliquant des hypothèses différentes et nécessitant une connaissance de la sismicité plus ou moins importante (e.g. : Anagnos et Kiremidjian 1988).

Ce chapitre est consacré à l'analyse des principaux modèles de probabilités utilisés dans les études de détermination des P.O.S. et à leur paramétrage. Les résultats obtenus pour les arbres logiques d'Aigion et Helike Est sont analysés pour déterminer l'impact des paramètres intégrés dans l'arbre sur la détermination de la P.O.S. La dernière partie du chapitre est dédiée à la représentation et à l'analyse des résultats obtenus suivant les hypothèses et les pondérations des deux approches considérées : l'arbre logique des failles et l'arbre logique des zones sismotectoniques.

5.1. MODELISATION DE LA PROBABILITE D'OCCURRENCE DES SEISMES

Depuis vingt ans, de nombreux modèles de probabilité concernant la distribution temporelle des séismes ont été développés. Les plus simples dépendent uniquement du temps de récurrence pour la magnitude cible. Ces modèles sont appelés modèles sans mémoire, la probabilité d'occurrence étant indépendante de la date du dernier séisme. A l'inverse, d'autres modèles introduisent une variation de la probabilité d'occurrence suivant la position de l'instant considéré dans le cycle sismique, le cycle sismique pouvant être plus ou moins périodique. Ces modèles sont appelés modèles avec mémoire.

A partir des données à notre disposition, certains modèles à mémoire seront considérés dans notre étude. Les probabilités calculées dans cette étude sont des probabilités conditionnelles indiquant la probabilité qu'un (ou plusieurs) tremblement de terre se produise dans la source cible pour une période de temps Δt donnée (30 ans pour cette étude), conditionnée par l'analyse de la sismicité passée.

5.1.1. MODELE SANS MEMOIRE : POISSON

Le modèle le plus simple à mettre en place et le plus couramment utilisé dans les études d'aléa est le modèle de Poisson (e.g. Frankel et al., 1997 ; Peterson et al., 1996 ; WGCEP, 1999, 2003 et 2008 ; Papanikolaou et al., 2013). Ce modèle est particulièrement approprié lorsqu'aucune autre information que le taux de récurrence n'est disponible. De ce fait, il n'intègre pas la physique du cycle sismique, selon laquelle la probabilité d'occurrence d'un séisme majeur sur une faille ayant déjà produit un séisme majeur est très faible tant que le temps écoulé n'a pas permis une nouvelle accumulation de contraintes sur la faille (e.g. Ellsworth et al., 1999 ; Ogata et al., 1999 ; WGCEP, 1999 et 2003 ; Stein, 2002). Comme a pu le montrer l'analyse de la distribution temporelle de paléoséismes (e.g. Ogata et al., 1999 au Japon avec 29 séismes ; WGCEP, 2003 en Californie), le modèle de Poisson peut donner une plus mauvaise estimation des distributions temporelles observées que d'autres modèles prenant en compte le temps écoulé après le dernier séisme (Lognormal, Weibull, etc.). De plus, ce modèle ne permet pas de considérer de variations de l'activité sismique, comme cela a pu être observé en Californie après le séisme de San Francisco en 1906 ($M=7,7$; WGCEP 2003). Néanmoins, seules quelques régions sont suffisamment bien documentées pour la mise en place de modèles à mémoire, ce qui explique la large utilisation du modèle de Poisson malgré ses désavantages. Ce dernier est également toujours utilisé dans des régions telles que la Californie pour modéliser les sources autres que les failles les mieux connues (7 failles, UCERF2) et particulièrement pour la sismicité de fond localisée en dehors des zones de failles.

En considérant les taux d'occurrence λ de séismes de magnitude M , la fonction de densité de probabilité pour un temps t est définie par l'équation eq. 5.1. La probabilité conditionnelle pour un intervalle de temps Δt est définie à partir de l'équation eq. 5.2. Elle est indépendante du temps.

$$f_{Exp}(t) = \lambda e^{-\lambda t} \quad eq. 5.1$$

$$P = 1 - e^{-\lambda \cdot \Delta t} \quad eq. 5.2$$

Ainsi, que l'on soit au lendemain d'un séisme majeur ou non, la P.O.S sera la même. La variation de la probabilité en fonction du temps et de la proximité ou non d'un séisme est obtenue par les modèles à mémoire décrits ci-après.

5.1.2. MODELES A RENOUVELLEMENT OU A MEMOIRE

Contrairement au modèle de Poisson, un modèle à mémoire incorpore le concept de cycle de chute/accumulation de contraintes, impliquant un intervalle de récurrence associé à une évaluation du comportement temporel de la distribution des anciens séismes (WGCEP 1990). Pour chaque zone source considérée, la probabilité est spécifiée par une fonction de densité de probabilité $f(t)$, définissant la probabilité que la rupture se produise dans un intervalle de temps allant de T à $T+\Delta T$, où t correspond au temps estimé depuis l'occurrence du dernier séisme majeur (**Fig. 5.1 a** ; e.g. Ellsworth et al., 1999 ; WGCEP, 2003 et 2008). L'aire sous la courbe $f(t)$ entre 0 et l'infini vaut 1, tandis que l'aire comprise entre T et l'infini décrit la fonction de survie $F(T)$ (eq. 5.3) qui donne la probabilité en considérant qu'au moins une durée T s'est écoulée depuis le dernier séisme.

$$F(T) = \int_T^{\infty} f(t) dt \quad eq. 5.3$$

La probabilité conditionnelle est définie par l'équation eq. 5.4.

$$P(T \leq t \leq T + \Delta T | t > T) = \frac{F(T) - F(T + \Delta T)}{F(T)} \quad eq. 5.4$$

Il existe plusieurs modèles permettant de prendre en compte le temps écoulé depuis le dernier séisme (e.g. Anagnos et Kiremidjian, 1988 ; Mosca et al., 2012 ; WGCEP, 2003 & 2008), chacun basé sur des hypothèses physiques différentes et lié à des fonctions de densité de probabilité différentes (**Fig. 5.1 b et c**). Le choix du modèle influence la probabilité conditionnelle calculée pour une faille donnée, mais malheureusement ce choix est la plupart du temps fait arbitrairement, dû au peu de contraintes disponibles (e.g. Parsons 2008). Malgré cela, les distributions « lognormales » et « Brownian Passage Time » (BPT), caractérisées par des fonctions de densité de probabilité assez similaires, sont assez régulièrement utilisées (e.g. Parsons, 2008, WGCEP, 2003). Dans leur étude du rift de Corinthe, Console et al. (2013) considèrent le modèle BPT et le modèle de Weibull. A partir de tests statistiques, ils estiment le modèle de Weibull plus robuste que le modèle BPT.

Pour notre étude, nous considérons également les modèles BPT et Weibull pour les sources définies dans les chapitres précédents. Le modèle log-normal étant très proche du modèle BPT, il ne sera pas étudié ici.

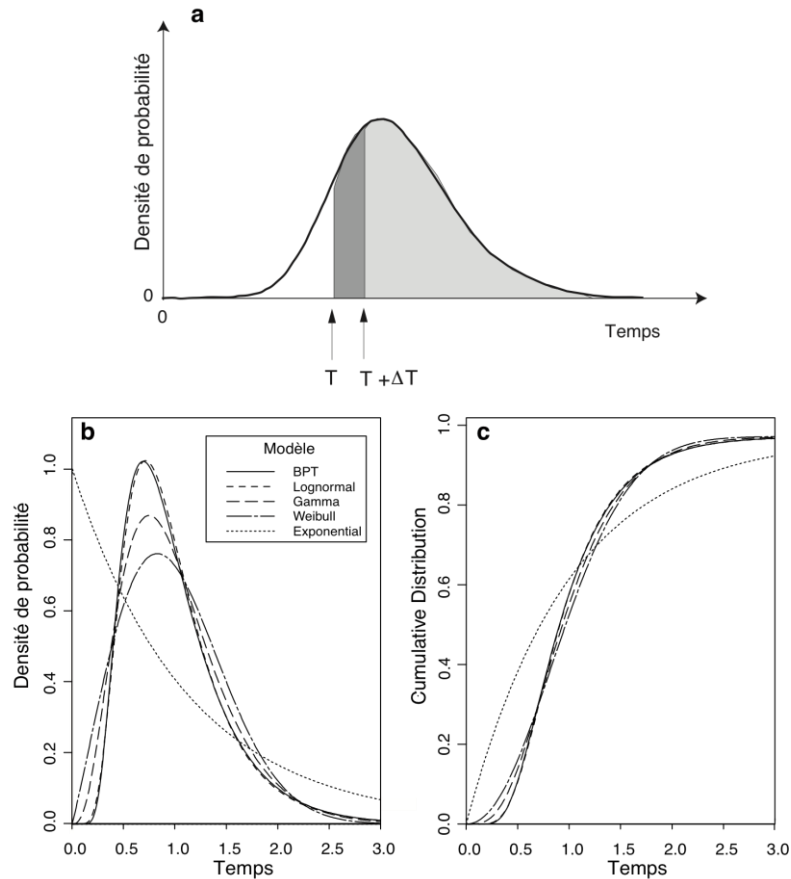


Fig. 5.1 : a) Diagramme illustrant le calcul de la probabilité conditionnelle à partir de la fonction de densité de probabilité $f(t)$. L'intervalle de temps d'intérêt (temps d'exposition) s'étend de T (présent) à $T+\Delta T$ (gris foncé). La fonction de survie au temps T est égale à l'aire en gris clair. La probabilité conditionnelle est le ratio de ces deux aires (WGCEP 2003). b) densité de probabilité et c) distribution cumulée en fonction des modèles exponentiel (Poisson), BPT, log-normal, gamma et Weibull. Un temps de retour de 1 et un écart type de 0,5, sauf pour la distribution exponentielle, est utilisé (Matthews et al. 2003).

5.1.2.1. MODÈLE BROWNIAN PASSAGE TIME (BPT)

Le modèle de probabilité BPT (e.g. Ellsworth et al., 1999 ; Matthews et al., 2005) est basé sur la théorie du mouvement brownien qui permet d'analyser le mouvement d'une particule en suspension dans un liquide soumise à l'agitation thermique. Ce modèle permet l'intégration d'une composante aléatoire au cours du temps. Cette composante est estimée pour les séismes à partir de la distribution des événements au cours du temps, décrite par le paramètre d'apériodicité α . Il est estimé à partir du rapport de l'écart type de la distribution des séismes σ avec l'intervalle moyen de récurrence μ : $\alpha = \sigma/\mu$. La fonction permettant de définir la densité de probabilité du modèle BPT (Fig. 5.1 b. et Fig. 5.2) est décrite par l'équation eq. 5.5.

$$f_{BPT}(t) = \sqrt{\frac{\mu}{2\pi\alpha^2 t^3}} e^{-\frac{(t-\mu)^2}{2\mu\alpha^2}} \quad \text{eq. 5.5}$$

Le comportement de ce modèle est fortement dépendant de la valeur de l'apériodicité de la série étudiée (Fig. 5.2). Pour une distribution très périodique (α proche de 0), la fonction $f_{BPT}(t)$ est fortement pointue autour du temps de récurrence et reste proche de zéro le reste du temps. L'augmentation de la valeur de α (distribution de plus en plus apériodique) entraîne une diminution du délai précédent l'augmentation de la probabilité et un comportement de plus en plus proche d'une distribution de type Poisson. Par contre, quelque soit la valeur de l'apériodicité, la densité de probabilité immédiate après la rupture est toujours nulle.

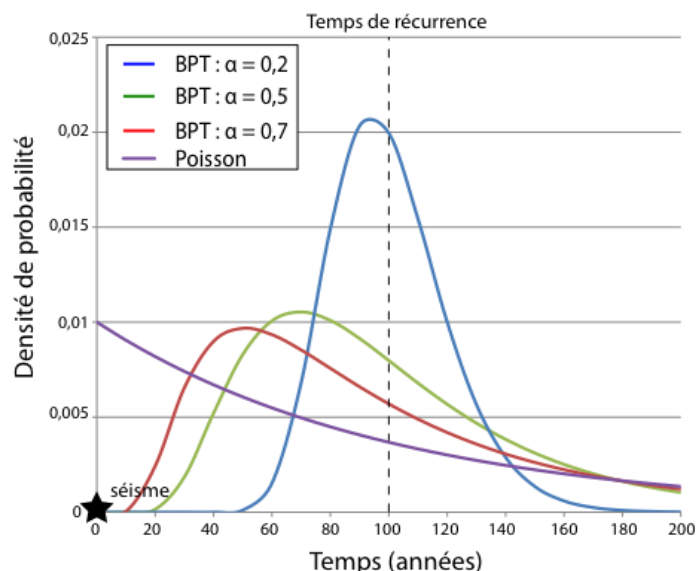


Fig. 5.2 : Comparaison de la fonction de densité de probabilité du modèle BPT (e.g. Matthews et al. 2005) en fonction du paramètre d'apériodicité considéré, de très périodique ($\alpha=0,2$) à très apériodique ($\alpha=0,7$). La fonction de densité de probabilité du modèle de Poisson, indépendante du temps, est montrée comme comparaison.

En terme de probabilité conditionnelle, une forte valeur d'apériodicité entraîne une augmentation de la probabilité rapidement après l'occurrence du dernier séisme. Celle-ci reste ensuite quasi constante au cours du temps (ex. avec un taux de récurrence de 100 ans pour l'évolution de la P.O.S. dans les 10 prochaines années; Fig. 5.3). A l'inverse, dans le cas d'un système très périodique (α proche de 0) la P.O.S. est nulle après l'occurrence du dernier séisme, elle augmente fortement à l'approche du temps de récurrence et atteint des valeurs plus importantes que dans le cas apériodique (Fig. 5.3). Ainsi pour un temps de retour de 100 ans, la P.O.S. pour les 10 prochaines années à exactement 100 ans après le dernier séisme, pourra varier entre 40% pour une distribution très périodique ($\alpha = 0,2$) et 15 % pour une distribution fortement apériodique ($\alpha = 0,7$). A l'inverse, 50 ans après ce dernier séisme, le modèle périodique estime une probabilité quasi nulle alors que pour le modèle fortement apériodique cette probabilité d'occurrence du prochain séisme dans les 10 ans à venir est déjà de 15%. Cette apériodicité joue donc un rôle majeur dans la détermination des P.O.S. pour le modèle BPT.

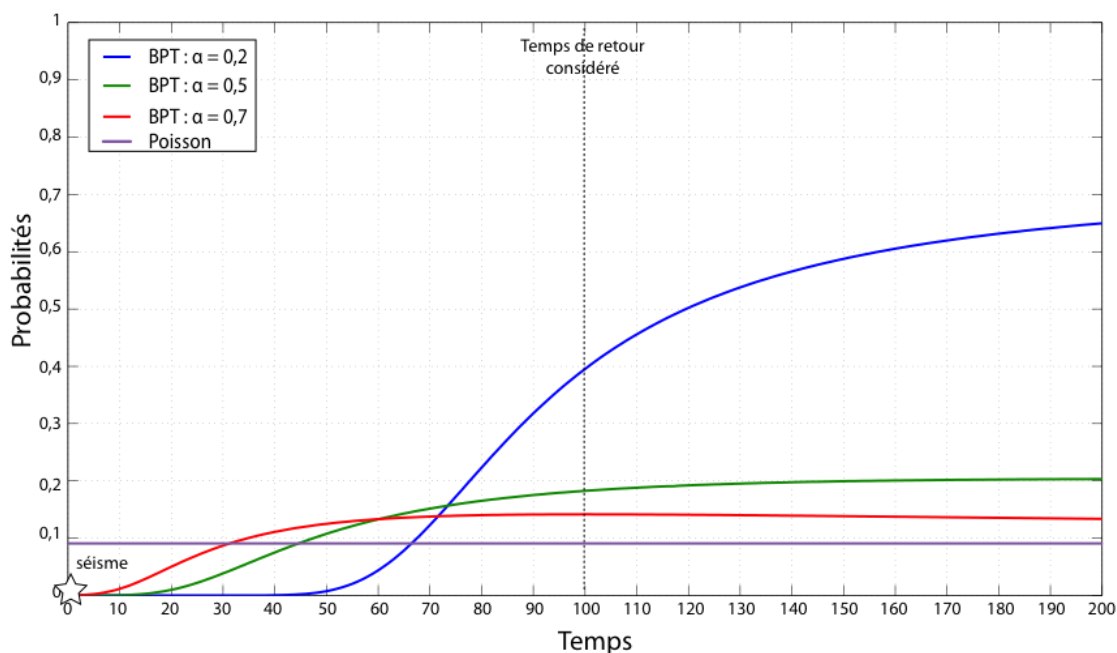


Fig. 5.3 : Probabilité conditionnelle de l'occurrence d'un séisme dans les 10 prochaines années pour le modèle BPT, pour différentes valeurs d'apériodicité et un temps de récurrence de 100 ans. La P.O.S. obtenue pour le modèle de Poisson est en violet.

5.1.2.2. MODELE DE WEIBULL

Le modèle de Weibull, développé originellement pour le contrôle qualité de composants électroniques et de systèmes de contrôle, a été adapté par Hagiwara (1974) pour estimer la probabilité d'occurrence de futurs séismes. Comme pour le modèle BPT, la probabilité évolue temporellement en fonction de la date du dernier séisme répertorié. La fonction de densité de probabilité de ce modèle est décrite par l'équation eq. 5.6, principalement régit par les paramètres de forme γ et d'échelle μ (Mosca et al. 2012).

$$f_{Wei}(x) = \frac{\gamma}{\mu} \cdot \left(\frac{x}{\mu}\right)^{\gamma-1} \cdot \exp\left\{-\left(\frac{x}{\mu}\right)^{\gamma}\right\} \quad eq. 5.6$$

Le paramètre de forme (γ) correspond à l'inverse du paramètre d'apériodicité (α) du modèle BPT. Le paramètre d'échelle (μ) est défini par la moyenne du temps écoulé entre les événements sismiques générés par la faille étudiée. La fonction de densité de probabilité du modèle de Weibull (**Fig. 5.4**) est assez proche de celle définissant le modèle BPT (**Fig. 5.2**).

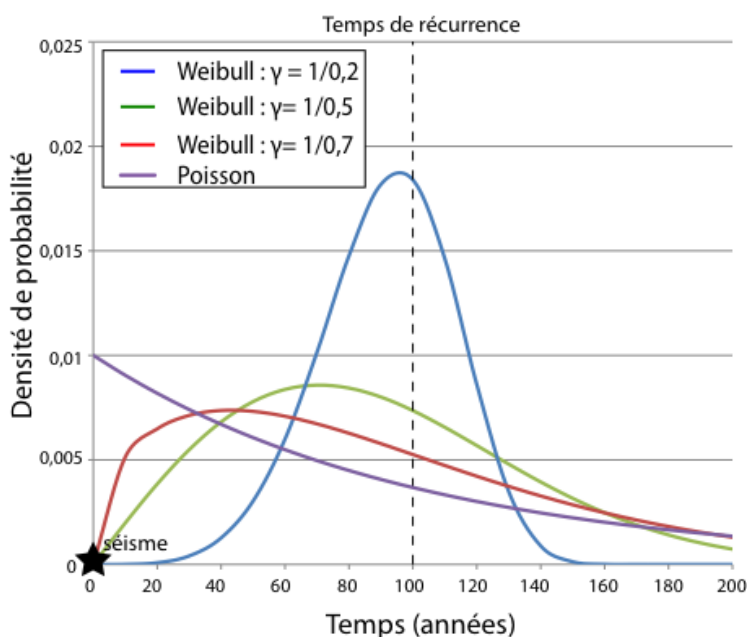


Fig. 5.4 : Comparaison de la fonction de densité de probabilité du modèle Weibull (e.g. Weibull 1951) en fonction du paramètre d'apériodicité considéré, de très périodique ($\alpha=0,2$) à très apériodique ($\alpha=0,7$). La fonction de densité de probabilité du modèle de Poisson, indépendante du temps, est utilisée comme comparaison.

En reprenant les mêmes paramètres que ceux utilisés pour le modèle BPT (Fig. 5.3), le modèle de Weibull réagit d'une manière similaire avec la variation de l'apériodicité (**Fig. 5.5**). La P.O.S. augmente rapidement dès l'occurrence du dernier séisme pour une forte apériodicité, mais n'engendre pas de P.O.S. aussi élevée que dans le cas d'une faible apériodicité. La P.O.S. issue du modèle BPT tend à devenir constante au cours du temps alors que celle estimée par le modèle de Weibull est en constante augmentation au cours du temps jusqu'à atteindre la probabilité maximale de 100% (**Fig. 5.5**).

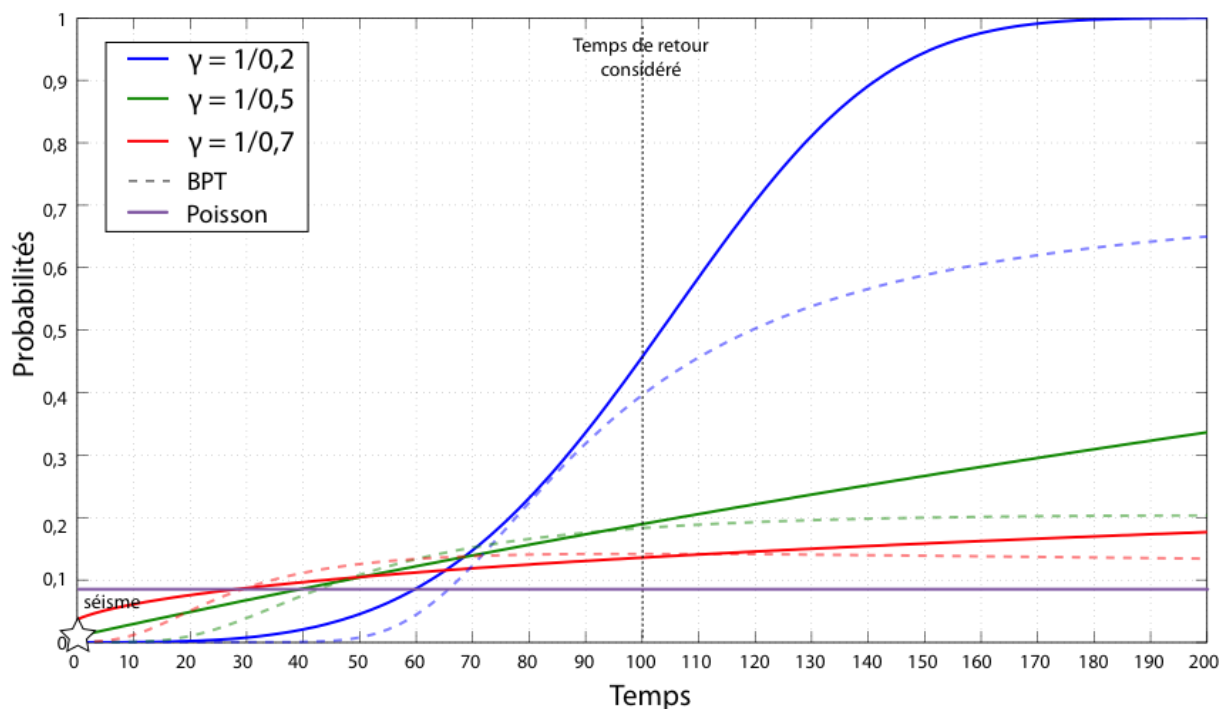


Fig. 5.5 : Probabilité conditionnelle d'occurrence d'un séisme dans les 10 prochaines années pour le modèle de Weibull, pour différentes valeurs d'apériodicité et un temps de récurrence de 100 ans. La P.O.S. obtenue pour le modèle de Poisson est en violet.

Ces observations sont faites pour une seule estimation de la date du dernier séisme, mais une incertitude au niveau de ce paramètre peut également engendrer de fortes variations pour l'estimation des P.O.S. (décalage horizontal des courbes). Cette variation sera d'autant plus importante que la distribution des événements sera considérée périodique.

5.1.2.3. PARAMETRAGE DES MODELES A MEMOIRE

Le paramètre d'apériodicité est souvent très peu contraint. Dans le rift de Corinthe, seules quelques failles ont donné lieu à des séismes répertoriés par les études historiques ou enregistrés par les réseaux sismologiques, et seulement deux failles sont renseignées par des études paléosismologiques (avec 6 événements). Il est donc indispensable de considérer différentes valeurs d'apériodicité au vu de l'impact important de ce paramètre sur les POS. Les séismes majeurs sont presque tous antérieurs à la mise en place des réseaux sismologiques (Fig. 5.6). Leur localisation est donc très incertaine, ce qui rend difficile l'association de ces événements avec une faille au vue de la dimension du réseau de failles présent dans le rift.

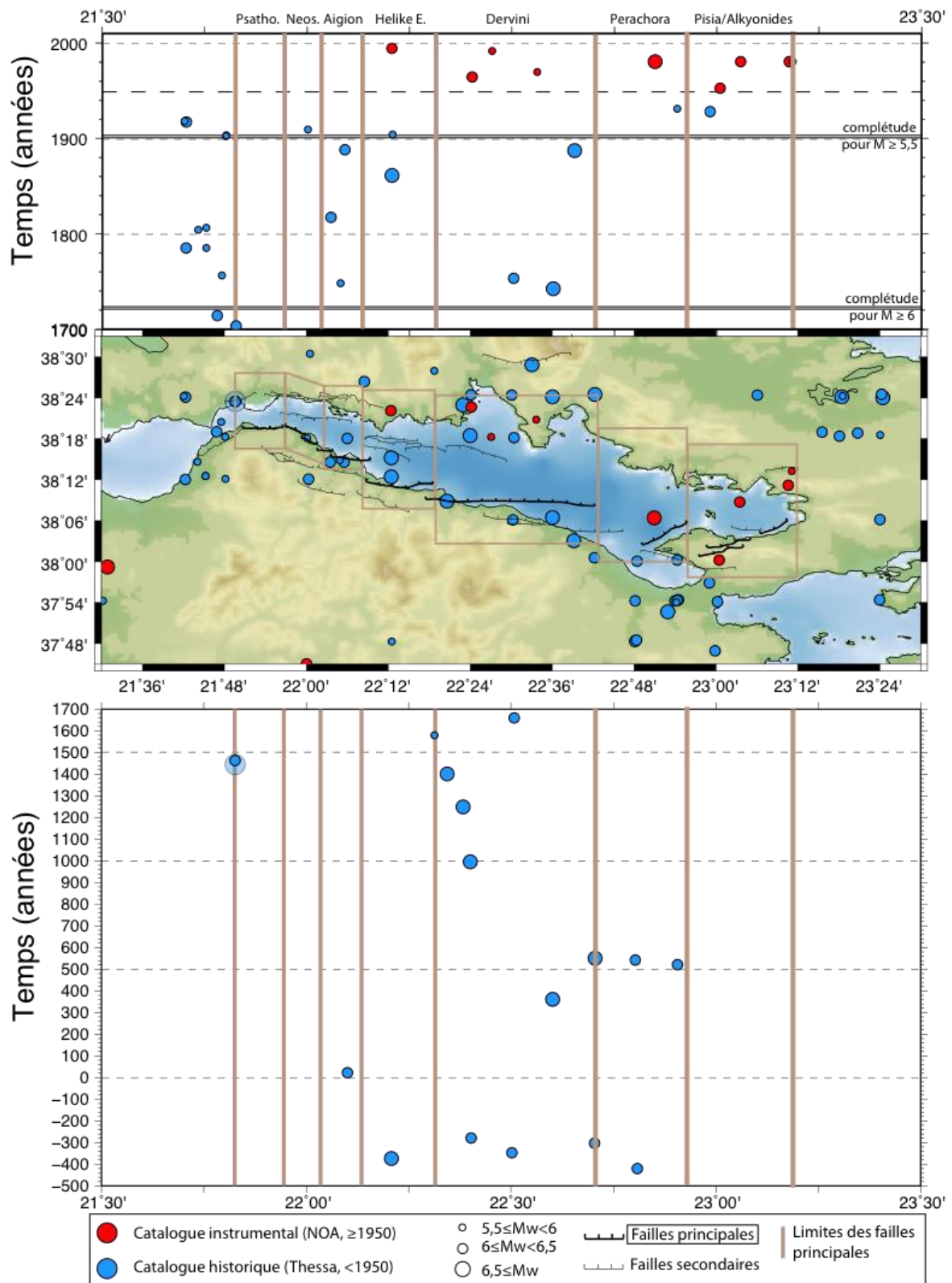


Fig. 5.6 : Distribution spatiale et temporelle de la sismicité issue du catalogue SISCOR. Les séismes considérés pour la distribution temporelle sont localisés au niveau du rift, à l'intérieur des différents rectangles.

Pour quelques failles, la réalisation de tranchées et la caractérisation de paléoséismes permettent d'augmenter le nombre d'événements connus. Il est toute fois important de s'assurer de la complétude de la série d'événements observés. Il est possible que certains séismes n'aient pas générés de ruptures de surface, rendant impossible la prise en compte de ces événements à partir

des observations de tranchées. Comme pour l'analyse des taux de récurrence, les seules failles pour lesquelles un niveau de connaissance suffisant pour paramétrer ces modèles existe, sont les failles d'Aigion et d'Helike Est.

5.1.2.3.1. PARAMETRAGE POUR LA FAILLE D'AIGION

Les deux tranchées réalisées à l'extrémité ouest de la faille d'Aigion ont permis à Pantosti et al. (2004) d'identifier 6 paléoséismes (3 paléoséismes pour chaque site). Ces événements sont caractérisés par des déplacements allant de 0,4 à 1 m, ce qui, en utilisant les lois d'échelle de Wells et Coppersmith (1994), représente des magnitudes allant de 6,4 à 6,55 (Fig. 5.7).

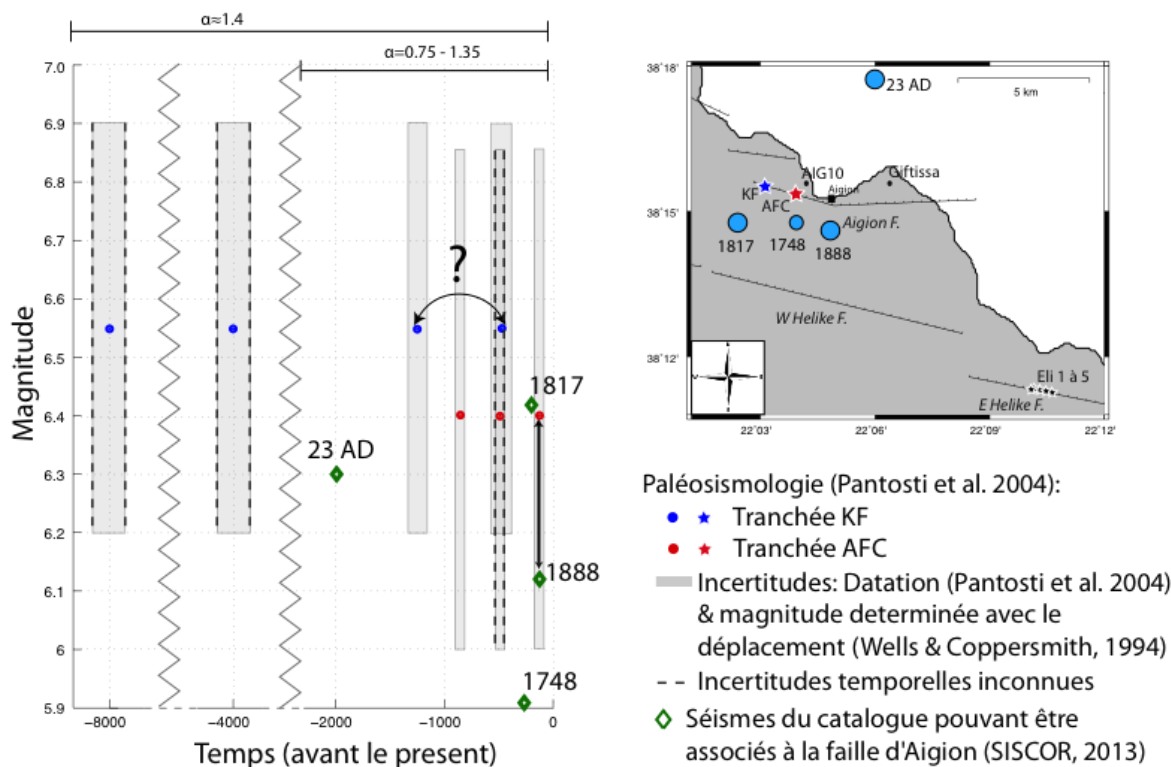


Fig. 5.7 : Distribution temporelle des séismes attribués à la faille d'Aigion à partir des études de paléosismicité (Pantosti et al., 2004) et des séismes présents dans le catalogue SISCOR. La magnitude des paléoséismes est estimée à partir de lois d'échelle (Wells et Coppersmith, 1994). Le point d'interrogation souligne l'incertitude de la datation d'un même événement. La flèche noire verticale correspond à l'association d'un paléoséisme avec un séisme historique (Pantosti et al., 2004). Le paramètre d'apériodicité α est précisé pour les différentes séries temporelles considérées.

Le dernier séisme majeur observé sur cette faille est le séisme de magnitude 6,3 ayant eu lieu en 1888 (e.g. Papazachos et Papazachou, 2003). Pantosti et al. (2004) associent la rupture de surface la plus récente observée sur le site AFC à ce dernier événement. Comme précisé par les auteurs, cette association fait l'objet d'incertitudes, la localisation du séisme historique permettant de supposer une association avec la faille d'Helike Ouest. Une différence de magnitude de 0,3 est observée pour ce séisme entre l'estimation historique (basée sur 30 données d'intensité, chap. 3.2.3.2) et l'estimation issue de la mesure du déplacement en surface. Cette estimation se situe dans la borne d'incertitude telle qu'elle est définie par Wells et Coppersmith (1990). La réalisation d'étude sur les failles à proximité (ex. Helike Ouest) permettrait de confirmer les hypothèses d'associations des séismes historiques avec les déplacements.

A partir de ces observations, Pantosti et al. (2004) estiment un temps de récurrence de 360 ans pour ce type d'événements. Cette détermination ne prend pas en compte les événements plus anciens identifiés sur le second site (KF) et ne se base que sur le temps écoulé entre l'événement le plus ancien daté au niveau de ce site et l'événement le plus récent (considéré comme étant le séisme de 1888), ce qui implique une apériodicité $\alpha=0$.

La datation du séisme le plus récent observé sur le site KF est plus difficile et deux estimations apparaissent comme probables: 670-870 AD ou 1440-1640 AD. Les autres événements de ce site sont datés à plusieurs milliers d'années (4000 et 8000 ans). Aucun lien n'est précisé entre les événements de ce site et ceux observés au niveau du site AFC. L'incertitude de la datation du séisme le plus récent référencé au site KF permet de faire l'hypothèse que ce séisme serait responsable du déplacement du séisme non daté du site AFC. Les déplacements estimés pour ces deux sites ne sont pas identiques (0,6-1 m pour AFC et 0,4-0,7 m pour KF), mais les incertitudes pour chacun d'eux permettent d'envisager une correspondance.

Les événements majeurs présents dans le catalogue historique et associés à la faille d'Aigion dans la littérature sont également intégrés dans la figure 5.7 (e.g. catalogue SISCOR, Ambraseys & Jackson, 1997 ; Papazachos et Papazachou, 2003). Il apparaît très difficile d'associer les séismes historiques avec ces paléoséismes.

L'interprétation des données disponibles pour la faille d'Aigion soulèvent encore de nombreuses questions au sujet de la complétude de la distribution. Les séismes identifiés sur le site KF indiquent un temps de retour moyen de 4000 ans, tandis que ceux observés sur le site AFC permettent aux auteurs d'estimer un temps de retour de 360 ans. En considérant l'ensemble de la série temporelle déduite des études paléosismiques et des séismes historiques que nous avons associés à la faille d'Aigion, nous estimons un paramètre d'apériodicité d'environ 1,4. En faisant l'hypothèse que la série temporelle est complète uniquement pour les derniers 2000 ans, le paramètre α est estimé entre 0,7 et 1,3 (selon les hypothèses de datation des séismes ou d'association de paléoséismes et séismes historiques).

5.1.2.3.2. PARAMETRAGE POUR LA FAILLE D'HELIKE EST

L'interprétation des tranchées réalisées sur la faille d'Helike Est fait état de 6 événements majeurs (Koukouvelas et al. 2005 ; **Fig. 5.8**). De la même manière que pour la faille d'Aigion, les magnitudes sont estimées à partir de lois d'échelle pour les déplacements observés et datés dans les tranchées (variant entre 0,5 et 1 m). Le décalage le plus récent observé sur cette faille est associé par les auteurs au séisme de 1861.

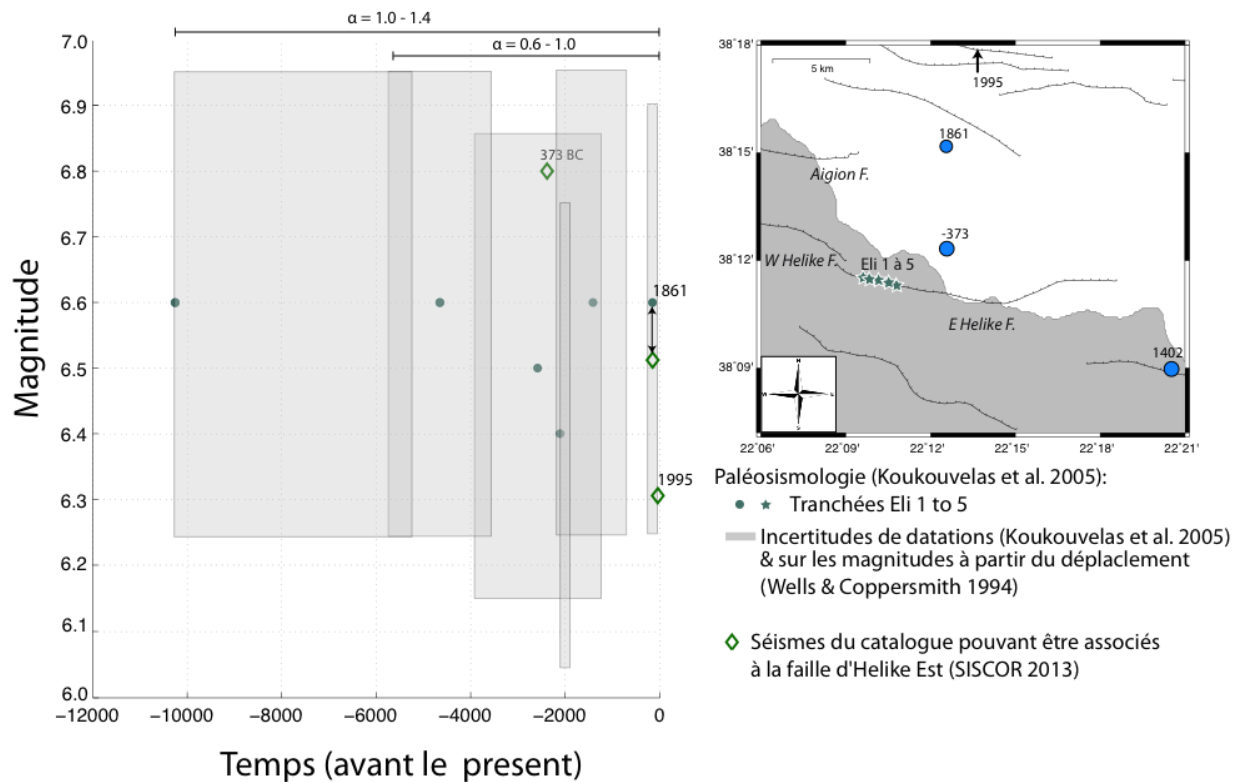


Fig. 5.8 : Distribution temporelle des séismes attribués à la faille d'Helike Est à partir des études de paléosismicité (Koukouvelas et al. 2005) et des séismes présents dans le catalogue SISCOR. La magnitude des paléoséismes est estimée à partir de lois d'échelle (Wells et Coppersmith 1994). La flèche noire correspond à l'association d'un paléoséisme avec un séisme historique réalisée par Koukouvelas et al. (2001, 2005). Le paramètre d'apériodicité est précisé pour les différentes séries temporelles considérées.

Les séismes présents dans le catalogue de sismicité SISCOR et qui peuvent être associés à la faille d'Helike Est sont ajoutés à la **Fig. 5.8**. Les séismes de 373 av. JC et 1861 sont couramment associés à la faille d'Helike Est dans la littérature (e.g. Mouyaris et al., 1992, Ambraseys et Jackson, 1997, Papazachos et Papazachou, 2003). Etant donné la géométrie complexe retenue pour cette faille, avec la connexion de la structure visible à la surface et le plan de faible pendage responsable du séisme de 1995 (chap.2 ; Bernard et al. 1997), ce séisme est pris en compte ici même s'il n'a généré aucune rupture de surface au niveau d'Helike Est.

En prenant en compte la totalité des événements paléosismiques (depuis 10 000 ans) et ceux issus du catalogue, nous estimons un paramètre d'apériodicité α variant de 1 à 1,4 (selon la période de temps analysée). Koukouvelas et al. (2005) estiment à partir de la distribution temporelle des déplacements produits par ces événements que le comportement de la sismicité évolue avec le temps. Ils déterminent une accélération de la fréquence des séismes dans les derniers 1250 ans (**Fig. 5.9**). Cette hypothèse ne peut être envisagée qu'en considérant que l'enregistrement est complet sur cette période. Dans le cas contraire, cette rupture de pente dans le déplacement cumulé ne serait pas un reflet d'une modification de la vitesse de déformation mais plutôt la conséquence de l'absence de rupture de surface d'un ou plusieurs séismes. Pour avoir un reflet de l'activité récente, nous nous concentrons sur cette dernière période ($\approx 2000-2500$ ans) et estimons un α variant entre 0,6 et 1.

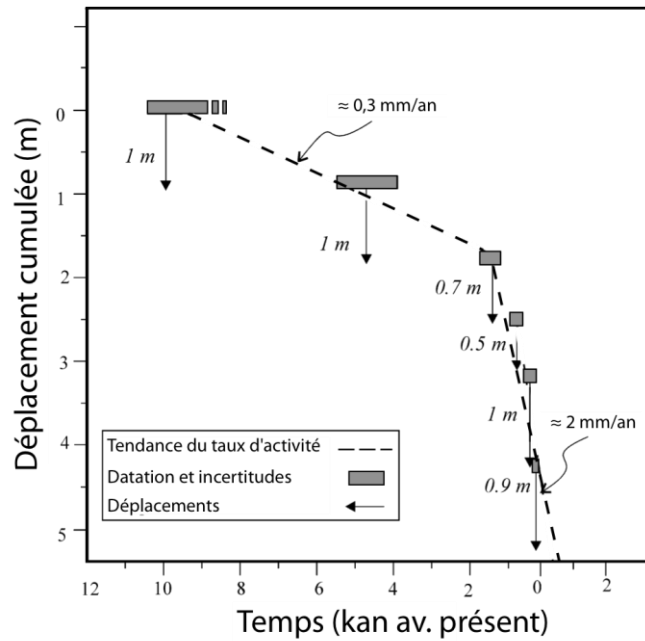


Fig. 5.9 : Résumé du déplacement cumulé en fonction du temps pour la faille d'Helike Est (d'après Koukouvelas et al. 2005).

5.1.2.3.3. PARAMETRAGE POUR LES ZONES SISMOTECTONIQUES

L'analyse de la paléosismicité des failles d'Aigion et Helike Est permet d'estimer un paramètre d'apériodicité assez élevé (de 0,7 à 1 ; par définition du paramètre nous considérons toutes valeurs de $\alpha > 1$ égale à 1) en mettant en évidence la difficulté de la caractérisation de ce paramètre. Le niveau de connaissance de la distribution de la sismicité pour les autres failles de la zone d'étude est bien inférieur à celui que l'on a pour Aigion et Helike Est. En faisant l'hypothèse que les failles situées dans la même zone sismotectonique ont un comportement commun, nous pouvons analyser la distribution des séismes majeurs à l'échelle de cette zone. Ces zones sismotectoniques étant assez réduites, elles ressemblent aux zones sources composites proposées dans le projet italien DISS (e.g. Basili et al. ; 2008, Sboras et al. ; 2012) pour la modélisation des zones de failles complexes.

Nous estimons les paramètres d'apériodicité de chaque zone à partir de la sismicité complète (à partir de 1725 ; Fig. 5.10). Plusieurs hypothèses sont intégrées pour ces estimations telles que la localisation du séisme de 1995 dans l'une ou l'autre zone, mais aussi la présence ou non des séismes de 1756, 1769 et 1794 dans la zone ouest (la localisation stricte les place en dehors ; Albin et al. SISCOR 2013 ; Fig. 3.8). Ces données et hypothèses permettent d'estimer une apériodicité de 0,5-0,7 pour la zone ouest et de 0,6-0,8 pour la zone est. Ces estimations sont dans les mêmes ordres de grandeur que celles pour les failles d'Aigion et d'Helike Est, ce qui nous permet de faire l'hypothèse que les estimations réalisées à l'échelle de la zone peuvent être appliquées aux failles présentes à l'intérieur.

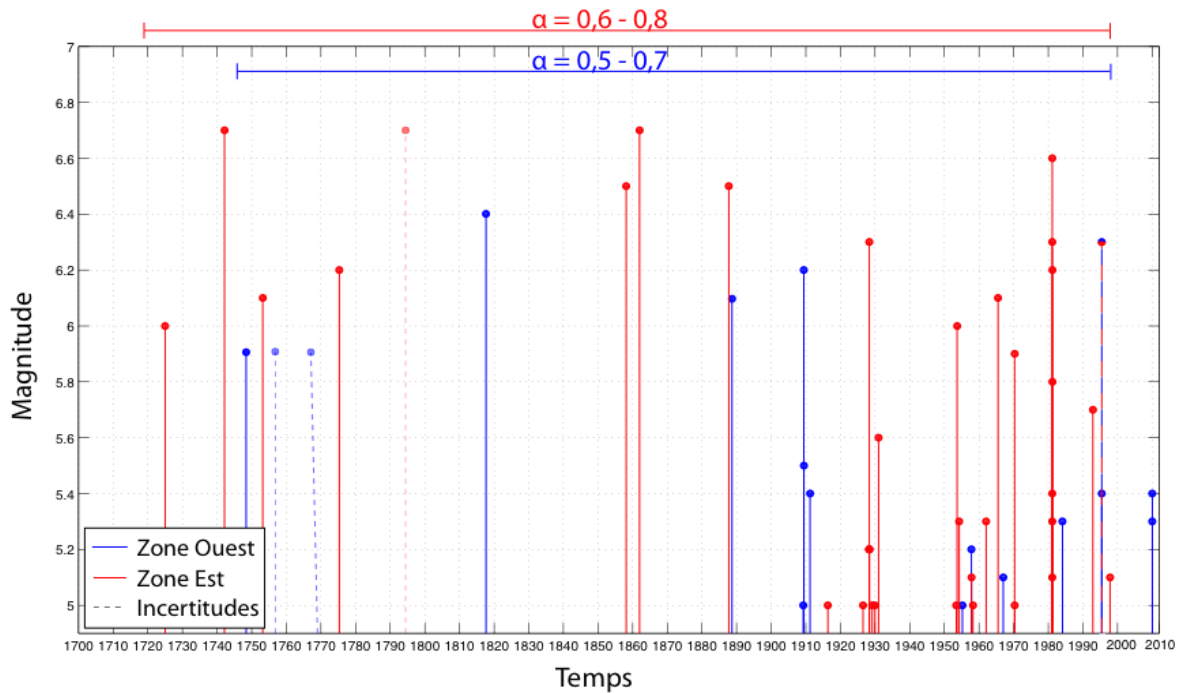


Fig. 5.10 : Distribution temporelle de la sismicité dans les zones sismotectoniques ouest (bleu) et est (rouge) pour les périodes complètes (1725 pour $M \geq 6$ et 1904 pour $M \geq 5,5$).

5. 1. 3. DISCUSSION ET PONDERATION DES PARAMETRES ET MODELES DE PROBABILITES

La détermination du paramètre d'apériodicité nécessite une bonne connaissance de la sismicité et de la paléosismicité. Les déterminations du paramètre d'apériodicité réalisées à partir de la paléosismicité au niveau des failles d'Aigion et Helike Est nécessitent l'analyse d'une période où l'enregistrement est complet. Ces deux failles présentent d'importantes variations du temps de récurrence entre les événements observés, impliquant de fortes valeurs d'apériodicité ($\alpha \approx 1$). L'association ou non des séismes historiques aux failles correspondantes (ex. hypothèse des séismes de 1748 et 1817 pour la faille d'Aigion) implique également des variations de α . Ces variations pourraient être interprétées par une modification du comportement sismique de la faille au cours du temps (accélération), comme suggéré par Koukouvelas et al. (2005) à partir des données de la faille d'Helike Est (Fig. 5.9). Ces variations peuvent également être artificiellement provoquées par l'absence d'enregistrement de déplacement à la surface. Plusieurs modèles empiriques ont été développés afin de déterminer la probabilité conditionnelle d'observer une rupture en surface selon la magnitude du séisme considéré (Fig. 5.11 a ; e.g. Wells et Coppersmith, 1993, Youngs et al., 2003). Selon ces modèles, la probabilité d'observer des ruptures pour des séismes similaires à ceux référencés dans le rift varie entre 25-40% pour des $M=6$ et 70-80% pour des $M=7$ (Fig. 5.11 a). D'après ces modèles empiriques, il est fort probable que les séries de paléoséismes observées au niveau du rift ne soient pas complètes.

Etant donné que nous considérons que ces distributions ne sont pas totalement complètes, nous n'utilisons pas l'ensemble des événements pour la détermination de α . Ainsi pour la faille d'Aigion nous intégrons seulement les événements ayant eu lieu dans les derniers 2000 ans, impliquant la prise en compte de 6 événements (4 paléoséismes et 2 séismes historiques ; Fig. 5.7). Pour la faille d'Helike Est, nous prenons en compte les événements ayant eu lieu depuis 2500 ans, ce qui correspond à 5-6 événements (selon la prise en compte ou non du séisme de 1995). Afin de déterminer les incertitudes sur la valeur α , nous faisons varier le nombre d'événements pris en compte dans ces périodes. Dans l'étude menée en Californie sur près d'une trentaine de paléoséismes, Parsons (2008) estime un intervalle de confiance associé à l'estimation de l'apériodicité en fonction du nombre de

paléoséismes considéré (Fig. 5.11 b.). Ainsi, selon cette étude, le nombre de données utilisées pour déterminer alpha au niveau de Corinthe (4 à 6 évènements) ne permet pas d'avoir un intervalle de confiance très élevé (inférieur à 50% ; Fig. 5.11 b.). Afin d'augmenter cette précision, il serait nécessaire d'observer une distribution complète de plus d'une douzaine d'évènements.

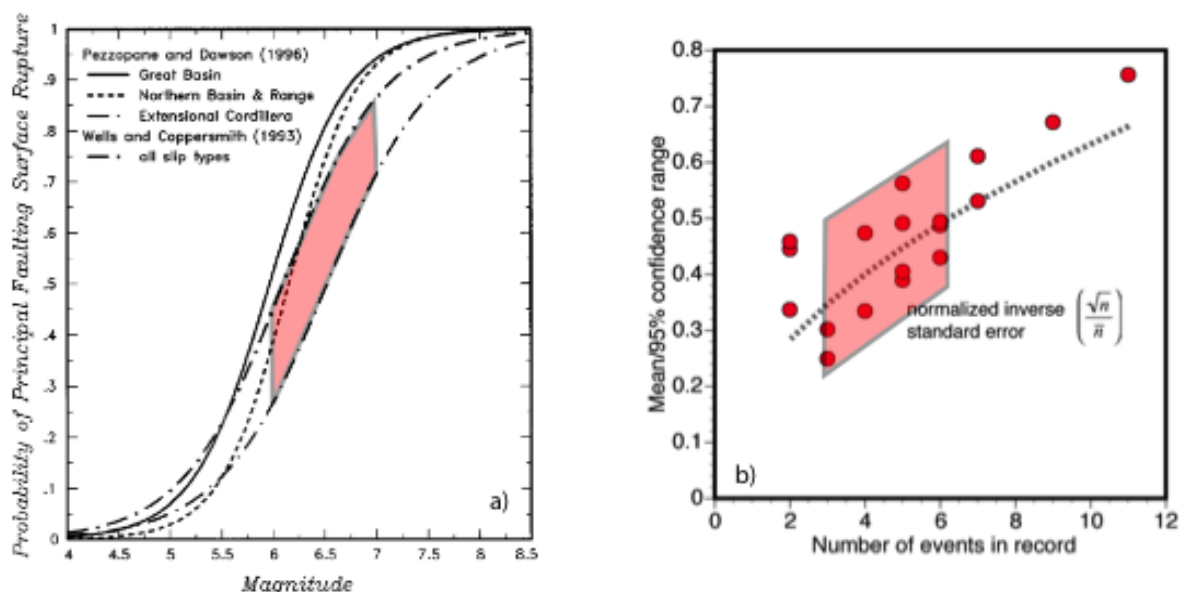


Fig. 5.11 : a) Divers modèles empiriques pour la détermination de la probabilité conditionnelle de rupture à la surface pour une faille selon la magnitude (d'après Youngs et al. 2003) b) Nombre de paléoséismes sur divers sites californiens, comparé à l'intervalle de confiance à 95% du temps de récurrence moyen. La ligne en pointillés représente l'inverse de l'erreur standard (Parsons, 2008).

Ainsi les études réalisées au niveau du rift de Corinthe pour les failles d'Aigion et Helike Est semblent encore insuffisantes pour permettre de définir de manière assez précise le paramètre d'apériodicité. Par comparaison, Sykes et Menke (2006) ont déterminé le paramètre α pour différentes régions actives (Japon, Alaska, Californie, Cascadia et Turquie) et obtiennent des valeurs de $0,5 \pm 0,2$ en utilisant des méthodes bayésiennes pour réduire les incertitudes sur la datation des paléoséismes et obtenir des estimations de temps de retour normalisées par l'écart type et leurs incertitudes. D'un autre côté, à partir de l'étude de 37 paléoséismes californiens, Ellsworth et al. (1999) analysent les valeurs de ce paramètre pour des séries comprenant 4 à 13 évènements de magnitude variable (Fig. 5.12 a et b). Malgré un important jeu de données, les estimations d'apériodicité pour les différentes failles de la région varient fortement entre 0 et 1, mais la valeur moyenne de ces données est de 0,44 avec un intervalle de confiance de 68% correspondant à $\pm 0,22$ (Fig. 5.12 c). Ces observations correspondent assez bien à une distribution générée à partir d'une méthode bootstrap avec un α de 0,5 (Fig. 5.12 c et d), ce qui permet aux auteurs de suggérer une valeur d'apériodicité similaire à celles obtenues dans les différentes régions par Sykes et Menke (2006). Pour ce jeu de données plus important que le notre, Ellsworth et al. (1999) soulignent le fait que le nombre total de séquences analysées est assez limité, et que les données sont restreintes à des séismes en décrochement du système de failles de San Andreas. Plus récemment, à partir de l'étude de 29 ruptures observées au niveau de la partie sud de la faille de San Andreas, Scharer et al. (2010) obtiennent un coefficient d'apériodicité d'environ 0,7, un peu plus élevé que celui obtenu par Ellsworth et al. (1999).

A partir de ces diverses considérations, Console et al. (2013) soulignent le manque de données au niveau du rift de Corinthe, et décident d'implémenter une valeur $\alpha = 0,55$ associée à une incertitude de $\pm 0,45$. Sur la base de nos observations et de ces autres études, nous décidons de considérer deux branches supplémentaires dans l'arbre logique présenté dans les chapitres précédents pour des valeurs de α de 0,7 et 0,5.

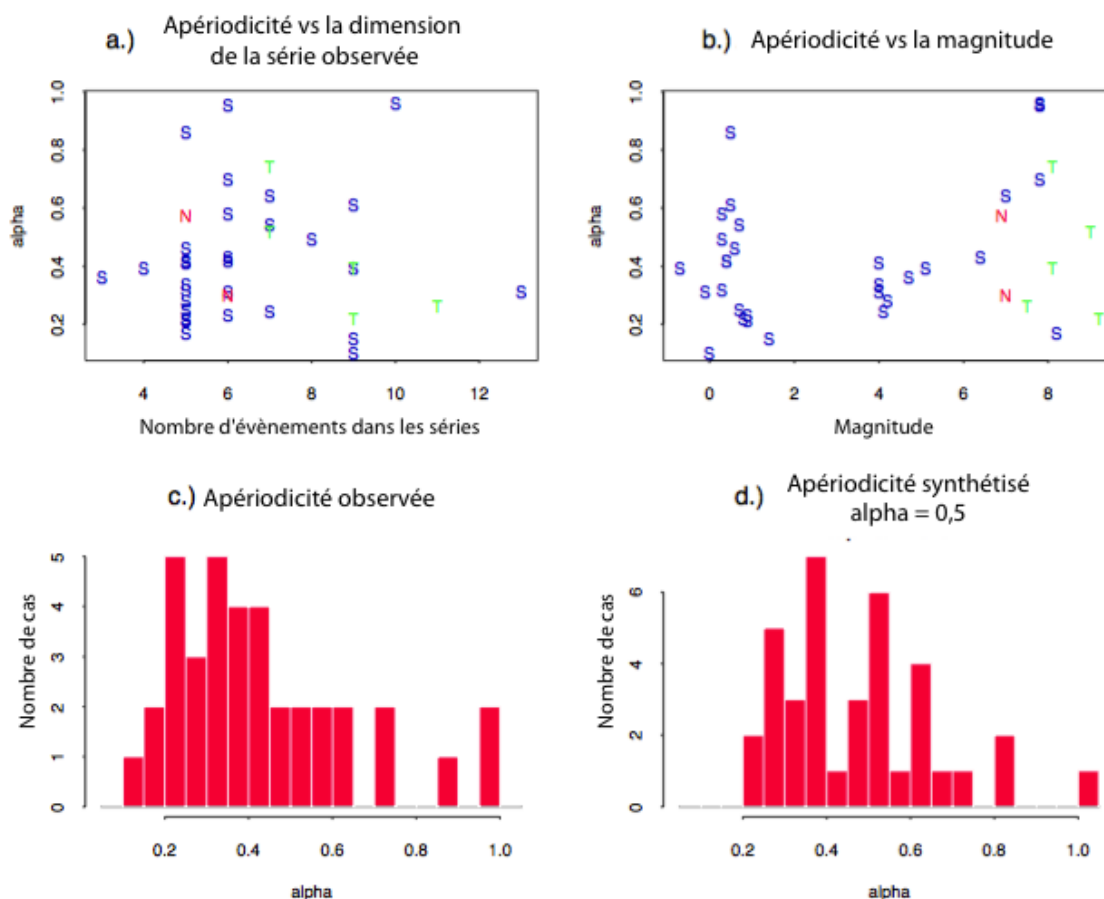


Fig. 5.12 : Propriétés de l'apériodicité d'après Ellsworth et al. (1999) pour 37 séries de séismes en Californie. L'apériodicité est caractérisée selon a) le nombre d'évènements dans chaque série et b) la magnitude de ces évènements, avec S : pour les séismes décrochants, N : normal, T : inverse. c) histogramme de la valeur de l'apériodicité en fonction du nombre de cas d) histogramme des valeurs de α selon le nombre de cas obtenu par l'utilisation d'une méthode « bootstrap » pour une distribution BPT avec $\alpha=0,5$.

Le modèle de Poisson ne nécessitant aucun paramétrage, aucun nœud n'est rajouté aux arbres logiques mis en place pour chaque zone source (ex. **Fig. 5.13**). A l'inverse, la prise en compte des modèles de probabilité à mémoire entraîne la mise en place de plusieurs nœuds selon l'état de notre connaissance. Pour certaines failles, comme Aigion, la date du dernier séisme est connue (1888). Par contre, pour d'autres failles cette date n'est pas connue. Dans ces cas nous utilisons par défaut la date de complétude estimée pour les séismes de $M>6$ (1725). Pour la faille d'Helike Est, différentes hypothèses peuvent être faites avec les séismes de 1861 et 1995. L'incertitude pouvant accompagner la localisation des séismes historiques, ainsi que l'absence d'informations géologiques (ruptures de surface ou paléoséismes) permet pour certaines failles d'envisager plusieurs hypothèses au niveau de la date du dernier séisme (ex. de la faille de Psathopyrgos avec 3 hypothèses : 1756 et 1806 et la date par défaut 1725 ;**Fig. 5.13**). Comme précisé plus haut, nous considérons pour le calcul deux valeurs pour α (0,5 et 0,7) ce qui implique un fort caractère apériodique de l'occurrence de la sismicité.

Lorsque plusieurs hypothèses sont considérées pour la date d'occurrence du dernier séisme, nous pondérons les différentes branches de la même manière. Par contre, la pondération pour les deux valeurs de α est guidée par les observations déduites des failles d' Aigion et Helike Est, qui tendent à favoriser un α de 0,7. Nous appliquons donc une pondération légèrement plus forte pour cette valeur (60%) par rapport à un α de 0,5 (40% ; **Fig. 5.13**).

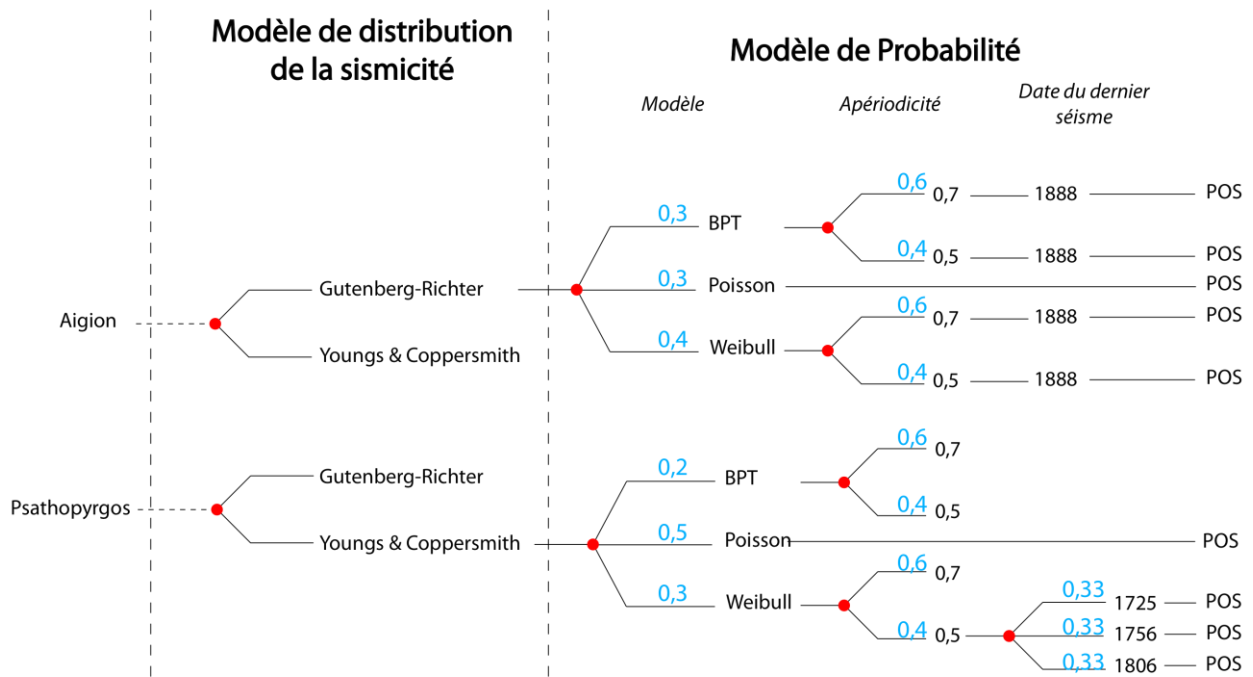


Fig. 5.13 : Intégration des modèles de probabilité aux arbres logiques, pour la faille d'Aigion et la faille de Psathopyrgos. Les trois modèles BPT, Poisson et Weibull sont équipondérés dans cette représentation.

A partir de l'important jeu de données caractérisant les failles de Californie, les membres du groupe WGCEP (2003) définissent la pondération entre les modèles avec et sans mémoire. Cette pondération est issue d'un consensus entre les membres du groupe à partir de la quantité et de la qualité des données géologiques sur chaque faille étudiée. Pour les failles moins bien caractérisées, le groupe est partagé entre l'application d'une même pondération pour l'ensemble de la région ou une définition propre à chaque faille à partir de la quantité et de la qualité des informations. Cette dernière vision n'est pas retenue à cause d'une mise en place trop complexe. Pour les 7 failles les plus importantes et les mieux connues de cette étude (failles de rang A), une plus forte pondération est attribuée aux différents modèles à mémoire (Fig. 5.14 ; TP, BPT, Step, et Emp). Les modèles BPT et BPT-step représentent environ 50% de la pondération, excepté pour la faille Mt Diablo pour laquelle les données géologiques sont plus limitées (30 %). Le modèle de Poisson représente en moyenne 21% du poids total des modèles.

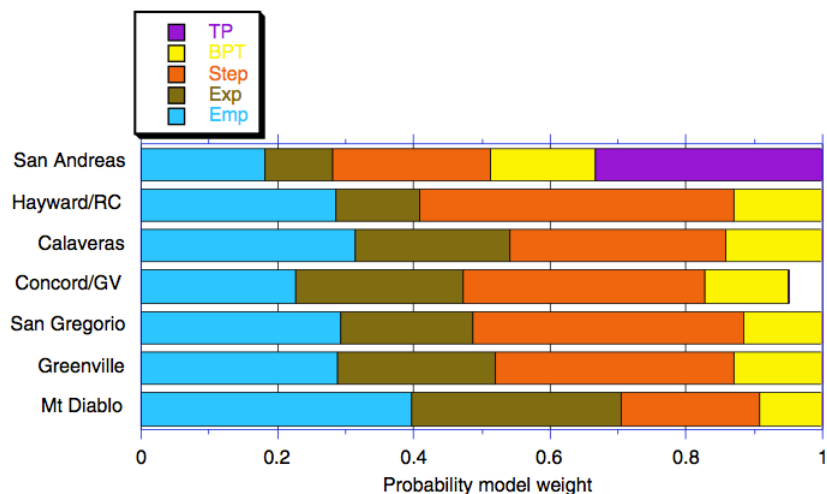


Fig. 5.14 : Division de la pondération assignée à chaque méthode de probabilité considérée dans le projet WGCEP (2003) pour la Californie. TP= « Time predictable » ; Exp = Exponentiel (Poisson) ; Step = BPT-step ; Emp = Empirique.

A partir de l'analyse de la P.O.S, Console et al. (2013) utilisent le rapport « log-likelihood » L_R (différence entre le « log-likelihood » pour le modèle testé L et celui pour le modèle de référence L_0 ; eq. 5.7 et 5.8) pour comparer les performances des modèles BPT, Weibull et uniforme de Poisson (**Fig. 5.15**).

$$\log(L) = \sum_{i=1}^P [c_i \log(p_i) + (1 - c_i) \log(1 - p_i)] \quad \text{eq. 5.7}$$

$$\log R = \log(L) - \log(L_0) \quad \text{eq. 5.8}$$

Où : p_i est la probabilité associée avec la $i^{\text{ème}}$ cellule dans le volume espace/temps/magnitude, c_i est la valeur binaire représentant la non occurrence (0) ou l'occurrence (1) de l'événement dans la $i^{\text{ème}}$ cellule.

Ainsi en considérant le modèle de Poisson comme référence, Console et al. (2013) comparent les modèles BPT et Weibull en supposant qu'un rapport L_R supérieur à 0 traduit une bonne performance du modèle testé. Selon leurs résultats (**Fig. 5.15**), le modèle de Weibull serait meilleur que le modèle BPT.

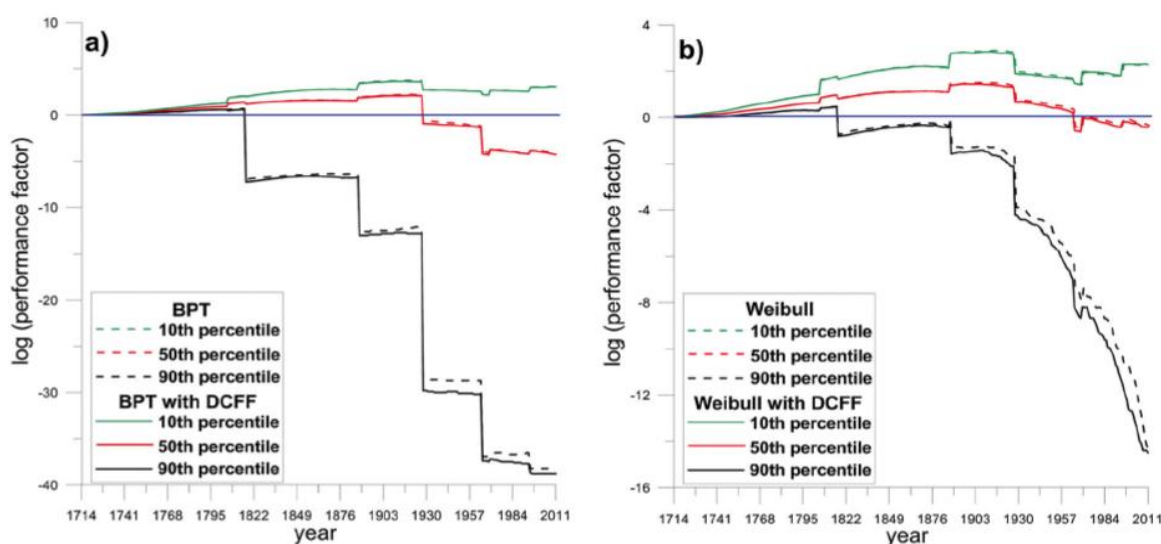


Fig. 5.15 : Ratio « log-likelihood » pour les deux modèles à mémoire (BPT à gauche ; Weibull à droite) en utilisant le modèle de Poisson comme référence dans Console et al. (2013). Les courbes en pointillés correspondent à une prise en compte des effets dus aux modifications des contraintes. Les courbes correspondent aux résultats obtenus à partir d'un tirage Monte-Carlo, et les incertitudes associées. La ligne bleue représente le modèle de Poisson.

A partir de ces résultats, nous décidons d'appliquer des pondérations variables selon le degré de connaissance pour chacune des failles considérées (**Fig. 5.16**). Pour les zones sources assez bien contraintes par des données géologiques (Aigion et Helike Est), nous fixons une pondération plus importante pour les modèles à mémoire (70%). A l'inverse, pour les zones sources très peu documentées (surtout en ce qui concerne la méconnaissance de la date du dernier séisme), nous appliquons les modèles à mémoire à hauteur de 50%. Malgré l'absence d'informations, ces modèles permettent de considérer l'hypothèse que les failles n'ont pas généré de séisme durant la période estimée complète, soit durant 288 ans (depuis 1725). Même si les P.O.S. issues de cette hypothèse ne correspondent qu'à une estimation minimale (le temps écoulé depuis le dernier séisme pouvant être plus important que la période complète), elles pourraient être plus élevées que les P.O.S. déterminées par un modèle de Poisson. Nous intégrons les conclusions de Console et al. (2013) en considérant une pondération un peu plus importante pour le modèle de Weibull que pour le modèle BPT.

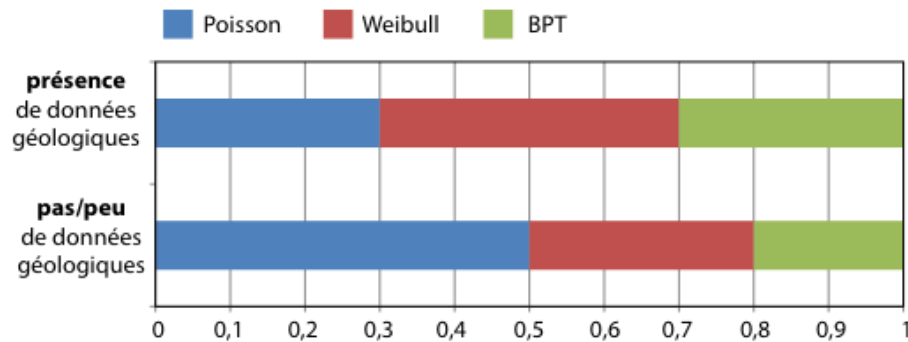


Fig. 5.16 : Répartition des pondérations utilisées pour les modèles de probabilité selon la présence ou non de données géologiques.

5.2.RESULTATS ET ANALYSES DES P.O.S. : MODELE DE POISSON

5.2.1.RESULTATS POUR LE MODELE DE POISSON

L'application du modèle de probabilité de Poisson ne nécessitant que l'incorporation des résultats de taux de sismicité obtenus dans le chapitre 4, nous pouvons déterminer les P.O.S. pour les 30 prochaines années des séismes de $M \geq 5,5$, 6,0 et 6,5. De la même manière que pour les taux de sismicité, nous considérons les résultats médians associés aux 16^{ème}/84^{ème} percentiles pour la définition de l'incertitude et non la moyenne et l'écart type. Ce choix est dû à la forme de la distribution des résultats qui ne semble pas suivre une distribution gaussienne (Fig. 5.17).

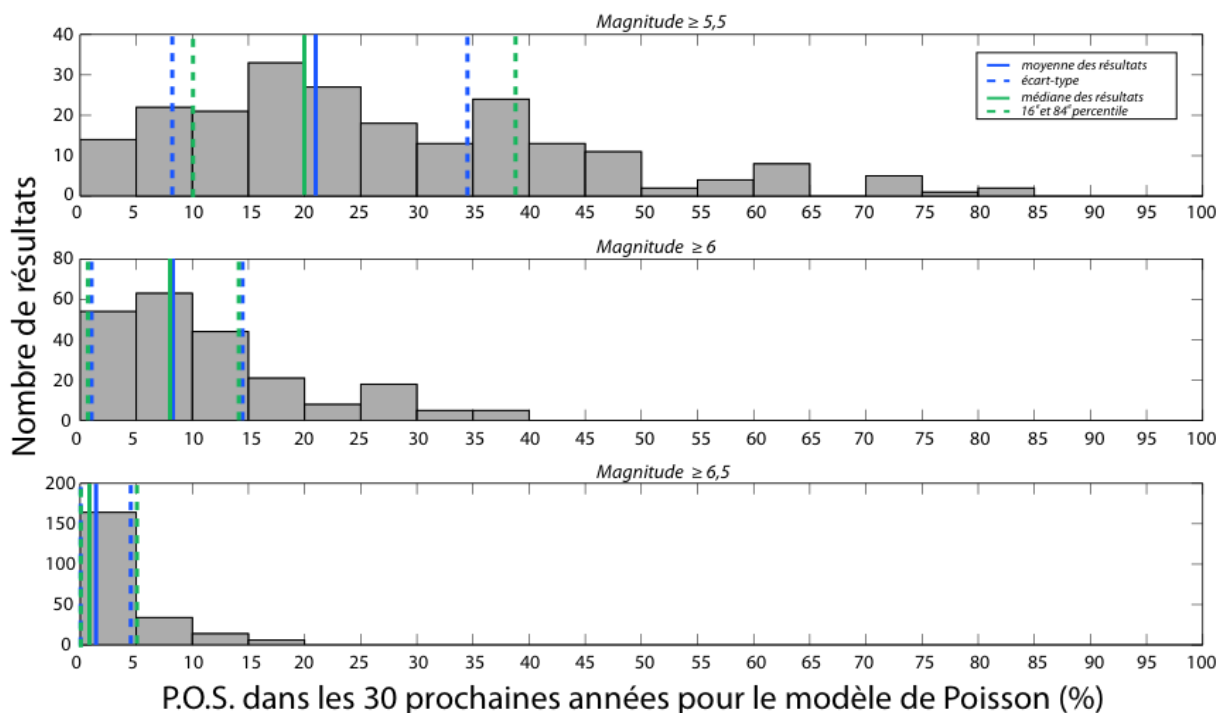


Fig. 5.17 : Distribution des résultats de P.O.S. de $M \geq 5,5/6/6,5$ pour 30 ans, à partir du modèle de Poisson pour la faille d'Aigion. La moyenne et l'écart type sont affichés en bleu, la médiane et les 16e/84e percentiles en vert.

Les résultats et incertitudes obtenus pour ces trois magnitudes (5,5, 6 et 6,5) sont reportés dans la **Table 5.1** pour les zones sismotectoniques et pour les différentes failles. Pour les failles concernées, ces résultats intègrent déjà les hypothèses de rupture de plusieurs segments (le détail est présenté en annexe). La P.O.S. calculée est plus élevée pour la zone est que pour la zone ouest. Cette différence est liée à la taille de la zone est qui est près de quatre fois plus importante que celle de la zone ouest.

Faille	$M \geq 5,5$ (%)		$M \geq 6,0$ (%)		$M \geq 6,5$ (%)	
Zone ouest	65	[38-84]	38	[19-65]	24	[6-51]
Zone est	95	[88-99]	80	[55-93]	66	[20-85]
Marathias	3	[1-8]	2	[1-3]	0	[0-1]
Psathopyrgos	22	[10-40]	11	[5-17]	3	[0-7]
Pyrgos (F. aveugle)	14	[6-33]	6	[3-16]	0	[0-4]
Trizonia	6	[3-14]	4	[2-5]	0	[0-1]
Neos-Erineos	21	[10-40]	14	[7-21]	5	[3-10]
Aigion	20	[10-39]	8	[1-14]	1	[0-5]
Helike Ouest	5	[2-12]	3	[1-5]	0	[0-1]
Helike Est	16	[5-32]	10	[3-18]	3	[1-7]
F. aveugle - 1995	21	[9-55]	10	[6-24]	3	[0-9]
Sud Eratini	6	[2-17]	3	[1-10]	0	[0-7]
Nord Eratini	17	[7-31]	6	[4-14]	0	[0-1]
West Channel F.	1	[0-2]	1	[0-2]	∅	∅
East Channel F.	4	[2-17]	2	[1-10]	1	[1-7]

Table 5.1 : Résultats des P.O.S de $M \geq 5,5$ / 6 / $6,5$ pour les 30 prochaines années avec le modèle de Poisson. L'absence de résultats pour certaines failles à $M \geq 6,5$ est due à l'absence de scénarios pour ces magnitudes.

Les P.O.S. de $M \geq 6$ pour 30 ans sont reportées sur la carte de la figure Fig. 5.18. Les failles de Psathopyrgos, Neos-Erineos, Aigion et Helike Est présentent les probabilités les plus élevées (entre 8 et 14% de probabilité d'avoir au moins un séisme de $M \geq 6$ dans les 30 prochaines années). Ces failles sont celles associées aux vitesses de glissement les plus fortes (entre 2 et 5 mm/an, chap.2). Les deux failles aveugles ainsi que la faille de Nord-Eratini, associées elles aussi à des vitesses de glissement pouvant être importantes (entre 0,5 et 7 mm/an), sont également caractérisées par des P.O.S. autour de 10 %.

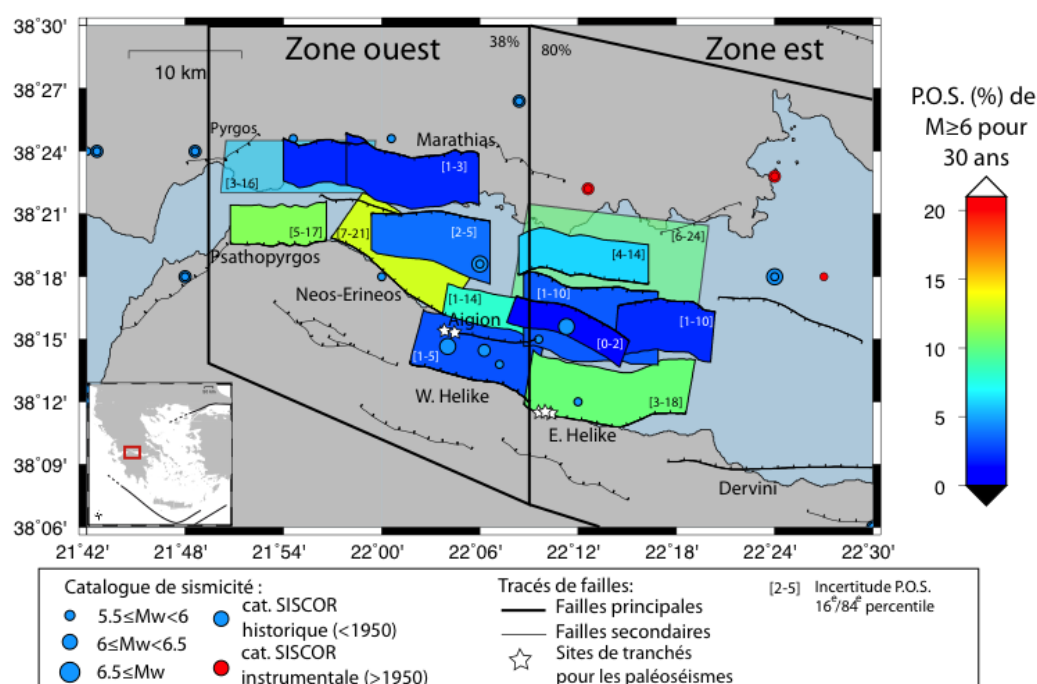


Fig. 5.18 : Carte de la P.O.S. de $M \geq 6$ pour 30 ans en considérant uniquement le modèle de probabilité de Poisson. Les failles aveugles sont représentées en transparence (Pyrgos et 1995).

5.2.2. ANALYSE DE LA SENSIBILITE DES P.O.S. POUR LE MODELE DE POISSON

A partir des résultats obtenus pour chaque branche des arbres logiques pour le modèle de Poisson, nous analysons les variations provoquées par chaque paramètre et incertitudes incorporés dans l'arbre logique. Pour ce faire nous calculons une P.O.S. médiane pour chaque paramètre à partir des résultats de chaque branche de l'arbre comprenant le paramètre ciblé. Ces résultats sont comparés à la médiane de référence calculée pour l'ensemble de l'arbre logique (*Fig. 5.19*). Les paramètres les plus impactants sont ceux dont les variations génèrent les plus fortes variations de la valeur de la P.O.S. (ex. vitesse de glissement, M_{\max}). Pour faciliter les comparaisons des différentes médianes, une même pondération est considérée pour toutes les branches des arbres logiques. Afin d'avoir une vision plus complète de l'impact des différents paramètres, nous analysons pour chaque faille (en considérant uniquement la rupture d'une seule faille) les variations générées par chacun de ces paramètres pour 3 magnitudes différentes ($M \geq 5,5$ / 6 / 6,5).

En prenant l'exemple des P.O.S. pour 30 ans pour la faille d'Aigion (*Fig. 4.25*, en considérant une même pondération), il apparaît que l'incertitude sur la valeur de M_{\max} induit les variations les plus importantes quelque soit la magnitude considérée. La valeur de M_{\max} étant proche de 6, la valeur de M_{\max} considérée entraîne des variations plus réduites des P.O.S. au niveau de cette magnitude (variation de P.O.S. $\approx 10\%$ entre les valeurs minimales et maximales) et plus importante pour les P.O.S. des $M \geq 5,5$ (presque 30% de variation). Pour cette faille, très peu de scénarios permettent d'envisager l'occurrence de séisme de $M \geq 6,5$ du fait des valeurs de M_{\max} assez réduites. Seules les branches comprenant l'incertitude maximale de ce paramètre ($M_{\max}=6,6$) sont associées à une P.O.S. non nulle. Du fait de la dimension de la faille (paramètre à l'origine de l'estimation de la M_{\max}), le paramètre M_{\max} a un fort impact sur la P.O.S. finale étant donné la proximité de ce paramètre avec les magnitudes ciblées pour l'étude ($M \geq 6$ ou 6,5). Ces conclusions s'appliquent à d'autres failles de la zone dont la géométrie implique des dimensions similaires à celles de la faille d'Aigion (ex. faille de Psathorpyrgos, pour l'hypothèse de géométrie avec la dimension la plus réduite), voire même inférieures (ex. faille West Channel).

L'incertitude sur la vitesse de glissement de la faille d'Aigion est réduite (1mm/an) et produit une faible variation de la P.O.S. médiane (entre 2 et 5% selon la magnitude ciblée). Pour la faille aveugle de Pyrgos (*Fig. 5.19* à droite) dont la vitesse de glissement est associée à une plus grande incertitude (5mm/an) l'impact est plus fort. De même que pour la faille d'Aigion, nous observons un fort impact de M_{\max} ($\approx 15\%$ pour $M \geq 5,5$ et $\approx 3-4\%$ pour $M \geq 6$) avec également des valeurs de ce paramètre inférieures à la magnitude ciblée de 6,5. Par contre, une forte variation de la P.O.S. liée à l'incertitude sur la vitesse de glissement est observée (près de 20% de variation pour $M \geq 5,5$ et presque 10% pour ≥ 6), cette variation pouvant même être supérieure à l'impact induit par l'incertitude de M_{\max} (pour $M \geq 6$, l'incertitude de M_{\max} génère une variation de la P.O.S. de $\approx 3\%$ contre $\approx 7\%$ pour la vitesse de glissement).

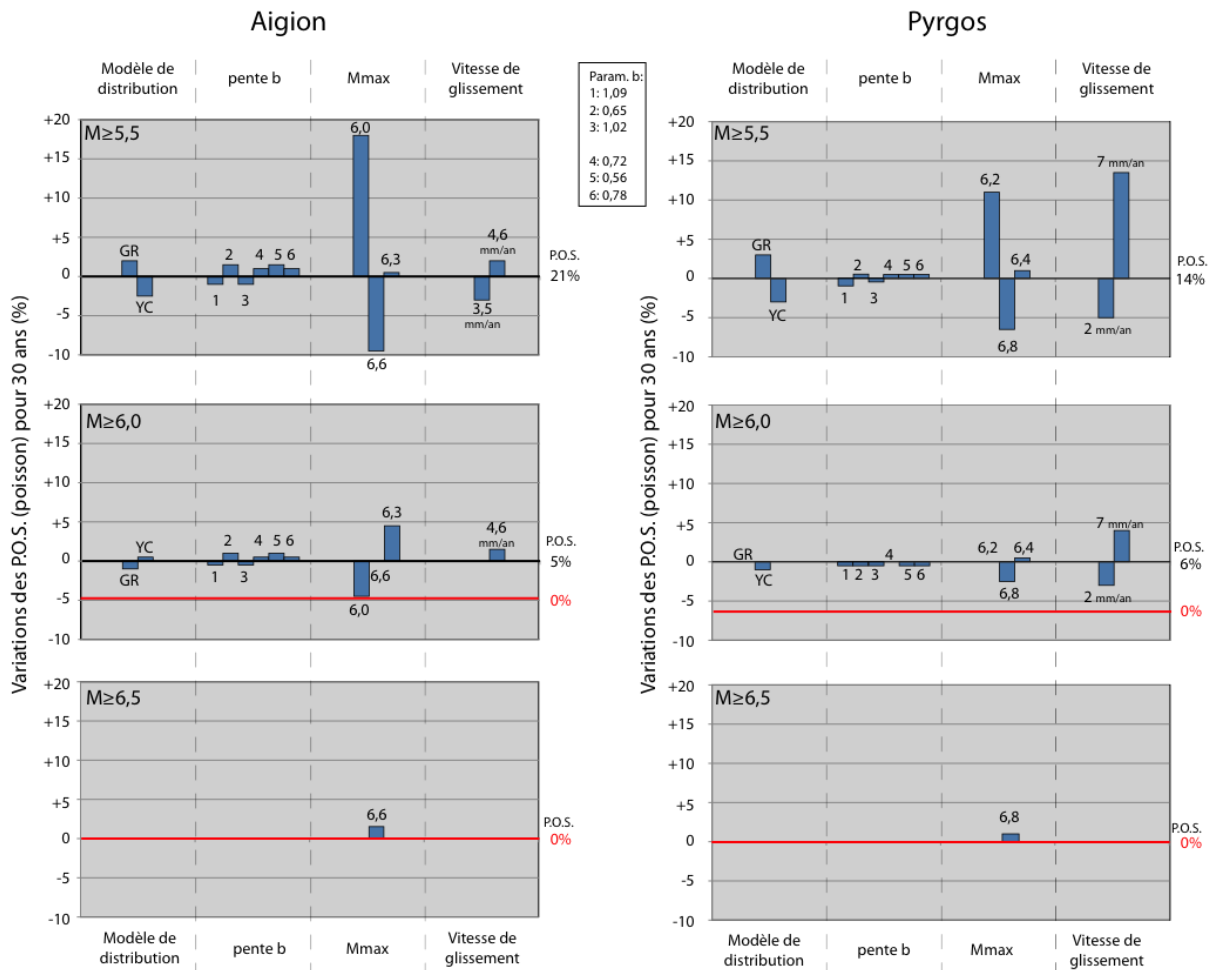


Fig. 5.19 : Variations de la P.O.S. selon les différents paramètres incorporés dans les arbres logiques (estimation effectuée pour les 30 prochaines années à partir de 2013 en appliquant le modèle de Poisson). Faille d'Aigion (gauche) et faille aveugle de Pyrgos (droite). Les valeurs de P.O.S. à droite des graphiques correspondent aux résultats médians obtenus sur l'ensemble de l'arbre pour l'hypothèse de rupture simple (une seule faille), en ne considérant que des pondérations équivalentes dans l'arbre logique.

Pour certaines failles (ex. failles de Psathopyrgos ou Helike Est ; Fig. 4.30), le fait d'intégrer dans l'arbre logique différentes hypothèses de géométrie peut entraîner la variation de certains paramètres tels que Mmax ou la vitesse de glissement (en cas de modification du pendage de la faille). Etant donné que ces deux paramètres semblent générer de forts impacts sur la valeur de la P.O.S. (Fig. 5.19), nous analysons en détail l'impact produit par la prise en compte de ces différentes hypothèses de géométrie (Fig. 5.20).

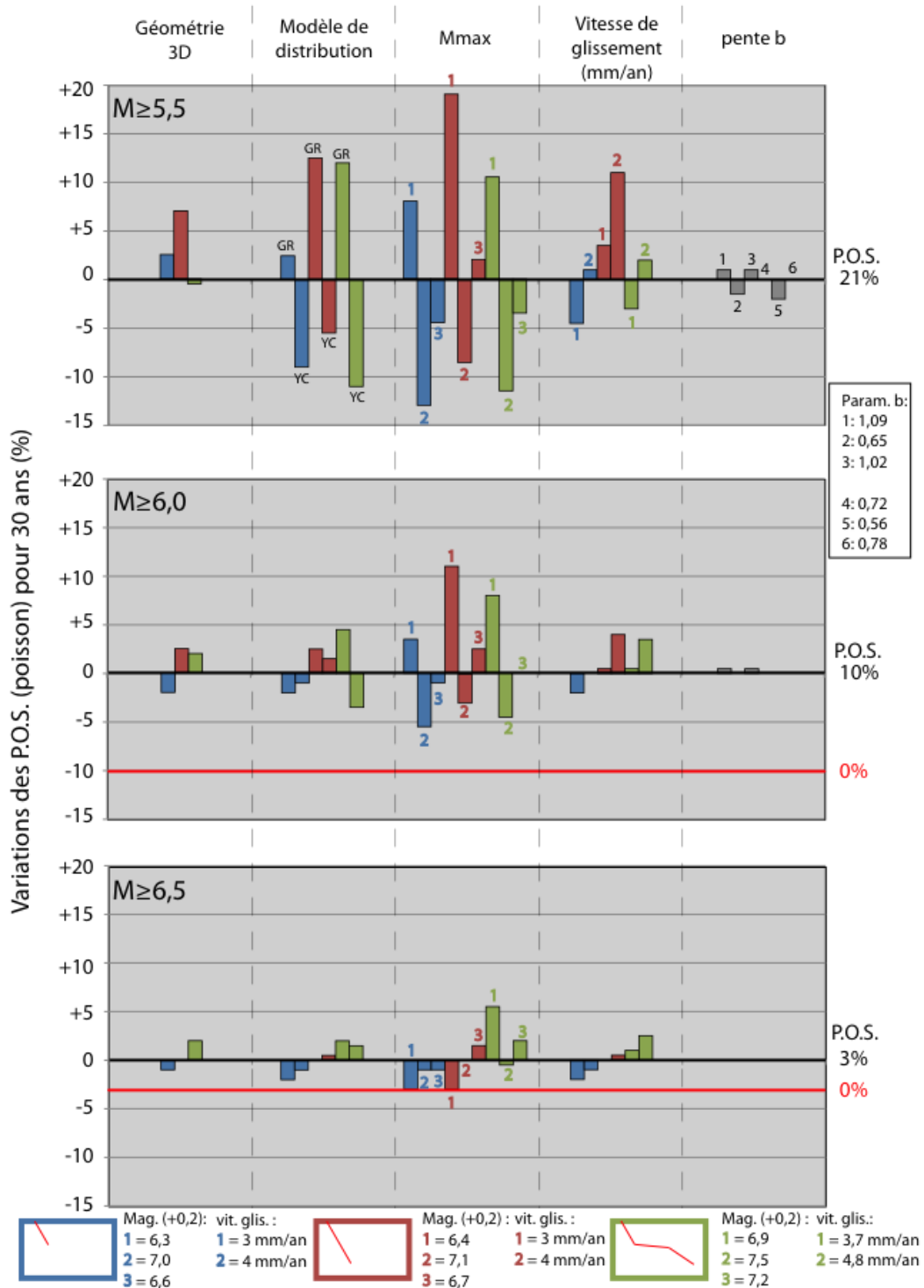


Fig. 5.20 : Variations des P.O.S. de $M \geq 5,5/6,5$ sur 30 ans pour le modèle de Poisson, selon les différents paramètres incorporés dans l'arbre logique de la faille d'Helike Est, en ne considérant aucune hypothèse de rupture de failles multiples. Les valeurs de P.O.S. à droite des graphiques correspondent aux résultats médians obtenus sur l'ensemble de l'arbre pour l'hypothèse de rupture simple (une seule faille), en ne considérant que des pondérations équivalentes dans l'arbre logique.

De ce fait nous observons la variation générale induite par ces hypothèses de géométries (paramètre « géométrie 3D », Fig. 5.20), mais aussi les variations détaillées au niveau du choix du modèle de distribution, de M_{max} et des vitesses de glissement. Seul le paramètre b ne se trouve pas impacté par la prise en compte de ces différentes géométries.

Ces résultats montrent que les variations de P.O.S. provoquées par la prise en compte des différentes géométries sont relativement réduites par rapport à celles provoquées par d'autres paramètres (entre 7% pour $M \geq 5,5$ et 2-3% pour $M \geq 6,5$). Comme pour les failles d'Aigion et Pyrgos, les paramètres les plus impactants sont M_{max} et la vitesse de glissement. Par contre la

prise en compte de ces différentes hypothèses de géométrie engendre une augmentation de la variation pour ces paramètres, et augmente leur impact sur la détermination de la P.O.S. finale. Par exemple, la variation de P.O.S. induite par la vitesse de glissement est de ≈ 5 à 7% selon la géométrie considérée, mais peut monter à $\approx 15\%$ au maximum sur l'ensemble des résultats. Il est à noter que pour cette faille le choix du modèle de distribution de la sismicité génère également un fort impact au niveau de la P.O.S. pour des $M \geq 5,5$. Cela provient du fait que les M_{\max} estimées pour cette faille sont bien plus importantes que les magnitudes ciblées par l'étude.

La définition de l'impact généré par la prise en compte de différentes hypothèses de géométrie pour une faille s'apparente à la prise en compte de différents scénarios de rupture. La considération de ces hypothèses entraîne une modification de la géométrie et donc une modification de la M_{\max} . De même la vitesse de glissement peut être impactée par ces hypothèses. Les conclusions obtenues pour l'analyse de la faille d'Helike Est peuvent donc s'appliquer à la prise en compte de ruptures multiples (ex. Aigion, Neos-Erineos, etc. ; chap. 4.3.2.3).

De la même manière que pour les failles, nous analysons les P.O.S. obtenues pour les différents paramètres considérés dans les arbres logiques construits pour les zones sismotectoniques (Fig. 4.22). Contrairement aux failles, le taux de déformation n'est pas déduit de la vitesse de glissement mais de la définition du paramètre a à partir de l'analyse de la sismicité (chapitre 4.3.1). A partir des résultats obtenus pour les différents paramètres considérés pour la zone sismotectonique ouest (**Fig. 5.21**), nous déterminons quels sont les paramètres les plus impactants pour ce type de zone source.

Ainsi, contrairement aux résultats obtenus pour les failles, M_{\max} n'apparaît pas comme un paramètre générant de fortes variations de la P.O.S. ($< 5\%$ de variation quelque soit la magnitude ciblée). Par contre, l'association des paramètres a et b engendrent d'importantes variations quelque soit la magnitude ciblée ($\approx 35\%$ de variation max. des P.O.S. médianes pour $M \geq 5,5$ et $\approx 15\%$ pour $M \geq 6,5$). L'analyse détaillée de ces variations indique un impact bien plus important de la méthode de déclustering utilisée que de la M_{\min} considérée. De la même manière, les différents modèles de distribution (GR et YC) génèrent de plus fortes variations pour les zones sismotectoniques que pour les failles (ex. $\approx 7\%$ de variation max. de la P.O.S. médiane pour $M \geq 6$ sur le cas d'Helike Est, contre $\approx 25\%$ au niveau de la zone sismotectonique ouest pour la même magnitude).

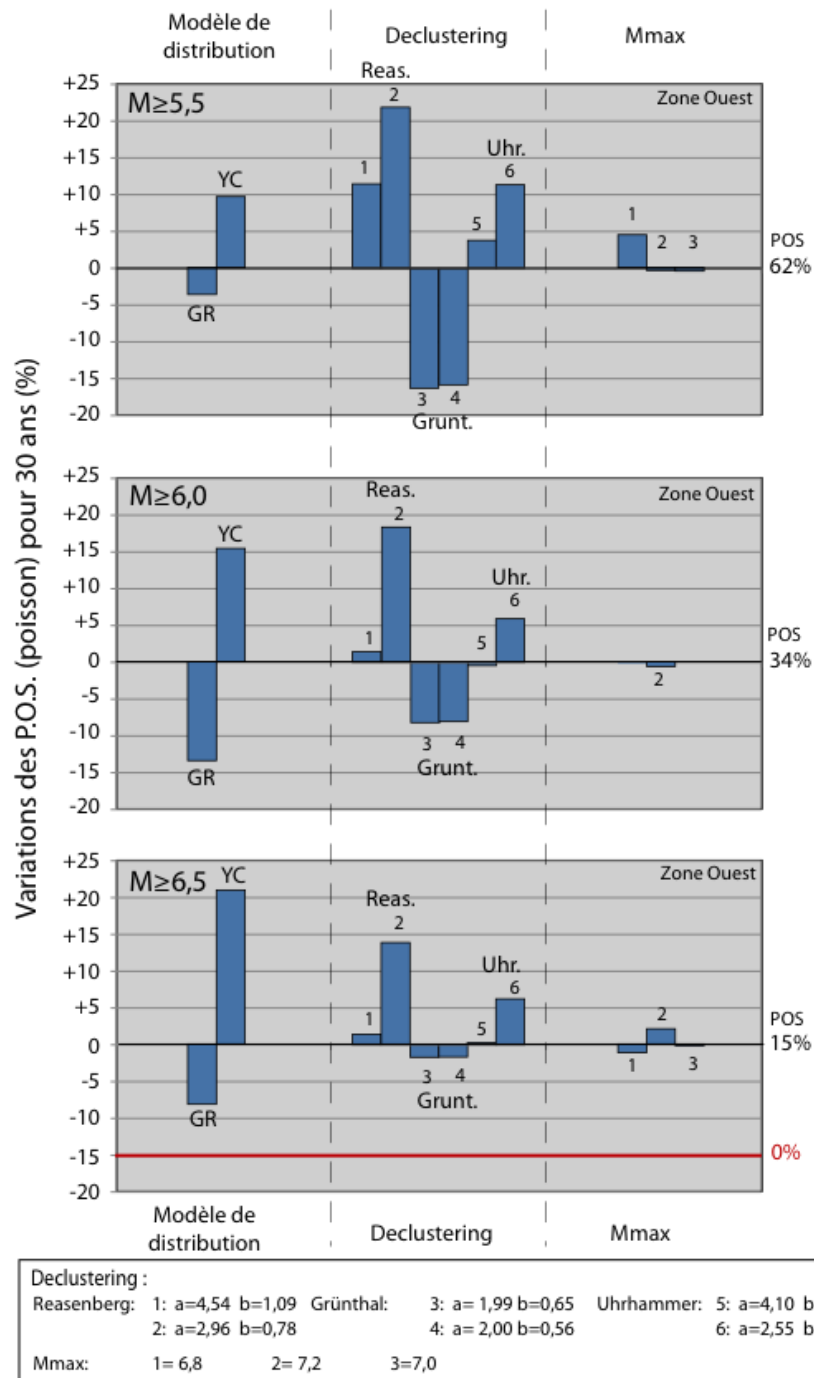


Fig. 5.21 : Variations des P.O.S. de $M \geq 5,5/6,5$ sur 30 ans pour le modèle de Poisson, selon les différents paramètres incorporés dans l'arbre logique de la zone sismotectonique ouest. Les valeurs de droites correspondent aux résultats médians de P.O.S. sur l'ensemble de l'arbre pour l'hypothèse de rupture simple (une seule faille), sans la prise en compte de pondérations dans l'arbre logique.

Ces résultats confirment en partie ceux obtenus à partir de l'analyse des temps de retour (chap. 4.4.3 ; Fig. 4.32 et Fig. 4.33). Les incertitudes liées à Mmax et à la vitesse de glissement peuvent générer de forts impacts pour l'estimation des temps de retour comme des probabilités (avec le modèle de Poisson) pour les failles comme les zones sources. Dans le cas de zones sismotectoniques, ce sont les méthodes de déclustering et le choix du modèle de distribution qui génère les plus forts impacts. Par contre, l'analyse des probabilités minimise l'impact produit par les modèles de sismicité (GR ou YC) pour les failles par rapport aux temps de retour.

5.3.RESULTATS ET ANALYSES DES P.O.S. : MODELES A MEMOIRE

5.3.1.RESULTATS POUR LES MODELES A MEMOIRE

Nous présentons les résultats obtenus pour les deux modèles à mémoire considérés dans cette étude (BPT et Weibull ; **Table 5.2**). Pour chacun de ces modèles, nous considérons deux hypothèses d'apériodicité ($\alpha=0,7$ ou $0,5$). Nous intégrons aussi les différentes hypothèses concernant la date de l'occurrence du dernier séisme pour chaque zone sismotectonique ou faille. Lorsqu'aucune information ne permet de définir cette date, nous considérons la date de complétude (1725), ce qui permet d'obtenir une probabilité minimale. Les résultats obtenus pour les hypothèses de rupture de multiples failles sont intégrés dans ces résultats (le détail est présenté en annexe).

Source sismique	M ≥ 6			Dernier séisme	Magnitude (Mw)
	Poisson	BPT	Weibull		
Zone ouest	38 [19-65]	55 [29-82]	75 [28-99]	1888	6,12
		45 [5-82]	41 [12-84]	1995	6,3
Zone est	80 [55-93]	94 [70-99]	98 [89-99,99]	1995	6,3
F. Marathias	2 [1-3]	0 [0-2]	1 [0-3]	1725 ?	∅
F. Psathopyrgos	11 [5-17]	17 [7-31]	17 [6-45]	1725 ?	∅
		17 [6-32]	16 [6-42]	1756 ?	5,89
		16 [4-31]	15 [5-37]	1806 ?	5,89
F. Pyrgos (aveugle)	6 [3-16]	8 [1-25]	7 [2-31]	1725 ?	∅
F. Trizonia	4 [2-5]	3 [0-6]	3 [1-5]	1725 ?	∅
F. Neos-Erineos	14 [7-21]	13 [5-27]	12 [5-34]	1725 ?	∅
F. Aigion	8 [1-14]	6 [0-21]	7 [1-19]	1888	6,12
F. Helike Ouest	3 [1-5]	2 [0-6]	3 [1-5]	1725 ?	∅
F. Helike Est	10 [3-18]	12 [0-28]	11 [2-28]	1861	6,52
		0,05 [0-4]	4 [0,5-11]	1995	6,3
F. aveugle - 1995	10 [6-24]	0 [0-16]	5 [1-20]	1995	6,3
F. Sud Eratini	3 [1-10]	1,5 [0-15]	2 [0,5-15]	1725 ?	∅
F. Nord Eratini	6 [4-14]	9 [4-21]	9 [4-24]	1725 ?	∅
F. West Channel	1 [0-2]	0 [0-0,5]	0,1 [0-0,2]	1725 ?	∅
F. East Channel	2 [1-10]	0,8 [0-15]	2 [0-15]	1725 ?	∅

Table 5.2 : Résultats des P.O.S de $M \geq 6$ pour les 30 prochaines années pour les 3 modèles de probabilité considérés : Poisson, BPT et Weibull.

De manière générale, les résultats ne varient que faiblement par rapport à ceux qui reposent sur le modèle de Poisson, avec en moyenne une différence absolue de 3% entre Poisson et BPT, et 2 % entre Poisson et Weibull. Seules certaines failles ont des P.O.S. assez différentes de celles du modèle de Poisson, avec par exemple une augmentation de la P.O.S. d'environ 6% pour la faille de Psathopyrgos ou une diminution de 5 à 10% pour la faille aveugle de 1995 ou Helike Est (selon l'hypothèse du temps écoulé depuis la dernière rupture). Les deux modèles donnent des résultats assez similaires, à l'exception de la faille aveugle de 1995 avec une P.O.S. pour les $M \geq 6$ de 5% avec le modèle Weibull contre 0% pour le modèle BPT (**Fig. 5.22** et **Fig. 5.23**). Comme avec le modèle de Poisson (**Fig. 5.18**), les failles de Psathopyrgos et de Neos-Erineos sont celles qui présentent les

P.O.S. de $M \geq 6$ les plus élevées. Par contre, la prise en compte d'une rupture en 1995 sur la faille aveugle à l'est et sur Helike Est entraîne une diminution de la P.O.S. L'application de ces modèles à mémoire à l'échelle des zones sismotectoniques est et ouest permet également d'augmenter la P.O.S. d'un futur $M \geq 6$ dans les 30 prochaines années.

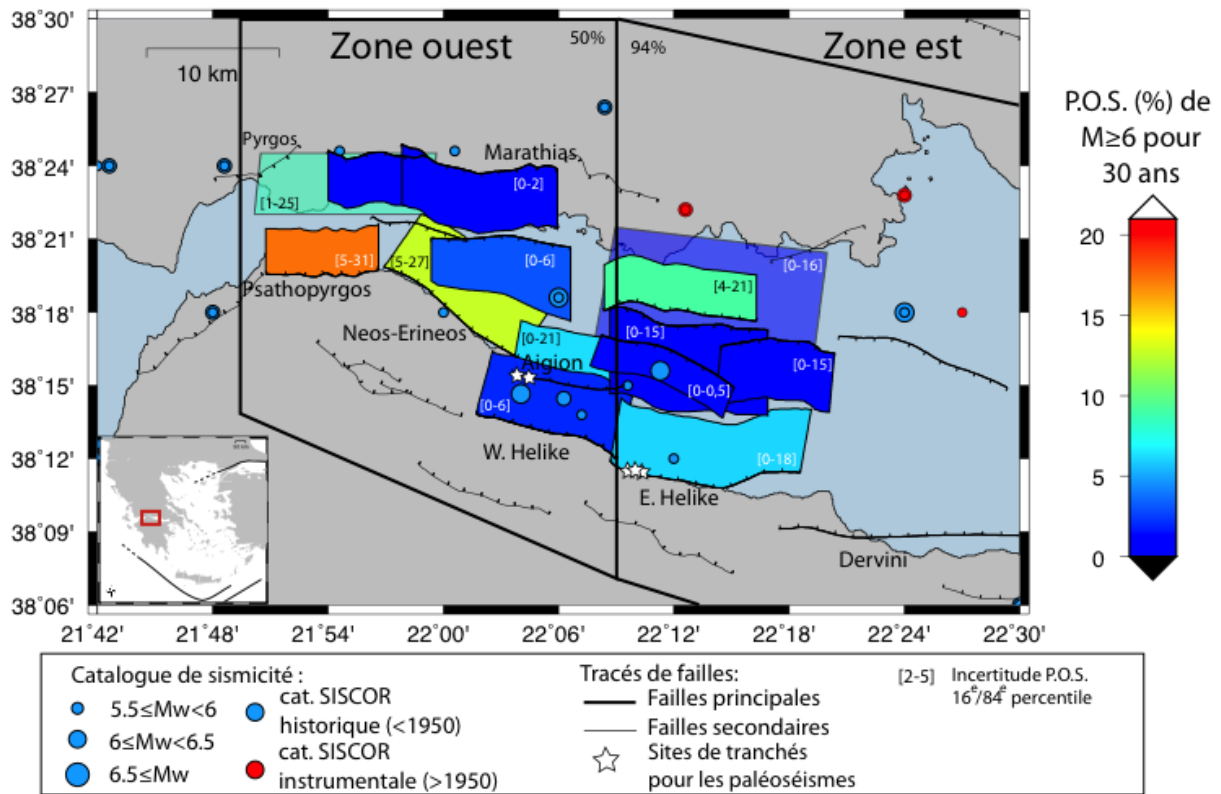


Fig. 5.22 : Carte de la P.O.S. de $M \geq 6$ pour 30 ans en considérant uniquement le modèle de probabilité BPT. Les failles aveugles sont représentées en transparence (Pyrgos et 1995).

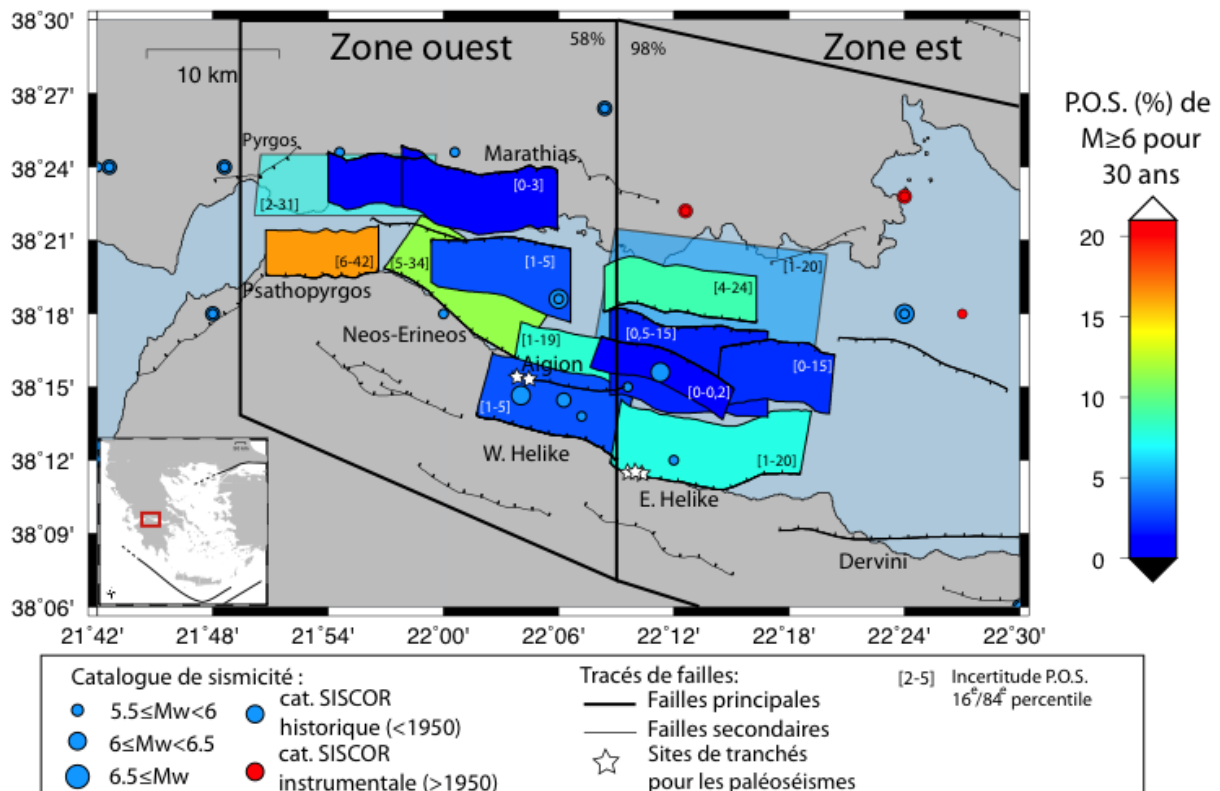


Fig. 5.23 : Carte de la P.O.S. de $M \geq 6$ pour 30 ans en considérant uniquement le modèle de probabilité de Weibull. Les failles aveugles sont représentées en transparence (Pyrgos et 1995).

Les résultats de P.O.S. pour $M \geq 6$ pour 30 ans calculés pour 2013 pour la faille d'Aigion sont relativement proches qu'ils prennent en compte ou non des modèles à mémoire (Table 5.2). L'observation de la distribution temporelle de la P.O.S. médiane de cette faille confirme bien que l'on se situe en 2013 à un instant où les P.O.S. obtenues par les modèles de Weibull et BPT sont similaires à la P.O.S. constante du modèle de Poisson (Fig. 5.24). Ce résultat est principalement dû à la combinaison de différents effets: une forte apériodicité associée au fait que la période écoulée depuis le dernier séisme (125 ans en considérant que le dernier séisme de $M \geq 6$ a eu lieu en 1888) est trop importante pour avoir une P.O.S. très faible mais pas assez importante par rapport au temps de retour de séismes de $M \geq 6$ pour cette faille (390 ans, chap. 4.4.3.2). Le temps de retour considéré pour le 16^{ème} percentile (≈ 200 ans) étant assez proche du temps écoulé, on obtient des P.O.S. plus élevées que pour le modèle de Poisson (21 et 19% pour 14% avec Poisson). Les forts paramètres d'apériodicité réduisent les écarts avec le modèle de Poisson. Ceci est d'autant plus vrai pour le modèle BPT qui tend à avoir un comportement poissonien avec le temps (e.g. Matthews et al. 2005).

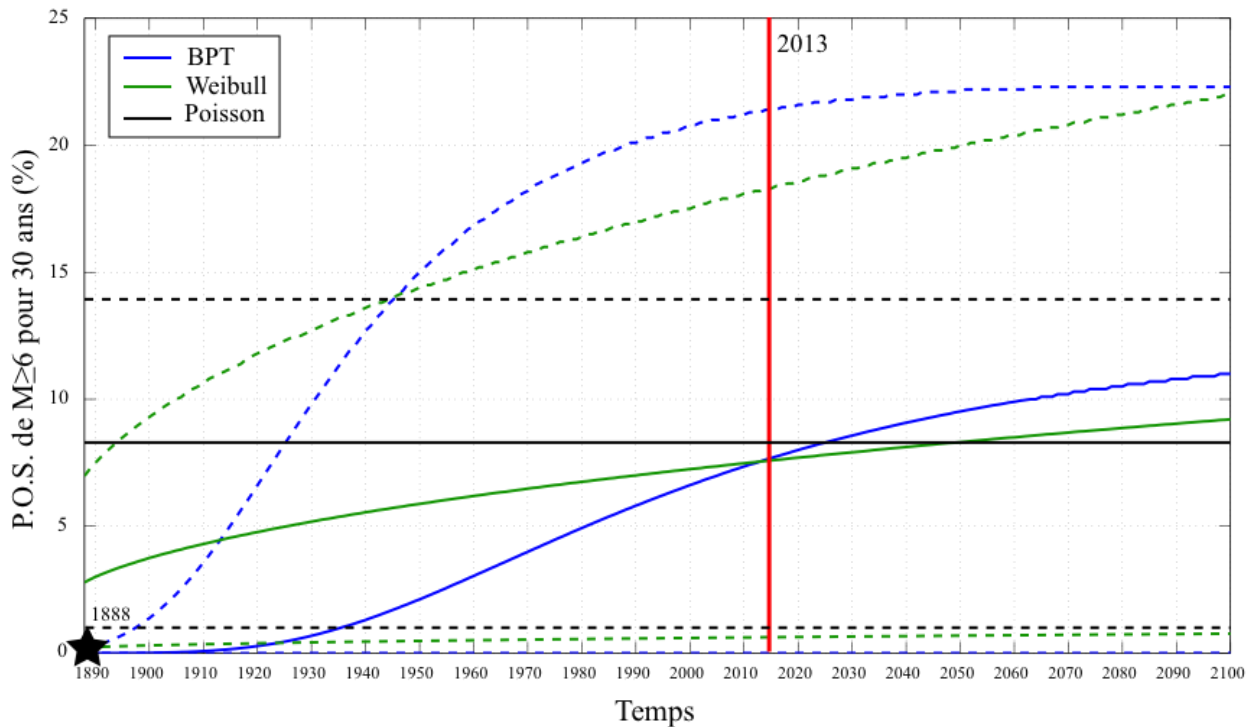


Fig. 5.24 : Evolution temporelle de la P.O.S. de $M \geq 6$ pour la faille d'Aigion (avec la prise en compte des hypothèses de rupture de failles multiples). Les courbes en pointillés correspondent 16ème et 84ème percentiles.

Dans le cas d'hypothèses de ruptures récentes (comme envisagées pour la faille d'Helike Est ou la faille cachée localisée grâce au séisme de 1995), les P.O.S. obtenues pour les modèles à mémoire sont plus faibles que la P.O.S. obtenue pour le modèle de Poisson, voire nulles. Ces résultats proviennent du peu de temps écoulé depuis ce dernier séisme (≈ 20 ans) par rapport à l'estimation du temps de retour d'un séisme de $M \geq 6$ (≈ 270). (Fig. 5.25). D'après ces modèles, il est nécessaire d'attendre jusqu'en 2100 pour retrouver des P.O.S. similaires à celles définies par le modèle de Poisson (Fig. 5.25).

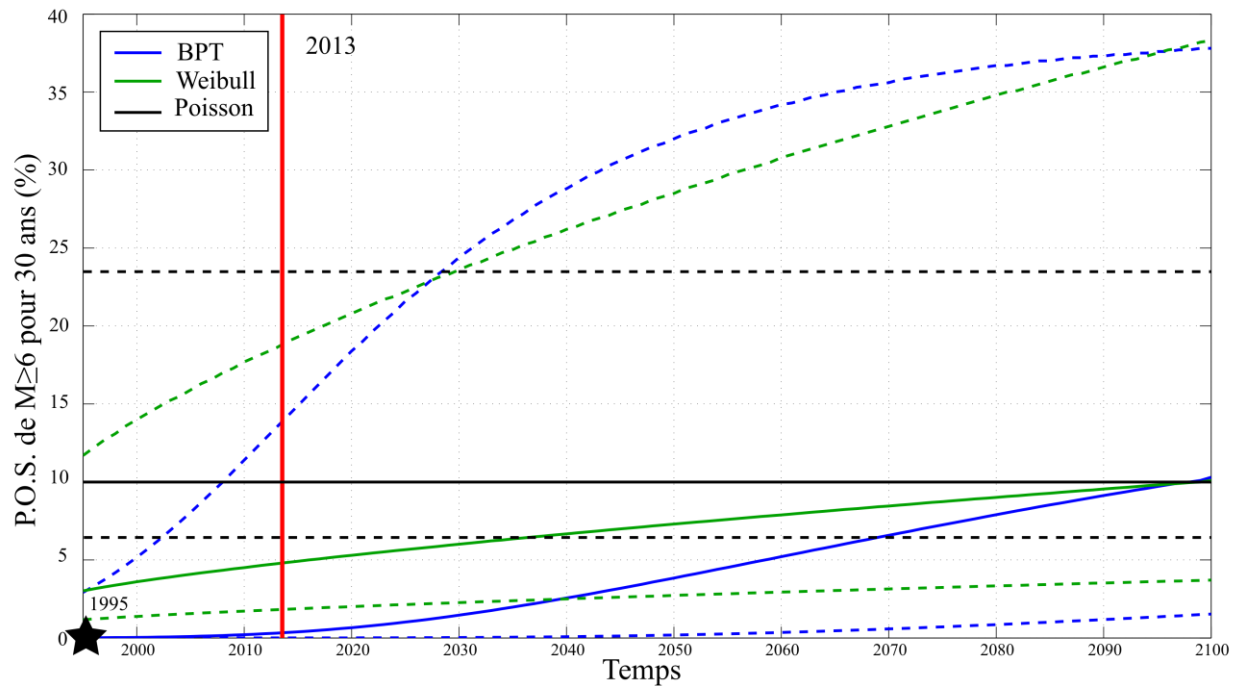


Fig. 5.25 : Evolution temporelle de la P.O.S. de $M \geq 6$ pour la faille aveugle responsable du séisme de 1995 de $M=6,3$ (avec la prise en compte des hypothèses de rupture de failles multiples). Les courbes en pointillés correspondent 16ème et 84ème percentiles.

En considérant la sismicité historique associée à la faille d'Aigion (séismes de 1748, 1817 et 1888), nous calculons l'évolution de la P.O.S. de $M \geq 6$ (sur 30 ans) au cours du temps (Fig. 5.26). Les études paléoséismologiques et historiques ne permettent pas d'associer de manière précise ces séismes à la faille d'Aigion. Mais la proximité de ces événements avec la faille faiblement active d'Helike Ouest et la présence de paléoséismes pouvant correspondre (surtout pour le séisme de 1888) permettent d'envisager ces hypothèses.

Les résultats obtenus à partir des modèles à mémoire permettent de refléter l'évolution du cycle sismique, contrairement à ce que l'on peut observer avec les résultats obtenus à partir du modèle de Poisson (Fig. 5.26). En se plaçant en 2013, la P.O.S. à partir de ces modèles à mémoire est inférieure à la P.O.S. obtenue avec un modèle de Poisson. Ainsi, les résultats ne tenant pas compte de l'état du cycle sismique peuvent conduire à une mauvaise estimation de l'aléa sismique (selon le niveau du cycle sismique).

Par contre les incertitudes associées à l'apériodicité α génèrent de fortes variations des P.O.S. Ainsi, une forte différence est observée entre les bornes supérieures et inférieures (entre 0-1 et 17-20 %/100km² selon le modèle). Les P.O.S. de $M \geq 6$ obtenues à partir des modèles à mémoires au moment des ruptures de 1806 et 1888 sont inférieurs aux P.O.S. obtenues avec le modèle de Poisson (constante avec le temps). De ce fait il est important de confirmer l'association de ces événements avec la faille d'Aigion. L'association d'un de ces séismes avec une autre faille impliquerait des variations importantes de la P.O.S.

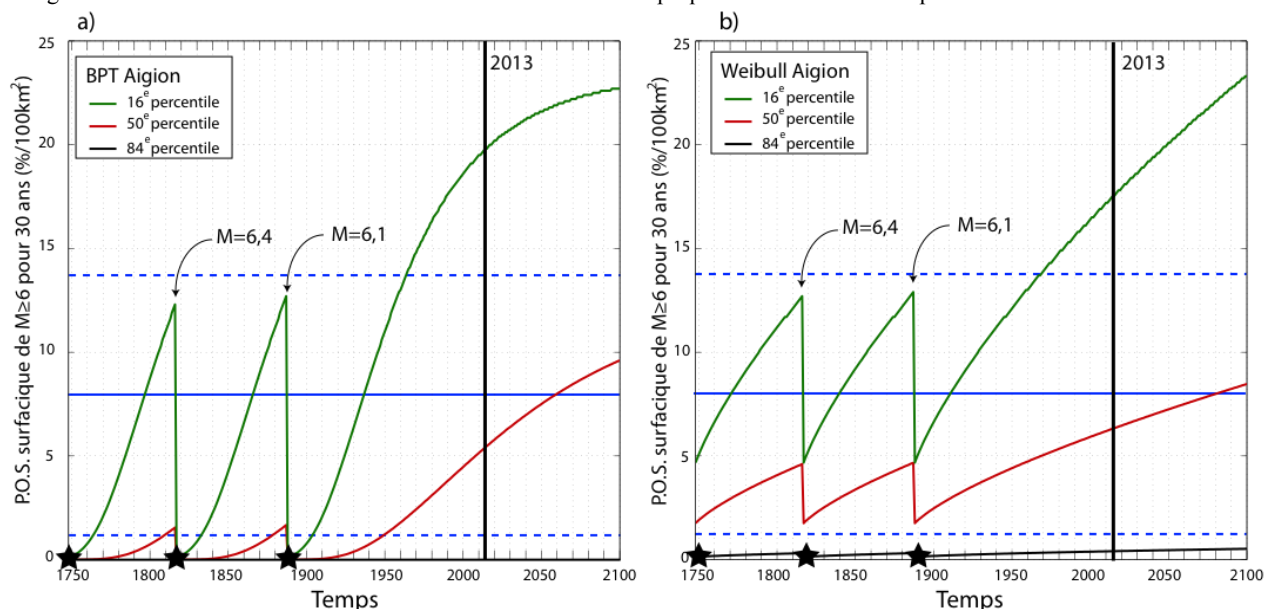


Fig. 5.26 : Evolution de la probabilité conditionnelle surfacique d'occurrence d'un séisme de $M \geq 6$ dans les 30 prochaines années pour la faille d'Aigion, en incorporant l'occurrence des séismes historiques de 1746, 1817 et 1888. La figure a) correspond au modèle BPT et b) au modèle Weibull. Pour comparaison, le modèle de Poisson est représenté en bleu. Les courbes en pointillés correspondent au 16ème et 84ème percentiles.

5.3.2. ANALYSE DE LA SENSIBILITE DES P.O.S. POUR LES MODELES A MEMOIRE

De la même manière que pour les probabilités définies à partir du modèle de Poisson, les P.O.S. définies par les modèles à mémoire sont analysées pour déterminer l'impact des différents paramètres incorporés dans les arbres logiques.

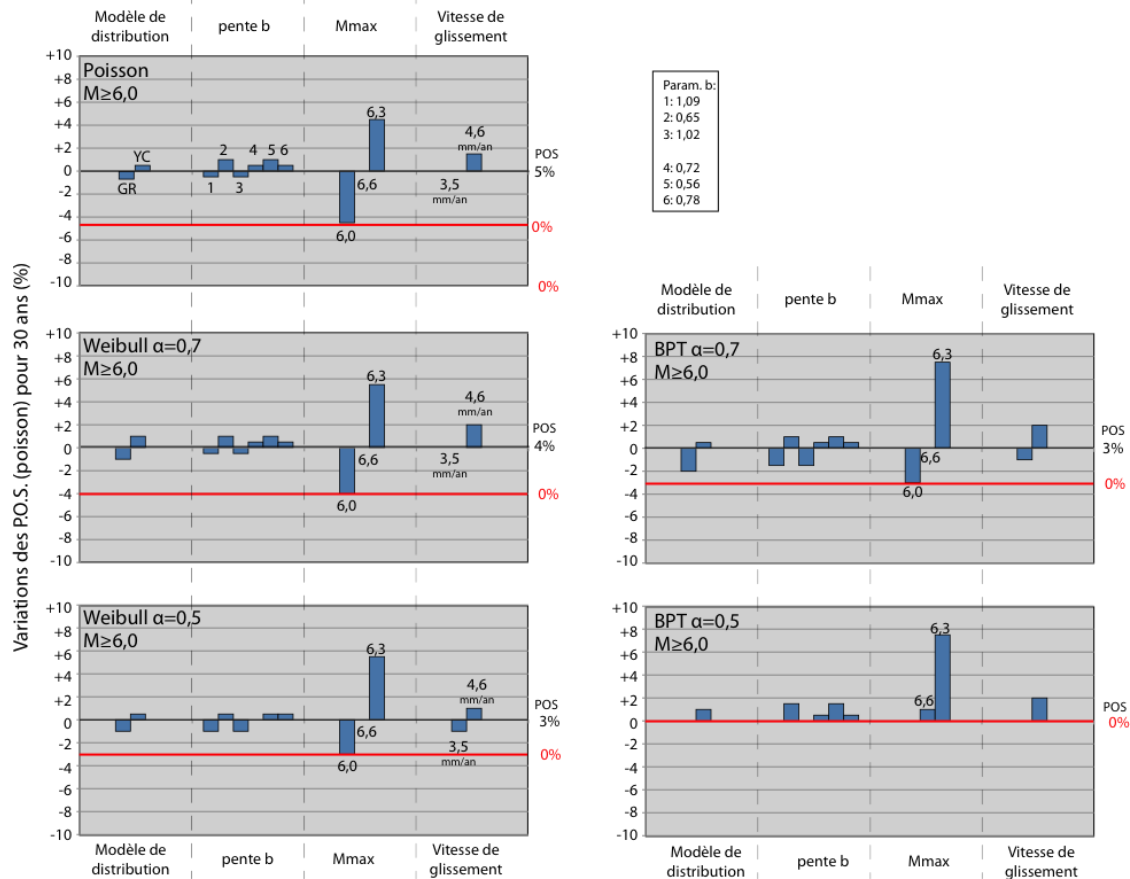


Fig. 5.27 : Variations selon les différents paramètres incorporés dans l'arbre logique de la P.O.S. pour les 30 prochaines années calculées pour la faille d'Aigion à partir des modèles Poisson, BPT et Weibull et pour différents paramètres d'apériodicité (hypothèse d'une seule faille).

Comme indiqué dans le paragraphe 5.1.2, l'apériodicité peut jouer un rôle très important. Par exemple pour la faille d'Aigion, la P.O.S. d'un $M \geq 6$ sur 30 ans peut varier de 0 à 5% (Fig. 5.27). Selon le temps écoulé depuis le dernier séisme, ce paramètre peut plus ou moins impacter les P.O.S., une faible apériodicité entrainant une P.O.S. proche de zéro les premiers temps après le dernier séisme. De ce fait, les différentes hypothèses sur la période écoulée depuis ce dernier séisme entrainent des valeurs de P.O.S. fortement variables, quelque soit le paramètre d'apériodicité considéré (ex. Helike Est en considérant deux hypothèses pour le dernier séisme : 1861 et 1995 ; Fig. 5.28). Mis à part ces deux paramètres propres au modèle de probabilité, l'analyse de ces tests indique un fort impact sur la P.O.S. de Mmax et de la vitesse de glissement, et donc également de l'hypothèse de géométrie considérée (Fig. 5.20 et Fig. 5.27). Ces observations confirment celles réalisées à partir des résultats obtenus pour le modèle de Poisson (chapitre).

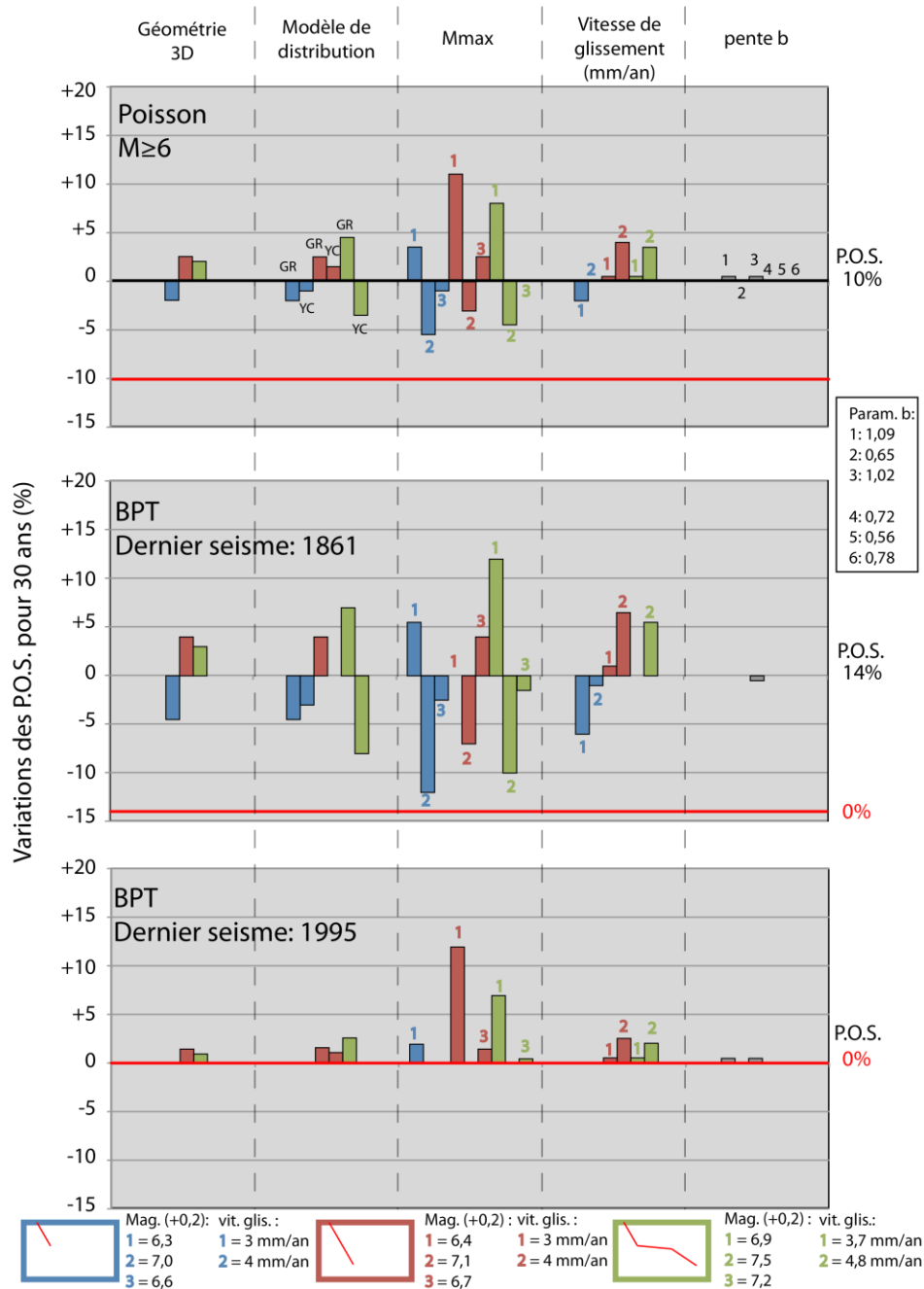


Fig. 5.28 : Variations selon les différents paramètres incorporés dans l'arbre logique de la P.O.S. pour les 30 prochaines années obtenues pour les modèles BPT et Weibull ($\alpha=0,7$), pour la faille d'Helike avec la variation de la période écoulée depuis le dernier séisme (18 ans en considérant 1995 ou ≈ 150 ans en considérant 1861). Ces résultats correspondent aux hypothèses de rupture d'une seule faille.

5.4. RESULTATS FINAUX ET REPRESENTATION GRAPHIQUE DES P.O.S. POUR LES 30 PROCHAINES ANNEES

Les pondérations définies pour les modèles de probabilité sont appliquées aux arbres logiques développés pour chaque faille (paragraphe 5.1.3) afin de déterminer les valeurs finales de P.O.S. de $M \geq 6$ sur 30 ans, pour chaque faille et zone sismotectonique (Table 5.3). Les probabilités surfaciques (rapportées à 100 km^2) sont également calculées, à partir des surfaces de failles ou de zones correspondantes à chaque hypothèse. Ces résultats intègrent les scénarios de ruptures multiples, comme ceux définis au niveau des arbres logiques d'Aigion et de Psathopyrgos présentés ci-dessous (Fig. 5.29 et Fig. 5.30). Les pondérations présentées au niveau de ces deux arbres logiques sont représentatives des pondérations appliquées aux autres failles de la zone et détaillées au cours de cette étude. Ces résultats sont présentés de manière graphique sur la carte de la figure Fig. 5.31.

Faille	POS M ≥ 6,0 (%)		POS surf. M ≥ 6,0 (%/100 km²)	
<i>percentiles</i>	50 ^e	[16 ^e -84 ^e]	50 ^e	[16 ^e -84 ^e]
Zone ouest	50	[21-84]	4,9	[2,1-8,2]
Zone est	88	[62-99]	1,9	[1,3-2,1]
F. Marathias	1	[0-3]	0,6	[0-1,7]
F. Psathopyrgos	12	[5-27]	8,1	[2,9-16,5]
F. Pyrgos (aveugle)	7	[3-20]	6,2	[2,1-17,6]
F. Trizonia	4	[2-5]	2	[1-3,4]
F. Neos-Erineos	11	[5-25]	6,9	[3-15,1]
F. Aigion	7	[1-19]	5,9	[1-13,6]
F. Helike Ouest	3	[1-5]	1,7	[0,4-3,7]
F. Helike Est	6	[0-18]	1,7	[0-5,7]
F. aveugle - 1995	7	[0-23]	2,2	[0-8,1]
F. Sud Eratini	3	[1-10]	1,3	[0,3-3,8]
F. Nord Eratini	8	[4-18]	7,1	[3,5-15,9]
F. West Channel	0	[0-1]	0	[0-1,8]
F. East Channel	2	[0-10]	1	[0-3,2]

Table 5.3 : Résultats finaux des P.O.S de M ≥ 6 pour les 30 prochaines années pour les failles et zones sismotectoniques. Les résultats sont présentés sous forme de probabilité et de probabilité surfacique (par 100 km²) pour la médiane et les 16^{ème} et 84^{ème} percentiles.

Faille d'Aigion

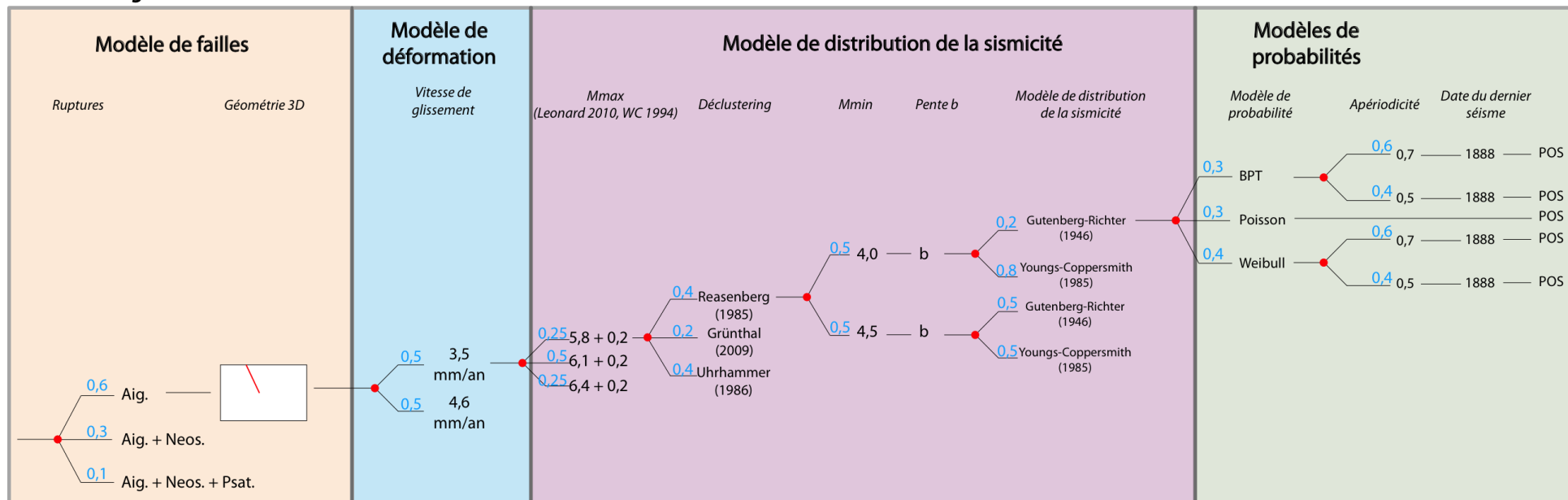


Fig. 5.29 : Arbre logique construit pour la faille d'Aigion et intégrant les hypothèses et pondérations définies au cours de cette étude, accompagné de la dernière section correspondant aux modèles de probabilité. La pondération considérée entre les différents modèles de probabilité privilégie les modèles à mémoire étant donné l'existence d'études paléosismologiques pour cette faille. L'arbre logique intègre également les hypothèses de ruptures simultanées, prise en compte pour déterminer les résultats présentés dans la Table 5.3.

Faïlle de Psathopyrgos

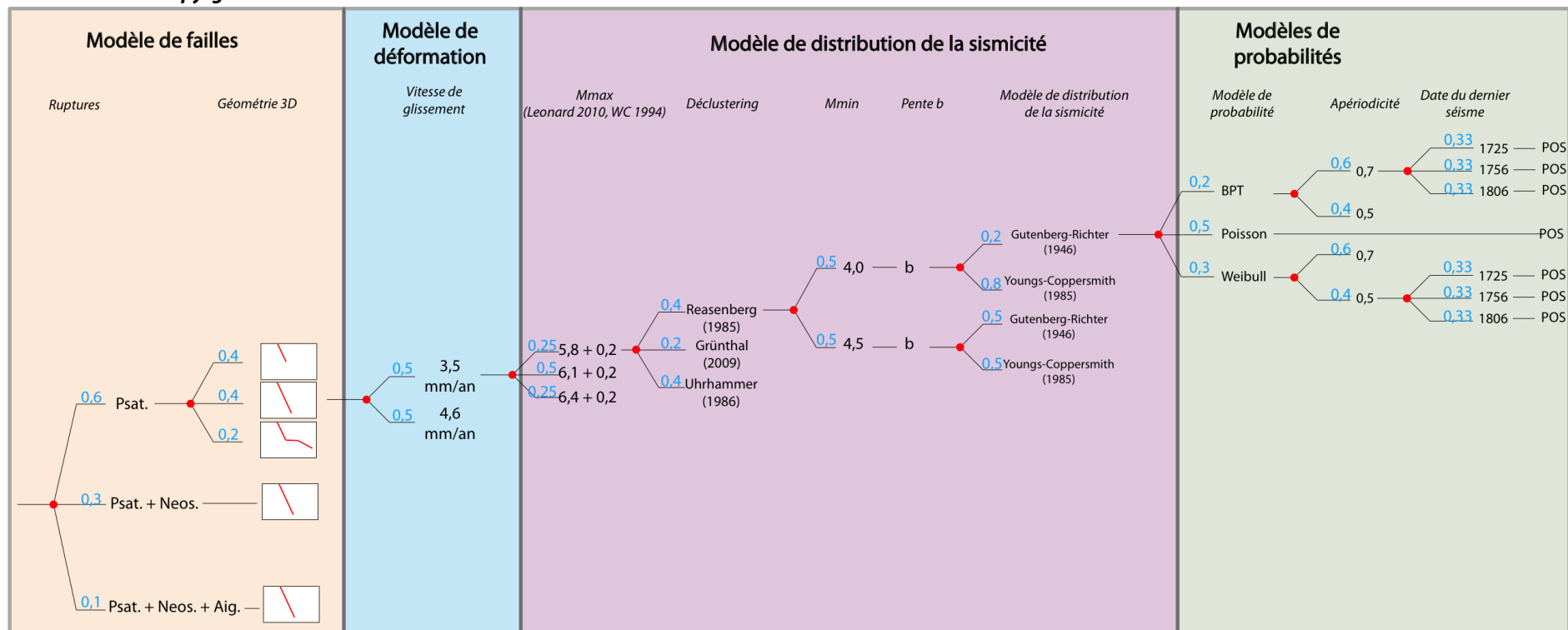


Fig. 5.30 : Arbre logique construit pour la faille de Psathopyrgos et intégrant les hypothèses et pondérations définies au cours de cette étude, accompagné de la dernière section correspondant aux modèles de probabilité. La pondération considérée entre les différents modèles de probabilité privilégie le modèle sans mémoire étant donné les fortes incertitudes sur la sismicité historique de cette faille. L'arbre logique intègre également les hypothèses de ruptures simultanées, prises en compte pour déterminer les résultats présentés dans la Table 5.3.

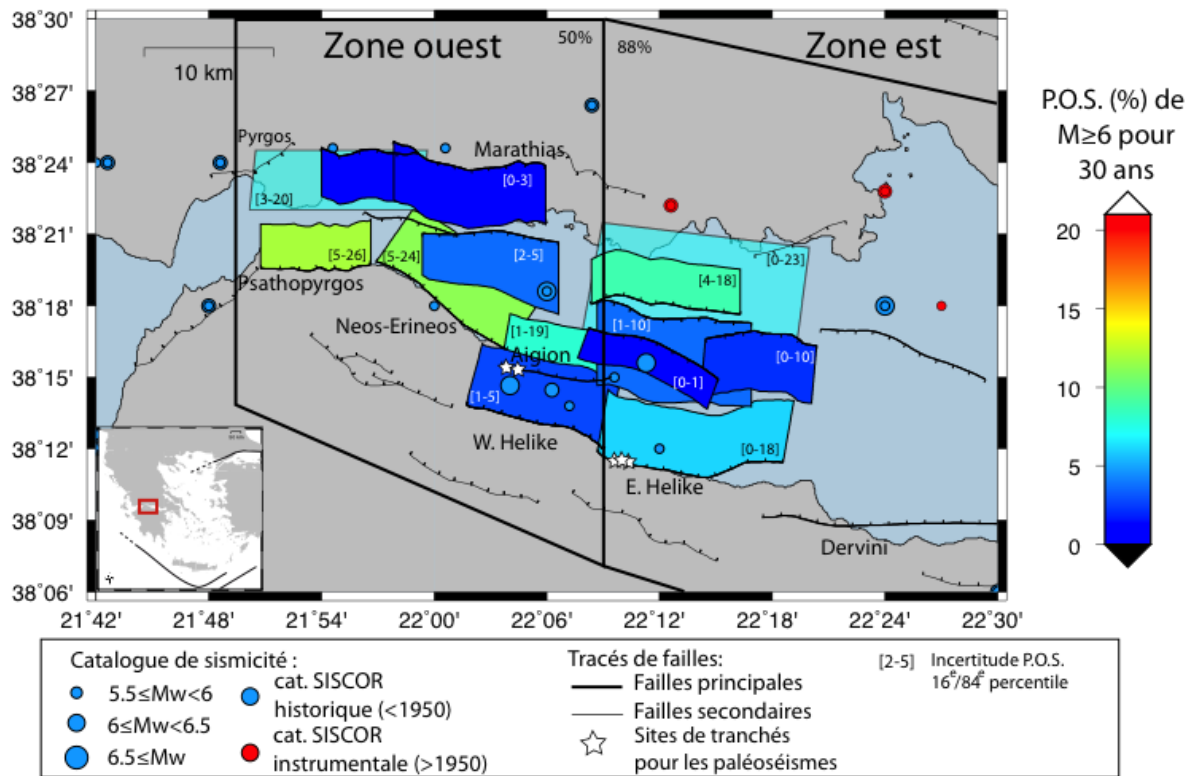


Fig. 5.31 : Carte de la P.O.S. finale de $M \geq 6$ pour 30 ans, intégrant les trois modèles de probabilité. Les failles aveugles sont représentées en transparence (Pyrgos et 1995).

Comme pour les résultats précédents, le système de failles de Psathopyrgos/Neos-Erineos/Aigion présente les probabilités les plus importantes avec les failles aveugles. Ces failles correspondent aux structures possédant les plus importantes estimations de vitesse de déformation (entre 2 et 5 mm/an selon les failles). La forte incertitude sur la vitesse de glissement de la faille de Nord-Eratini explique que la P.O.S. de $M \geq 6$ pour cette faille soit parmi les plus élevées de la zone. La faille d'Helike Est et la faille aveugle de 1995 sont caractérisées par des P.O.S. moins élevées que les autres failles possédant une même vitesse de glissement car elles sont supposées avoir cassé récemment, en 1995.

La considération des probabilités surfaciques permet de comparer les P.O.S. estimées pour les différentes failles et zones sismotectoniques. Ainsi, en prenant l'exemple des zones sismotectoniques, la P.O.S. est plus importante pour la zone est que pour l'ouest (Table 5.3). Par contre, en normalisant ces résultats par la surface correspondante, la P.O.S. par 100 km² est alors plus importante à l'ouest (4,9 %/100km²) qu'à l'est (1,9 %/100km²). Ces probabilités permettent également de comparer les résultats d'une zone avec les résultats des failles présentes à l'intérieur (Fig. 5.32). Au niveau de la zone ouest, seules 4 failles possèdent des P.O.S. surfaciques supérieures à celles définies à l'échelle de la zone (Psathopyrgos, Neos-Erineos, Aigion et Pyrgos), qui sont celles où les plus fortes vitesses de glissement ont été attribuées (valeurs max. supérieures à 4 mm/an). Ces failles correspondent également aux structures de la zone faisant l'objet d'hypothèses de ruptures simultanées de plusieurs segments.

A l'est, seule la faille de Nord-Eratini et la faille aveugle de 1995 sont estimées avec des P.O.S. surfacique pour une $M \geq 6$ plus importantes que celle de la zone (respectivement 7,1 et 2,2 %/100km² pour la faille et 1,9 %/100km² pour la zone). Comme pour les failles à l'ouest, il s'agit des failles possédant des hypothèses de vitesse de glissement élevées (> 5 mm/an).

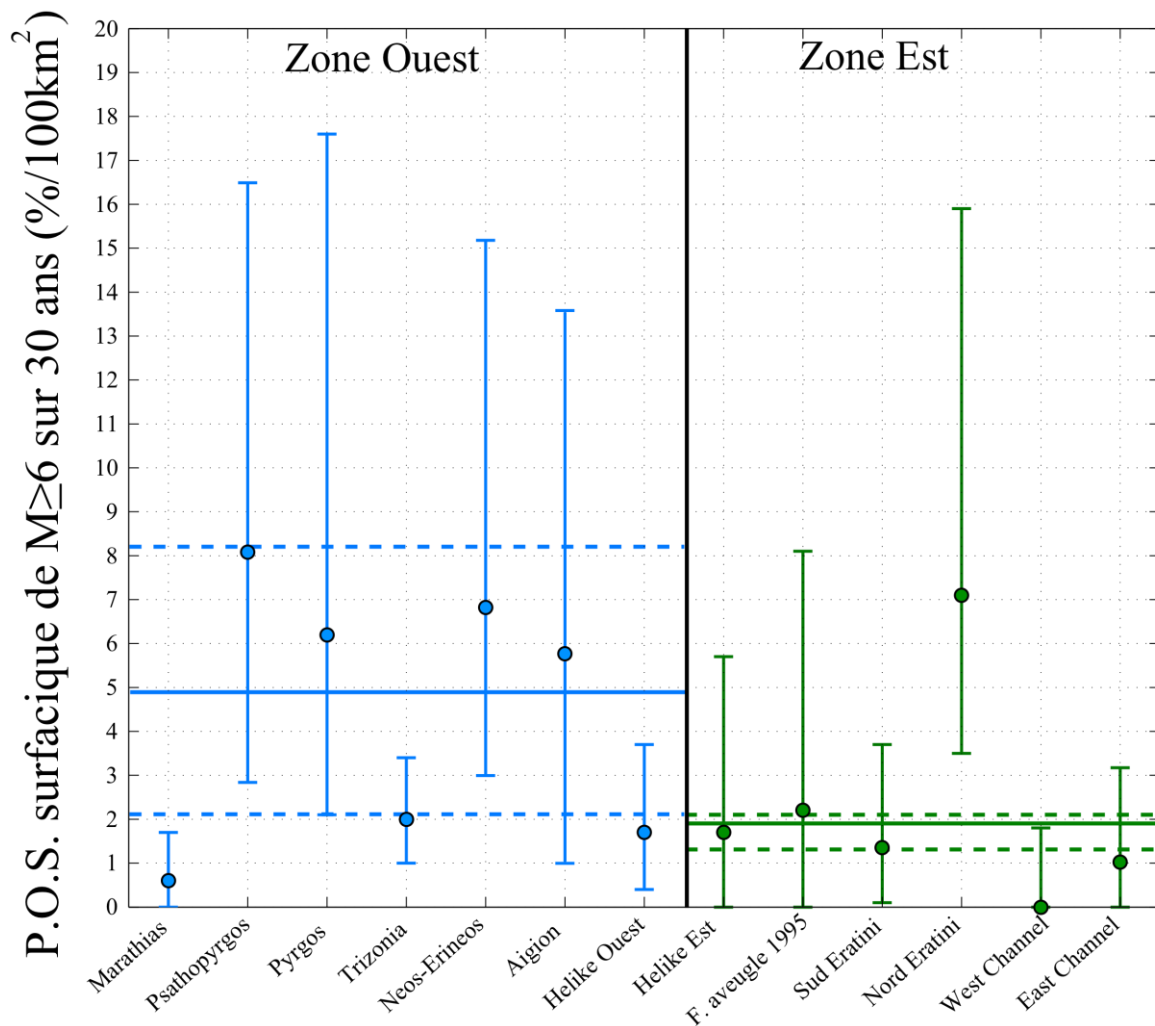


Fig. 5.32 : Comparaison des P.O.S. surfaciques pour $M \geq 6$ sur 30 ans. Les lignes bleues (pleines et pointillées) représentent la P.O.S. et les 16ème/84ème percentiles pour la zone ouest, les vertes ceux pour la zone est. Les P.O.S. pour chaque faille sont représentées avec leurs incertitudes (voir Table 5.3).

Les P.O.S. surfaciques obtenues pour les failles à partir des arbres logiques reflètent les connaissances et incertitudes pour chacune d'elles. Les failles présentant des incertitudes sur les paramètres les plus impactants (géométrie, M_{\max} et vitesses de glissement) sont celles possédant de fortes incertitudes sur la P.O.S. Ainsi la faille de Pyrgos qui a une forte incertitude au niveau de la géométrie mais aussi au niveau de la vitesse de glissement, a des P.O.S. de $M \geq 6$ sur 30 ans variant entre 2 et ≈ 18 %/100km². De même, les P.O.S. des failles assez bien connues (ex. Aigion ou Helike Est) ont de fortes incertitudes, des principalement à prise en compte de possibles ruptures simultanées avec d'autres failles.

Les P.O.S. déterminées à l'échelle des zones sismogéniques sont caractérisées par des incertitudes moins importantes. De plus la quasi-totalité des résultats obtenus pour les failles se trouvent dans l'intervalle d'incertitude défini pour ces zones. Ces résultats permettent de suggérer que les incertitudes associées à la détermination des P.O.S. pour les failles sont encore trop importantes pour ce genre d'étude.

5.5. REPRESENTATION GRAPHIQUE ALTERNATIVE DES RESULTATS

Les failles normales ayant des pendages variant entre 15° et 65°, les projections en surface de ces structures sont difficiles à représenter car elles se superposent. Afin de tenir compte de ces géométries, nous proposons une représentation alternative basée sur les probabilités par unité de surface. Dans le cas de la superposition de deux ou plusieurs structures, la probabilité à la surface incorpore les P.O.S. de ces différentes failles comme représenté sur la **Fig. 5.33**.

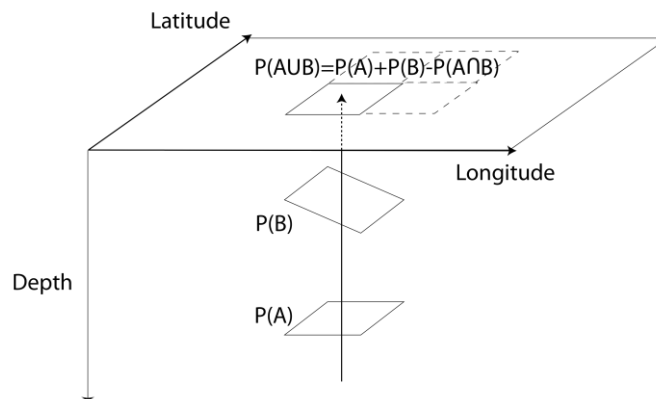


Fig. 5.33 : Schéma du principe de la représentation surfacique des probabilités en cas de superposition de 2 failles.

Au niveau du rift de Corinthe, cette représentation permet d'intégrer toutes les hypothèses de géométrie, et de cartographier les zones présentant les fortes P.O.S. à la surface (**Fig. 5.34**). Ainsi, la superposition des hypothèses de failles aveugles ou à faible pendage avec certaines failles à pendage sud entraînent, par endroits, une plus forte P.O.S. que celle estimée indépendamment pour les failles (ex. P.O.S. médiane de 11%/km² pour Nord-Eratini au lieu de 8%/km² dans la **Table 5.3**).

Ces cartes (**Fig. 5.34**) peuvent être complétées par l'ajout de la représentation de la probabilité d'occurrence d'un séisme de $M \geq 6$ pour la sismicité de fond, c.a.d. générée en dehors des failles définies. L'intégration de cette probabilité aura pour effet d'augmenter de manière uniforme la P.O.S. définie pour les failles de la zone sismotectonique. Il existe d'autres moyens de représenter ces P.O.S. (ex. cumul des P.O.S. présente dans un rayon prédéfini ; WGCEP 2008), pouvant être testés pour Corinthe.

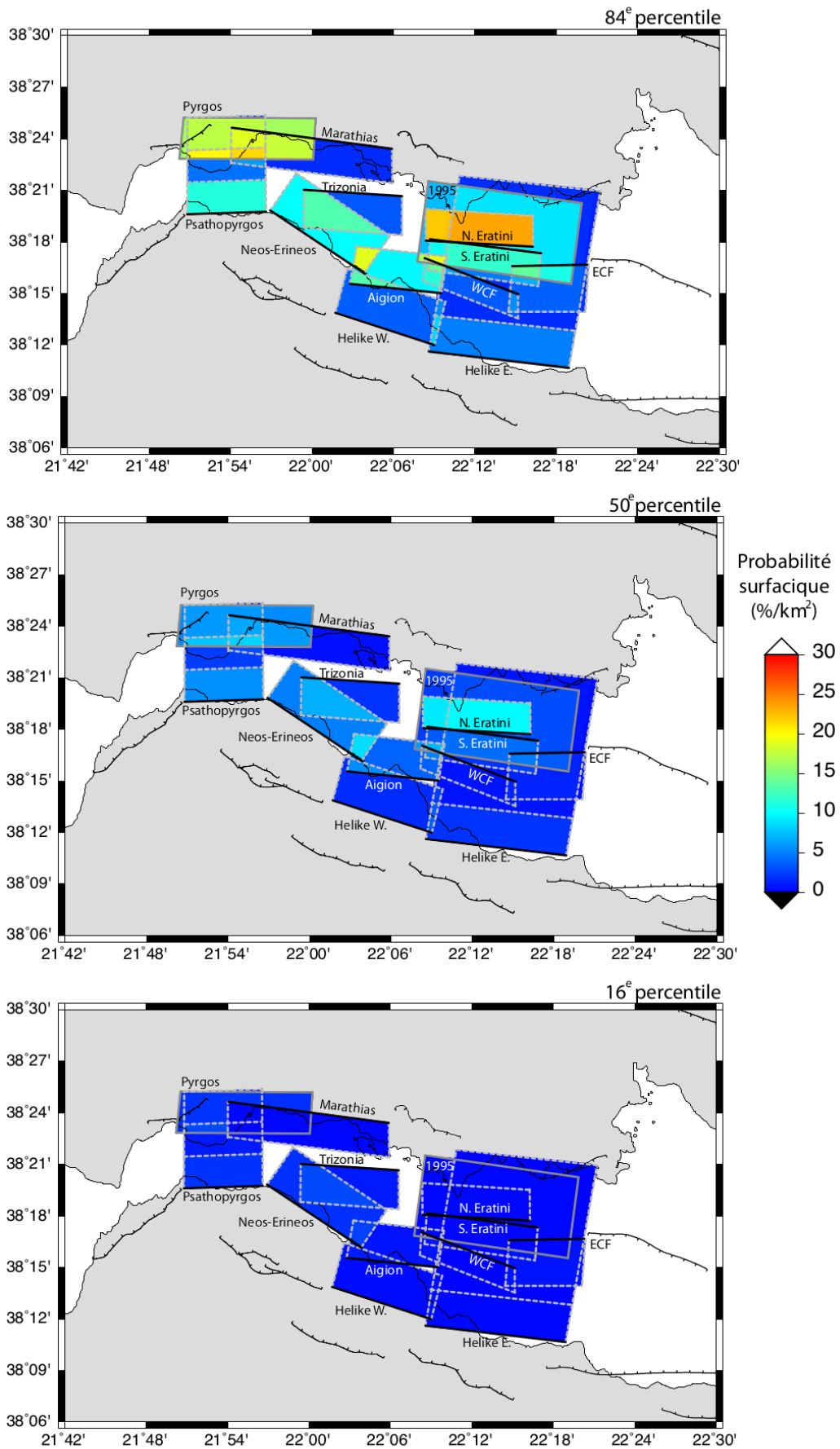


Fig. 5.34 : Carte des P.O.S. de $M \geq 6$ pour 30 ans avec la représentation surfacique des 16^em^e/50^em^e/84^em^e percentiles et intégrant les trois modèles de probabilité.

5.6.DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS

En conclusion, nous avons défini dans ce chapitre différents modèles de probabilité permettant de déterminer les P.O.S. à partir des taux de sismicité obtenus dans le chapitre 4. En plus du modèle de Poisson, couramment utilisé mais ne tenant pas compte du cycle sismique, nous avons étudié des modèles à mémoire (BPT et Weibull). Ces modèles nécessitent la définition d'une description de l'évolution temporelle de la sismicité (périodique ou non via un paramètre d'apériodicité) et de connaître la date du dernier séisme. Pour deux failles seulement, ce paramètre d'apériodicité a pu être déterminé (entre 0,5 et 0,7) à partir des études de paléosismicité (Aigion et Helike Est). L'analyse de la sismicité à l'échelle de la zone permet d'obtenir des estimations similaires. Pour chaque faille nous avons pris en compte une ou plusieurs hypothèses pour la période écoulée depuis le dernier séisme généré par la faille. Dans les cas où aucune information ne permet de déterminer cette période, nous avons utilisé la date de complétude (1725) pour réaliser une estimation minimale. Nous avons déterminé une pondération pour la mise en place de ces modèles de probabilités, ainsi que pour leurs paramètres afin d'incorporer ces hypothèses au sein des arbres logiques utilisés pour estimer les P.O.S.

A partir de la définition des P.O.S. pour chaque branche des différents arbres logiques, nous avons défini les paramètres générant les plus forts impacts sur les P.O.S. Outre les paramètres des modèles de probabilité à mémoire qui peuvent générer de fortes variations de la P.O.S., les paramètres de M_{max} et les vitesses de glissements apparaissent comme les paramètres les plus impactants pour des zones sources définies à partir des failles. De même, la prise en compte de différentes hypothèses de géométrie ou de scénarios de ruptures génèrent des variations de ces 2 paramètres, ce qui accroît leur impact. Au niveau des zones sources, ce sont les choix du modèle de distribution de la sismicité ainsi que les méthodes de déclustering (au travers de la variation des paramètres a et b) qui génèrent les plus forts impacts au niveau des P.O.S.

L'analyse des résultats des P.O.S. et des P.O.S. surfaciques permet de mettre en avant la forte probabilité caractérisant le système de failles composé des failles de Psathopyrgos, Neos-Erineos et Aigion pour la zone ouest. La faille aveugle de Pyrgos possède également une forte probabilité d'occurrence d'un futur séisme de $M \geq 6$. Au niveau de la zone est, la faille de Nord-Eratini possède une forte P.O.S. de $M \geq 6$. Ces failles correspondent aux structures possédant des hypothèses de vitesses de glissement élevées (avec des valeurs >4 mm/an). La faille d'Helike Est et la faille aveugle responsable du séisme de 1995 possèdent également de fortes hypothèses de vitesse de glissement, mais la prise en compte du court temps écoulé depuis le dernier séisme, génère des P.O.S. plus faibles pour ces deux failles que pour les autres. Au niveau des zones sismotectoniques, l'analyse des P.O.S. surfaciques permet de mettre en évidence une plus forte probabilité d'occurrence d'un futur séisme de $M \geq 6$ pour la zone ouest que pour la zone est.

Les failles possédant les plus fortes P.O.S. sont également associées à d'importantes incertitudes. Ainsi la faille de Psathopyrgos, qui présente la plus forte P.O.S. de la zone, possède une très forte incertitude issue des hypothèses de géométrie et des hypothèses de ruptures multiples. Il apparaît donc important d'affiner ces hypothèses de géométrie, et de définir plus précisément les relations entre les structures à la surface et celles en profondeur. De même, il apparaît important d'affiner les estimations de vitesses de glissement de ces plans en profondeur.

Malgré l'important jeu de données caractérisant l'ouest du rift, notre connaissance peut donc apparaître encore trop limitée pour une détermination de la probabilité à partir des failles. Les estimations de P.O.S. réalisées pour ces failles possèdent des incertitudes beaucoup plus importantes que pour les P.O.S. définies à partir des zones sismotectoniques. Il serait donc nécessaire

pour le moment de considérer des zones sources définies à partir de zones sismotectoniques, voire à partir de zones sources composites tel que définies lors du projet DISS (Basili et al. 2008).

Il apparaît également nécessaire d'améliorer les connaissances de paléosismologie afin d'affiner la définition de l'apériodicité, mais aussi du temps écoulé depuis les derniers séismes générés. Pour le moment, seules quelques failles sont suffisamment bien connues pour envisager une autre période que le temps de complétude. Ces données pourraient alors permettre d'affiner la détermination des probabilités à partir de modèles à mémoires.

Les résultats publiés par Console et al. (2013) pour les failles du rift de Corinthe diffèrent de ceux obtenus dans cette étude. Outre une méthodologie différente (calculs basés sur un tirage Monte-Carlo), le modèle de failles et les vitesses de glissement utilisés sont complètement différents. Dans leur étude, ils décrivent l'ensemble du rift à partir de 8 failles. L'ouest du rift est seulement décrit par 3 failles (Psathopyrgos, Aigion et Helike), avec des pendages assez faibles ($<45^\circ$). De plus, une vitesse de glissement de 6 mm/an ($\pm 30\%$) est considérée pour ces failles, plus importante que nos estimations allant de 0,5 à 5 mm/an au maximum pour les failles localisées à la surface. De nombreuses différences peuvent encore être notées au niveau de l'association des séismes les plus importants avec les failles, telle que l'association du séisme de 1995 avec la faille d'Aigion. On peut donc se poser la question de la validité à donner à ces résultats pour les failles par rapport aux données considérées pour réaliser ce calcul.

Conclusions générales

Le travail effectué au cours de cette thèse a permis d'estimer de diverses manières les probabilités d'occurrence de futurs séismes de forte magnitude ($M \geq 6$) pour la partie occidentale du rift de Corinthe. La détermination de ces probabilités, ainsi que l'estimation des incertitudes associées, ont nécessité l'intégration de données issues des réseaux permanents et des collaborations avec les membres du groupe SISCOR ainsi que la prise en compte d'études déjà publiées mais pour lesquelles nous avons effectué une analyse critique. Nos résultats diffèrent des travaux publiés sur le rift de Corinthe, principalement à cause de différences dans la définition des zones sources et de leur paramétrage (géométrie des failles différentes pour l'étude de Console et al., 2013 ; zone source composite unique sur l'ensemble du rift pour le projet SHARE).

Dans cette étude, un important effort a été fait pour mettre à jour les connaissances sur les principales failles actives localisées dans la partie ouest du rift. A partir de ce nouveau jeu de données, nous avons défini deux types de modèles avec des géométries différentes impliquant la considération ou non de la connexion de certaines failles de fort pendage vers le nord avec des structures de plus faible pendage localisées en profondeur sous le rift (failles de Psathopyrgos ou Helike Est). Chacune de ces hypothèses de géométrie est associée à une estimation de la vitesse de glissement de la faille. Comme pour la géométrie, un effort de synthèse de données a été réalisé, associé à une critique des méthodologies employées. A partir de ce travail, nous avons tenté d'estimer les vitesses de glissement associées aux périodes les plus courtes et contemporaines possibles, reflétant le plus possible la déformation actuelle du rift.

Malgré la qualité du réseau sismologique du CRL, il est encore difficile de réaliser l'association de la sismicité avec les failles correspondantes afin de déterminer les paramètres décrivant le comportement de la sismicité (surtout pour les séismes de magnitude comprise entre 3 et 5 et issus des catalogues nationaux). Ces paramètres sont donc déterminés à l'échelle des zones sismotectoniques définies pour la région du rift. Un nouveau catalogue de sismicité en M_w a été construit pour l'ensemble de la Grèce, complété avec la sismicité du CRL pour la partie ouest du rift de Corinthe. L'analyse de ce catalogue au niveau de la zone ouest suggère un comportement de la sismicité plus proche d'un modèle de Youngs et Coppersmith que d'un modèle de Gutenberg-Richter, modèle qui est plus couramment considéré pour les failles et pas pour des zones sismotectoniques. La comparaison des modèles déduits de la sismologie et de la géodésie permet de mettre en avant la présence d'une déformation asismique au niveau de l'ouest du rift, estimée à environ 40% de la déformation totale.

L'analyse des probabilités du prochain séisme de $M \geq 6$ (avec ou sans mémoire) et des temps de retour obtenus pour les différents arbres logiques développés au cours de cette thèse nous permet de mettre en évidence les paramètres les plus impactants selon que l'on considère une zone source définie pour une zone sismotectonique ou pour une faille. Au niveau des zones sismotectoniques, le choix du modèle de distribution et les paramètres de sismicité a et b (dépendant du déclustering) produisent les plus forts impacts. A l'inverse, pour les failles, le paramètre b n'a qu'un faible impact contrairement à M_{max} ou à la vitesse de glissement. Ces deux paramètres

peuvent être directement liés à l'hypothèse de géométrie considérée pour la faille. Bien qu'un important jeu de données soit à notre disposition, les probabilités surfaciques d'occurrence d'un futur séisme de $M \geq 6$ définies à partir des failles présentes des incertitudes globalement plus importantes que celles définies pour la zone sismotectonique ouest.

Les travaux amenant à ces conclusions permettent également de soulever les points de discussions et perspectives suivantes.

Les taux de sismicité géologiques issus de l'étude des failles de la zone ouest sont inférieurs aux taux définis à partir des données géodésiques. Ce résultat entraîne le développement de plusieurs hypothèses et questionnements. Dans un premier temps, ces résultats peuvent être interprétés comme une sous-estimation de la déformation des failles, voir l'absence dans notre modèle d'une structure possédant une vitesse de glissement élevée, ou alors la présence d'une déformation diffuse dans la zone. Une seconde hypothèse s'appuie sur le fait que ces deux distributions sont basées sur des échelles de temps très différentes. Ainsi la distribution décrite par la déformation géodésique (ou sismique) correspond à une échelle de temps de quelques années alors que celle décrite par la géologie intègre la déformation produite sur des temps allant du millier au million d'années. Ces résultats peuvent donc être interprétés comme résultant de l'accélération récente de l'ouverture dans la partie ouest du rift. Pour le moment, les données ne nous permettent pas de trancher entre ces hypothèses et plusieurs études peuvent être menées afin d'améliorer cette connaissance (e.g. Gold et al., 2011). Les études paléosismologiques sur les failles d'Aigion et d'Helike Est permettent de supposer l'existence d'une telle accélération du système (Koukouvelas et al. 2005). La réalisation de nouvelles études paléosismologiques permettrait d'améliorer la connaissance de la déformation sismique des failles, voir de la région pour les derniers centaines ou milliers d'années. La réalisation de ces études permettrait également d'améliorer notre connaissance des forts séismes ayant eu lieu dans le rift et donc de confirmer ou non le comportement Youngs et Coppersmith observé dans cette étude.

De même, les paramètres nécessaires à la mise en place des modèles de probabilités à mémoire pourront être affinés (apériodicité, date du dernier séisme). A l'heure actuelle il est encore nécessaire de faire de nombreuses hypothèses pour la mise en place de ces études, ce qui entraîne un impact plus important que les incertitudes au niveau de la géométrie des failles et des vitesses de glissement. La mise en place de ces études, associée à la mise à jour des séismes historiques permettrait également de définir un peu mieux le comportement du cycle sismique des séismes majeurs et l'existence ou non de supercycles (e.g. Benedetti et al. 2013).

L'utilisation du catalogue de sismicité pour le paramétrage des modèles de distribution de la sismicité nécessite une étape préliminaire de déclustering. Nos résultats à partir des méthodes les plus couramment employées montrent un impact important pouvant être généré par ce choix ou leur paramétrage sur la détermination des paramètres a et b , et donc sur les probabilités définies à l'échelle de la zone sismotectonique. La magnitude minimale considérée peut tenir un rôle important dans la mise en place de ces méthodes. Notre étude met en avant l'importance que peut prendre cette étape surtout dans l'optique de traiter un catalogue comprenant de la micro-sismicité ($M < 3$) et donc la nécessité de considérer des méthodes alternatives (e.g. VanStiphout et al. 2010).

Le travail réalisé au cours de cette thèse s'est limité à la partie ouest du rift de Corinthe, mais il apparaît primordiale pour le futur d'étendre la collecte de données et cette étude à l'ensemble du système composant le

rift de Corinthe. Dans le but déterminer dans quelle mesure les failles à l'ouest interagissent avec celle de l'est, bien qu'il apparaisse que ces deux zones possèdent actuellement un comportement sismique différent. Plusieurs études, basées sur l'analyse de la distribution des déplacements verticaux produits par les failles, ont été menées afin de définir ces relations (e.g. Roberts et al. 2004, Cowie et al. 2012). Au niveau du rift de Corinthe, ces études se traduisent par l'analyse d'un système de failles pour le rift défini par 3 grandes structures (failles d'Aigion, Xylokastro et Sud Alkyonide ; Cowie et al. 2001). Il pourrait donc être intéressant pour la compréhension du rift, de déterminer la distribution de ces soulèvements pour un système de failles plus complexe tel que nous avons commencé à le définir.

L'existence de réseaux permanents et le statut de laboratoire naturel de cette partie du rift permet une accumulation d'information qui, avec l'occurrence de nouveaux séismes, permettra de réduire les incertitudes sur les failles et d'affiner les résultats des probabilités de futurs séismes majeurs.

Références

- Agostini, S., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P. & Tonarini, S.** 2009. On the geodynamics of the Aegean rift. *Tectonophysics*, 1–15.
- Akinci, A., Galadini, F., Pantosti, D., Petersen, M., Malagnini, L. & Perkins, D.** 2009. Effect of time dependence on probabilistic seismic-hazard maps and deaggregation for the Central Apennines, Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America* **99**(2A), 585.
- Aktug, B., et al.** 2009, Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data: Limits to block-like behavior, *J. Geophys. Res.*, 114, B10404.
- Algermissen, S. T., & Perkins, D.M.** 1976. Probabilistic Estimates of Maximum Acceleration and Velocity in Rock in the Contiguous United States. *USGS Open-File Report 76-0416*, 45 pp.
- Algermissen, S. T., Perkins, D.M., Thenhaus, P.C., Hanson, S.L., and Bender, B.L.** 1982. Probabilistic Estimates of Maximum Acceleration and Velocity in Rock in the Contiguous United States. *USGS Open-File Report 82-1033*, 107 pp.
- Ambraseys, N.N. & Jackson, J.** 1997. Seismicity and strain in the gulf of Corinth (Greece) since 1964. *Journal of Earthquake Engineering* **1**(3), 433–474.
- Anagnos, T. & Kiremidjian, A.** 1988. A review of earthquake occurrence models for seismic hazard analysis. *Probabilistic Engineering Mechanics* **3**(1), 3–11.
- Anderson, J.** 1979. Estimating the seismicity from geological structure for seismic-risk studies. *Bulletin of the Seismological Society of America* **69**(1), 135–158.
- Anderson, J., Wesnousky, S.G. & Stirling, M.** 1996. Earthquake size as a function of fault slip rate. *Bulletin of the Seismological Society of America* **86**(3), 683–690.
- Ang, A., Tang, W.** 1975 *Probability Concepts in Engineering Planning and Design*, Vol. I. (John Wiley, New York, 1975)
- Apostolidis, P., Raptakis, D., Pandi, K., Manakou, M. & Pitilakis, K.** 2006. Definition of subsoil structure and preliminary ground response in Aigion city (Greece) using microtremor and earthquakes. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* **26**(10), 922–940.

- Armijo, R., Meyer, B., King, G., Rigo, A. & Papanastassiou, D.** 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophysical Journal International* **126**(1), 11–53.
- Avallone, A.** 2003. Analyse de dix ans de déformation du rift de Corinthe (Grèce) par géodésie spatiale. *PhD Thesis*, 1–225.
- Avallone, A., Briole, P., Agatza-Balodimou, A., Billiris, H., Charade, O., Mitsakaki, C., Necessian, A., Papazissi, K., Paradissis, D. & Veis, G.** 2004. Analysis of eleven years of deformation measured by GPS in the Corinth Rift Laboratory area. *Comptes Rendus Geosciences* **336**(4-5), 301–311.
- Backert, N.** 2009. Interaction tectonique-sédimentation dans le rift de Corinthe, Grèce. Architecture stratigraphique et sédimentologie du Gilbert-delta de Kerinitis. *PhD Thesis*, 1–350.
- Backert, N., Ford, M. & Malartre, F.** 2010. Architecture and sedimentology of the Kerinitis Gilbert-type fan delta, Corinth Rift, Greece. *Sedimentology* **57**(2), 543–586.
- Baize, S., Cushing, E., Lemeille, F. & Jomard, H.** 2013. Updated seismotectonic zoning scheme of Metropolitan France, with reference to geologic and seismotectonic data. *Bulletin de la Societe ...*
- Baker, C., Hatzfeld, D., Lyon-Caen, H., Papadimitriou, E.E. & Rigo, A.** 1997. Earthquake mechanisms of the Adriatic Sea and Western Greece: implications for the oceanic subduction- continental collision transition. *Geophysical Journal International* **131**(3), 559–594.
- Bakun, W.H. & McEvelly, T.** 1979. Are foreshocks distinctive – evidence from the 1966 Parkfield and the 1975 Oroville, California sequences. *Bulletin of the Seismological Society of America* **69**(4), 1027–1038.
- Basili, R., Valensise, G., Vannoli, P., Burrato, P., Fracassi, U., Mariano, S., Tiberti, M.M. & Boschi, E.** 2008. The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: Summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology. *Tectonophysics* **453**, 20.
- Beanland, S., Berryman, K.R. & Blick, G.H.** 1989. Geological investigations of the 1987 Edgecumbe earthquake, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **32**(1), 73–91.
- Beanland, S., Blick, G.H. & Darby, D.** 1990. Normal faulting in a back arc basin: geological and geodetic characteristics of the 1987 Edgecumbe earthquake, New Zealand. *Journal of Geophysical Research* **95**(B4), 4693–4707.
- Beauval, C.** 2003. Analyse des incertitudes dans une estimation probabiliste de l'aléa sismique, exemple de la France. *PhD Thesis*, 1–179.
- Bell, R.E., McNeill, L.C., Bull, J.M. & Henstock, T.J.** 2008. Evolution of the offshore western Gulf of Corinth. *Geological Society of America Bulletin* **120**(1-2), 156.

- Bell, R.E., McNeill, L.C., Bull, J.M., Henstock, T.J., Collier, R.E.L. & Leeder, M.R.** 2009. Fault architecture, basin structure and evolution of the Gulf of Corinth Rift, central Greece. *Basin Research* **21**(6), 824–855.
- Bell, R.E., McNeill, L.C., Henstock, T.J. & Bull, J.M.** 2011. Comparing extension on multiple time and depth scales in the Corinth Rift, Central Greece. *Geophysical Journal International* **186**(2), 463–470.
- Benedetti, L., Manighetti, I., Gaudemer, Y., Finkel, R., Malavieille, J., Pou, K., Arnold, M., Aumaître, G., Bourlès, D. & Keddadouche, K.** 2013. More than 30 large earthquakes broke the Fucino faults (Central Italy) in synchrony in the last 12 ka, as revealed from in situ ³⁶Cl exposure dating. *Journal of Geophysical Research: solid earth*, Vol. 118, p.1-27.
- Bernard, P. & Zollo, A.** 1989. The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: detailed analysis of a complex normal faulting. *Journal of Geophysical Research* **94**(B2), 1631–1647.
- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J., Tiberi, C., Berge-Thierry, C., Cattin, R., Hatzfeld, D. & Lachet, C.** 1997. The M_s = 6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift. *Journal of Seismology* **1**(2), 131–150.
- Bernard, P., Lyon-Caen, H., Briole, P., Deschamps, A., Boudin, F., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Lemeille, F., Patau, G. & Billiris, H.** 2006. Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: new insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *Tectonophysics* **426**(1-2), 7–30.
- Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., England, P., Featherstone, W., Parsons, B., Cross, P., Rands, P., Rayson, M. & Sellers, P.** 1991. Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988. *Nature* **350**(6314), 124–129.
- Boncio, P. & Lavecchia, G.** 2000. A geological model for the Colfiorito earthquakes (September-October 1997, central Italy). *Journal of Seismology* **4**(4), 345–356.
- Boncio, P., Lavecchia, G. & Pace, B.** 2004. Defining a model of 3D seismogenic sources for Seismic Hazard Assessment applications: The case of central Apennines (Italy). *Journal of Seismology* **8**(3), 407–425.
- Boschi, E., Gasperini, P. & Mulargia, F.** 1995. Forecasting where larger crustal earthquakes are likely to occur in Italy in the near future. *Bulletin of the Seismological Society of America* **85**(5), 1475–1482.
- Budnitz, R.J., Apostolakis, G., Boore, D.M., Cluff, L.S., Coppersmith, K.J., Cornell, C.A., and Morris, P.A.,** 1997, Recommendations for probabilistic seismic hazard analysis—Guidance on uncertainty and use of experts: Washington, D.C., U.S. Nuclear Regulatory Commission NUREG/CR-6372, 2 v., 1,109 p.
- Buick, I.S. and Holland, T.J.B.** 1989. The P-T-t path associated with crustal extension, Naxos, Cyclades, Greece. Special Publication Geological Society of London. In: *Evolution of metamorphic belts. Proceedings of the 1987 joint meeting of the Metamorphic Studies Group and IGCP project 235.* (Eds J.S. Daly, R.A. Cliff and B.W.D. Yardley), **43**, pp. 365-369.

- Burkhard, M. & Grunthal, G.** 2009. Seismic source zone characterization for the seismic hazard assessment project PEGASOS by the Expert Group 2 (EG1b). *Swiss Journal of Geosciences* **102**(1), 149–188.
- Caputo, R., Chatzipetros, A. & Pavlides, S.** 2013. The Greek Database of Seismogenic Sources (GreDaSS): state-of-the-art for northern Greece. *Annals of geophysics*, **55**(5), 859-894
- Caskey, S. & Wesnousky, S.G.** 1997. Static stress changes and earthquake triggering during the 1954 Fairview Peak and Dixie Valley earthquakes, Central Nevada. *Bulletin of the Seismological Society of America* **87**(3), 521–527.
- Caskey, S., Wesnousky, S., Zhang, P. & Slemmons, D.** 1996. Surface faulting of the 1954 Fairview Peak (MS 7.2) and Dixie Valley (MS 6.8) earthquakes, central Nevada. *Bulletin of the Seismological Society of America* **86**(3), 761–787.
- Chamot-Rooke, N., Rabaute, A. & Kreemer, C.** 2005. Western Mediterranean Ridge mud belt correlates with active shear strain at the prism-backstop geological contact. *Geology* **33**(11), 861.
- Chamot-Rooke, N., C. Rangin, X. Le Pichon, and D. W. group** 2005. A synthesis of deep marine data in the eastern Mediterranean. *Mém. Soc. géol. France*, 177(64), 64p.
- Chang, W. & Smith, R.B.** 2002. Integrated seismic-hazard analysis of the Wasatch Front, Utah. *Bulletin of the Seismological Society of America* **92**(5), 1904.
- Chinnery, M.A.** 1979. Investigations of the seismological input to the safety design of nuclear power reactors in New England, U.S. Nuclear Regulatory Commission Report NUREG/CR-0563, 72 pp.
- Clarke, P., Davies, R., England, P.C., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Cross, P., Denys, P. & Ashkenazi, V.** 1998. Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989–1997. *Geophysical Journal International* **135**(1), 195–214.
- Clément, C.** 2000. Imagerie sismique crustale de la subduction Hellénique et du golfe de Corinthe. *PhD Thesis*, 1–184.
- Clément, C., Scotti, O., Bonilla, L., Baize, S. & Beauval, C.** 2004. Zoning versus faulting models in PSHA for moderate seismicity regions: preliminary results for the Tricastin nuclear site, France. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* **45**(3), 187–204.
- Console, R., Falcone, G., Karakostas, V., Murru, M., Papadimitriou, E. & Rhoades, D.** 2013. Renewal models and coseismic stress transfer in the Corinth Gulf, Greece, fault system. *Journal of Geophysical Research* **118**(7), 3655–3673.
- Convertito, V., Emolo, A. & Zollo, A.** 2006. Seismic-hazard assessment for a characteristic earthquake scenario: an integrated probabilistic–deterministic method. *Bulletin of the Seismological Society of America* **96**(2), 377–391.

- Cornell, C.A.** 1968. Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America* **58**(5), 1583.
- Cornell, C. A., and Van Marcke E.H.** 1969. The major influences on seismic risk, in *Proc. Third World Conf. on Earthquake Engineering*, Santiago, Chile, A-1, 69–93.
- Cornell, C.A.** 1971. Probabilistic analysis of damage to structures under seismic loads, in *Dynamic waves in Civil Engineering: Proceedings of a Conference Organized by the Society for Earthquake and Civil Engineering Dynamics*, Howells, D. A., Haigh, I. P., and Taylor C. (Editors). John Wiley, New-York, 473-493.
- Cornet, F.H.** 2004. The corinth rift laboratory. *Comptes Rendus Geosciences* **336**, 235–241.
- Cornet, F.H., Doan, M., Moretti, I. & Borm, G.** 2004. Drilling through the active Aigion Fault: the AIG10 well observatory. *Comptes Rendus Geosciences* **336**(4-5), 395–406.
- Cowie, P.A. & Roberts, G.P.** 2001. Constraining slip rates and spacings for active normal faults. *Journal of Structural Geology* **23**(12), 1901–1915.
- Cowie, P.A., Roberts, G.P., Bull, J.M. & Visini, F.** 2012. Relationships between fault geometry, slip rate variability and earthquake recurrence in extensional settings. *Geophysical Journal International* **189**(1), 143–160.
- Cramer, C.** 2001. A seismic hazard uncertainty analysis for the New Madrid seismic zone. *Engineering Geology* **62**(1), 251–266.
- Crone, A. & Machette, M.** 1984. Surface faulting accompanying the Borah Peak earthquake, central Idaho. *Geology* **12**(11), 664–667.
- Dercourt, J, Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B.** 1986. Geological evolution of the Tethyan belts from Atlantic to Pamirs since the Lias, *Tectonophysics*, **123**, 241–315.
- De Martini, P.M., Pantosti, D., Palyvos, N., Lemeille, F., McNeill, L.C. & Collier, R.E.L.** 2004. Slip rates of the Aigion and Eliki faults from uplifted marine terraces, Corinth Gulf, Greece. *Comptes Rendus Geosciences* **336**(4-5), 325–334.
- Dewey, J. F., M. L. Helman, E. Torco, D. H. W. Hutton, & Knott S. D.** 1989. Kinematics of the Western Mediterranean, in *Alpine tectonics*, edited by M. P. Coward, D. D. Dietrich and R. G. Park, pp. 265-283, Geol. Soc. Spec. Publ.
- Dimitrov, D., Camelbeek, T., Ruegg, J., Georgiev, I. & Botev, E.** 2006. Surface seismic deformations in the plovdiv region (Bulgaria) by space geodesy and seismology data.

- Doglioni, C., Tonarini, S., Innocenti, F.,** 2009. Mantle wedge asymmetries along opposite subduction zones. *Lithos*. doi:10.1016/j.lithos.2009.01.012.
- Ellsworth, W. L.** 1990. Earthquake history, in The San Andreas Fault System, California, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1515.
- Ellsworth, W. L., Matthews, M.V., Nadeau, R.M., Nishenko, S.P., Reasenber, P.A. and Simpson, R.W.** 1999. A physically based earthquake recurrence model for estimation of long-term earthquake probabilities, *USGS Open-File Report 99-522*. <http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of99-522/>
- Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C. & Regard, V.** 2006. Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. *Earth and Planetary Science Letters* **242**(1), 85–97.
- Faure, M., Bonneau, M. and Pons, J.** 1991. Ductile deformation and syntectonic granite emplacement during the late Miocene extension of the Aegean (Greece). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **162**: 3-12.
- Field, E.H., Dawson, T.E., Felzer, K.R., Frankel, A.D., Gupta, V., Jordan, T.H., Parsons, T., Petersen, M.D., Stein, R.S., Weldon, R.J. & Wills, C.J.** 2009. Uniform California Earthquake Rupture Forecast, Version 2 (UCERF 2). *Bulletin of the Seismological Society of America* **99**(4), 2053–2107.
- Field, E.H. & Page, M.T.** 2011. Estimating Earthquake-Rupture Rates on a Fault or Fault System. *Bulletin of the Seismological Society of America* **101**(1), 79–92.
- Flerit, F.** 2003. La mécanique de l'extrusion et de l'extension continentale en Anatolie-Egée : Comment la Mécanique de la Fracturation, basée sur des observations Tectoniques et Géodésiques (GPS), réconcilie la Déformation Continentale avec la Tectonique des Plaque. *PhD Thesis*, 1–148.
- Flerit, F., Armijo, R., King, G. & Meyer, B.** 2004. The mechanical interaction between the propagating North Anatolian Fault and the back-arc extension in the Aegean. *Earth and Planetary Science Letters* **224**, 347.
- Fleury, J.J.** 1980. Les zones de Gavrovo-Tripolitsa et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans le cadre alpin. *PhD Thesis.*, 473 pp.
- Flotté, N.** 2003. Caractérisation Structurale et cinématique d'un rift sur détachement : le rift de Corinthe-Patras, Grèce. *PhD Thesis*, 1–325.
- 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.
- Ford, M., Rohais, S., Williams, E.A., Bourlange, S., Jousset, D., Backert, N. & Malartre, F.** 2012. Tectono-sedimentary evolution of the western Corinth rift (Central Greece). *Basin Research*, **0**, 1–23

- Foster, M.A. and Lister, G.S.** 1999. Detachment fault in the Aegean core complex of Ios, Cyclades, Greece. In: *Exhumation processes: normal faulting, ductile flow and erosion. Special Publication Geological Society of London* (Eds U. Ring, M.T. Brandon, G.S. Lister and S.D. Willett), **154**, pp. 305-323.
- Frankel, A., Mueller, C., Barnhard, T., Perkins, D., Leyendecker, E., Dickman, N., Hanson, S., and Hopper M.** 1996. National seismic-hazard maps: documentation June 1996, *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 96-532*, 110 pp.
- Galanopoulos, A.** 1953. On the intermediate earthquakes in Greece. *Bulletin of the Seismological Society of America* **43**(2), 159.
- García-Mayordomo, J. & Insua-Arévalo, J.M.** 2011. Seismic hazard assessment for the Itoiz dam site (Western Pyrenees, Spain). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* **31**(7), 1051–1063.
- Gardner, J. & Knopoff, L.** 1974. Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, Poissonian. *Bulletin of the Seismological Society of America* **64**(5), 1363–1367.
- Garfunkel, Z.** 2004. Origin of the Eastern Mediterranean basin: a reevaluation. *Tectonophysics* **391**(1), 11–34.
- Gautier, P., Brun, J.-P. & Jolivet, L.** 1993. Structure and kinematics of upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades Islands, Greece). *Tectonics* **12**(5), 1180–1194.
- Gautier, P., Brun, J., Moriceau, R., Sokoutis, D., Martinod, J. & Jolivet, L.** 1999. Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics* **315**(1), 31–72.
- Gautier, S., Latorre, D., Virieux, J., Deschamps, A., Skarpeles, C., Sotiriou, A., Serpetsidaki, A. & Tselentis, A.** 2006. A New Passive Tomography of the Aigion Area (Gulf of Corinth, Greece) from the 2002 Data Set. *Pure and Applied Geophysics* **163**(2-3), 431–453.
- Goldsworthy, M. & Jackson, J.** 2001. Migration of activity within normal fault systems: examples from the Quaternary of mainland Greece. *Journal of Structural Geology* **23**(2), 489–506.
- Goldsworthy, M., Jackson, J. & Haines, J.** 2002. The continuity of active fault systems in Greece. *Geophysical Journal International* **148**, 596.
- Gutenberg, B. & Richter, C.** 1942. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration. *Bulletin of the Seismological Society of America* **32**(3), 163–191.
- Gutenberg, B. & Richter, C.** 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America* **34**(4), 185.
- Gutenberg, B. & Richter, C.** 1956. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration:(Second paper). *Bulletin of the Seismological Society of America* **46**(2), 105.

- Guzmán-Speziale, M.** 2001. Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America–Caribbean plate boundary. *Tectonophysics* **337**(1), 39–51.
- Hanks, T.C. & Kanamori, H.** 1979. A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research* **84**, 2348.
- Hiemer, S., Jackson, D.D., Wang, Q., Kagan, Y.Y., Woessner, J., Zechar, J.D. & Wiemer, S.** 2013. A Stochastic Forecast of California Earthquakes Based on Fault Slip and Smoothed Seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America* **103**(2A), 799–810.
- Houghton, S.L., Roberts, G.P., Papanikolaou, I., McArthur, J.M. & Gilmour, M.** 2003. New 234U-230Th coral dates from the western Gulf of Corinth: Implications for extensional tectonics. *Geophysical Research Letters* **30**(19), 2013.
- Hubert, A., King, G., Armijo, R., Meyer, B. & Papanastasiou, D.** 1996. Fault re-activation, stress interaction and rupture propagation of the 1981 Corinth earthquake sequence. *Earth and Planetary Science Letters* **142**(3), 573–585.
- Jackson, J., Gagnepain, J., Houseman, G., King, G., Papadimitriou, P., Soufleris, C. & Virieux, J.** 1982. Seismicity, normal faulting, and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. *Earth and Planetary Science Letters* **57**(2), 377–397.
- Jackson, J. and McKenzie, D.** 1983. The geometrical evolution of normal faults systems. *Journal of Structural Geology*, **5**: 471-482.
- Jackson, J. and McKenzie, D.P.** 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, **77**: 185-264.
- Jolivet, L.** 2001. A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean, geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters* **187**(1), 95–104.
- Jolivet, L. & Faccenna, C.** 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics* **19**, 1095.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., Lecomte, E., Burov, E., Denèle, Y., Brun, J.-P., Philippon, M., Paul, A., Salaün, G., Karabulut, H., Piromallo, C., Monié, P., Gueydan, F., Okay, A.I., Oberhänsli, R., Pourteau, A., Augier, R., Gadenne, L. & Driussi, O.** 2013. Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics* **597-598**, 1–33.
- Jolivet, L., Labrousse, L., Agard, P., Lacombe, O., Bailly, V., Lecomte, E., Mouthereau, F. & Mehl, C.** 2010. Rifting and shallow-dipping detachments, clues from the Corinth Rift and the Aegean. *Tectonophysics* **483**(3-4), 287–304.
- Jouanne, F., J. L. Mugnier, R. Koci, S. Bushati, K. Matev, N. Kuka, I. Shinko, S. Kociu, and L. Duni** 2012. GPS constraints on current tectonics of Albania, *Tectonophysics*, 554–557, 50–62, doi:10.1016/j.tecto.2012.06.008.

- Kagan, Y.Y.** 1996. Comment on ‘ The Gutenberg-Richter or characteristic earthquake distribution, which is it?’ by Steven G. Wesnousky. *Bulletin of the Seismological Society of America* **86**, 274–285.
- Kagan, Y.Y.** 1997. Seismic moment-frequency relation for shallow earthquakes: Regional comparison. *Journal of Geophysical Research* **102**, 2835–2852.
- Kagan, Y.Y. & Schoenberg, F.** 2001. Estimation of the upper cutoff parameter for the tapered Pareto distribution. *J. appl. Probab.*, 38A, 168–185.
- Kagan, Y.Y.** 2002a. Seismic moment distribution revisited: I. Statistical results. *Geophysical Journal International* **148**(3), 520–541.
- Kagan, Y.Y.** 2002b. Seismic moment distribution revisited: II. Moment conservation principle. *Geophysical Journal International* **149**(3), 731–754.
- Kagan, Y.Y. & Jackson, D.** 2011. Tohoku earthquake: a surprise? *arXiv:1112.5217v2 [physics.geo-ph]*
- Kagan, Y.Y., Jackson, D.D. & Geller, R.J.** 2012. Characteristic Earthquake Model, 1884-2011, R.I.P. *Seismological Research Letters* **83**(6), 951–953.
- Kanamori, H.** 1977. The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research* **82**, 2981.
- Kanamori, H. & Anderson, D.** 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America* **65**(5), 1073.
- King, R.W. & Bock Y.** 1998. Documentation for the GAMIT analysis software, release 9.7, *Mass. Inst. of Technol.*, Cambridge, 1998.
- Knopoff, L.** 1964. The statistics of earthquakes in Southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America* **54**(6A), 1871.
- Koukouvelas, I.K.** 1998. The Egion fault, earthquake-related and long-term deformation, Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Geodynamics* **26**(2-4), 501–513.
- Koukouvelas, I.K., Stamatopoulos, L., Katsonopoulou, D. & Pavlides, S.** 2001. A palaeoseismological and geoarchaeological investigation of the Eliki fault, Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Structural Geology* **23**(2-3), 531–543.
- Kotzev, V., Nakov, T. Georgiev, B. C. Burchfiel, and R. W. King** 2006, Crustal motion and strain accumulation in western Bulgaria, *Tectonophysics*, 413(3–4), 127–145, doi:10.1016/j.tecto.2005.10.040.
- Kramer SL.** 1996. Geotechnical earthquake engineering. *Upper Saddle River, N.J.: Prentice Hall.*
- Lambotte, S., Lyon-Caen, H., Bernard, P., Deschamps, A., Patau, G., Nercessian, A., Pacchiani, F., Bourouis, S., Drilleau, M. & Adamova, P.** 2013. Reassessment of the rifting process in the Western Corinth rift from relocated seismicity. *Geophysical Journal International*, 1–52.

- Lancieri, M. & Zollo, A.** 2009. Simulated shaking maps for the 1980 Irpinia earthquake, Ms 6.9: Insights on the observed damage distribution. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* **29**(8), 1208–1219.
- Langridge, R., Weldon, R.J., II, Moya, J. & Suárez, G.** 2000. Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, trans-Mexican volcanic belt. *Journal of Geophysical Research* **105**(B2), 3019–3037.
- Lee, J. and Lister, G.S.** 1992. Late Miocene ductile extension and detachment faulting, Mykonos, Greece. *Geology*, **20**: 121-124.
- Lemeille, F., Chatoupis, F., Foumelis, M., Rettenmaier, D., Unkel, I., Micarelli, L., Moretti, I., Bourdillon, C., Guernet, C. & Müller, C.** 2004. Recent syn-rift deposits in the hangingwall of the Aigion Fault (Gulf of Corinth, Greece). *Comptes Rendus Geosciences* **336**(4-5), 425–434.
- Lemeille, F., Sorel, D., Bourdillon, C., Guernet, C., Manakou, M. & Berge-Thierry, C.** 2002. Quantification de la déformation associée à la faille active d'Aigion (golfe de Corinthe, Grèce) par l'étude des dépôts du Pléistocène supérieur et de la transgression marine holocène: Quantification of the deformation associated with the active Aigion fault (Gulf of Corinth, Greece) using the study of Upper Pleistocene and Holocene marine transgression deposits. *Comptes Rendus Geosciences* **334**(7), 497–504.
- Levret, A., Backe, J.C. & Cushing M.** 1994. Atlas of macroseismic maps for French earthquakes with their principal characteristics, *Nat. Hazard*, **10**, 19–46.
- Leonard, M.** 2010. Earthquake Fault Scaling: Self-Consistent Relating of Rupture Length, Width, Average Displacement, and Moment Release. *Bulletin of the Seismological Society of America* **100**(5A), 1971–1988.
- Lyon-Caen, H., Papadimitriou, P., Deschamps, A., Bernard, P., Makropoulos, K., Pacchiani, F. & Patau, G.** 2004. First results of the CRLN seismic network in the western Corinth Rift: evidence for old-fault reactivation. *Comptes Rendus Geosciences* **336**(4-5), 343–351.
- Malinverno, A. and Ryan, W.B.F.** 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, **5**: 227-245.
- Makropoulos, K., Kaviris, G. & Kouskouna, V.** 2012. An updated and extended earthquake catalogue for Greece and adjacent areas since 1900. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **12**(5), 1425–1430.
- Marsan, D. & Lengline, O.** 2008. Extending earthquakes' reach through cascading. *Science* **319**(5866), 1076–1079.
- Marsan, D., Prono, E. & Helmstetter, A.** 2013. Monitoring Aseismic Forcing in Fault Zones Using Earthquake Time Series. *Bulletin of the Seismological Society of America* **103**(1), 169–179.
- Matthews, M., Ellsworth, W. & Reasenber, P.** 2002. A Brownian model for recurrent earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* **92**(6), 2233–2250.

- McGuire, R.** 2001. Deterministic vs. probabilistic earthquake hazards and risks. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* **21**(5), 377–384.
- Mneill, L.C., Collier, R.E.L., De Martini, P.M., Pantosti, D. & D'addezio, G.** 2005a. Recent history of the Eastern Eliki Fault, Gulf of Corinth: geomorphology, palaeoseismology and impact on palaeoenvironments. *Geophysical Journal International* **161**(1), 154–166.
- Mneill, L.C., Cotterill, C., Bull, J.M., Henstock, T.J., Bell, R.E. & Stefatos, A.** 2007. Geometry and slip rate of the Aigion fault, a young normal fault system in the western Gulf of Corinth. *Geology* **35**(4), 355.
- Mneill, L.C., Cotterill, C., Henstock, T.J., Bull, J.M., Stefatos, A., Collier, R.E.L., Papatheoderou, G., Ferentinos, G. & Hicks, S.** 2005b. Active faulting within the offshore western Gulf of Corinth, Greece: Implications for models of continental rift deformation. *Geology* **33**(4), 241.
- McKenzie, D.P.** 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, **226**: 239-243.
- McKenzie, D.P.** 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, **30**: 109-185.
- McKenzie, D.P. and Jackson, J.** 1986. A block model of distributed deformation by faulting. *Journal Geological Society of London*, **143**: 349-353.
- Mizoguchi, K., Uehara, S.-I. & Ueta, K.** 2012. Surface Fault Ruptures and Slip Distributions of the Mw 6.6 11 April 2011 Hamadoori, Fukushima Prefecture, Northeast Japan, Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America* **102**(5), 1949–1956.
- Mosca, I., Console, R. & D'addezio, G.** 2012. Renewal models of seismic recurrence applied to paleoseismological and historical observations. *Tectonophysics* **564-565**, 54–67.
- Moretti, I., Sakellariou, D., Lykousis, V. & Micarelli, L.** 2003. The Gulf of Corinth: an active half graben? *Journal of Geodynamics* **36**(5), 655–655.
- Mouslopoulou, V., Hristopulos, D. & Nicol, A.** 2013. The importance of microearthquakes in crustal extension of an active rift: a case- study from New Zealand. *Journal of ...*
- Mouslopoulou, V., Nicol, A., Walsh, J.J., Begg, J.G., Townsend, D.B. & Hristopulos, D.T.** 2012. Fault-slip accumulation in an active rift over thousands to millions of years and the importance of paleoearthquake sampling. *Journal of Structural Geology* **36**(C), 71–80.
- Mouyaris, N., Papastamatiou, D. & Vita Finzi, C.** 1992. The Helice Fault? *Terra Nova* **4**(1), 124–128.
- Ogata, Y.** 1999. Estimating the hazard of rupture using uncertain occurrence times of paleoearthquakes. *Journal of Geophysical Research* **104**(B8), 17995–18,014.

- Ori, G.G.** 1989. Geological history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (Miocene-Pleistocene), Greece. *Geology*, **17**: 918-921.
- Pacchiani, F.** 2006. Etude sismologique des failles normales actives du rift de Corinthe. *PhD Thesis*, 1–383.
- Pacchiani, F. & Lyon-Caen, H.** 2010. Geometry and spatio-temporal evolution of the 2001 Agios Ioanis earthquake swarm (Corinth Rift, Greece). *Geophysical Journal International* **180**(1), 59–72.
- Palyvos, N., Bantekas, I. & Kranis, H.** 2006. Transverse fault zones of subtle geomorphic signature in northern Evia island (central Greece extensional province): An introduction to the Quaternary Nileas graben. *Geomorphology* **76**(3-4), 363–374.
- Palyvos, N.P., Pantosti, D., De Martini, P.M., and Lemeille, F.** 2007. 33 Estimates of fault slip rates. *EU Research programme 3HAZ Corinth 33*, 1–13.
- Palyvos, N., Lemeille, F., Sorel, D., Pantosti, D. & Pavlopoulos, K.** 2008. Geomorphic and biological indicators of paleoseismicity and Holocene uplift rate at a coastal normal fault footwall (western Corinth Gulf, Greece). *Geomorphology* **96**, 16.
- Palyvos, N., Mancini, M., Sorel, D., Lemeille, F., Pantosti, D., Julia, R., Triantaphyllou, M. & De Martini, P.M.** 2010. Geomorphological, stratigraphic and geochronological evidence of fast Pleistocene coastal uplift in the westernmost part of the Corinth Gulf Rift (Greece). *Geological Journal* **45**(1), 78–104.
- Palyvos, N., Pantosti, D. & Stamatopoulos, L.** 2007. Geomorphological reconnaissance of the Psathopyrgos and Rion-Patras Fault Zones (Achaia, NW Peloponnesus). *Bulletin of the Geological Society of Greece*.
- Palyvos, N., Pantosti, D., De Martini, P.M., Lemeille, F., Sorel, D. & Pavlopoulos, K.** 2005. The Aigion–Neos Erineos coastal normal fault system (western Corinth Gulf Rift, Greece): Geomorphological signature, recent earthquake history, and evolution. *Journal of Geophysical Research* **110**(B9), B09302.
- Pantosti, D., De Martini, P.M., Koukouvelas, I.K., Stamatopoulos, L., Palyvos, N., Pucci, S., Lemeille, F. & Pavlides, S.** 2004. Palaeoseismological investigations of the Aigion Fault (Gulf of Corinth, Greece). *Comptes Rendus Geosciences* **336**(4-5), 335–342.
- Papaioannou, C. & Papazachos, B.** 2000. Time-independent and time-dependent seismic hazard in Greece based on seismogenic sources. *Bulletin of the Seismological Society of America* **90**(1), 22–33.
- Papanastassiou, D., Latoussakis, J. & Stavrakakis, G.** 2001. A revised catalogue of earthquakes in the broader area of Greece for the period 1950-2000. *Proceedings of the 9th International Congress of the Geological Society of Greece, Athens, September 2001. Bulletin of the Geological Society of Greece*, Vol.XXXIV/4, 1563-1566, 2001

- Papanikolaou, I.D., Roberts, G.P., Deligiannakis, G., Sakellariou, A. & Vassilakis, E.** 2013. The Sparta Fault, Southern Greece: From segmentation and tectonic geomorphology to seismic hazard mapping and time dependent probabilities. *Tectonophysics* **597-598**, 85–105.
- Papazachos, B.C., Karakostas, V.G., Papazachos, C.B., Scordilis, E.M.** 2000. The geometry of the Wadati-Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc. *Tectonophysics* 319, 275–300.
- Papazachos, B.C. and Papazachou C.** 2003. The earthquakes of Greece. *Ziti Publ. Co., Thessaloniki, Greece*, 286 pp.
- Papazachos, B.C., Dimitriadis, S.T., Panagiotopoulos, D.G., Papazachos, C.B., Papadimitriou, E.E.,** 2005. Deep structure and active tectonics of the southern Aegean volcanic arc. In: Fytikas, M., Vougioulakakis, G. (Eds.), *The South Aegean Volcanic Arc: Present Knowledge and Future Perspectives: Elsevier Book Special Series, Developments on Volcanology*, vol. 7, pp. 47–64.
- Parsons, T.** 2008. Earthquake recurrence on the south Hayward fault is most consistent with a time dependent, renewal process. *Geophysical Research Letters* **35**(21), L21301.
- Parsons, T., Field, E.H., Page, M.T. & Milner, K.** 2012. Possible Earthquake Rupture Connections on Mapped California Faults Ranked by Calculated Coulomb Linking Stresses. *Bulletin of the Seismological Society of America* **102**(6), 2667–2676.
- Pavlidis, S., Caputo, R., Sboras, S., Chatzipetros, A., Papathanasiou, G. & Valkaniotis, S.** 2010. The Greek catalogue of active faults and database of seismogenic sources. *Bull. Geol. Soc. Greece* **43**(1), 486–494.
- Pavlidis, S., Koukouvelas, I.K., Kokkalas, S., Stamatopoulos, L., Keramydas, D. & Tsodoulos, I.** 2004. Late Holocene evolution of the East Eliki fault, Gulf of Corinth (Central Greece). *Quaternary International* **115**, 139–154.
- Pérouse, E.** 2013. Cinématique et tectonique active de l'Ouest de la Grèce dans le cadre géodynamique de la Méditerranée Centrale et Orientale. *PhD Thesis*, 1–212.
- 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**, Q09013.
- Peterson, M. D., Bryant, W. A., Cramer, C. H., Cao, T., Reichle, M. S., Frankel, A. D., Lienkaemper, J. J., McCrory, P. A. and Schwartz D. P.** 1996. Probabilistic seismic hazard map for the state of California, California Division of Mines and Geology Open-File Report 96-08, published jointly as *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 96-706*, 59 pp

- Piromallo, C.** 2003. Pwave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *Journal of Geophysical Research* **108**(B2), 2065.
- Place, J., Naville, C. & Moretti, I.** 2007. Fault throw determination using 4 component VSP: Aigion fault (Greece) case study. *Tectonophysics* **440**(1-4), 141–158.
- Reasenberg, P.** 1985. Second-order moment of central California seismicity, 1969–1982. *Journal of Geophysical Research* **90**(B7), 5479–5495.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. & Karam, G.** 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research* **111**(B5), B05411.
- Reiter, L.** 1990. Earthquake hazard analysis : Issues and Insights. *Columbia press, New York*, 254pp.
- Rigo, A., Lyon-Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P. & Kassaras, I.** 1996. A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophysical Journal International* **126**(3), 663–688.
- Roberts, G., Cowie, P.A., Papanikolaou, I. & Michetti, A.** 2004. Fault scaling relationships, deformation rates and seismic hazards: An example from the Lazio-Abruzzo Apennines, central Italy. *Journal of Structural Geology* **26** (2), 377–398.
- Robinson, R., Nicol, A., Walsh, J.J. & Villamor, P.** 2009. Features of earthquake occurrence in a complex normal fault network: Results from a synthetic seismicity model of the Taupo Rift, New Zealand. *Journal of Geophysical Research* **114**, B12306.
- Sboras, S.P.** 2012. The Greek Database of Seismogenic Sources: seismotectonic implications for North Greece. *PhD Thesis*, 1–274.
- Scharer, K.M., Biasi, G.P., Weldon, R.J. & Fumal, T.E.** 2010. Quasi-periodic recurrence of large earthquakes on the southern San Andreas fault. *Geology* **38**(6), 555–558.
- Schorlemmer, D.** 2004. Earthquake statistics at Parkfield: 2. Probabilistic forecasting and testing. *Journal of Geophysical Research* **109**(B12), B12308.
- Schorlemmer, D. & Gerstenberger, M.** 2007. RELM testing center. *Seismological Research Letters* **78**(1), 30.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S. & Wyss, M.** 2005. Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature* **437**(7058), 539–542.

- Schwartz, D. & Coppersmith, K.** 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research* **89**(B7), 5681–5698.
- Scordilis, E.** 2006. Empirical global relations converting M_S and m_b to moment magnitude. *Journal of Seismology* **10**(2), 225–236.
- Scotti, O., Clement, C. & Baumont, D.** 2013. Seismic hazard for design and verification of nuclear installations in France: regulatory context, debated issues and ongoing developments. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*. Vol. XX, n. X, pp. XX-XX; Xxxxx 20XX. DOI 10.4430/bgta0080
- Sébrier, M.** 1977. Tectonique récente d'une transversale à l'Arc Egéen : le Golfe de Corinthe et ses régions périphériques. *PhD Thesis - Paris Sud Centre d'Orsay, Paris*, 140 pp.
- Shimazaki, K. & Nakata, T.** 1980. Time- predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophysical Research Letters* **7**(4), 279–282.
- Sokos, E., Zahradnik, J., Kiratzi, A., Jansky, J., Gallovič, F., Novotny, O., Kostelecky, J., Serpetsidaki, A. & Tselentis, G.-A.** 2012. The January 2010 Efpalio earthquake sequence in the western Corinth Gulf (Greece). *Tectonophysics*, 1–11.
- Somerville, P., McLaren, J., LeFevre, L., Burger, R. & Helmberger, D.** 1987. Comparison of source scaling relations of eastern and western North American earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* **77**(2), 322–346.
- Sorel, D.** 2000. A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth-Patras rift, Greece. *Geology* **28**(1), 83–86.
- Stanley, D.J. and Wezel, F.C.** 1985. Geological Evolution of the Mediterranean Basin. *Springer-Verlag*, Berlin, 589 pp.
- Stein, S., Geller, R.J. & Liu, M.** 2012. Why earthquake hazard maps often fail and what to do about it. *Tectonophysics* **562-563**, 1–25.
- Stirling, M., Rhoades, D. & Berryman, K.R.** 2002. Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era. *Bulletin of the Seismological Society of America* **92**(2), 812–830.
- Stirling, M., Wesnousky, S. & Shimazaki, K.** 1996. Fault trace complexity, cumulative slip, and the shape of the magnitude- frequency distribution for strike- slip faults: A global survey. *Geophysical Journal International* **124**(3), 833–868.
- Stucchi, M., Meletti, C., Montaldo, V., Crowley, H., Calvi, G.M. & Boschi, E.** 2011. Seismic Hazard Assessment (2003-2009) for the Italian Building Code. *Bulletin of the Seismological Society of America* **101**(4), 1885–1911.

- Stucchi, M., Rovida, A., Gomez Capera, A.A., Alexandre, P., Camelbeeck, T., Demircioglu, M.B., Gasperini, P., Kouskouna, V., Musson, R.M.W., Radulian, M., Sesetyan, K., Vilanova, S., Baumont, D., Bungum, H., Fäh, D., Lenhardt, W., Makropoulos, K., Martinez Solares, J.M., Scotti, O., Živčić, M., Albini, P., Batllo, J., Papaioannou, C., Tatevossian, R., Locati, M., Meletti, C., Viganò, D. & Giardini, D.** 2013. The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) 1000–1899. *Journal of Seismology* **17**(2), 523–544.
- Sykes, L.R. & Menke, W.** 2006. Repeat Times of Large Earthquakes: Implications for Earthquake Mechanics and Long-Term Prediction. *Bulletin of the Seismological Society of America* **96**(5), 1569–1596.
- Taylor, B., Weiss, J.R., Goodliffe, A.M., Sachpazi, M., Laigle, M. & Hirn, A.** 2011. The structures, stratigraphy and evolution of the Gulf of Corinth rift, Greece. *Geophysical Journal International* **185**(3), 1189–1219.
- Taymaz, T., Jackson, J. and Westaway, R.** 1990. Earthquake mechanisms in the Hellenic Trench near Crete. *Geophysical Journal International*, **102**: 695-731.
- Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D.** 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, **106**: 433-490.
- Thiébaud, F.** 1982. Evolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional (Grèce). *PhD thesis, Université de Lille*.
- Tsapanos, T., Papadopoulos, G. & Galanis, O.** 2003. Time independent seismic hazard analysis of Greece deduced from Bayesian statistics. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **3**(1/2), 129–134.
- Tsapanos, T.M., Vlachos, S. & Georganta, H.** 2002. The seismic potential assessment for some seismogenic sources in the central northern Greece and its adjacent areas based on the maximum credible magnitude. *J. Balkan Geophys. Soc* **5**(4), 123–130.
- Tselentis, G. & Danciu, L.** 2010a. Probabilistic seismic hazard assessment in Greece–Part 1: Engineering ground motion parameters. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **10**, 25–39.
- Tselentis, G. & Danciu, L.** 2010b. Probabilistic seismic hazard assessment in Greece–Part 3: Deaggregation. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **10**(1), 51–59.
- Tselentis, G., Danciu, L. & Sokos, E.** 2010a. Probabilistic seismic hazard assessment in Greece. Part II: Acceleration response spectra and elastic input energy spectra. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **10**, 41–49.
- Tselentis, G., Danciu, L. & Sokos, E.** 2010b. Probabilistic seismic hazard assessment in Greece–Part 2: Acceleration response spectra and elastic input energy spectra. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **10**, 41–49.
- Urbina, F.** 2002. La zone du mégaséisme Acambay-Tixmadeje. *Bulletin institut geologique du Mexique*, 1–28.

- Utsu, T.** 1972a. Aftershocks and Earthquake Statistics (3): Analyses of the Distribution of Earthquakes in Magnitude, Time and Space with Special Consideration to Clustering Characteristics of Earthquake Occurrence (1). *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 7, Geophysics* **3**(5), 379–441.
- Utsu, T.** 1972b. Aftershocks and Earthquake Statistics (4): Analyses of the Distribution of Earthquakes in Magnitude, Time and Space with Special Consideration to Clustering Characteristics of Earthquake Occurrence (2). *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 7, Geophysics* **4**(1), 1–42.
- Utsu, T.** 1984. Estimation of parameters for recurrence models of earthquakes. *Bulletin of the earthquake research institute. University of Tokyo.* **59**, 53-66.
- Valkaniotis, S., Koravos, G., Papadopoulos, G.A., Pavlides, S. & Tsapanos, T.M.** 2008. A Seismotectonic Study for the broader area of the Corinthiakos Gulf. *31st General Assembly of the European Seismological Commission ESC 2008 Hersonissos, Crete, Greece, 7-12 September 200.*
- Vanneste, K., Camelbeek, T. & Verbeeck, K.** 2013. A Model of Composite Seismic Sources for the Lower Rhine Graben, Northwest Europe. *Bulletin of the Seismological Society of America* **103**(2a), 1–25.
- VanStiphout, T., Zhuang, J. & Marsan, D.** 2010. Seismicity Declustering. *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*, 1–26.
- Waldhauser, F. & Ellsworth, W.** 2000. A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America* **90**(6), 1353.
- Wallace, R.** 1980. Degradation of the Hebgen Lake fault scarps of 1959. *Geology* **8**(5), 225–229.
- Wallace, R.** 1984. Faulting Related to the 1915 Earthquakes in Pleasant Valley, Nevada. *USGS report*, 1–57.
- Wang, J.-P., Huang, D. & Yang, Z.** 2012. Deterministic seismic hazard map for Taiwan developed using an in-house Excel-based program. *Computers and Geosciences*, 1–34.
- Wang, Q., Jackson, D.D. & Kagan, Y.Y.** 2011. California Earthquake Forecasts Based on Smoothed Seismicity: Model Choices. *Bulletin of the Seismological Society of America* **101**(3), 1422–1430.
- Wang, Z.** 2010. Seismic Hazard Assessment: Issues and Alternatives. *Pure and Applied Geophysics*, 130.
- Ward, S.** 1994. A multidisciplinary approach to seismic hazard in southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America* **84**(5), 1293–1309.
- Ward, S.** 2007. Methods for evaluating earthquake potential and likelihood in and around California. *Seismological Research Letters* **78**(1), 121–133.
- Weibull, W.** 1951. A statistical distribution function of wide applicability, *J. Appl. Mech.- T ASME*, **18**(3), 293–297.

- Weichert, D.** 1980. Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 70(4), 1337.
- Wells, D. & 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.
- Wesnousky, S.G.** 1986. Earthquakes, Quaternary faults, and seismic hazard in California. *Journal of Geophysical Research* 91(B12), 12587.
- Wesnousky, S.G.** 2006. Predicting the endpoints of earthquake ruptures. *Nature* 444(7117), 358–360.
- Wesnousky, S.G.** 2008. Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-Hazard Analysis and the Process of Earthquake Rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America* 98(4), 1609–1632.
- Westaway, R.** 1998. Dependence of active normal fault dips on lower-crustal flow regimes. *Journal of the Geological Society* 155(2), 233–253.
- Westaway, R.** 1999. The mechanical feasibility of low-angle normal faulting. *Tectonophysics* 308(4), 407–443.
- Westaway, R.** 2001. Corrigendum to ‘The mechanical feasibility of low-angle normal faulting’. *Tectonophysics* 341, 237–238.
- Westaway, R.,** 2002a. The Quaternary evolution of the Gulf of Corinth, central Greece: coupling between surface processes and flow in the lower continental crust. *Tectonophysics* 348, 269–318.
- Westaway, R.,** 2002b. Geomorphological consequences of weak lower continental crust, and its significance for studies of uplift, landscape evolution, and the interpretation of river terrace sequences. *Netherlands Journal of Geosciences* 81, 283–304.
- Wheeler, R. L.** 2009. Methods of Mmax Estimation East of the Rocky Mountains. *USGS Open-File Report 2009–1018*. 44p
- Working Group on California Earthquake Probabilities (WGCEP).** 2003. Earthquake probabilities in the San Francisco Bay Region: 2002–2031, *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* 03–214.
- Working Group on California Earthquake Probabilities (WGCEP).** 2008. The uniform California earthquake rupture forecast, version 2 (UCERF 2), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 2007-1437*, 104 pp., <http://pubs.usgs.gov/of/2007/1437/> (last accessed January 2012).
- Wortel, M.J.R., Spakman, W.,** 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean–Carpathian region. *Science* 290, 1910–1917.

- Youngs, R.R. & Coppersmith, K.J.** 1985. Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates. *Bulletin of the Seismological Society of America* **75**(4), 939–964.
- Youngs, R.R., Arabasz, W.J., Anderson, R.E., Ramelli, A.R., Ake, J.P., Slemmons, D.B., Mccalpin, J.P., Doser, D.I., Fridrich, C.J., Swan, F.H., Rogers, A.M., Yount, J.C., Anderson, L.W., Smith, K.D., Bruhn, R.L., Knuepfer, P.L.K., Smith, R.B., Depolo, C.M., O’leary, D.W., Coppersmith, K.J., Pezzopane, S.K., Schwartz, D.P., Whitney, J.W., Olig, S.S. & Toro, G.R.** 2003. A Methodology for Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis (PFDHA). *Earthquake Spectra* **19**(1), 191.
- Zaliapin, I.** 2012a. Detection and classification of earthquake clusters in southern California. *Journal of Geophysical Research*, 1–29.
- Zaliapin, I.** 2012b. Detection and classification of earthquake clusters in southern California. *Journal of Geophysical Research*, 1–32.
- Zhang, P., Mao, F. & Slemmons, D.** 1999. Rupture terminations and size of segment boundaries from historical earthquake ruptures in the Basin and Range Province. *Tectonophysics* **308**(1-2), 37–52.
- Zoller, G., Holschneider, M. & Hainzl, S.** 2013. The Maximum Earthquake Magnitude in a Time Horizon: Theory and Case Studies. *Bulletin of the Seismological Society of America* **103**(2A), 860–875.
- Zygouri, V., Verroios, S., Kokkalas, S., Xypolias, P. & Koukouvelas, I.K.** 2008. Scaling properties within the Gulf of Corinth, Greece; comparison between offshore and onshore active faults. *Tectonophysics* **453**(1-4), 193–210.

Annexe 1 :

**Fiches signalétiques des principales failles
présentes dans la zone du CRL**

The Psathopyrgos fault

Information: data and parameters used in this thesis are shown in *green*, agreed with SISCOR group members.

1. General information.

Fault type: normal north dipping fault

Coordinates: Latitude: 38.3260° N Longitude: 21.8461° E
Latitude: 38.3291° N Longitude: 21.9440° E



Figure 1: Geological map of the western rift of Corinth with surface fault trace (red), cities (green), cape (blue). (Modified after Ford et al. (2007)).

2. Data

	Data	Source references
Fault scarp	420 m	Zygouri et al. (2008)
	500 m	Rapport 3HAZ deliverable 30 Palyvos et al. (2007)
Boreholes	No available data	No available data
Trenches	No available data	No available data
Seismic lines	AirGun 10in3 seismic profile, between Papagopoula (south) and Monastiraki (north) but no visualization on Psathopyrgos fault	3HAZ report, deliverable 38 Sakellariou et al. 2007

Fault geometry:

	Data	Source references
Length	8.5 km	Meyer SISCOR group
	7.1 km	Zygouri et al. (2008)
	10 km: Geological studies.	Rapport 3HAZ Palyvos et al. (2007)
	15 +- 2km	Bernard et al. (2006)
Strike	N 90°	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Dip	60°N	Bernard et al. (2006)

Seismicity:

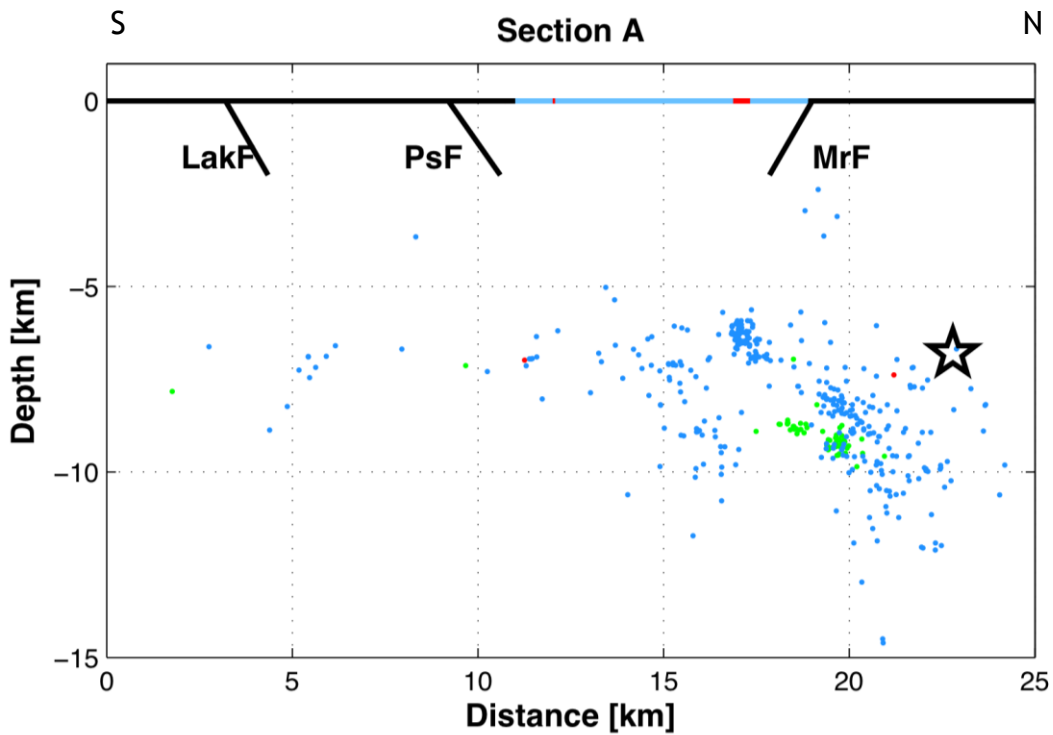


Figure 2: Cross-section S-N with relocated microseismicity (2000-2007) recorded by CRL network (Lambotte et al., 2013). The star corresponds to the earthquake of 2010 ($M_w=5.3$; Sokos et al., 2012). Blue dots = microseismicity between 2000 and 2007; green dots = 1991 crisis; red dots = 1995 aftershocks. LakF = Lakka Fault ; PsF = Psathopyrgos fault ; MrF = Marathias Fault.

No clear association hypothesis of earthquake of $M \geq 6$ with Psathopyrgos fault, but some possibilities with epicentral location uncertainties of historical earthquakes (figure 3): **4 low hypotheses** = 1462 ($M_w=6.42$) / 1703 ($M_w=6.1$) / 1714 ($M_w=6.07$) / 1756 ($M_w=5.9$)

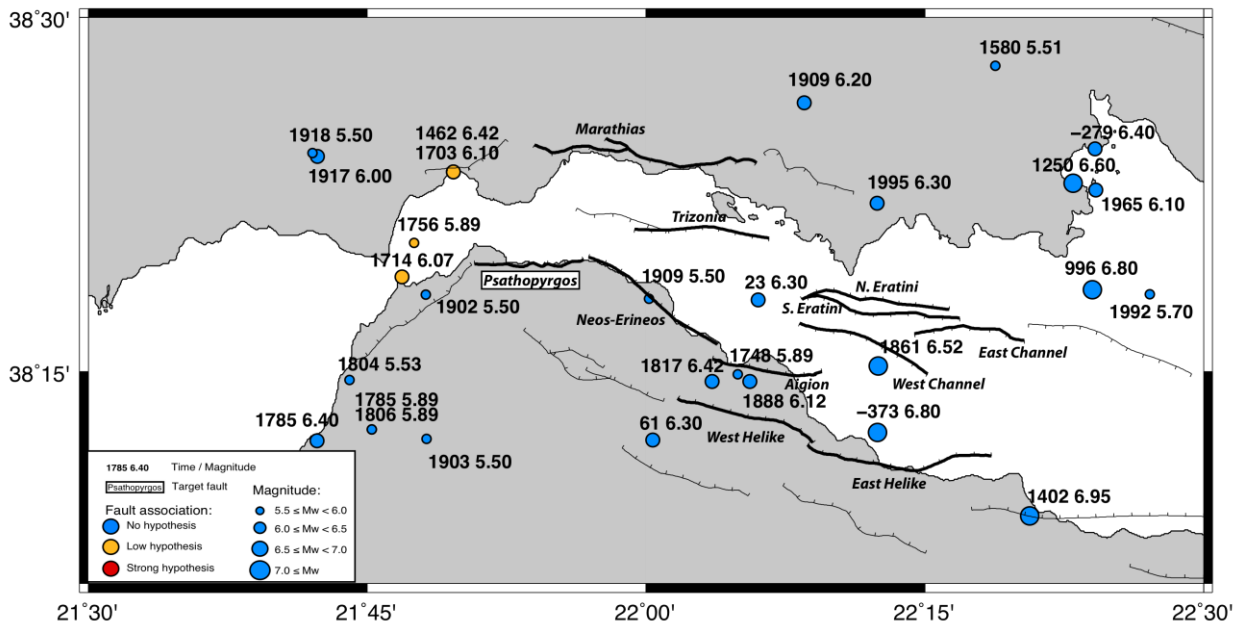


Figure 3: Seismicity map of $M \geq 5.5$ (depth < 30 km) and hypothesis of association with Psathopyrgos fault.

3. Interpretations

Geometrical interpretations:

3 hypothesis of geometry based on geology, seismic profiles and microseismicity studies (Boiselet, Phd Thesis 2014):

- 60° dip, rooting at 6 km of depth.
- 60° dip, rooting at 12 km of depth.
- 60° dip up at 6, 5° dip up at 6,5 km and 35° up at 10 km of depth: connection with the blind fault responsible of 2010 earthquakes (2 events, Mw=5.3) = Efpalio blind fault (named “Pyrgos” in Boiselet, 2014).

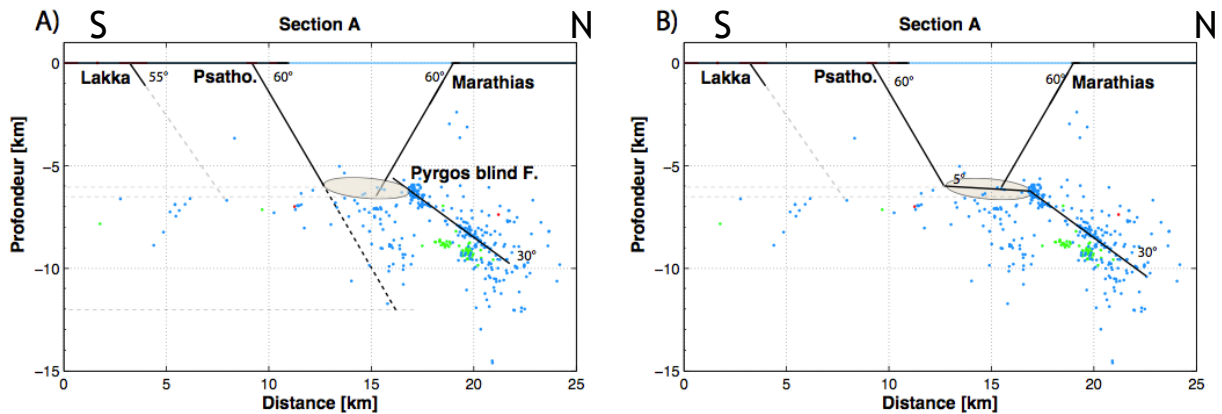


Figure 3: Cross-section S-N with relocated microseismicity (2000-2007) recorded by CRL network (Lambotte et al., 2013). The star corresponds to the earthquake of 2010 (Mw=5.3; Sokos et al., 2012). Blue dots = microseismicity between 2000 and 2007; green dots = 1991 crisis; red dots = 1995 aftershocks.

Geological interpretations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Fault width	6.9 km	6 km rooting depth/60° dip	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
	13.9 km	12 km rooting depth/60° dip	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
	19.7 km	6 km rooting depth/60° dip 6.5 km rooting depth/5° dip 10 km rooting depth/35° dip	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
	10 +/- 2 km		Bernard et al (2006)
Age of fault	0.4 Ma		Ford (2012) SISCOR group
Hangingwall subsidence	No data	No data	No data
Footwall uplift	2,8 – 3,4 m	5 paleoshorlines observed over the last 2 kyr : 3	Palyvos et al. (2008)
Vertical Displacement	800 – 900 m	Based on geologic & sedimentologic studies of the Kerinitis Gilbert fan delta : 4	Backert et al. (2010)

Slip-rate estimations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Footwall uplift rate	0.7-0.8 mm/yr: fauna in marine terrace uplift during late Quaternary –western end of fault zone	²³⁴ U- ²³⁰ Th dates on the coral Cladocora caespitose: 3	Bell et al. (2009) Houghton et al. (2003)
	1.6 – 1.9 mm/yr	Estimation for the holocene coast elevation: 3	Palyvos et al. (2008)
Hangingwall subsidence rate	No available data	No available data	No available data
Vertical slip-rate	1.13-2.83 mm/yr: field data from Panagopoula fan studies. Elevation 17m during 6000-8000 years and 60° dip	Field observation at the fault extremity: 2	Pantosti et al. rapport 3HAZ 33, 2007
	4 – 4.75 mm/yr	Determined with Holocene footwall uplift rate (Palyvos et al., 2008) and ratio uplift/subsidence= 1:1.5 : 3	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
Slip rate	2-3.5 mm/yr: ratio uplift/subsidence 1:1-2.2 and 50° dip	Ratio obtained with comparison between quaternary uplift and holocene subsidence: 1	Bell et al., (2009)
	5.89 mm/yr: Estimation by coastal uplift of 2mm/yr with ratio uplift/subsidence 1:3 and 60° dip	High ratio uplift/subsidence: 1	Palyvos et al., rapport 3HAZ 33, 2007 Pantosti et al. (2007)
	2.45-3.27 mm/yr: field data from Panagopoula fan studies, dated to 6000-8000 yrs	Minimal estimation because of erosion: 3	Palyvos et al., rapport 3HAZ 33, 2007
	4.6 – 5.5 mm/yr	Estimation with 60° dip, for 1 st and 2 nd hypothesis of geometry.	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
	5.8 – 6.9 mm/yr	Estimation for the 3 rd hypothesis of geometry.	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group

4. Probabilities modeling

	Data	Source references
Range of potential max. magnitude	5.7-7.1 Scaling laws (Wells and Coppersmith, 1990)	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Periodicity	Recurrence: 254 years [156-547] Modeling with Gutenberg-Richter or Youngs & Coppersmith frequency-magnitude distribution.	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Max/min depth rupture	∅	∅

Occurrence probabilities of earthquake $M \geq 6$ for the next 30 years: 12% [5-27] / 8,1%/100km² [2,9-16,5] (median & 16^e – 84^e percentile)

Bibliography:

Bernard, P., Lyon - Caen, H., Briole, P., Deschamps, A., Boudin, F., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Lemeille, F., Patau, G., Billiris, H., Paradissis, D., Papazissi, K., Castarède, H., Charade, O., Necessian, A., Avallone, A., Pacchiani, F., Zahradnik, J., Sacks, S. and Linde, A. (2006) Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *Tectonophysics*, 426, 7 - 30.

Bell R. E., McNeill L., C., Bull J. M., Henstock Timothy J., Collier R. E. L., Leeder M. R. 2009. Fault architecture, basin structure and evolution of the Gulf of Corinth Rift, central Greece. *Basin Research* (2009) doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00401.x

Boiselet. 2014. Cycle sismique et aléa sismique d'un réseau de failles actives: les cas du rift de Corinthe (Grèce). Thèse ENS-IRSN.

Charara. GPS statique, cinématique et haute fréquence appliqué à l'étude de déformations de zones sismiques. These (2010) pp. 1-125

S. Houghton, G. Roberts, I. Papanikolaou and JM McArthur. New 234U-230Th coral dates from the western Gulf of Corinth: Implications for extensional tectonics. *Geophys. Res. Lett.* (2003) vol. 30 (19) pp. 2013

Palyvos, N., Pantosti, D., Stamatopoulos, L., De Martini, P.M., 2007, Reconnaissance geo-morphological observations at the Psathopyrgos and Rion-Patras fault systems (Achaia, NW Peloponnesus), *Bull. Geol. Soc. Gr.*, XXXVII.

Pantosti D, De Martini P.M., Koukouvelas I, Stamatopoulos L, Palyvos N, Pucci S, Lemeille F, Pavlides S. Paleoseismological investigations of the Aigion Fault (Gulf of Corinth, Greece). *C.R. Geosciences* 336, 335-342, 2004.

Sakellariou, D., Lykousis, V., Alexandri, S., Rousakis, G., Nomikou, P., Georgiou, P. & Ballas, D. (2007) Faulting, seismic-stratigraphic architecture and later quaternary evolution of the Gulf of Alkyonides basin. *Basin Res.*, 19, 273-295.

Sokos, E., Zahradnik, J., Kiratzi, A., Jansky, J., Gallovič, F., Novotny, O., Kostelecky, J., Serpetsidaki, A. & Tselentis, G.-A. 2012. The January 2010 Efpalio earthquake sequence in the western Corinth Gulf (Greece). *Tectonophysics*, 1–11.

Zygouri V., Verroios S., Kokkalas S., Xypolias P., Koukouvelas I.K. Scaling properties within the Gulf of Corinth, Greece; comparison between offshore and onshore active faults. *Tectonophysics*, 453, 193-210, 2008

The Marathias Fault

Information: data and parameters used in this thesis are shown in *green*, agreed with SISCOR group members.

1. General information.

Fault type: normal fault, offshore, south dipping fault

Coordinates: Latitude: 38.4102° N Longitude: 21.9001° E
Latitude: 38°3975° N Longitude: 22.0989° E

2. Data

	Data	Source references
Fault scarp	few hundred meters	Sakelariou et al. ; 3HAZ report deliverable 31 (2007).
Boreholes	No available data	No available data
Trenches	No available data	No available data
Seismic lines	No available data	No available data

Fault geometry:

	Data	Source references
Length	17.4 km	Meyer (2012) SISCOR group
Strike	N180°	Meyer (2012) SISCOR group
Dip	60°N (field observations)	Meyer (2012) SISCOR group

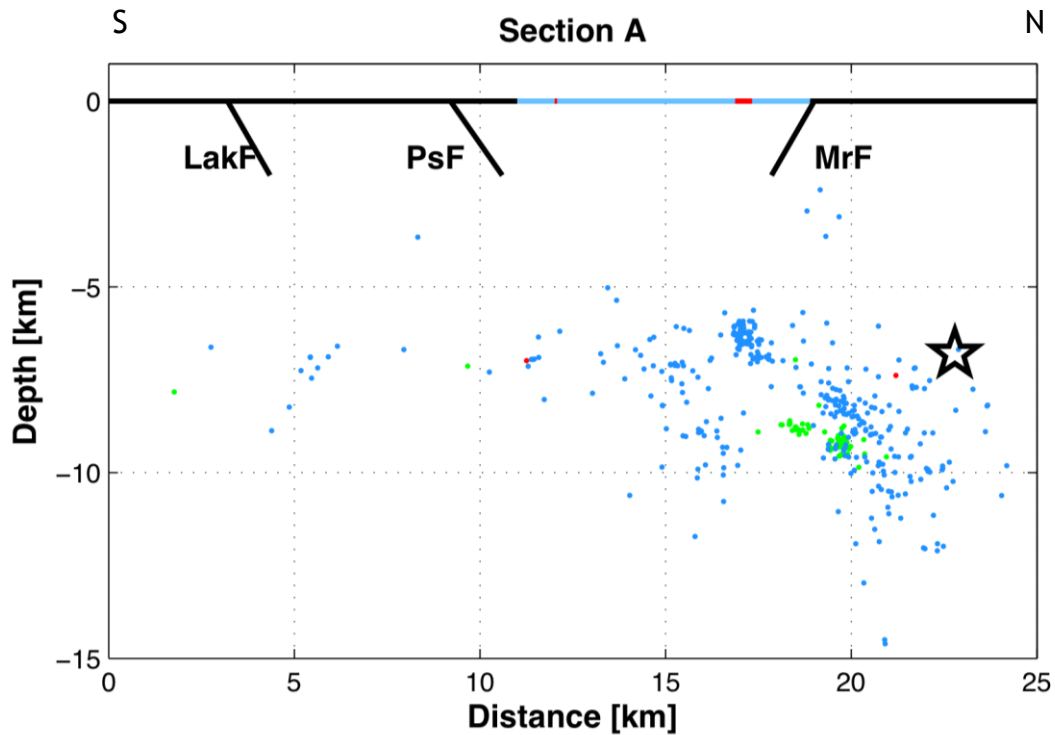


Figure 2: Cross-section S-N with relocated microseismicity (2000-2007) recorded by CRL network (Lambotte et al., 2013). The star corresponds to the earthquake of 2010 (Mw=5.3; Sokos et al., 2012). Blue dots = microseismicity between 2000 and 2007; green dots = 1991 crisis; red dots = 1995 aftershocks. LakF = Lakka Fault ; PsF = Psathopyrgos fault ; MrF = Marathias Fault.

No association hypothesis between earthquakes and Marathias fault (figure 3).

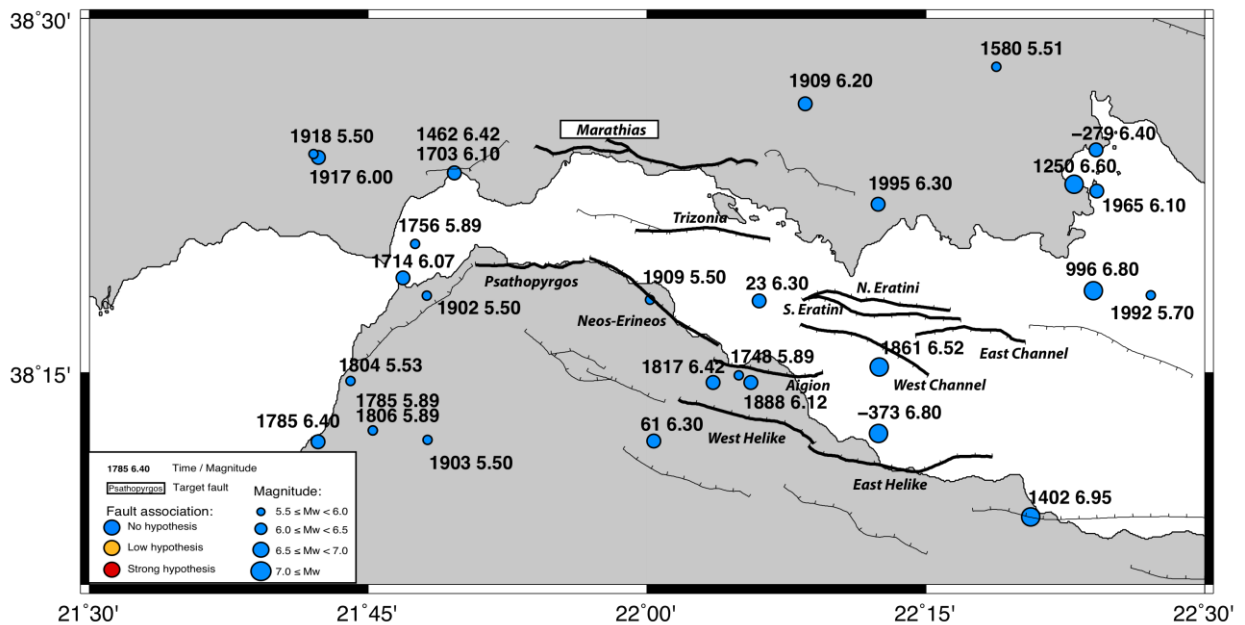


Figure 3: Seismicity map of $M \geq 5.5$ (depth < 30 km) and hypothesis of association with Marathias fault.

3. Interpretations

Geological interpretations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Fault width	7.5 km	6.5km rooting depth/60° dip	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
Age of fault	0.4 Ma	Same age of the Psathopyrgos fault: 2	Ford (pers. com.) SISCOR group
Hangingwall subsidence	No data	No data	No data
Footwall uplift	No data	No data	No data
Vertical Displacement	500 m	Analysis on seismic profile : 2-3	Becker et al. (pers. com. 2012) SISCOR group
Horizontal Displacement	290 m	Analysis on seismic profile : 2-3	Becker et al. (pers. com. 2012) SISCOR group

Slip-rate estimations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Vertical slip rate	0.125 mm/yr	Based on Backert et al. (2010) data (400 kyr).	Boiselet (Phd Thesis 2014) SISCOR group
Horizontal slip rate	0.725 mm/yr	Based on Backert et al. (2010) data (400 kyr).	Boiselet (Phd Thesis 2014) SISCOR group
Slip rate	1.45 mm/yr	Based on Backert et al. (2010) vertical displacement (400 kyr and 60° dip) : 2-3	Boiselet (Phd Thesis 2014) SISCOR group

4. Probabilities results

	Data	Source references
Range of potential max. magnitude	6.2-6.9 Scaling laws (Wells and Coppersmith, 1990)	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Periodicity	Recurrence: 1430 years [844-3335] Modeling with Gutenberg-Richter or Youngs & Coppersmith frequency-magnitude distribution.	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Max/min depth rupture	∅	∅

Occurrence probabilities of earthquake $M \geq 6$ for the next 30 years: 1% [0-3] / 0.6%/100km² [0-1,7] (median & 16^e – 84^e percentile)

Bibliography:

Boiselet. 2014. Cycle sismique et aléa sismique d'un réseau de failles actives: les cas du rift de Corinthe (Grèce). Thèse ENS-IRSN.

Gallousi, C. & Koukouvelas, I. 2007. Quantifying geomorphic evolution of earthquake-triggered landslides and their relation to active normal faults. An example from the Gulf of Corinth, Greece. *Tectonophysics* 440(1), 85–104.

Lamotte, S., Lyon-Caen, H., Bernard, P., Deschamps, A., Patau, G., Necessian, A., Pacchiani, F., Bourouis, S., Drilleau, M. & Adamova, P. 2013. Reassessment of the rifting process in the Western Corinth rift from relocated seismicity. *Geophysical Journal International*, 1–52.

D. Sakellariou, V. Lykousis, M. Alexandri, G. Rousakis, P. Georgiou, E. Nomikou, D. Ballas, I. Pampidis, P. Mantopoulos 3HAZ report deliverable 31 (2007).

The Trizonia fault

Information: data and parameters used in this thesis are shown in **green**, agreed with SISCOR group members.

1. General information.

Fault type: offshore south-dipping normal fault

Coordinates: Latitude: 38° 21' 36.208" N Longitude: 21° 54' 38.797" E
Latitude: 38° 20' 49.169" N Longitude: 22° 6' 54.108" E

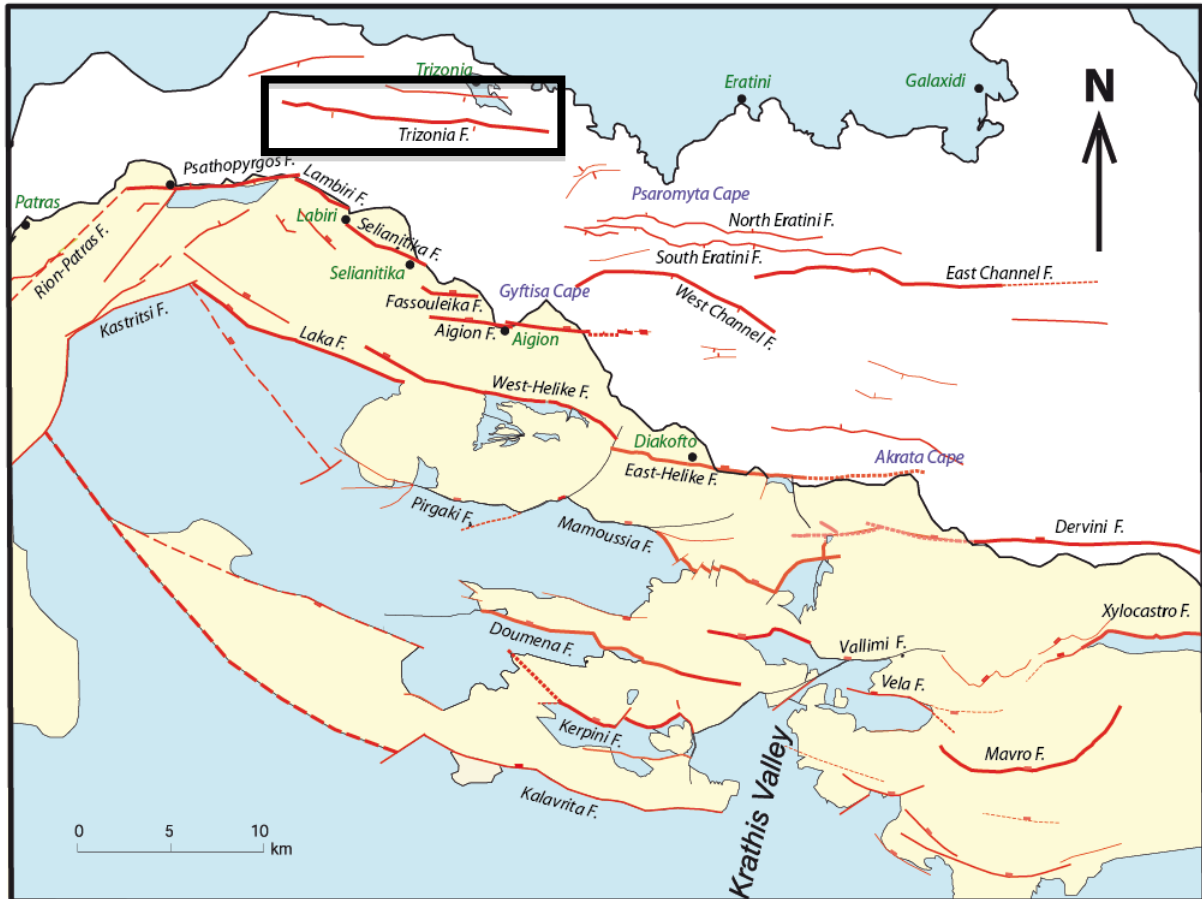


Figure 1: Geological map of the western rift of Corinth with surface fault trace (red), cities (green), cape (blue). (Modified after Ford et al. (2007)).

2. Data

	Data	Source references
Fault scarp	No data	
Boreholes	The borehole Sacks-Evertson dilatometer installed in the Trizonia island is continuously recording the horizontal stress (sum of horizontal non-deviatoric components) at 150 m depth, with a resolution better than 10 ⁻⁹ .	Bernard et al. (2004)
Trenches	No data	
Tiltmeters	Five tiltmeters based on applied geomechanics air bubble level systems are installed in boreholes at a depth of 10 m in a hard limestone to measure very small changes from the horizontal level, either on the ground or in structures.	Bernard et al. (2004)
Seismic lines	Expedition of R/V AEGAEO, including the 3HAZ cruise of Dec. 2005, recorded more than 20 seismic lines across the basin, reading 1000 ms at depth.	3HAZ report, deliverable 38 Sakellariou et al. (2007)

Seismicity:

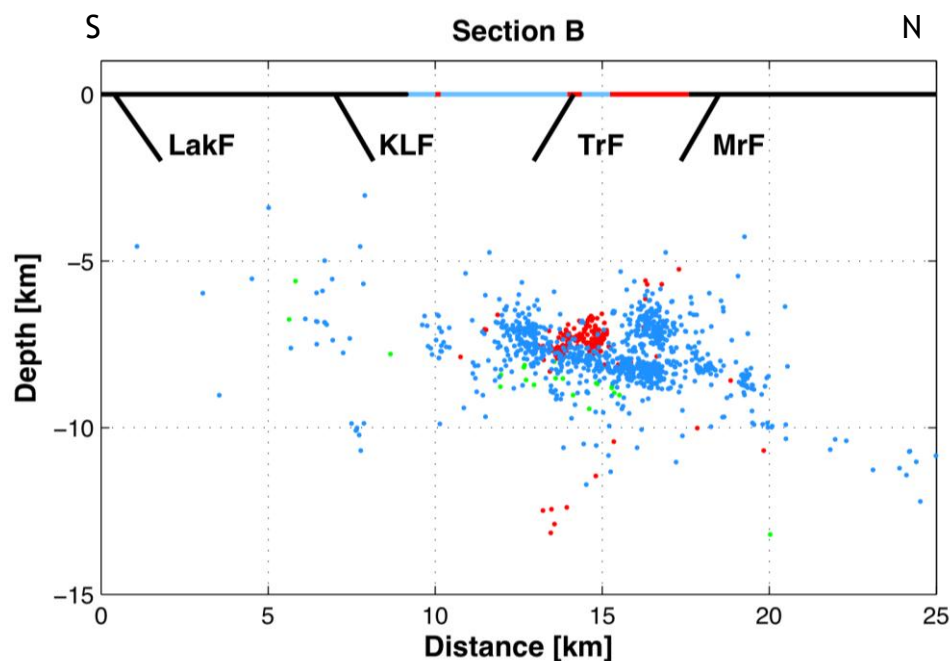


Figure 2: Cross-section S-N with relocated microseismicity (2000-2007) recorded by CRL network (Lambotte et al., 2013). The star corresponds to the earthquake of 2010 ($M_w=5.3$; Sokos et al., 2012). Blue dots = microseismicity between 2000 and 2007; green dots = 1991 crisis; red dots = 1995 aftershocks. LakF = Lakka Fault ; KLF = Kamarai-Lambiri fault (=Neos-Erineos Fault) ; TrF= Trizonia Fault; MrF = Marathias Fault.

Two hypothesis of earthquakes association with Trizonia fault but with low probabilities: 23 (Mw=6.3) / 1909 (Mw=5.5)

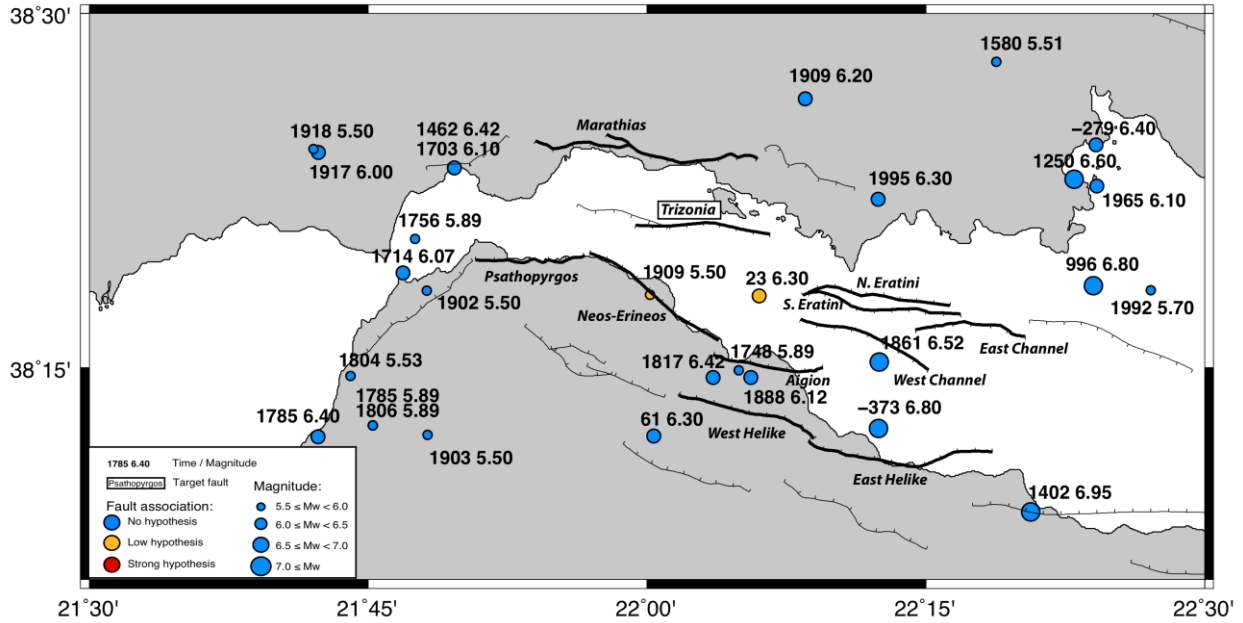


Figure 3: Seismicity map of $M \geq 5.5$ (depth < 30 km) and hypothesis of association with Trizonia fault.

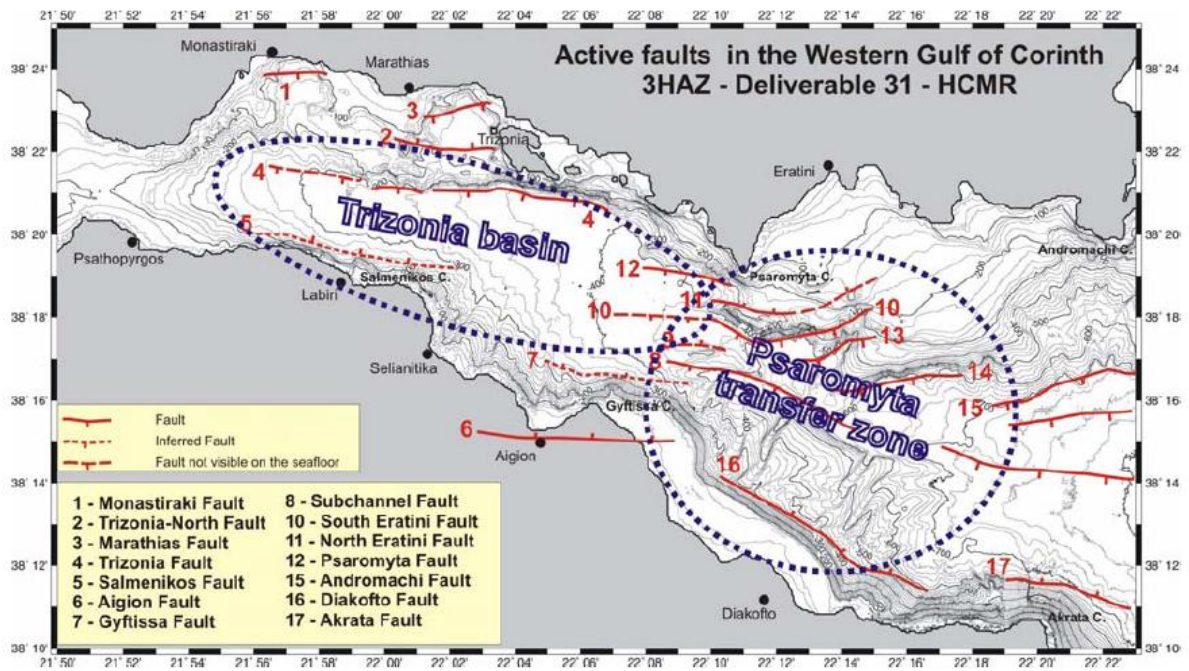


Figure 4: Swath bathymetric map of the Western Gulf of Corinth with the main active offshore faults. Dotted blue ellipses mark the distribution of the Trizonia Basin and Psaromyta Transfer Zone. (Sakellariou et al. (2007) (3HAZ report, deliverable 38).

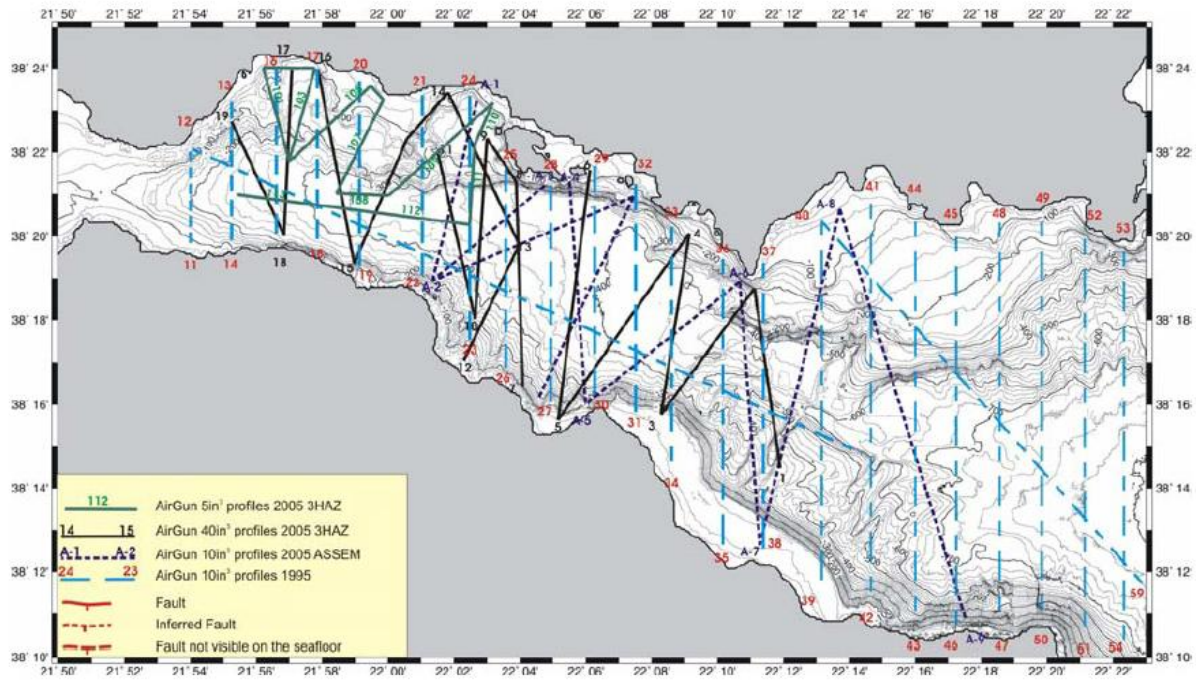


Figure 5: Location map of seismic profiles obtained from the Western part of the Gulf of Corinth during various expeditions of R/V AEGAEO, including the 3HAZ cruise of Dec. 2005. (3HAZ report, deliverable 38).

Fault geometry:

	Data	Source references
Length	10.6 km	Meyer (SISCOR, 2012)
	9,1 km	Zygouri et al., 2008 Moretti et al. (2003) Stefatos et al. (2002, 2005)
	13 +- 5 km	Bernard et al., 2006
	16 – 17 km (high reliability; constrained by seismic cross-sections)	3HAZ report, 31
Strike	N90°-N100°	Trizonia surface fault trace
Dip	Assumed to be 60°S	Bernard et al. (2006)
	Between 70° and 80°S on TWTT seismic lines	Sakellariou et al. (2007) 3HAZ report, deliv. 38
	65°	Meyer & Ford (SISCOR) based on Sakellariou et al. (2007)

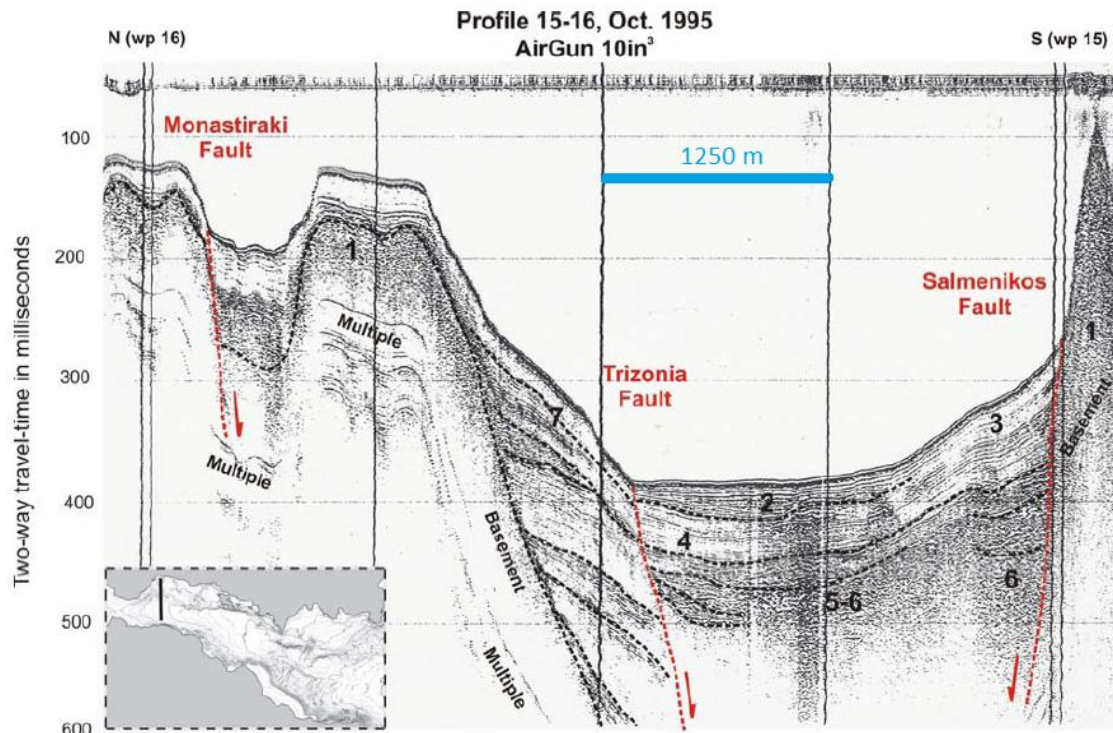


Figure 6: AirGun 10in3 seismic profile (see Fig 4) from the Western Gulf of Corinth, between Papagopoula (south) and Monastiraki (north). Numbers indicate the types of reflector Packages. (3HAZ report, deliverable 38 Sakellariou et al. 2007).

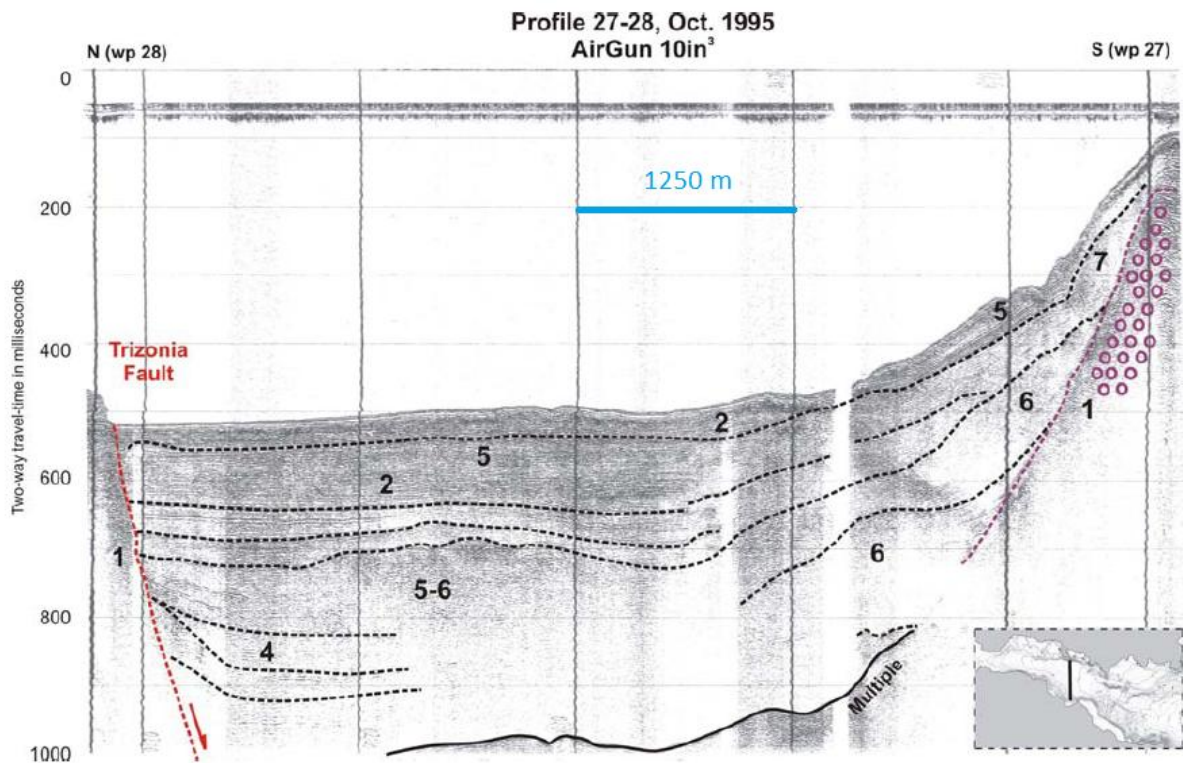


Figure 7: AirGun 10in3 seismic profile (see Fig 4) from the Western Gulf of Corinth, between Aigion (south) and trizonia (north). Numbers indicate the types of reflector packages (3HAZ report, deliverable 38 Sakellariou et al. 2007).

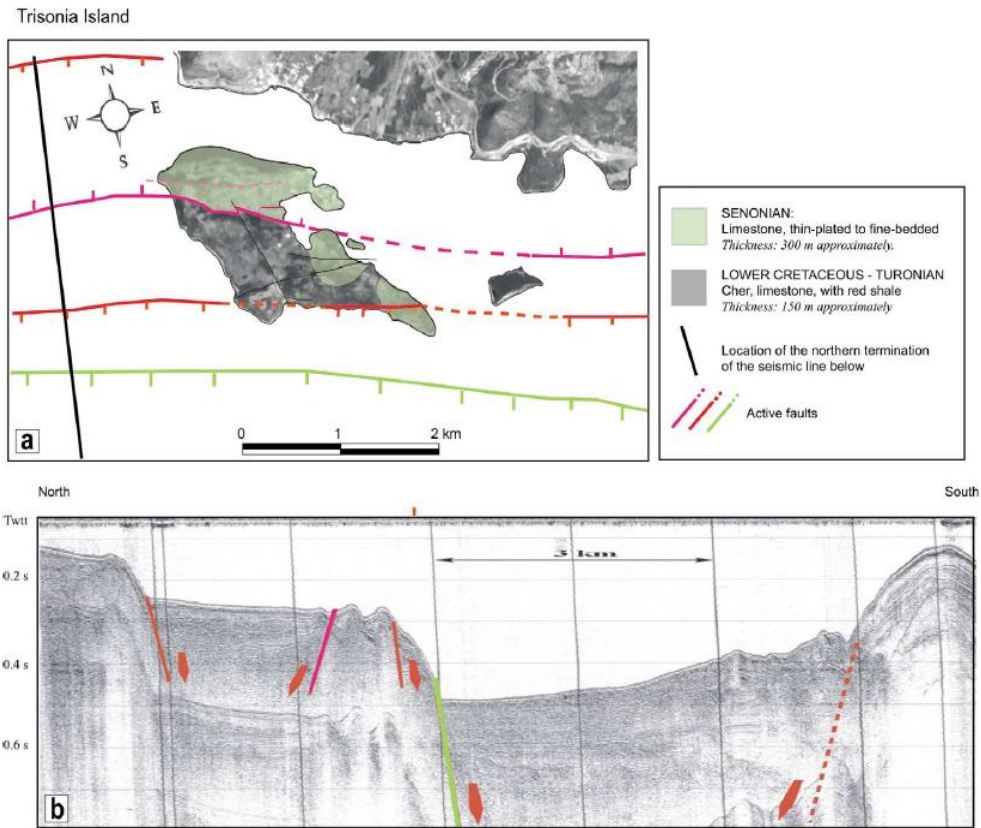


Figure 8: (a) Structural map of the Trizonia island area; (b) interpretation of the seismic line located in (a). The Trizonia fault is in green (Moretti et al., 2003).

3. Interpretations

Geological interpretations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Fault width	8.5 km	7km rooting depth/65° dip Based on microseismicity (Lambotte et al. 2013)	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
	14.7 km	12km rooting depth/65° dip Based on microseismicity (Lambotte et al. 2013)	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
Age of fault	0.7 – 1.1 Ma	Based on uplifted marine terraces (~1000 m) and footwall uplift to hangingwall subsidence ratio: 3	McNeill et al. (2004)
	0.6 ± 0.1 Ma	Based on biostratigraphic dating, age of Vouraikos delta uplifted with the initiation of the Helike fault: 3	Ford et al. (2007)
	0.8 Ma	Based on footwall uplift rates from McNeill et al. (2004) and the present-day plateau top (at around 800 m): 4	Backert et al. (2010)

Hangingwall subsidence	No data	No data	No data
Footwall uplift	>1000 m	Based on geological interpretation (no details on method and data): 2	3HAZ report, deliverable 31 Sakellariou et al. (2007)
Vertical Displacement	850 – 1000 m	Defined by sediment thickness = 500 – 600 m	Moretti et al. (2003) Sakellariou et al. (2007)

Slip-rate estimations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Vertical slip rate	1.06 - 1.25 mm/yr	Vertical displacement estimate by Moretti et al. (2003) & age of the fault estimated by Baeckert et al. (2010): 2-3	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
Slip rate	1.3-1.5 mm/yr	For a dip = 65° : 2-3	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group

4. Probabilities results

	Data	Source references
Range of potential max. magnitude	5,57 – 6,48 define by scale law	Bernard et al., 2006
	6.1-6.9 Scaling laws (Wells and Coppersmith, 1990)	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Periodicity	Recurrence: 743 years [629-1651] Modeling with Gutenberg-Richter or Youngs & Coppersmith frequency-magnitude distribution.	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Max/min depth rupture	∅	∅

Occurrence probabilities of earthquake $M \geq 6$ for the next 30 years: 4% [2-5] / 2%/100km² [1-3,4] (median & 16° – 84° percentile)

Bibliography:

Bell R. E., McNeill L., C., Bull J. M., Henstock Timothy J. 2008. Evolution of the offshore western Gulf of Corinth. Geological Society of America Bulletin 2008;120;156-178.

Bernard,P., Lyon - Caen, H., Briole, P., Deschamps, A., Boudin, F., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Lemeille, F., Patau, G., Billiris, H., Paradissis, D., Papazissi, K., Castarède, H., Charade, O., Necessian, A., Avallone, A., Pacchiani, F.,

- Zahradnik, J., Sacks, S. and Linde, A. (2006) Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *Tectonophysics*, 426, 7 - 30.
- Boiselet. 2014. Cycle sismique et aléa sismique d'un réseau de failles actives: les cas du rift de Corinth (Grèce). ENS-IRSN.
- Bourouis S, Cornet F. H. 2009. Microseismic activity and fluid fault interactions: some results from the Corinth Rift Laboratory (CRL), Greece. *Geophysical Journal International*. Volume 178, Issue 1, pages 561–580, July 2009
- Godano, M., Deschamps, A., Lambotte, S., Lyon-Caen, H., and Bernard, P., Focal mechanisms of multiplets earthquakes in the western part of the Corinth rift (Greece). (submitted)
- Godano, M., Lambotte, S., Deschamps, A., Lyon-Caen, H., and Bernard, P., (2011). Analysis of the earthquakes swarms during the 2001-2009 period in the western part of the Corinth rift (Greece), *Geophysical Research Abstracts*, EGU General Assembly, 13, EGU2011–7624
- Lambotte, S. Lyon-Caen, H., Bernard, P., Deschamps, A., Microseismic activity and multiplets in the western part of the Corinth Rift (Greece). ESC 2010.
- Lykousis, V. Sakellariou D, Moretti I., Kaberi H. Late Quaternary basin evolution of the Gulf of Corinth: Sequence stratigraphy, sedimentation, fault–slip and subsidence rates. *Tectonophysics* (2007), doi:10.1016/j.tecto.2006.11.007.
- Moretti, I., Sakellariou, D., Lykousis, V. & Micarelli, L. (2003) The gulf of Corinth: an active half Graben? *J. Geodyn.*, 36, 323-340.
- Sakellariou, D., Lykousis, V., Alexandri, S., Rousakis, G., Nomikou, P., Georgiou, P. & Ballas, D. (2007) Faulting, seismic-stratigraphic architecture and later quaternary evolution of the Gulf of Alkyonides basin. *Basin Res.*, 19, 273-295.
- Sakellariou, D., Lykousis, V., Alexandri, S., Rousakis, G., Nomikou, P., Georgiou, P., Ballas, D. Pampidis, P., Mantopoulos P. 2007. Stratigraphic sequence interpretation of the sedimentary infill. 3HAZ CORINTH. Earthquakes, Tsunamis and Landslides in the Corinth Rift. Deliverable 38.
- Sakellariou, D., Lykousis, V., Alexandri, S., Rousakis, G., Nomikou, P., Georgiou, P., Ballas, D. Pampidis, P., Mantopoulos P. 2007. Map of offshore recent fault scarp. 3HAZ CORINTH. Earthquakes, Tsunamis and Landslides in the Corinth Rift. Deliverable 31.
- Stefatos, A., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., Leeder, M., Collier, R., 2002. Seismic reflection imaging of active offshore faults in the Gulf of Corinth: their seismotectonic significance. *Basin Res.* 14, 487–502.
- Stefatos, A., Charalambakis, M., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., 2006. Tsunamigenic sources in an active European half-graben (Gulf of Corinth, Central Greece). *Mar Geol.* 232, 35–47.

Stemberk J., Kostak B., 3-D trend of aseismic creep along active faults in western part of the gulf of Corinth, Greece. *Acta Geodyn. Geomater.*, Vol. 4, No. 1 (145), 53-65, 2007

Zygouri V., Verroios S., Kokkalas S., Xypolias P., Koukouvelas I.K. Scaling properties within the Gulf of Corinth, Greece; comparison between offshore and onshore active faults. *Tectonophysics*, 453, 193-210, 2008

The Neos-Erineos fault system

Information: data and parameters used in this thesis are shown in *green*, agreed with SISCOR group members.

1. General information.

Fault type: North-dipping normal fault. This system is composed by 3 onshore faults: Lambiri, Selianitika and Fassouleika.

Coordinates: Latitude: 38° 19' 28.888" N Longitude: 21° 57' 35.078" E
 Latitude: 38° 16' 8.208" N Longitude: 22° 4' 7.091" E



Figure 1: Geological map of the western rift of Corinth with surface fault trace (red), cities (green), cape (blue). (Modified after Ford et al. (2007)).

2. Data

	Data	Source references
Fault scarp	~20-100 m	Zygouri et al. (2008) Pavlidis et al. (1998 ; unpublished)
Boreholes	No available data	No available data
Trenches	Site AK localized between Fassouleika et Selianitika faults (3HAZ 33, Palyvos et al. 2007)	3HAZ 33, Palyvos et al. 2007

Seismic lines	High resolution seismic reflection survey in October and November 2011	Beck C., Hubert-Ferrari A. (SISCOR)
----------------------	--	-------------------------------------

Fault geometry:

	Data	Source references
Length	11.4 km	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Strike	N130°	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Dip	55°N (<i>field observations</i>)	Ford (SISCOR)

Seismicity:

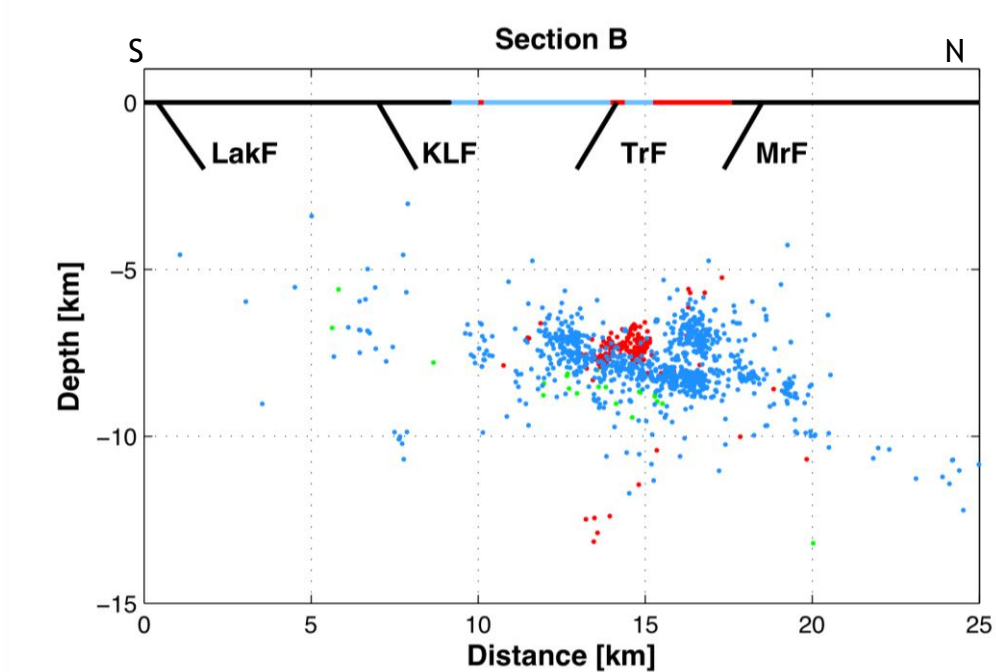


Figure 2: Cross-section S-N with relocalised microseismicity (2000-2007) recorded by CRL network (Lambotte et al., 2013). The star corresponds to the earthquake of 2010 (Mw=5.3; Sokos et al., 2012). Blue dots = microseismicity between 2000 and 2007; green dots = 1991 crisis; red dots = 1995 aftershocks. LakF = Lakka Fault ; KLF = Kamarai-Lambiri fault (=Neos-Erineos Fault) ; TrF= Trizonia Fault; MrF = Marathias Fault.

Association hypothesis between earthquakes and Neos-Erineos fault (figure 3): **1817 (Mw=6.42) / 23 (Mw=6.3) / 1909 (Mw=5.5)**

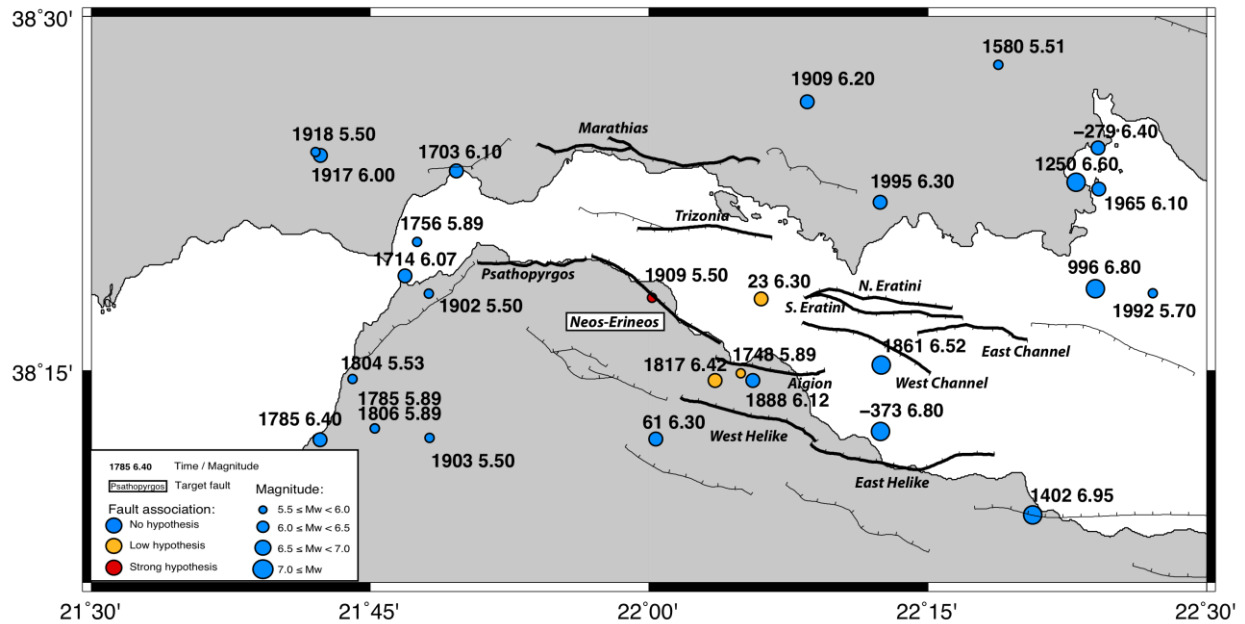


Figure 3: Seismicity map of $M \geq 5.5$ (depth < 30 km) and hypothesis of association with Neos-Erineos fault.

3. Interpretations

Geological interpretations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Fault width	8.5 km	7km rooting depth/55° dip	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Age of fault	0.4 Ma	Based on throw from Zygouri et al. (2008) and footwall uplift rate from Palyvos et al. (2007): 3	Ford (pers. com.) SISCOR group
Hangingwall subsidence	No data	No data	No data
Footwall uplift	No data	No data	No data
Vertical Displacement	4 (Site1) – 10 (Site 2) m	From marine terraces 1.45 – 2.1 kyr old (Site 1) or 3-4 kyr old (Site2) : 3	Palyvos et al. (2010)

Slip-rate estimations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Footwall uplift rate	2.75-4.75 mm/yr	Based on Holocene vertical rate.	Palyvos et al. (2010)
Slip rate	2.3-4.1 mm/yr	Based on Holocene vertical rate, 55° dip and ratio uplift/subsidence = 1:1,5	Boiselet (Phd Thesis 2014)

4. Probabilities results

	Data	Source references
Range of potential max. magnitude	6.0-6.8 Scaling laws (Wells and Coppersmith, 1990)	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Periodicity	Recurrence: 344 years [174-637] Modeling with Gutenberg-Richter or Youngs & Coppersmith frequency-magnitude distribution.	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Max/min depth rupture	∅	∅

Occurrence probabilities of earthquake $M \geq 6$ for the next 30 years: 11% [5-25] / 6.9%/100km² [3-15.1] (median & 16° – 84° percentile).

5. Lambiri segment

Fault geometry: Rapport 3HAZ 33, Palyvos et al. 2007

Strike	N120°-N130°: Lambiri surface fault trace
Dip	55°N: surface fault dip
Length	1985 m: Zygouri et al. (2008), Pavlides et al. (1998 ; unpublished)
Fault scarp	~100 m: Zygouri et al. (2008), Pavlides et al. (1998 ; unpublished)
Width	15 km: 60° (0-5km) and 30° (5-10km) define by microseismicity studies (Boiselet A, October 2011)

Interpretative geological data:

	Data	Reliability:1 (low) to 5 (high)	Source references
Initiation of faulting	58 – 63 ka	Based on throw from Zygouri et al. (2008) and footwall uplift rate from Palyvos et al. (2007): 3	Meyer N, October 2011 (SISCOR)
Vertical slip-rate	No available data		
Footwall uplift rate	1.58-1.72 mm/yr : U-series dating and estimated elevation	Correlation with eustatic sea-level curve: 4	3HAZ deliverable 30, Palyvos et al. (2007)
Hangingwall subsidence rate	No available data		
Slip rate	5.89 mm/yr: minimal value. Costal uplift rate on Pleistocene avg.	Minimal value for long term: 2	3HAZ deliverable 33, Palyvos et al. (2007)
	4.33-5.54 mm/yr: minimal value. Costal uplift rate on Holocene avg.	Minimal value for medium term: 3	3HAZ deliverable 33, Palyvos et al. (2007)

Interpretative Seismological data:

Range of potential max. magnitude	Mw= 5.3 for Fassouleika alone: Wells and Coppersmith law	Boiselet A, October 2011 (SISCOR)
Periodicity	No available data	

6. Selianitika segment

Fault geometry: Rapport 3HAZ 33, Palyvos et al. 2007

Strike	N100°-N130°: Selianitika surface fault trace
Dip	60°N: surface fault dip
Length	2800 m: Zyouri et al. (2008), Pavlides et al. (1998 ; unpublished)
Fault scarp	~50 m: Zyouri et al. (2008), Pavlides et al. (1998 ; unpublished)

Interpretative geological data:

	Data	Reliability:1 (low) to 5 (high)	Source references
Initiation of faulting	45 – 43 ka	Based on throw from Zyouri et al. (2008) and footwall uplift rate from Palyvos et al. (2007): 3	Meyer N, October 2011 (SISCOR)
Vertical slip-rate	No available data		
Footwall uplift rate	1.71-1.85 mm/yr : average uplift rates in the range (240 kyr)	Good correlation with eustatic sea-level curve: 4	3HAZ deliverable 30, Palyvos et al. (2007)
Hangingwall subsidence rate	No available data		
Slip rate	2.2-3.19 mm/yr : trench study	Only one data, trench on the fault extremity: 3	3HAZ deliverable 33, Palyvos et al. (2007)
	5.2-5.65mm/yr	Based on footwall uplift rate with 55° dip and ratio uplift/subsidence = 1:1.5	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group

Interpretative Seismological data:

Range of potential max. magnitude	Mw= 5.45 for Fassouleika alone: Wells and Coppersmith law	Boiselet A, October 2011 (SISCOR group)
Periodicity	No available data	

7. Fassouleika segment

Fault geometry: Rapport 3HAZ 33, Palyvos et al. 2007

Strike	N100°-N110°: Fassouleika surface fault trace
Dip	60°N: surface fault dip
Length	2600 m: Zyouri et al. (2008), Pavlides et al. (1998 ; unpublished)
Fault scarp	~20 m: Zyouri et al. (2008), Pavlides et al. (1998 ; unpublished)

Interpretative geological data:

	Data	Reliability:1 (low) to 5 (high)	Source references
Initiation of faulting	3000-4000 years: based on radiocarbon dating on the AK section	Trench analysis on the fault extremity: 3	Pantosti et al. (2004)
Vertical slip-rate	1.9-2.76 mm/yr: determination with 10 m of vertical throw observed on topography and 3000-4000 years of activity by radiocarbon dating	Trench analysis on the fault extremity: 3	Palyvos et al. (2005)
Footwall uplift rate	No available data		
Hangingwall subsidence rate	No available data		
Slip rate	2.2-3.19 mm/yr: trench AK analysis, data derived by vertical slip rate and 60° dip	Trench analysis on the fault extremity: 3	Palyvos et al. (2005)

Interpretative Seismological data:

Range of potential max. magnitude	Mw= 5.4 for Fassouleika alone: Scale law Wells and Coppersmith	Boiselet A, October 2011 (SISCOR)
Periodicity	No available data	

Bibliography:

Bernard, P., Lyon - Caen, H., Briole, P., Deschamps, A., Boudin, F., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Lemeille, F., Patau, G., Billiris, H., Paradissis, D., Papazissi, K., Castarède, H., Charade, O., Necessian, A., Avallone, A., Pacchiani, F., Zahradnik, J., Sacks, S. and Linde, A. (2006) Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *Tectonophysics*, 426, 7 - 30.

Godano, M., Deschamps, A., Lambotte, S., Lyon-Caen, H., and Bernard, P., Focal mechanisms of multiplets earthquakes in the western part of the Corinth rift (Greece). (submitted)

Godano, M., Lambotte, S., Deschamps, A., Lyon-Caen, H., and Bernard, P., (2011). Analysis of the earthquakes swarms during the 2001-2009 period in the western part of the Corinth rift (Greece), *Geophysical Research Abstracts*, EGU General Assembly, 13, EGU2011-7624.

Lambotte, S. Lyon-Caen, H., Bernard, P., Deschamps, A., Microseismic activity and multiplets in the western part of the Corinth Rift (Greece). ESC 2010.

Pantosti D , De Martini P.M., Koukouvelas I, Stamatopoulos L, Palyvos N, Pucci S, Lemeille F, Pavlides S. Paleoseismological investigations of the Aigion Fault (Gulf of Corinth, Greece). *C.R. Geosciences* 336, 335-342, 2004.

- Palyvos N, Pantosti D, DeMartini P, Lemeille F, Sorel D, Pavlopoulos K. The Aigion–Neos Erineos coastal normal fault system (western Corinth Gulf Rift, Greece): Geomorphological signature, recent earthquake history, and evolution. *Journal of Geophysical Research* (2005) vol. 110 (B9) pp. B09302
- Palyvos N, Pantosti D. 2007. Maps of active faults, landslides and marine terraces. 3HAZ CORINTH. Earthquakes, Tsunamis and Landslides in the Corinth Rift. Deliverable 30.
- Palyvos, N., Lykousis, V., DeMartini, P.M., Lemeille F. 2007. Estimates of fault slip rates. 3HAZ CORINTH. Earthquakes, Tsunamis and Landslides in the Corinth Rift. Deliverable 33.
- Pavlidis, S., Koukouvelas, I., Doutsos, T., 1998. Study of active faults along the lining of the new railway, part of Kiato-Xylokastro, Neotectonic Seismotectonic Report (unpublished report).
- Zygouri V., Verroios S., Kokkalas S., Xypolias P., Koukouvelas I.K. Scaling properties within the Gulf of Corinth, Greece; comparison between offshore and onshore active faults. *Tectonophysics*, 453, 193-210, 2008

The Aigion fault

Information: data and parameters used in this thesis are shown in *green*, agreed with SISCOR group members.

1. General information.

Fault type: north dipping normal fault, both onshore and offshore.

Coordinates: 38.2597°N-22.0468°E / 38.2543°N-22.1455°E



Figure 1: Geological map of the western rift of Corinth with surface fault trace (red), cities (green), cape (blue). (Modified after Ford et al. (2007)).

2. Data

	Data	Source references
Fault scarp	~80m	Apsotolidis et al. (2006) Lemeille et al. (2004) Cornet et al. (2004)
Boreholes (fig3, 4)	AIG10 (borehole depth: 1001 m): 480m north to the Aigion fault scarp (hangingwall)	Lemeille et al. (2004) Cornet et al. (2004)
	B1: (borehole depth: 20 m): Close to the Aigion fault scarp. (footwall)	Apostolidis et al.(2006)
	B2: (borehole depth: 25.5 m): Close to the Aigion fault scarp. (hangingwall)	Apostolidis et al.(2006)
	CORSSA (borehole depth: 206 m): 260m north to the Aigion fault scarp. (hangingwall)	Lemeille et al. (2004)
	Giftissa (borehole depth: 20 m): Eastern part of the Fault at the Cape Giftissa. (hangingwall)	Lemeille et al.(2002)
Trenches	Site KF : Agios Kostantinos 3 events	Pantosti et al. (2003)
	Site AFC : West Aigion 3 events	Pantosti et al. (2003)
Seismic lines	Hangingwall offshore part of the Aigion fault	3HAZ report, deliverable 38 Sakellariou et al. (2007)

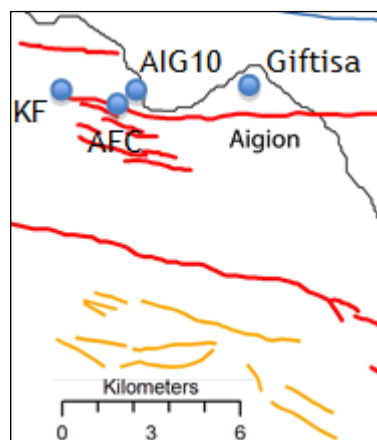


Figure 2: Geological map derived from Palyvos et al., 2008; 2010, Bell et al., 2009; Pantosti et al., 2004, De Martini et al., 2004 ; Doutsos et al., 1998. Red, yellow and blue faults represent respectively main active faults, secondary less active faults and offshore faults. Blue dots (KF, AFC, AIG 10 and Giftissa) are boreholes near the Aigion fault.

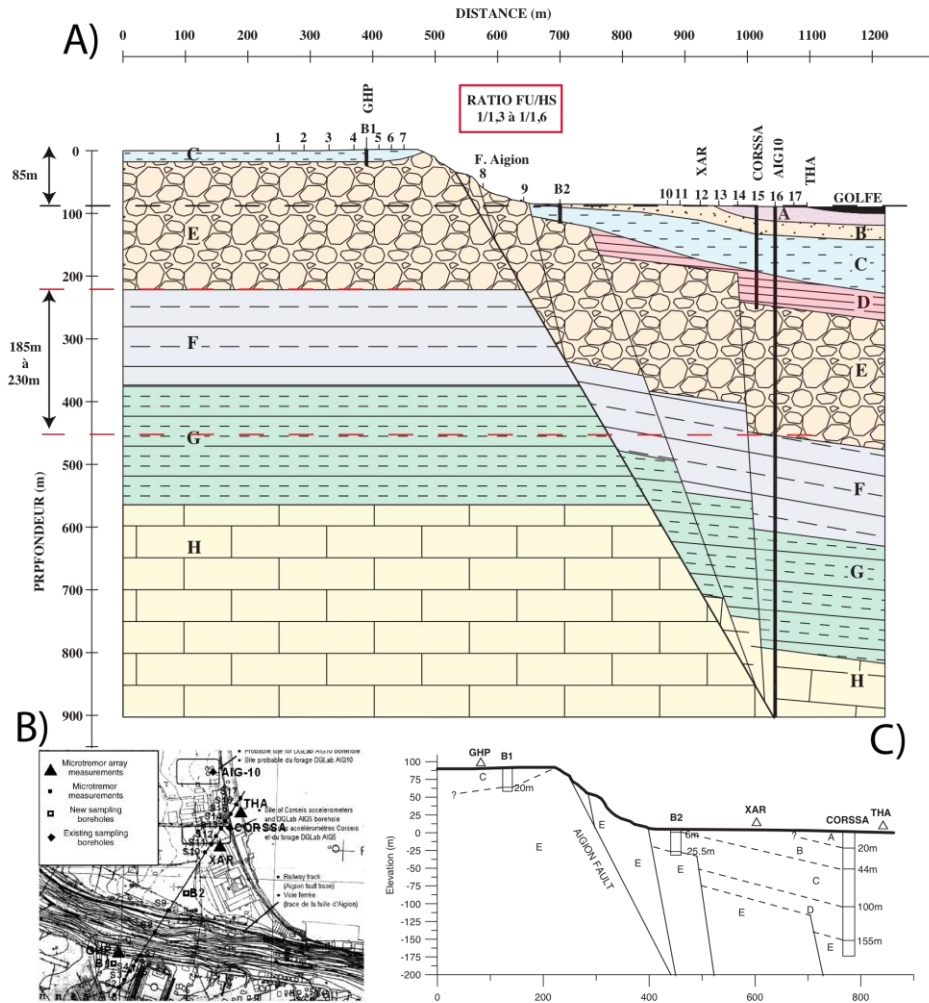


Figure 3: Generalized litho-log of the AIG-10 borehole (DGLab report) and localization of major boreholes near the Aigion fault (Apostolidis et al., 2006 modified). With this data, we defined a ratio uplift/subsidence = 1:1.5, used other faults.

Seismicity:

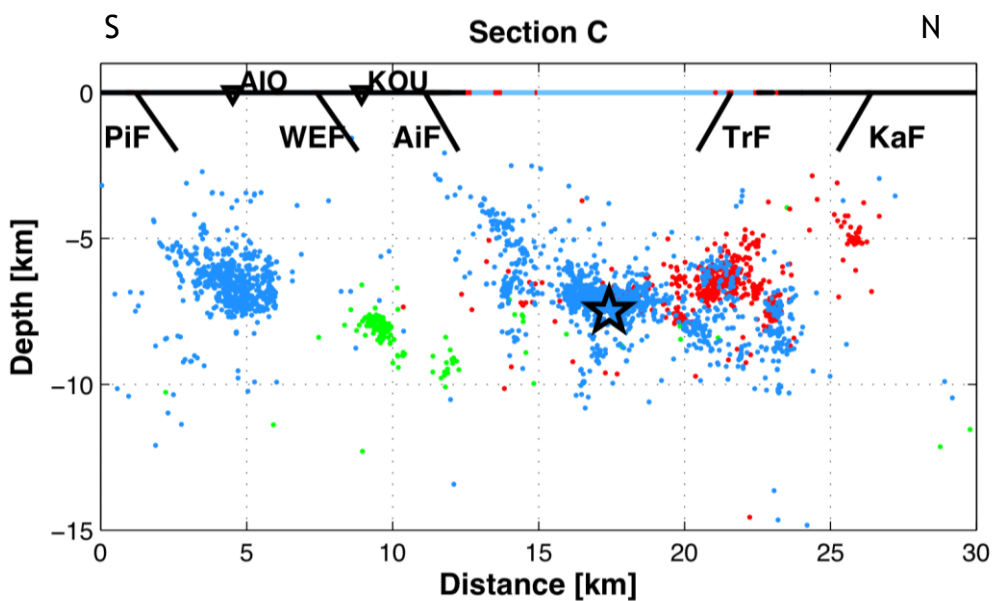


Figure 4: Cross-section S-N with relocated microseismicity (2000-2007) recorded by CRL network (Lambotte et al., 2013). The star corresponds to the largest aftershocks of 1995 earthquake ($M_l=5.2$; Lambotte et al., 2013). Blue dots = microseismicity between 2000 and 2007; green dots = 1991 crisis; red dots = 1995 aftershocks. PiF = Pirgaki Fault; WEF= West Helike Fault; AiF= Aigion Fault; TrF = Trizonia Fault; KaF= Kalitheia Fault.

Association hypothesis of earthquake of $M \geq 6$ with Aigion fault (figure 5): **3 strong hypotheses = 23 ($M_w=6.3$) / 1817 ($M_w=6.4$) / 1788 ($M_w=6.1$)** (e.g. Console et al., 2013; Bernard et al., 2006; Pantosti et al., 2004). The 1888 earthquake is associated with a paleoearthquake by Pantosti et al. (2004).

An other earthquake is associated with Aigion fault but with an update magnitude below 6 (Albini et al. 2013, SISCOR group) : **1748 ($M_w=5.9$)**.

On the other hand, the 1995 earthquake is more likely associated to the East Helike fault than Aigion fault (like suggested by some publications; e.g. Console et al., 2013).

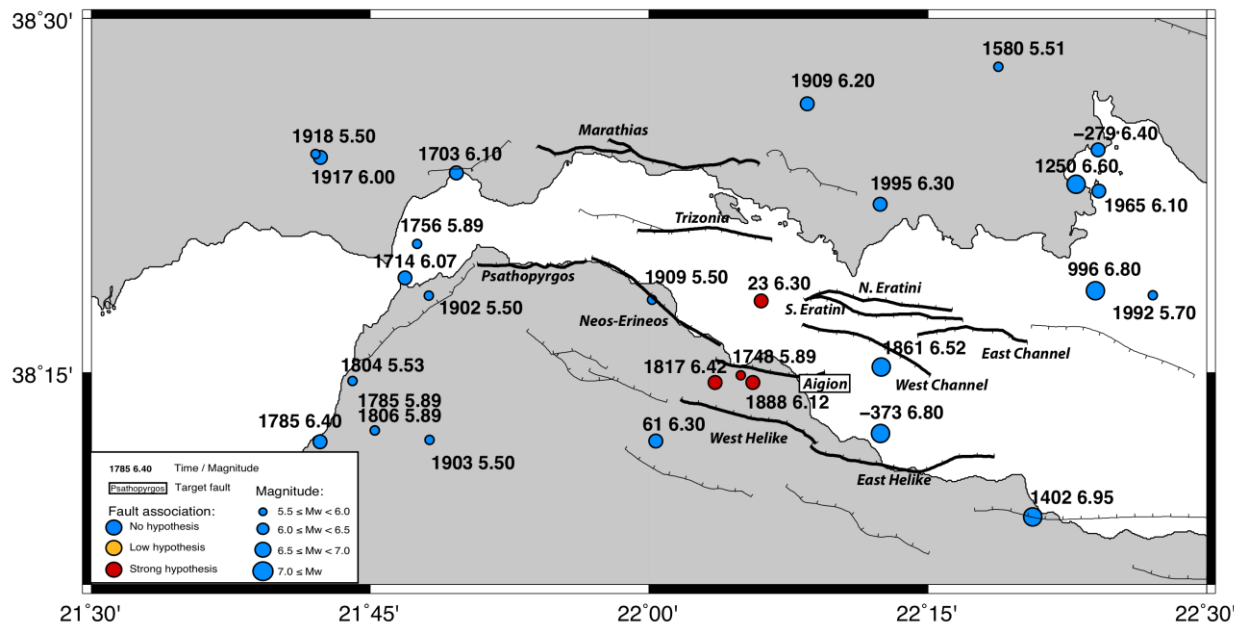


Figure 5: Seismicity map of $M \geq 5,5$ (depth <30 km) and hypothesis of association with Aigion fault.

Fault geometry:

	Data	Source references
Length	8.6 km	Meyer (SISCOR, 2012)
	10.5 km: 7.5 km onshore and 2 km offshore (Surface fault trace)	Bernard et al. (2006)
	10 km	Zygouri et al. (2008)
	12 km	Lemeille et al. (2002)
Strike	N90°-N100°	Aigion surface fault trace
Dip	Approximately 60° dip between ~4 km to ~6 km on the microseismicity (2D cross-section)	Lambotte et al. (2010)
	60° : AIG10 borehole intersects the fault at 760 m of depth	Cornet et al., (2004)

Paleoseismicity (Pantosti et al., 2004):

- **3 events on the last 8000 years.** The younger is dated to **670-870 AD or 1440-1640 AD**: Determined with trenches at site KF.

Individual throw: 0.6 – 1 m

- **3 events after 1160 AD.** The most recent is determined at 1888.

3. Interpretations

Geological interpretations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Fault width	8.1 km	7km rooting depth/60° dip Based on microseismicity (Lambotte et al. 2013)	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
Age of fault	25-70 ka: Displacement in AIG10 with 2-5 mm/an slip rate	The slip rate is derived from the Helike slip rate from De Martini et al. (2004): 1	Micarelli et al. (2003)
	50 - 60 ka: derived from vertical slip rate estimated with marine terraces and a vertical offset of 150 m	Probably the most reliable result if dating is precise: 4	Ford et al. (2007)
	75 ka: 240 m of vertical throw. Use of vertical slip rate of Lemeille et al. (2002)	Do not follow AIG10 litho-log: 3	Apostolidis et al. (2006)
	200-300 ka: Correlation between marine terraces altitude and Pleistocene sup. high marine levels	Use of Helike footwall terraces: 1	De Martini et al. (2004)
Hangingwall subsidence	No data	No data	No data
Footwall uplift	>1000 m	Based on geological interpretation (no details on method and data): 2	3HAZ report, deliverable 31 Sakellariou et al. (2007)
Vertical Displacement	180 – 200 m	Vertical displacement estimate with boreholes	Place et al. (2007) Ford et al. (2013)

Slip-rate estimations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Footwall uplift rate	1.05 - 1.2 mm/yr (last 200-300ka): Correlation between marine terraces altitude and Pleistocene sup. high marine levels	Quaternary rate of uplift from De Martini et al. (2004) is based on Helike footwall terraces: 1	De Martini et al. (2004)

	2.5 mm/yr: Observation on layers in borehole AIG10, 86m for 34 ka	Probably the most reliable result if dating is precise: 4	Lemeille et al. (2002)
Hangingwall subsidence rate	1.7 mm/yr: Correlation between marine level and datation, paleobathymetry with fauna studies on AIG10, 126m on 34 ka	Probably the most reliable result if dating is precise: 4	Lemeille et al. (2002)
	1.3-2.5 mm/yr		McNeil et al. (2007)
Vertical slip rate	3,1 – 4 mm/yr	Estimated by total vertical displacement and 50 – 60 kyr	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
Slip rate	1.6-2.3 mm/yr (max 6.3 mm/yr): minimal values defined on AFC with subsidence rate (transformation on slip rate by 1/3 ratio)	Holocene slip rate and used of footwall uplift/ hanginwall subsidence ratio (1-3) which have uncertainties: 3	Pantosti et al. (2003)
	2.7-4.3 mm/yr: same method than upper but on KF site	Holocene slip rate and used of footwall uplift/ hanginwall subsidence ratio (1-3) which have uncertainties: 3	Pantosti et al. (2004)
	2.5-4.5 mm/yr: combine quaternary uplift rate (1.2 mm/yr) + Holocene subsidence rate (1-2.5 mm/yr) and 60° dip	Quaternary rate of uplift from De Martini et al. (2004) is based on terraces that extend over 2.5 km on the East Helike footwall and 5 km into the footwall of the West Helike fault: 1	Mc Neill et al. (2007)
	3.5 – 4.6 mm/yr	Calculated with vertical displacement rate and 60° dip.	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
	3.5 mm/yr: vertical throw and age estimation on terrace dated at 35 – 38 kyr .	Calculation method is not explained: 3	Cornet et al. (2004)
	5 mm/yr: datation C ¹⁴ on shell fragments and observation on borehole AIG10	Calculation method is not explained: 3	Lemeille et al. (2002)
	4-7 mm/yr: dislocation method with Ward and Valensise code.		De Martini et al. (2004)

4. Probabilities results

	Data	Source references
Range of potential max. magnitude	5,57 – 6,48 define by scale law	Bernard et al., 2006
	5.8-6.4 Scaling laws (Wells and Coppersmith, 1990)	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Periodicity	Recurrence: 375 years [191-1032] Modeling with Gutenberg-Richter or Youngs & Coppersmith frequency-magnitude distribution.	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
	3 events between 1160 and 1888 (recurrence interval 360 years) : derived from AFC and KF trenches	Pantosti et al. (2004)
Max/min depth rupture	∅	∅

Occurrence probabilities of earthquake $M \geq 6$ for the next 30 years: 7% [1-19] / 5,9%/100km² [1-13,6] (median & 16^e – 84^e percentile)

Bibliography:

Key publication of the Aigion fault

Apostolidis P.I., Raptakis D.G., Pandi K.K., Manakou M.V., Ptilakis K.D. Definition of subsoil structure and preliminary ground response in Aigion city (Greece) using micro-tremor and earthquakes. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, vol. 26, 10, 922-940, 2006

Bernard, P., Lyon - Caen, H., Briole, P., Deschamps, A., Boudin, F., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Lemeille, F., Patau, G., Billiris, H., Paradissis, D., Papazissi, K., Castarède, H., Charade, O., Necessian, A., Avallone, A., Pacchiani, F., Zahradnik, J., Sacks, S. and Linde, A. (2006) Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *Tectonophysics*, 426, 7 - 30.

Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J-M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboux, F., Larroque, C., Rigo, G., Massonet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D., Papanastassiou, D., Chouliaras, G. & Stavrakakis, G. 1997. The $M_s=6.2$, June 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low-angle normal faulting in the Corinth rift. *Journal of Seismology* 1: 131 - 150.

Bourouis S, Cornet F. H. 2009. Microseismic activity and fluid fault interactions: some results from the Corinth Rift Laboratory (CRL), Greece. *Geophysical Journal International*. **Volume 178, Issue 1**, pages 561–580, July 2009

- Cornet F.H, Doan M.L., Moretti I., Borm G., Drilling through the active Aigion Fault: the AIG10 well observatory. *C.R. Geosciences* 336, 395-406, 2004.
- De Martini P.M., Pantosti D., Palyvos N, Lemeille F, McNeill L., Collier R., Slip rates of the Aigion and Heliki Faults from uplifted marine terraces, Corinth Gulf, Greece. *C.R. Geosciences* 336, 325-334, 2004
- Godano, M., Deschamps, A., Lambotte, S., Lyon-Caen, H., and Bernard, P., Focal mechanisms of multiplets earthquakes in the western part of the Corinth rift (Greece). (submitted)
- Godano, M., Lambotte, S., Deschamps, A., Lyon-Caen, H., and Bernard, P., (2011). Analysis of the earthquakes swarms during the 2001-2009 period in the western part of the Corinth rift (Greece), Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly, 13, EGU2011-7624.
- Lambotte, S. Lyon-Caen, H., Bernard, P., Deschamps, A., Microseismic activity and multiplets in the western part of the Corinth Rift (Greece). ESC 2010.
- Lemeille F., Sorel D., Bourdillon C., Guernet C., Manakou M., Berge-Thierry C., Quantification de la déformation associée à la faille active d'Aigion (golfe de Corinthe, Grèce) par l'étude des dépôts du Pléistocène supérieur et de la transgression marine holocène. *C.R. Geosciences* 334, 497-504, 2002.
- Lemeille F., Chatoupis F, Foumelis M, Rettenmaier D, Unkel I, Micarelli L, Moretti I, Bourdillon C, Guernet C, Müller C. Recent syn-rift deposits in the hangingwall of the Aigion Fault (Gulf of Corinth, Greece). *C. R. Geoscience* 336 (2004) 425-434.
- Lykousis, V. Sakellariou D, Moretti I., Kaberi H. Late Quaternary basin evolution of the Gulf of Corinth: Sequence stratigraphy, sedimentation, fault-slip and subsidence rates. *Tectonophysics* (2007), doi:[10.1016/j.tecto.2006.11.007](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.11.007).
- Micarelli, L., Moretti, I., Daniel, J.M., 2003. Structural properties of rift-related normal faults: the case study of the Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Geodynamics* 36, 275-303.
- Pantosti D , De Martini P.M., Koukouvelas I, Stamatopoulos L, Palyvos N, Pucci S, Lemeille F, Pavlides S. Paleoseismological investigations of the Aigion Fault (Gulf of Corinth, Greece). *C.R. Geosciences* 336, 335-342, 2004.
- Sakellariou, D., Lykousis,V., Alexandri, S., Rousakis, G., Nomikou, P., Georgiou, P., Ballas, D. Pampidis, P., Mantopoulos P. 2007. Stratigraphic sequence interpretation of the sedimentary infill. 3HAZ CORINTH. Earthquakes, Tsunamis and Landslides in the Corinth Rift. Deliverable 38.
- Sakellariou, D., Lykousis,V., Alexandri, S., Rousakis, G., Nomikou, P., Georgiou, P., Ballas, D. Pampidis, P., Mantopoulos P. 2007. Map of offshore resented fault scarp. 3HAZ CORINTH. Earthquakes, Tsunamis and Landslides in the Corinth Rift. Deliverable 31.

Other publication

- Console, R., Falcone, G., Karakostas, V., Murru, M., Papadimitriou, E. & Rhoades, D. 2013. Renewal models and coseismic stress transfer in the Corinth Gulf, Greece, fault system. *Journal of Geophysical Research* 118(7), 3655–3673.
- Mc Neill L., Cotterill J.C., Bull J.M, Henstock T.J., Bell R., Stefatos A. Geometry and slip rate of the Aigion fault, a young normal fault system in the Western Gulf of Corinth. *Geology*, v.35; no. 4; p. 355-358, 2007
- Palyvos, N., Pantosti, D., Stamatopoulos, L., De Martini, P.M., 2007, Reconnaissance geo-morphological observations at the Psathopyrgos and Rion-Patras fault systems (Achaia, NW Peloponnesus), *Bull. Geol. Soc. Gr.*, XXXVII.
- Rigo, A., Lyon-Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P. & Kassaras, I. 1996. A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophysical Journal International* 126(3), 663–688.
- Papazachos, B. and C. Papazachos. Seismicity of Greece. *Kluwer press, Athens, Greece*, 1980
- Zygouri V., Verroios S., Kokkalas S., Xypolias P., Koukouvelas I.K. Scaling properties within the Gulf of Corinth, Greece; comparison between offshore and onshore active faults. *Tectonophysics*, 453, 193-210, 2008

The West-Helike fault

Information: data and parameters used in this thesis are shown in green, agreed with SISCOR group members.

1. General information.

Fault type: North-dipping normal fault. It is onshore fault.

Coordinates: 38.2304°N 22.0285°E – 38.2070°N 22.1392°E

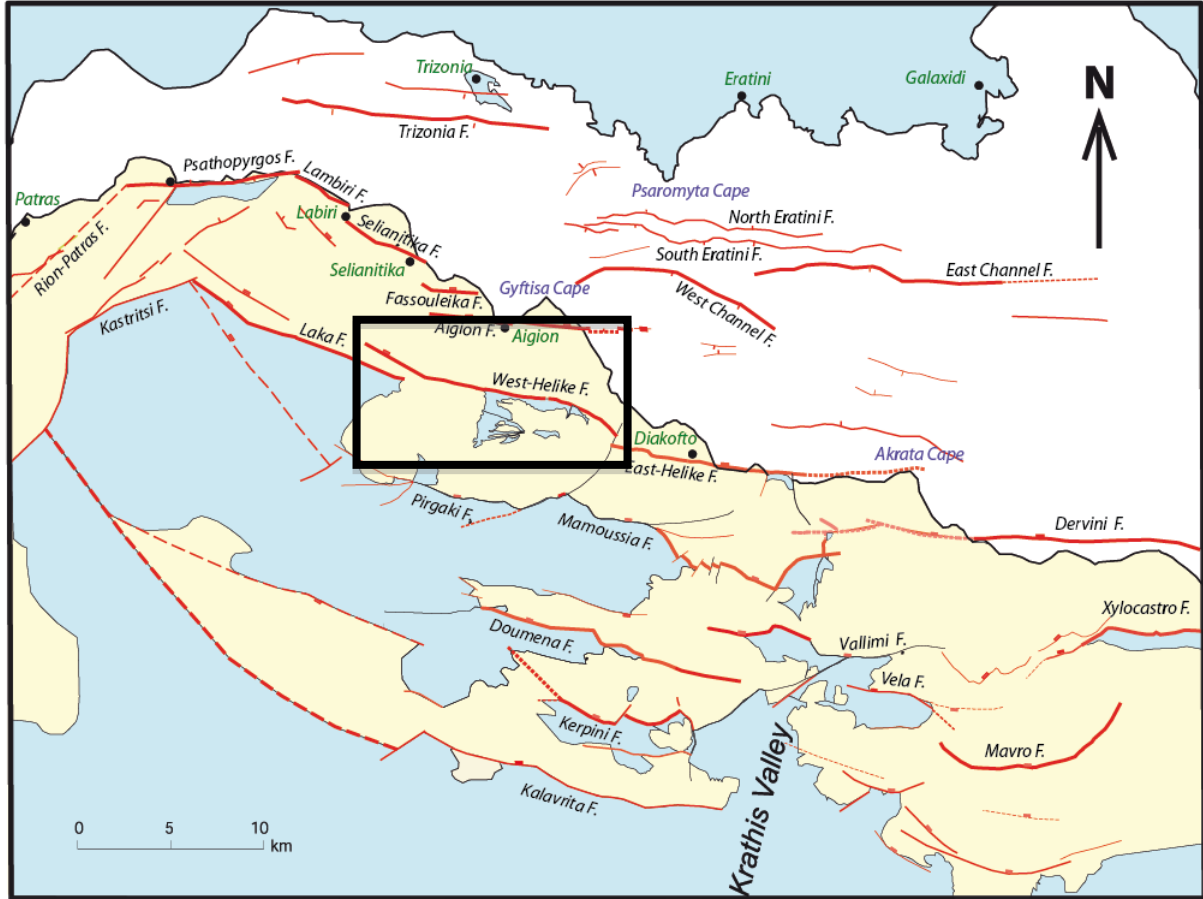


Figure 1: Geological map of the western rift of Corinth with surface fault trace (red), cities (green). (Modified after Ford et al. (2007))

2. Data

	Data	Source references
Fault scarp	~412-485 m	Backert (Phd Thesis)
Boreholes	No available data	No available data
Trenches	No available data	No available data
Seismic lines	No available data	No available data

Fault geometry:

	Data	Source references
Length	8,5 km	Zygouri et al. (2008)
	11,1 km	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
	12 km	De Martini et al. (2007)
	15-20 km	McNeill et al. (2007)
Strike	N90°-N100°	Ford et al. (2007)
Dip	50°N (<i>field observations</i>)	De Martini et al. (2004)
	55°N (<i>field observations</i>)	Ford (SISCOR)

Seismicity:

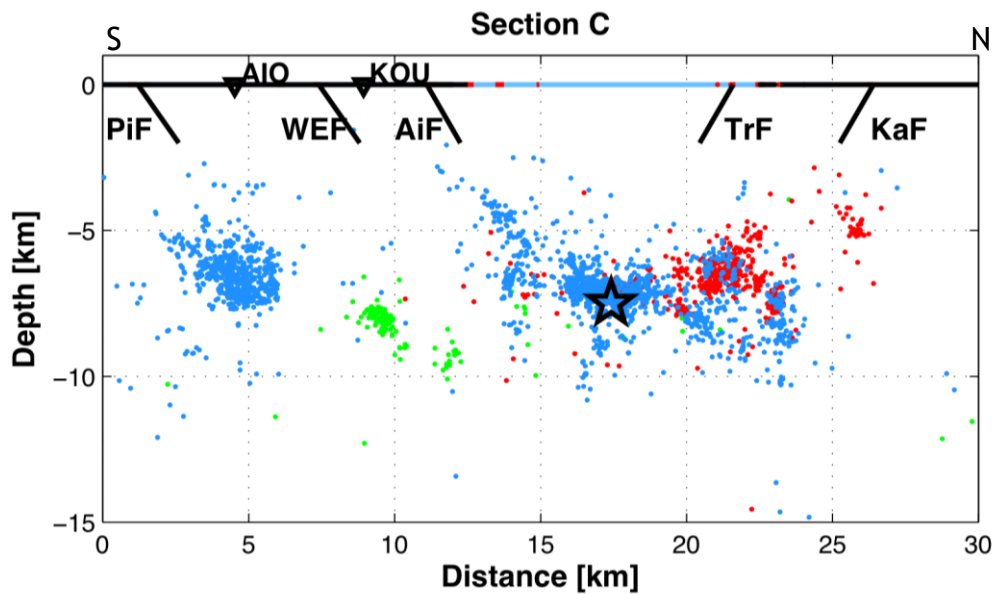


Figure 2: Cross-section S-N with relocated microseismicity (2000-2007) recorded by CRL network (Lambotte et al., 2013). The star corresponds to the largest aftershocks of 1995 earthquake ($M_l=5.2$; Lambotte et al., 2013). Blue dots = microseismicity between 2000 and 2007; green dots = 1991 crisis; red dots = 1995 aftershocks. PiF = Pargaki Fault ; WEF= West Helike Fault ; AiF= Aigion Fault; TrF = Trizonia Fault; KaF= Kalitheia Fault.

4 hypothesis of earthquake association with West helike fault but with low probabilities: **61 (Mw=6.3) / 1758 (Mw=5.9) / 1817 (Mw=6.4) / 1888 (Mw=6.2)**

The 1888 earthquake is associated to paleoearthquake observed by Pantosti et al. (2004) in Aigion fault.

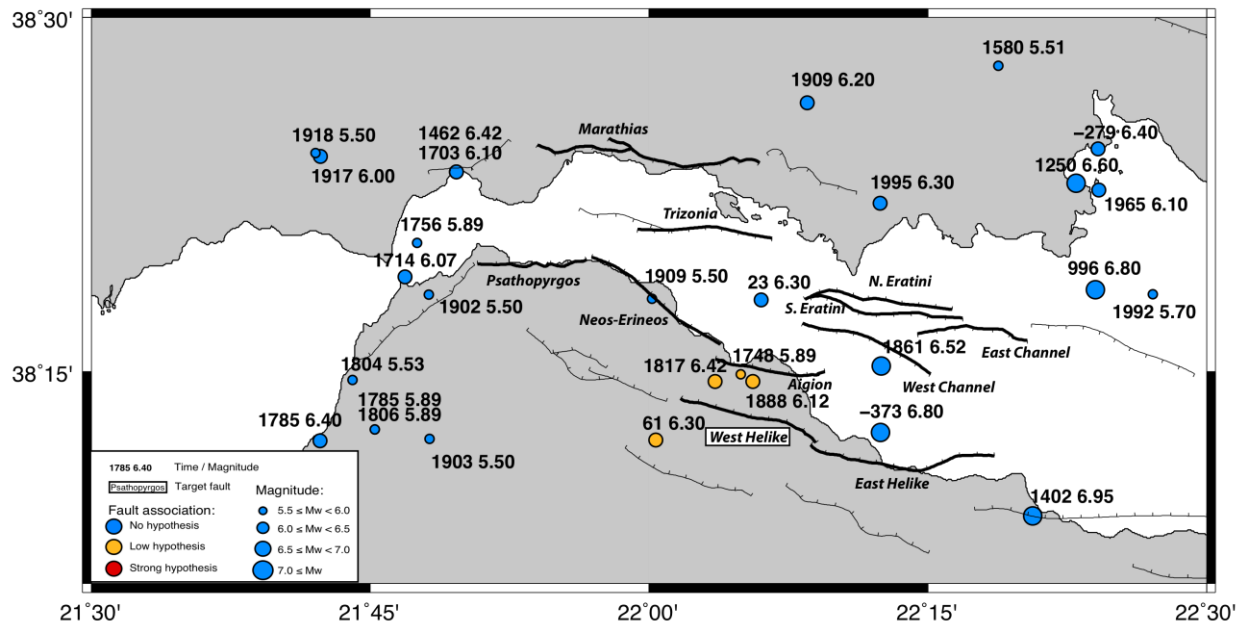


Figure 3: Seismicity map of $M \geq 5.5$ (depth <30 km) and hypothesis of association with West Helike fault.

3. Interpretations

Geological interpretations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Fault width	9.5 km 13 km 12 +/- 2 km 8.5 km 14.7 km	7km rooting depth/55° dip 12km rooting depth/55° dip	De Martini et al. (2004) Verrios et al. (2004) Bernard et al. (2006) Boiselet (Phd Thesis, 2014) Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Age of fault	0.7 – 1.1 Ma	Based on uplifted marines terraces (~1000 m) and footwall uplift to hangingwall subsidence ratio: 3	McNeill et al. (2004)
	0.6 ± 0.1 Ma	Based on biostratigraphic dating, age of Vouraikos delta uplifted with the initiation of the Helike fault: 3	Ford et al. (2007)
	0.8 Ma	Based on footwall uplift rates from McNeill et al. (2004) and the present-day plateau top (at around 800 m): 4	Backert et al. (2010)
Hangingwall subsidence	No data	No data	No data

Footwall uplift	No data	No data	No data
Vertical displacement	800 – 900 m	Based on geologic & sedimentologic studies of the Kerinitis Gilbert fan delta : 4	Backert et al. (2010)

Slip-rate estimations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Footwall uplift rate	1-1.25 mm/yr	Correlation between marine terraces and eustatic sea-level curve (200-300 kyr): 2	De Martini et al. (2004)
Slip rate	1.22 – 1.37 mm/yr	Based on Backert et al. (2010) data (800 kyr and 55° dip): 3	Boiselet (Phd Thesis 2014)
	9.6-10.5 mm/yr	Based on standard dislocation theory From Ward and Valensise and 50° dip (without regional uplift=0.2 mm/yr) : 1	De Martini et al. (2004)
	0.5-1.4 mm/yr	Based on estimation with Backert's data and SISCOR discussions : 3	Boiselet (Phd Thesis 2014)

4. Probabilities results

	Data	Source references
Range of potential magnitude	5.94 – 6.50 (Mw) Scaling laws (Wells and Coppersmith)	Bernard et al. (2006)
	6.0-6.8 Scaling laws (Wells and Coppersmith)	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Periodicity	Recurrence: 200-600 years between the two last events	McNeill et al. (2005)
	Recurrence: 270-1200 years, gap between historical earthquakes Recurrence: 941 years [612-2487] Modeling with Gutenberg-Richter or Youngs & Coppersmith frequency-magnitude distribution.	Koukouvelas et al. (2001) Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Max/min depth rupture	0.2 / 7.5 km	De Martini et al. (2004)

Occurrence probabilities of earthquake $M \geq 6$ for the next 30 years: 3% [1-5] / 1,7%/100km² [0,4-3,7]

Bibliography:

- Backert, N (2009), Interaction tectonique-sédimentation dans le rift de Corinthe, Grece. Architecture stratigraphique et sédimentologie du Gilbert delta de Kerinitis. Thèse. INPL, Nancy, France
- Bernard, P., Lyon - Caen, H., Briole, P., Deschamps, A., Boudin, F., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Lemeille, F., Patau, G., Billiris, H., Paradissis, D., Papazissi, K., Castarède, H., Charade, O., Nercessian, A., Avallone, A., Pacchiani, F., Zahradnik, J., Sacks, S. and Linde, A. (2006) Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinthe: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *Tectonophysics*, 426, 7 - 30.
- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J-M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboulex, F., Larroque, C., Rigo, G., Massonet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D., Papanastassiou, D., Chouliaras, G. & Stavrakakis, G. 1997. The Ms=6.2, June 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low-angle normal faulting in the Corinth rift. *Journal of Seismology* 1: 131 - 150.
- Bourouis S, Cornet F. H. 2009. Microseismic activity and fluid fault interactions: some results from the Corinth Rift Laboratory (CRL), Greece. *Geophysical Journal International*. **Volume 178, Issue 1**, pages 561–580, July 2009
- De Martini P.M., Pantosti D., Palyvos N, Lemeille F, McNeill L., Collier R., Slip rates of the Aigion and Heliki Faults from uplifted marine terraces, Corinth Gulf, Greece. *C.R. Geosciences* 336, 325-334, 2004
- Lykousis, V. Sakellariou D, Moretti I, Kaberi H. Late Quaternary basin evolution of the Gulf of Corinth: Sequence stratigraphy, sedimentation, fault–slip and subsidence rates. *Tectonophysics* (2007), doi:[10.1016/j.tecto.2006.11.007](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.11.007).
- Micarelli, L., Moretti, I., Daniel, J.M., 2003. Structural properties of rift-related normal faults: the case study of the Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Geodynamics* 36, 275–303.
- McNeill L., Cotterill J.C., Bull J.M, Henstock T.J., Bell R., Stefatos A. Geometry and slip rate of the Aigion fault, a young normal fault system in the Western Gulf of Corinth. *Geology*, v.35; no. 4; p. 355-358, 2007.
- McNeill, L.C., and Collier, R.E.LI., 2004, Footwall uplift rates of the Eastern Eliki fault, Gulf of Corinth, Greece, inferred from Holocene and Pleistocene terraces: *Geological Society [London] Journal*, v. 161, p. 81–92.
- Mitsakaki C Papazissi K., Sakellariou M., Marinou A., Tsinas A. Coulomb stress changes in the gulf of Corinth (Greece) for the 1992-1995 period. 3rd IAG/12th FIG Symposium, Baden, May 22-24, 2006
- Papazachos, B. and C. Papazachos. Seismicity of Greece. *Kluwer press, Athens, Greece*, 1980
- Pantosti D , De Martini P.M., Koukouvelas I, Stamatopoulos L, Palyvos N, Pucci S, Lemeille F, Pavlides S. Paleoseismological investigations of the Aigion Fault (Gulf of Corinth, Greece). *C.R. Geosciences* 336, 335-342, 2004.

Pavlidis S.B. Koukouvelas I.K. Kokkalas S. Stamatopoulos L. Keramydas D. Tsodoulos I. Late Holocene evolution of the East Eliki fault, Gulf of Corinth (Central Greece). *Quaternary International* 115–116 (2004) 139–154

Stewart, Holocene uplift and paleoseismicity on the Eliki Fault, Western Gulf of Corinth, Greece. *Annali di Geofisica*, vol. XXXIX, N. 3, 1996

Verrios S., Zygouri V., and Kokkalas S. Morphotectonic analysis in the Heliki fault zone (Gulf of Corinth, Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, vol XXXVI, 2004.

Zygouri V., Verroios S., Kokkalas S., Xypolias P., Koukouvelas I.K. Scaling properties within the Gulf of Corinth, Greece; comparison between offshore and onshore active faults. *Tectonophysics*, 453, 193-210, 2008

The East-Helike fault

Information: data and parameters used in this thesis are shown in green, agreed with SISCOR group members.

1. General information.

Fault type: North-dipping normal fault the East Helike fault is both onshore and offshore.

Coordinates: 38.1926°N 22.1427°E – 38°1773'N 22.3156°E



Figure 1: Geological map of the western rift of Corinth with surface fault trace (red), cities (green), cape (blue). (Modified after Ford et al. (2007))

2. Data

	Data	Source references
Fault scarp	~250-800 m	McNeill & Collier (2004)
Boreholes	No available data	No available data
Trenches	Eli1, 2, 3, 4, 5	Pavlidis et al. (2004, 2001) Koukouvelas et al. (2001)
Seismic lines	On the offshore fault part (3 seismic lines on which the fault is imaged, L24, L25, L29): Marine multichannel seismic survey and multibeam bathymetry data collected during the R/V Maurice Ewing geophysical survey between 2001 July 23 and August 1	Taylor et al. (2011)

Fault geometry:

	Data	Source references
Length	14.5 km	Meyer (2012) SISCOR group
	15-20 km	McNeill et al. (2007)
	16.6 km	De Martini et al. (2007)
	12 km	Zygouri et al. (2008)
Strike	N90°-100°	
Dip	50°N: (field observation)	De Martini et al. (2004)
	50°-60°N (field observation)	Ford (SISCOR group)
	35°N: Between 1.5 km of depth and 2.5 km of depth (R/V Maurice Ewing geophysical survey) (seismic interpretation)	Taylor et al. (2011)
	15°N: Between 2.5 km of depth and 3.5 km of depth (R/V Maurice Ewing geophysical survey) (seismic interpretation)	
	N60°	
	N60° up to 6km of depth N 5° up to 6,5 of depth N30° up to 10 km of depth	Boiselet et Meyer (2012) SISCOR group

Seismicity:

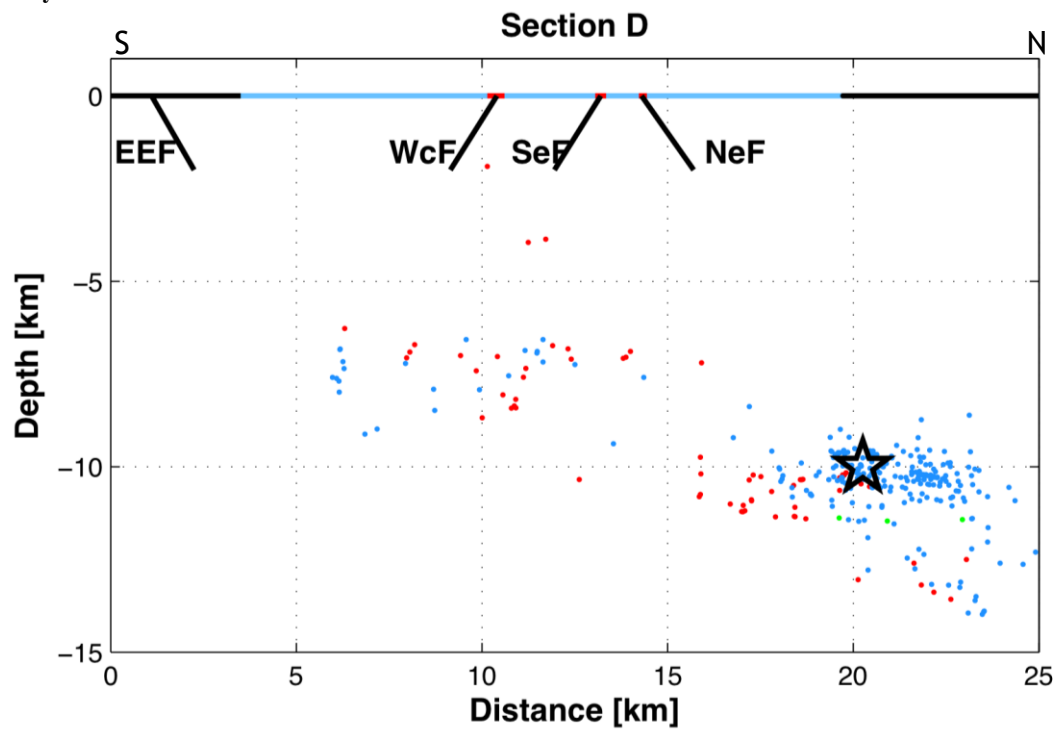


Figure 2: Cross-section S-N with relocated microseismicity (2000-2007) recorded by CRL network (Lambotte et al., 2013). The star corresponds to 1995 earthquake (Ml=6.2; Lambotte et al., 2013). Blue dots = microseismicity between 2000 and 2007; green dots = 1991 crisis; red dots = 1995 aftershocks. EEF= East Helike Fault ; WcF=West Channel Fault; SeF = South Eratini Fault; NeF= North Eratini Fault.

3 hypothesis of earthquake association with East Helike fault: -373 (Mw=6.8 ; Papazachos et Papazachou, 1997) / 1861 (Mw=6.5) / 1995 (Mw=6.3)

The 1861 earthquake is associated to paleoearthquake observed by Koukouvelas et al. (2005) in the East Helike Fault. The 1995 earthquake is generated by a north dipping blind fault (35° dip, Bernard et al. 2006; Lambotte et al., 2013) and associated to the East Helike fault with the connection hypothesis of the blind fault and this surface fault.

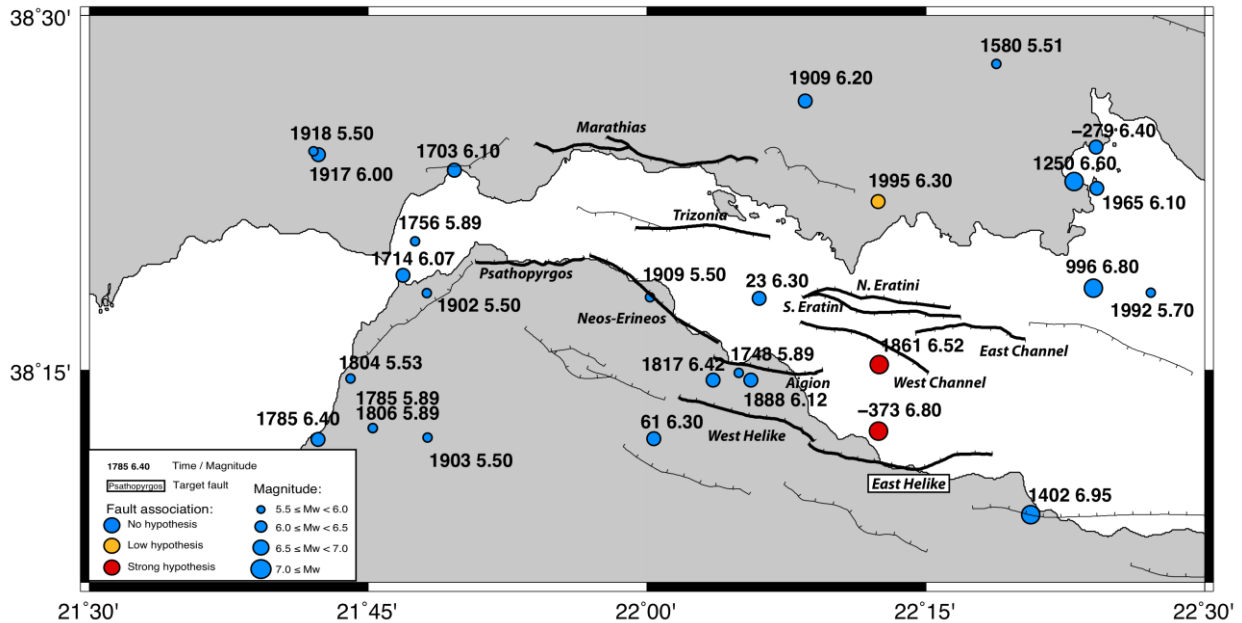


Figure 3: Seismicity map of $M \geq 5.5$ (depth <30 km) and hypothesis of association with East Helike fault.

3. Interpretations

Geometrical interpretations:

3 hypothesis of geometry based on geology, seismic profiles and microseismicity studies (Boiselet, Phd Thesis 2014):

- 60° dip, rooting at 6 km of depth.
- 60° dip, rooting at 12 km of depth.
- 60° dip up to 6 km, 5° dip up to 6,5 km and 35° up to 10 km of depth : connection with the blind fault responsible for 2010 (2 events, Mw=5.3).

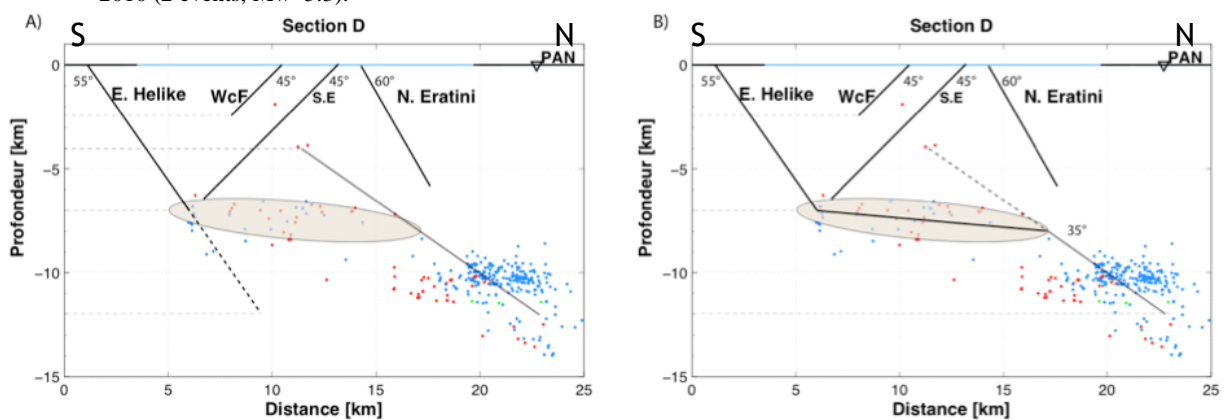


Figure 3: Cross-section S-N with relocated microseismicity (2000-2007) recorded by CRL network (Lambotte et al., 2013) with 3 hypothesis of geometry for the East Helike fault. Blue dots = microseismicity between 2000 and 2007; green dots = 1991 crisis; red dots = 1995 aftershocks.

Geological interpretations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Fault width	9.5 km		De Martini et al. (2004)
	9 km		Verrios et al. (2004)
	8.6 km	7km rooting depth/55° dip	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
	13.9 km	12km rooting depth/55° dip	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
	24.4 km	6km rooting depth/55° dip 6.5km rooting depth/5° dip 10km rooting depth/35° dip	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Age of fault	0.7-1.1 Ma	Based on uplifted marines terraces (throw: ~1000 m) and footwall uplift to hangingwall subsidence ratio: 2	McNeill et al. (2005)
	0.6 Ma (+- 0.1 Ma)	Based on biostratigraphic dating, Vouraikos delta was deposited within a period of 1.1 Ma and 0.6 –0.7 Ma, and was then uplifted with the initiation of the Helike fault. Based on footwall uplift rates from McNeill et al. (2004) and the present-day plateau top (at around 800 m), Ford et al. (2007) estimate an age of initiation for the fault between 800 ka and 530 ka: 4	Ford et al. (2007)
Hangingwall subsidence	No data	No data	No data
Footwall uplift	No data	No data	No data
Vertical Displacement	No data	No data	No data

Slip-rate estimations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Footwall uplift rate	~6 m: over 8 ka.	Radiocarbon dating of elevated coastal phenomena on the Helike footwall: 4	Stewart et al. (1996)
	1 - 1.5 mm/yr	Correlation between marine terraces and eustatic sea-level curve: 3	De Martini et al. (2004) McNeill et al. (2004)
Slip rate	2-2.5 mm/yr	Radiocarbon dating of elevated coastal phenomena on the Helike footwall over 5 ka: 4	Stewart et al. (1996)
	3-5 mm/yr	Radiocarbon dating of elevated coastal phenomena on the Helike footwall over 5 ka: 4	McNeill et al. (2004)
	7-9 mm/yr	Based on standard dislocation theory from Ward and Valensise : 1	De Martini et al. (2004)
	2 mm/yr	Displacement of paleoseisms: 3	Koukouvelas et al. (2005)
	3- 4 mm/yr		Boiselet (Phd Thesis, 2014)
	3.7 - 4.8 mm/yr		Boiselet (Phd Thesis, 2014)

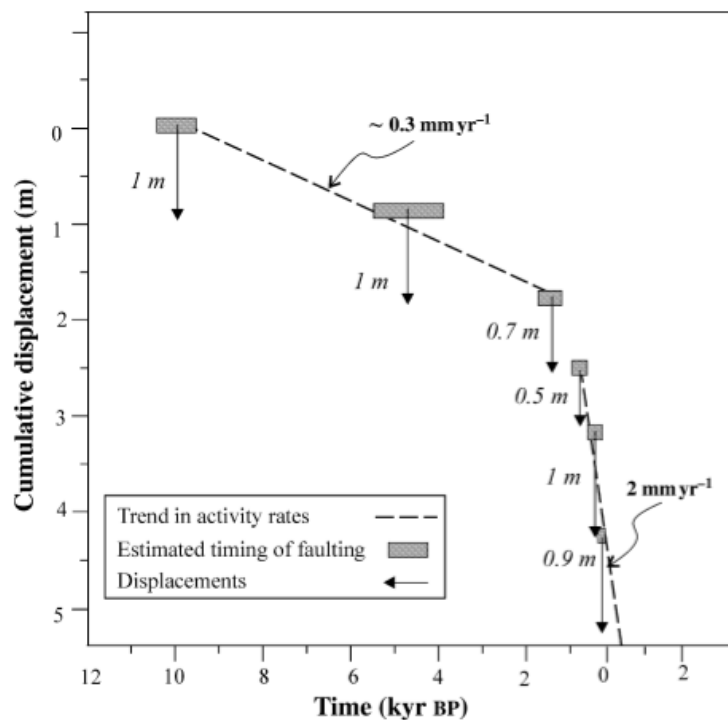


Figure 4: Summary of the displacement vs. time for the Helike fault (Koukouvelas et al., 2005). Data regarding the north fault cover the age range from 10250 to 1230 BP and are from trench T13. Data regarding the south fault correspond to the period from 900 BP to the present. Estimated time for faulting and displacements for the south fault as is published by Koukouvelas et al. (2001) and Pavlides et al. (2004).

4. Probabilities results

	Data	Source references
Range of potential magnitude	6.0-6.8 Scaling laws (Wells and Coppersmith, 1990)	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Periodicity	Recurrence: 344 years [174-637] Modeling with Gutenberg-Richter or Youngs & Coppersmith frequency-magnitude distribution.	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
	Recurrence: 200-600 years between the two last events	McNeill et al. (2005)
	Recurrence: 270-1200 years, gap between historical earthquakes	Koukouvelas et al. (2001)
Max/min depth rupture	0.2 / 7.5 km	De Martini et al. (2004)

Occurrence probabilities of earthquake $M \geq 6$ for the next 30 years: 3% [1-5] / 1,7%/100km² [0,4-3,7] (median & 16^e – 84^e percentil)

Bibliography:

Bernard, P., Lyon - Caen, H., Briole, P., Deschamps, A., Boudin, F., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Lemeille, F., Patau, G., Billiris, H., Paradissis, D., Papazissi, K., Castarède, H., Charade, O., Necessian, A., Avallone, A., Pacchiani, F., Zahradnik, J., Sacks, S. and Linde, A. (2006) Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinthe: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *Tectonophysics*, 426, 7 - 30.

Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J-M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboux, F., Larroque, C., Rigo, G., Massonet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D., Papanastassiou, D., Chouliaras, G. & Stavrakakis, G. 1997. The $M_s=6.2$, June 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low-angle normal faulting in the Corinth rift. *Journal of Seismology* 1: 131 - 150.

Bourouis S, Cornet F. H. 2009. Microseismic activity and fluid fault interactions: some results from the Corinth Rift Laboratory (CRL), Greece. *Geophysical Journal International*. **Volume 178, Issue 1**, pages 561–580, July 2009

De Martini P.M., Pantosti D., Palyvos N, Lemeille F, McNeill L., Collier R., Slip rates of the Aigion and Heliki Faults from uplifted marine terraces, Corinth Gulf, Greece. *C.R. Geosciences* 336, 325-334, 2004

Koukouvelas, I., Stamatopoulos, L., Katsonopoulou, D., Pavlides, S., 2001. A palaeoseismological and geoarchaeological investigation of Eliki fault, Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Structural Geology* 23, 531–543.

- Lykousis, V. Sakellariou D, Moretti I., Kaberi H. Late Quaternary basin evolution of the Gulf of Corinth: Sequence stratigraphy, sedimentation, fault–slip and subsidence rates. *Tectonophysics* (2007), doi:[10.1016/j.tecto.2006.11.007](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.11.007).
- Micarelli, L., Moretti, I., Daniel, J.M., 2003. Structural properties of rift-related normal faults: the case study of the Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Geodynamics* 36, 275–303.
- McNeill L., Cotterill J.C., Bull J.M, Henstock T.J., Bell R., Stefatos A. Geometry and slip rate of the Aigion fault, a young normal fault system in the Western Gulf of Corinth. *Geology*, v.35; no. 4; p. 355-358, 2007.
- McNeill, L.C., and Collier, R.E.L., 2004, Footwall uplift rates of the Eastern Eliki fault, Gulf of Corinth, Greece, inferred from Holocene and Pleistocene terraces: *Geological Society [London] Journal*, v. 161, p. 81–92.
- Mitsakaki C Papazissi K., Sakellariou M., Marinou A., Tsinas A. Coulomb stress changes in the gulf of Corinth (Greece) for the 1992-1995 period. 3rd IAG/12th FIG Symposium, Baden, May 22-24, 2006
- Papazachos, B. and C. Papazachos. Seismicity of Greece. *Kluwer press, Athens, Greece*, 1980
- Pavlidis S.B. Koukouvelas I.K. Kokkalas S. Stamatopoulos L. Keramydas D. Tsodoulos I. Late Holocene evolution of the East Eliki fault, Gulf of Corinth (Central Greece). *Quaternary International* 115–116 (2004) 139–154
- Pavlidis, S., Koukouvelas, I., Stamatopoulos, L., Agrafiotis, D., Alexandris, G.A., Zygouri, B., Sboras, S., 2001. Paleoseismological Investigation of the Eastern “Segment” of the Heliki fault, Gulf of Corinth, Greece. *Bull. Geol. Soc. Gr.* Vol. XXXIVII, pp. 199–205.
- Stewart, Holocene uplift and paleoseismicity on the Eliki Fault, Western Gulf of Corinth, Greece. *Annali di Geofisica*, vol. XXXIX, N. 3, 1996
- Verrios S., Zygouri V., and Kokkalas S. Morphotectonic analysis in the Heliki fault zone (Gulf of Corinth, Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, vol XXXVI, 2004.
- Zygouri V., Verrios S., Kokkalas S., Xypolias P., Koukouvelas I.K. Scaling properties within the Gulf of Corinth, Greece; comparison between offshore and onshore active faults. *Tectonophysics*, 453, 193-210, 2008

The South Eratini Fault

Information: data and parameters used in this thesis are shown in *green*, agreed with SISCOR group members.

1. General information.

Fault type: south dipping normal fault, offshore

Coordinates: Latitude: 38.2880° N Longitude: 22.2814° E
 Latitude: 38.3028° N Longitude: 22.1447° E

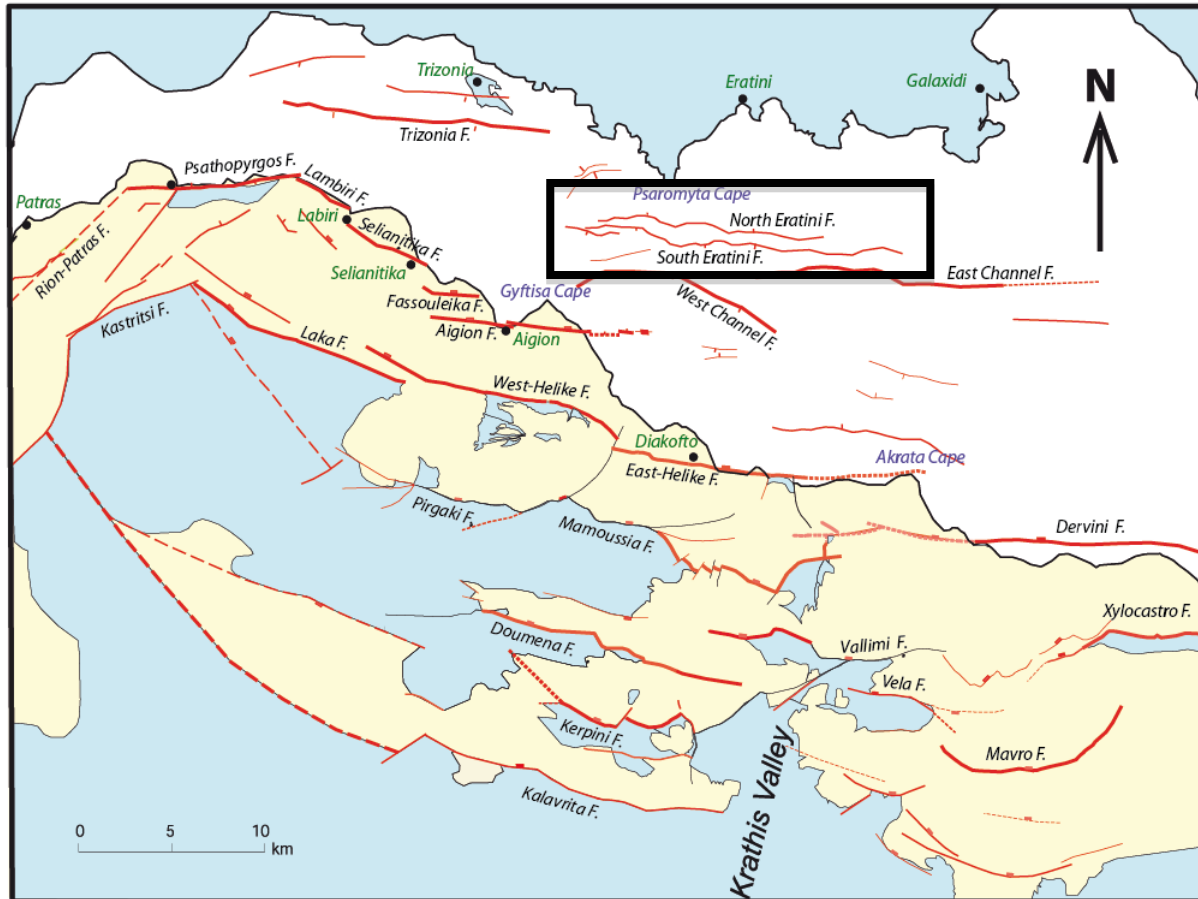


Figure 1: Geological map of the western rift of Corinth with surface fault trace (red), cities (green), cape (blue). (Modified after Ford et al. (2007)).

2. Data

	Data	Source references
Fault scarp	No available data	No available data
Boreholes	No available data	No available data
Trenches	No available data	No available data
Seismic lines	High-resolution multichannel seismic reflection profiles down to 2sec from the 2003 M.V. Vasilios survey.	Bell et al. (2008; 2009) See Figure 5
	Marine multichannel seismic survey and multibeam bathymetry data down to 4sec collected during the R/V Maurice Ewing geophysical survey between 2001 July 23 and August 1 (EW0108) (L26; L27; L28)	Taylor et al. (2011)

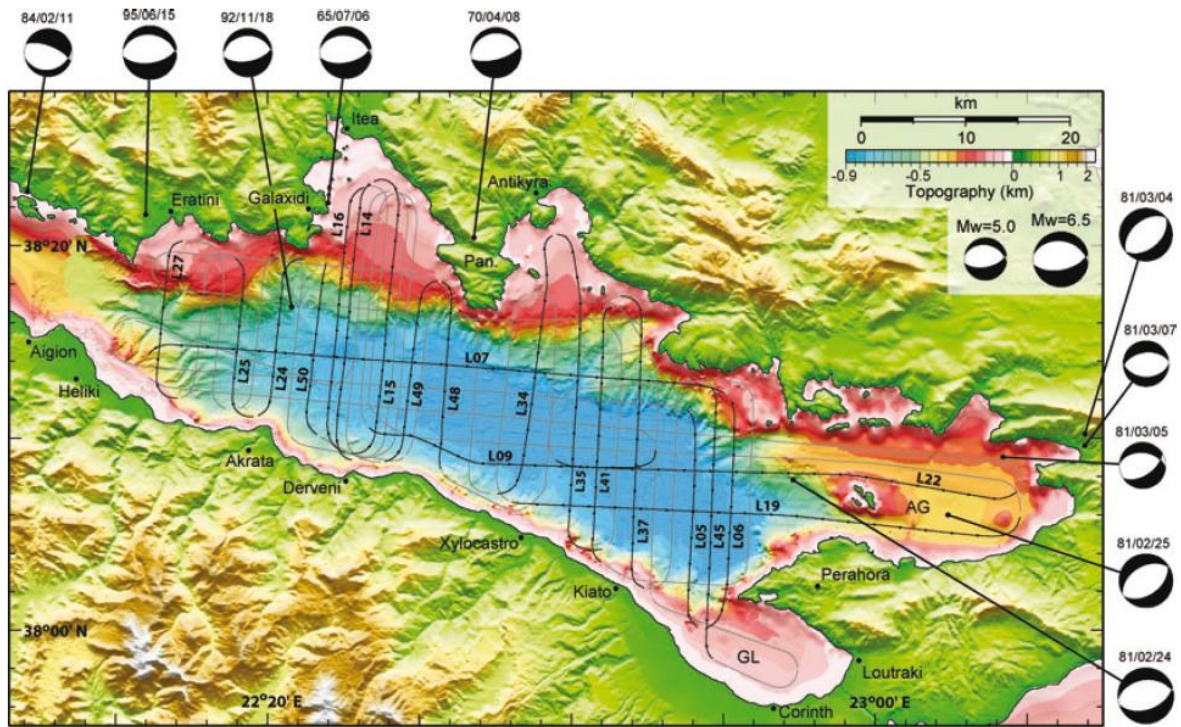


Figure 2 from Taylor et al., 2011: Multibeam bathymetric data collected in the Gulf of Corinth during EW0108 combined with bathymetry from the western Gulf from McNeil *et al.* (2005) and the digital elevation model of Greece. Track lines show the locations of the MCS data collected during EW0108.

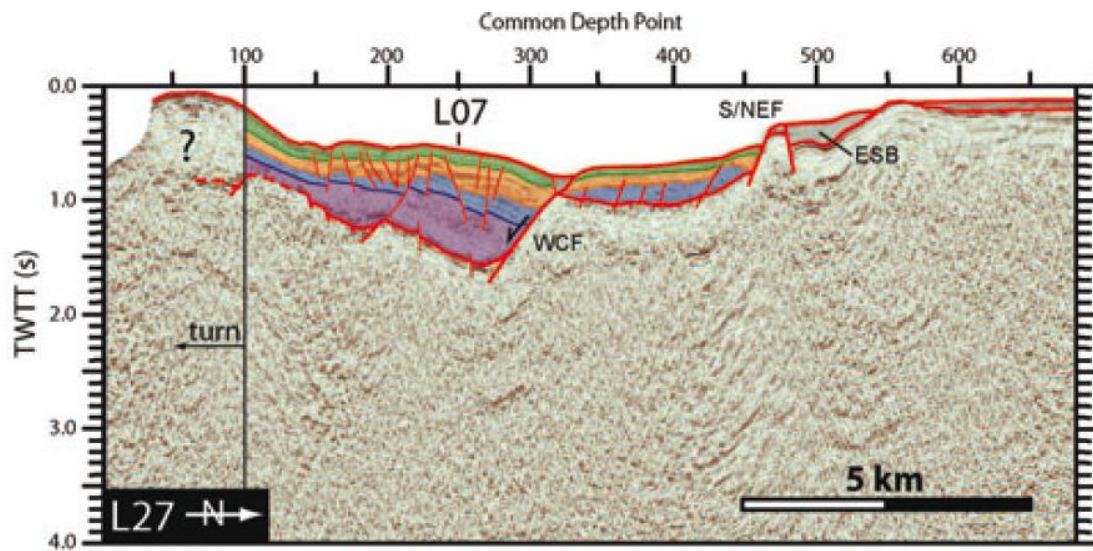


Figure 3: Interpreted EW0108 MCS. L27 profile. WCF, West Channel fault; S/NEF, S and N Eratini faults. (Taylor et al., 2011)

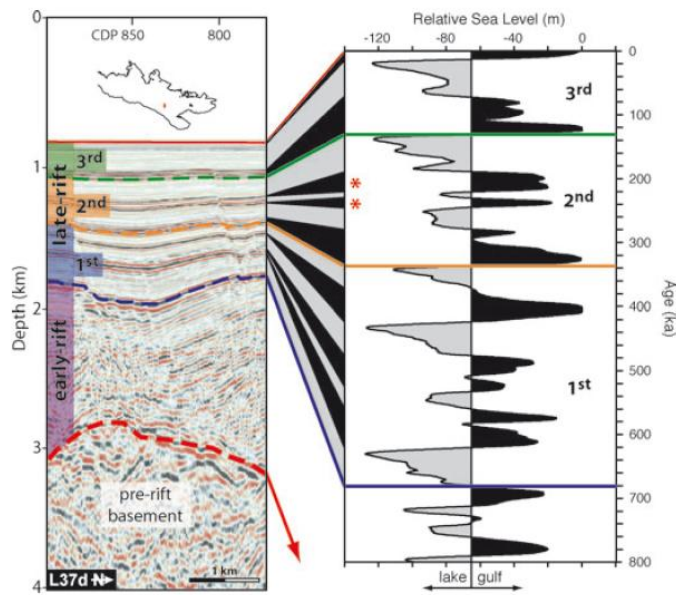


Figure 4 from Taylor et al. (2011): Seismic stratigraphy of a representative Gulf of Corinth depth section (L37) correlated with relative sea level for the past 800 ka from Bintanja & van de Wal (2008). The sedimentary section is divided into early versus late rift.

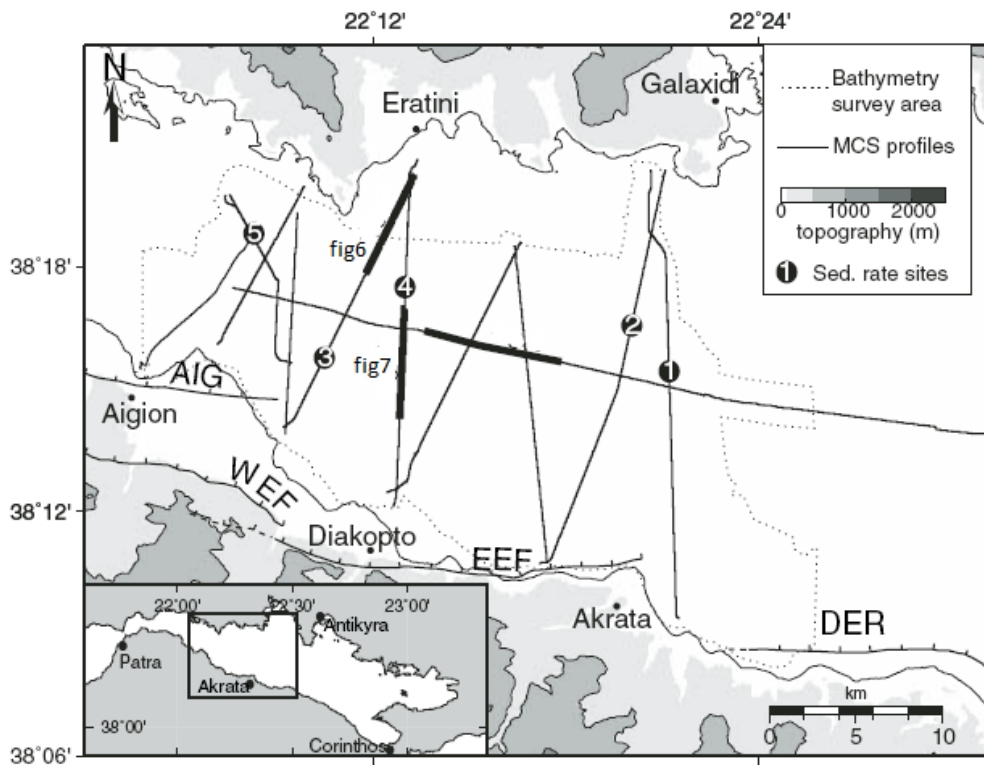


Figure 5 from Bell et al., 2008 seismic reflection profiles (solid lines) collected by the MV Vassilios in 2003 (McNeill et al., 2005b). Sedimentation-rate calculations at the labeled sites are given in Table 3. Aigion fault (AIG); West Eliki fault (WEF); East Eliki fault (EEF); Derveni fault (DER).

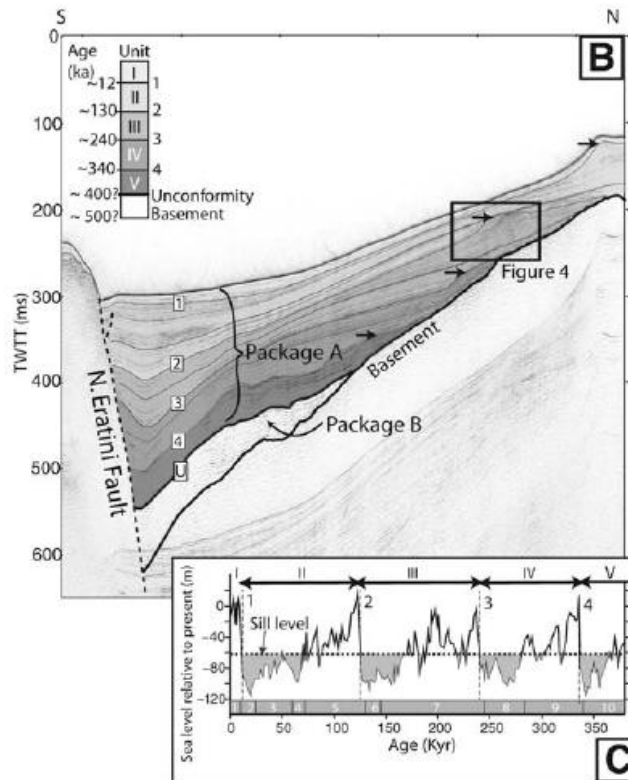


Figure 6 from Bell et al., 2008: MCS data from the 2003 M.V. Vasilius survey (Bell et al., 2008; 2009). Location on figure 5. Four clinoform packages (arrowed) are identified within the basin. Horizons can be correlated with the eustatic sea-level curve of Siddall et al., (2003) to estimate horizon age. After McNeill et al. 2005b.

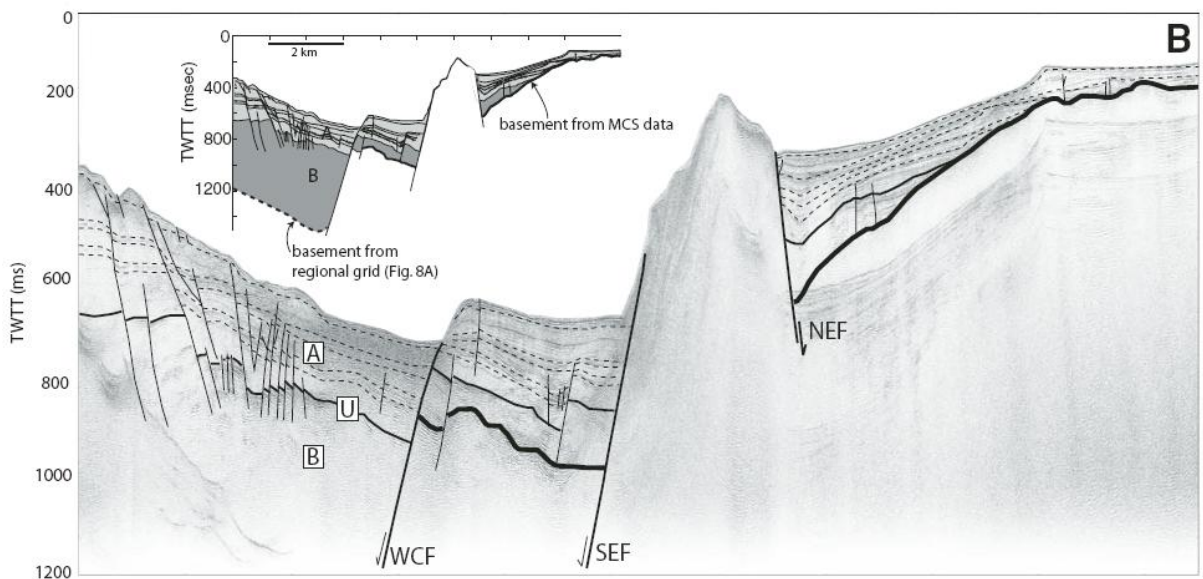


Figure 7 from Bell et al., 2008: MCS data from the 2003 M.V. Vasilius survey (Bell et al., 2008; 2009) showing horst structure between the SEF and the NEF. Location on figure 5.

Seismic profil:

The basin fill sediments include a thick, early-rift succession (Taylor et al., 2011; Package B; Bell et al., 2008), and a late-rift section (Taylor et al., 2011; Package A; Bell et al., 2008) separated by an angular unconformity (Bell et al., 2008). The early rift section is treated as one depositional unit because the lower part is poorly stratified and generally lacks distinct high-amplitude reflectors. In contrast, the younger section is composed of identifiable and cyclical sequences that span the western basin:

- High reflective units with high amplitude, continuous and parallel reflectors.

- Thick semi-transparent units with low amplitude, continuous and parallel reflectors.

In the absence of borehole data from the sediment section, seismic sequences have been correlated with glacio-eustatic cycles by various authors:

- Taylor et al. (2011) use the relative sea level curve for the past 800 ka from Bintanja & van de Wal (2008)
- Bell et al. (2008) use the relative sea level curve for the past 400 ka from Siddall et al. (2003)

Taylor et al. (2011) and Bell et al. (2008) adopt the alternating marine and lacustrine sedimentation model of Leeder *et al.* (1998, 2005) and Collier *et al.* (2000), that was developed for the Alkyonides subbasin:

- Glacial lacustrine periods are characterized by low-stand deltaic clinoforms and thick basin deposits. Higher sediment deposits are due to high run-off in the presence of steppe-like vegetation and wet winter conditions (Taylor et al., 2011).
- Interglacial gulf conditions are characterized by condensed sedimentary sections (thin, reflective, highstand deposits), associated with low sediment yields and arboreal forests (Taylor et al., 2011)

For example on the North Eratini fault, four lowstand clinoform are preserved (fig5 from Bell et al., 2008). Bell et al. (2008) interpret the clinoform units in this study as deltaic deposits formed when eustatic sea level dropped below the level of the Rion sill and the Gulf became an isolated lake (Perissoratis et al., 2000; Leeder et al., 2005; McNeill et al., 2005b; Lykousis et al., 2007). The slope breaks of each of the preserved youngest delta surfaces (labeled horizons 1-4 in Fig. 6) lay at average depths of ~95, 160, 210, and 260 m below sea level, at ca. 12, 130, 240, and 340 ka, respectively.

Note that Bell et al. (2008) interpret the age of the unconformity at ~0.4 Ma while Taylor et al. (2011) estimate the age of this unconformity at ~0.7 Ma. (fig4, 5)

Fault geometry:

	Data	Source references
Length	12 km	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
	At least 20km	Bell et al. (2008)
Strike	N180°	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Dip	45°N (down to ~650ms)	Meyer (SISCPR group) based on Taylor et al. (2011)

Seismicity:

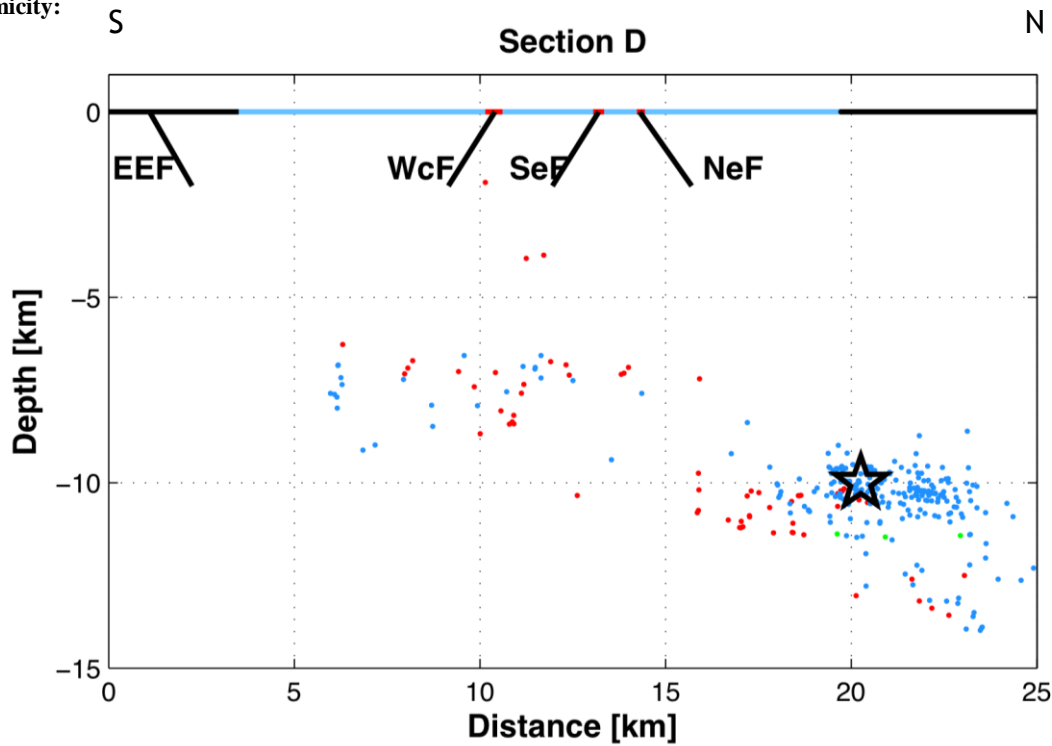


Figure 8: Cut S-N with relocated microseismicity (2000-2007) recorded by CRL network (Lambotte et al., 2013). The star corresponds to 1995 earthquake ($M_l=6.2$; Lambotte et al., 2013). Blue dots = microseismicity between 2000 and 2007; green dots = 1991 crisis; red dots = 1995 aftershocks. EEF= East Helike Fault ; WcF=West Channel Fault; SeF = South Eratini Fault; NeF= North Eratini Fault.

One hypothesis of earthquake association: **1861 ($M_w=6.5$)**. Earthquake commonly associated to East Helike fault.

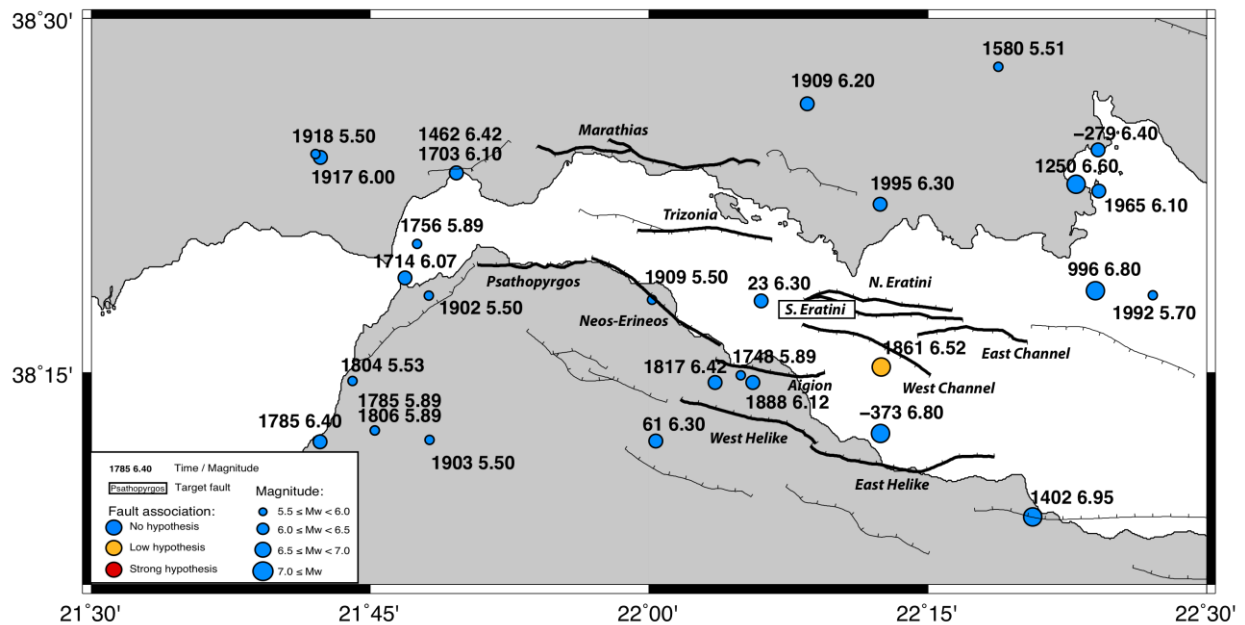


Figure 9: Seismicity map of $M \geq 5.5$ (depth < 30 km) and hypothesis of association with South Eratini fault.

3. Interpretations

Geological interpretations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Fault width	6.5 km	6km rooting depth/60° dip	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
Age of fault	1.4 Ma	Based on glacio-eustatic cycles and estimated sedimentation rate, Bell et al. (2008) extend unit A sedimentation rate interpretations to unit B which cannot be directly correlated with sea level curve: 3	Bell et al. (2008)
Hangingwall subsidence	No data	No data	No data
Footwall uplift	No data	No data	No data
Vertical Displacement	350 m	Based on Meyer estimation of Taylor's profiles (for 800 ka) with ratio uplift/subsidence =1:1.5 : 4	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
Horizontal Displacement	~350 m	Based on Meyer estimation of Taylor's profiles with ratio uplift/subsidence =1:1.5 : 3	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group

Slip-rate estimations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Extension rate	0.62 mm/yr	Displacement & geometry hypothesis for 800 kyr: 2	Boiselet & Meyer (2012) SISCOR group
Slip rate	0.62 – 1.1 mm/yr	Estimation with seismic profiles for 12 kyr and ratio uplift/subsidence = 1:1.5: 3	Boiselet & Meyer (2012) SISCOR group

4. Probabilities results

	Data	Source references
Range of potential magnitude	6.0-6.6 Scaling laws (Wells and Coppersmith, 1990)	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Seismological moment	∅	∅
Periodicity	Recurrence: 1037 years [274-2017] Modeling with Gutenberg-Richter or Youngs & Coppersmith frequency-magnitude distribution.	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Max/min depth rupture	∅	∅

Occurrence probabilities of earthquake $M \geq 6$ for the next 30 years: 3% [1-10] / 1.3%/100km² [0.3-3.8] (median & 16^e-84^e percentile)

Bibliography:

Bell R. E., McNeill L., C., Bull J. M., Henstock Timothy J. 2008. Evolution of the offshore western Gulf of Corinth. *Geological Society of America Bulletin* 2008;120;156-178.

Bell R. E., McNeill L., C., Bull J. M., Henstock Timothy J., Collier R. E. L., Leeder M. R. 2009. Fault architecture, basin structure and evolution of the Gulf of Corinth Rift, central Greece. *Basin Research* (2009) doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00401.x

Bintanja, R. & van de Wal, R.S.W., 2008. North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles, *Nature*, **454**, 869–872.

Flotte, N., Plangnes, V., Sorel, D. & Benedicto, A., 2001. Attempt to date Pleistocene normal faults of the Corinth-Patras Rift (Greece) by U/Th method, and tectonic implications, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3769–3772.

Flotte, N., Sorel, D., Mueller, C. & Tensi, J., 2005. Along strike changes in the structural evolution over a brittle detachment fault: example of the Pleistocene

Ford, M. Williams, E. A., Malatre, F. and Popescu, S.M. (2007) Stratigraphic architecture, sedimentology and structure of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece. in: *Sedimentary Processes, Environments and Basins. A tribute to Peter Friend* (Eds G. Nichols, E. Williams and C. Paola), Int. Assoc. Sedimento. Spec. Publ., 38, 49 - 90.

Ford, M., Le Carlier de Veslud, C., Lyon-Caen, H., Rohais, S., Moullard, M. & Williams, E.A., 2008. Normal fault systems of the Western Corinth Rift (Greece): 3D geometry, kinematics, and evolution, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, **89**, Fall Meet. Suppl., Abstract T43C-2056.

Godano, M., Deschamps, A., Lambotte, S., Lyon-Caen, H., and Bernard, P., Focal mechanisms of multiplets earthquakes in the western part of the Corinth rift (Greece). (submitted)

Godano, M., Lambotte, S., Deschamps, A., Lyon-Caen, H., and Bernard, P., (2011). Analysis of the earthquakes swarms during the 2001-2009 period in the western part of the Corinth rift (Greece), *Geophysical Research Abstracts*, EGU General Assembly, 13, EGU2011–7624

- Lambotte, S. Lyon-Caen, H., Bernard, P., Deschamps, A., Microseismic activity and multiplets in the western part of the Corinth Rift (Greece). ESC 2010.
- Jolivet L., Labrousse L., Agard P., Lacombe O., Bailly V., Lecomte E., Mouthereau F., Mehl C. 2010. Rifting and shallow-dipping detachments, clues from the Corinth Rift and the Aegean. *Tectonophysics*. Volume 483, Issues 3-4, 10 March 2010, Pages 287-304.
- McNeill L.C., Cotterill C.J., Henstock T.J., Bull J.M., Stefatos A., Collier R.E.L., Papatheodorou G., Ferentinos G., Hicks S.E. 2005. Active faulting within the offshore western Gulf of Corinth, Greece: Implications for models of continental rift deformation. *Geology*.
- Leeder M.R, Mack G.H, Brasier A.T, Parrish R.R, McIntosh W.C, Andrews J.E, Duermeijer C.E. 2008. Late-Pliocene timing of Corinth (Greece) rift-margin fault migration. *Earth and Planetary Science Letters*. Volume 274, Issues 1-2, 30 September 2008, Pages 132-141
- Ori, G.G., 1989. Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece, *Geology*, **17**, 918–921.
- Palyvos, N., Mancini, M., Sorel, D., Lemeille, F., Pantosti, D., Julia, R., Triantaphyllou, M. & Martini, P.-M.d., 2010. Geomorphological, stratigraphic and geochronological evidence of fast Pleistocene coastal uplift in the westernmost part of the Corinth Gulf Rift (Greece), *Geol. J.*, **45**, 78–104.
- Papanikolaou, D., Gouliotis, L. & Triantaphyllou, M., 2009. The Itea-Amfissa detachment: a pre-Corinth rift Miocene extensional structure in central Greece, in *Collision and Collapse at the Africa-Arabia-Eurasia Zone*, pp. 293–310, eds Hinsbergen, D.J.J.v., Edwards, M.A. & Govers, R., The Geological Society, London.
- Rohais S., Eschard R., Ford M., Guillocheau F., Moretti I. 2007. Stratigraphic architecture of the Plio-Pleistocene infill of the Corinth Rift: Implications for its structural evolution. *Tectonophysics*. Volume 440, Issues 1-4, 1 August 2007, Pages 5-28
- Sachpazi, M. *et al.*, 2007. Moho topography under central Greece and its compensation by Pn time-terms for accurate location of hypocenters: the example of the Gulf of Corinth 1995 Aigion earthquake, *Tectonophysics*, **440**, 53–65.
- Schwan, W., 1978. Structural tectonics of the Parnassus-Ghiona Mountains in the Central Hellenides, in *Alps-Apennines-Hellenides*, pp. 430–433, eds Closs, H., Roeder, D. & Schmidt, K., Schweizerbart, Stuttgart.
- Skourlis, K. & Doutsos, T., 2003. The Pindos Fold-and-thrust belt (Greece): inversion kinematics of a passive continental margin, *Int. J. Earth Sci.*, **92**, 891–903.
- Taylor B, Weiss J. R., Goodliffe A. M., Sachpazi M., Laigle M., Hirn A. 2011. The structures, stratigraphy and evolution of the Gulf of Corinth rift, Greece. *Geophys. J. Int.* (2011) doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05014.x
- Zelt, B.C., Taylor, B., Weiss, J.R., Goodliffe, A.M., Sachpazi, M. & Hirn, A., 2004. Streamer tomography velocity models for the Gulf of Corinth and Gulf of Itea, Greece, *Geophys. J. Int.*, **159**, 333–346.
- Zelt, B.C., Taylor, B., Sachpazi, M. & Hirn, A., 2005. Crustal velocity and Moho structure beneath the Gulf of Corinth, Greece, *Geophys. J. Int.*, **162**, 257–268.

The North Eratini Fault

Information: data and parameters used on this thesis are showed in **green**, agreed with SISCOR group members.

1. General information.

Fault type: north dipping fault conjugate normal faults, offshore

Coordinates: Latitude: 38.3010° N Longitude: 22.1397° E
 Latitude: 38.2939° N Longitude: 22.2717° E

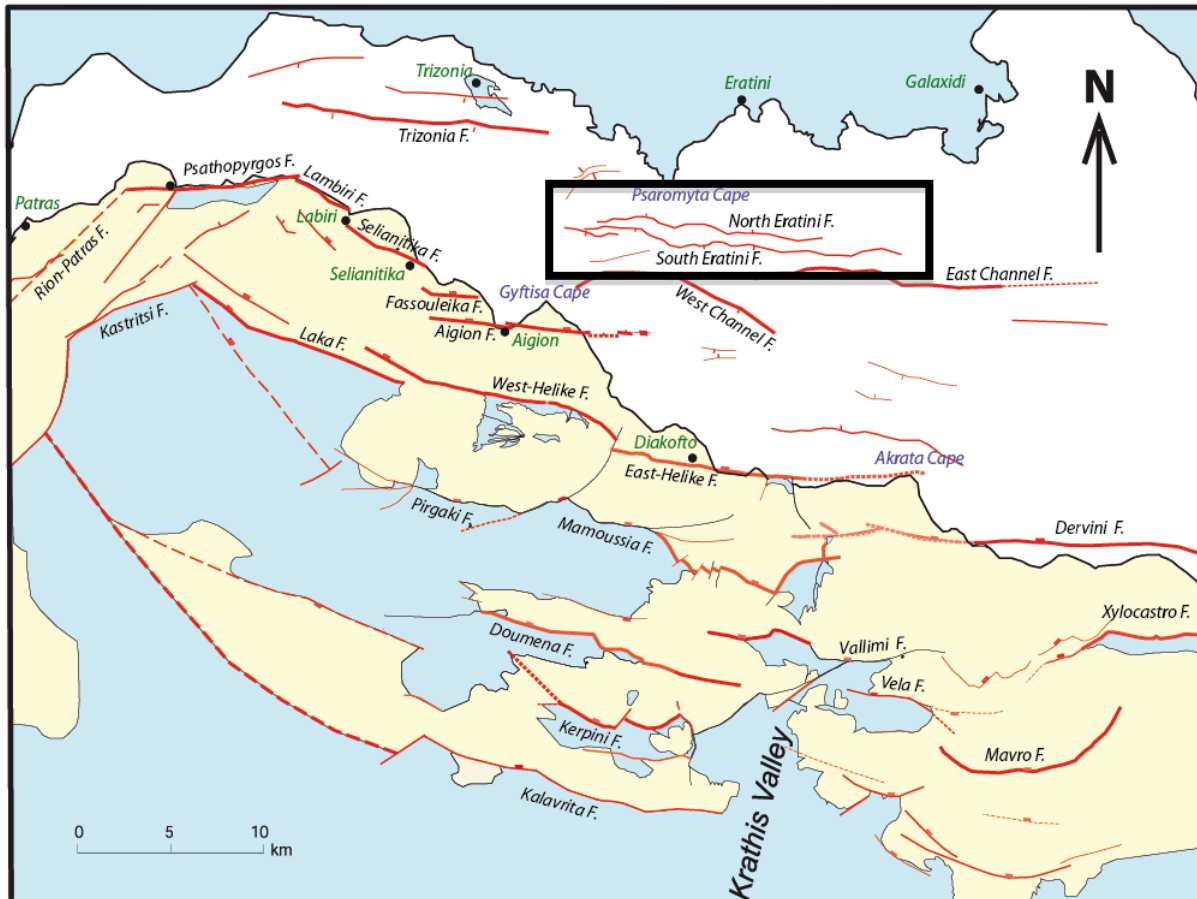


Figure 1: Geological map of the western rift of Corinth with surface fault trace (red), cities (green), cape (blue). (Modified after Ford et al. (2007)).

2. Data

	Data	Source references
Fault scarp	No available data	No available data
Boreholes	No available data	No available data
Trenches	No available data	No available data
Seismic lines	High-resolution multichannel seismic reflection profiles down to 2sec from the 2003 M.V. Vasilios survey.	Bell et al. (2008; 2009) See Figure 5
	Marine multichannel seismic survey and multibeam bathymetry data down to 4sec collected during the R/V Maurice Ewing geophysical survey between 2001 July 23 and August 1 (EW0108) (L26; L27; L28)	Taylor et al. (2011)

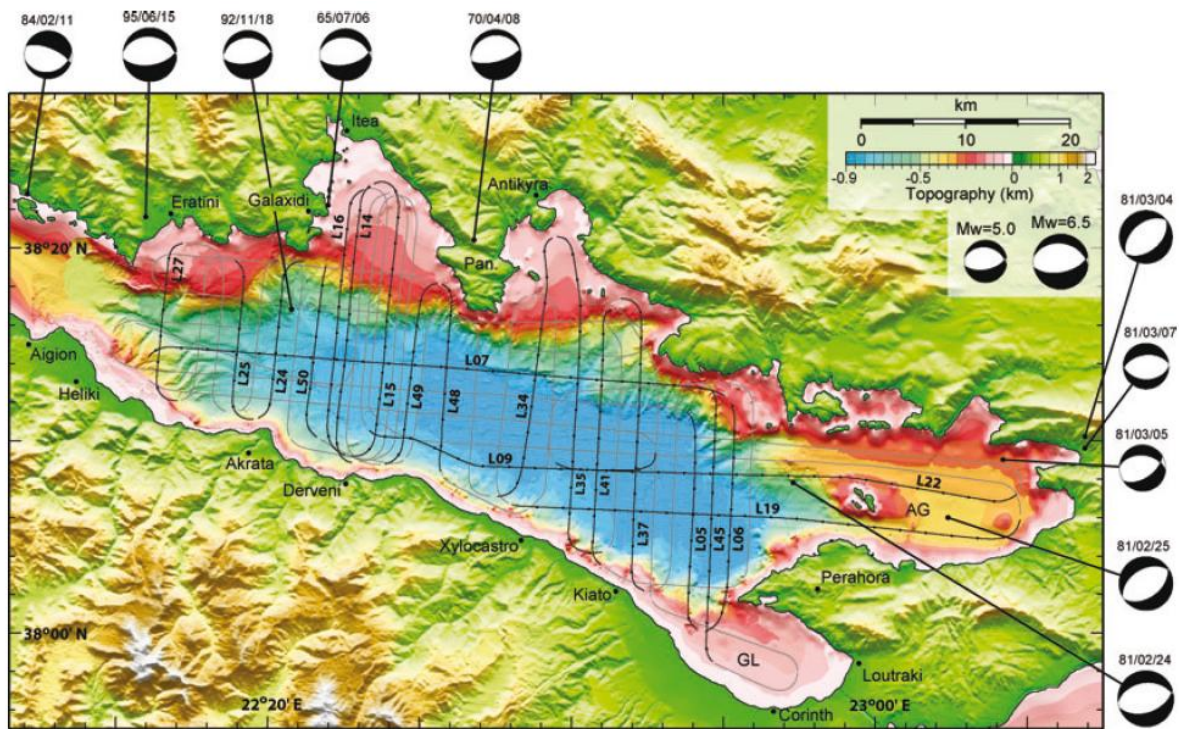


Figure 2 from Taylor et al., 2011: Multibeam bathymetric data collected in the Gulf of Corinth during EW0108 combined with bathymetry from the western Gulf from McNeil *et al.* (2005) and the digital elevation model of Greece. Track lines show the locations of the MCS data collected during EW0108.

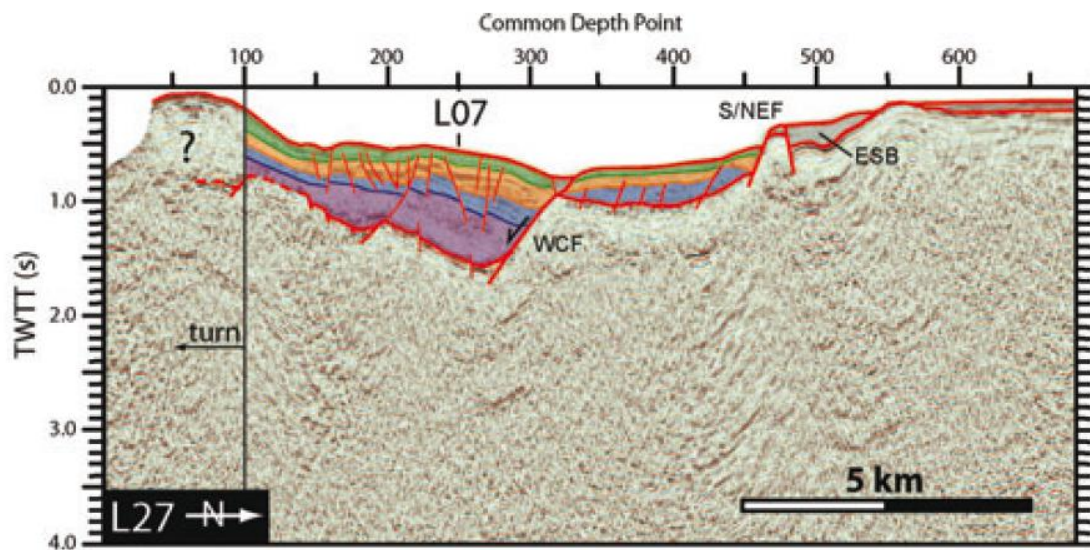


Figure 3: Interpreted EW0108 MCS. L27 profile. WCF, West Channel fault; S/NEF, S and N Eratini faults. (Taylor et al., 2011)

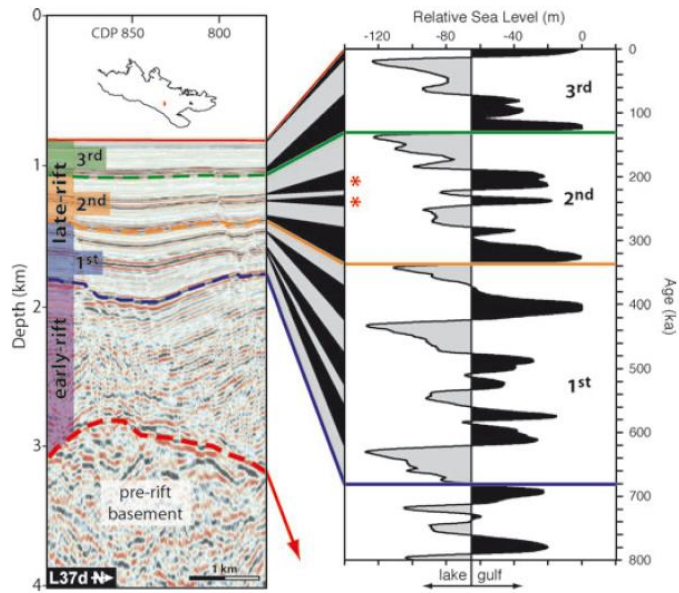


Figure 4 from Taylor et al. (2011): Seismic stratigraphy of a representative Gulf of Corinth depth section (L37) correlated with relative sea level for the past 800 ka from Bintanja & van de Wal (2008). The sedimentary section is divided into early versus late rift.

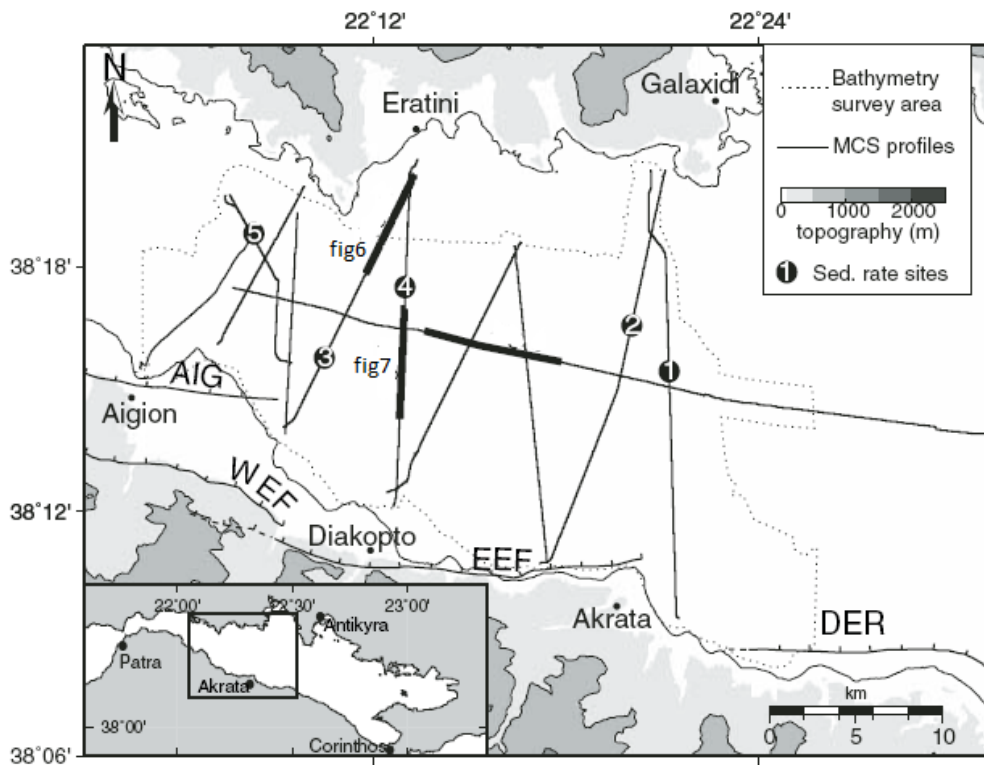


Figure 5 from Bell et al., 2008 seismic reflection profiles (solid lines) collected by the MV Vassilios in 2003 (McNeill et al., 2005b). Sedimentation-rate calculations at the labeled sites are given in Table 3. Aigion fault (AIG); West Eliki fault (WEF); East Eliki fault (EEF); Derveni fault (DER).

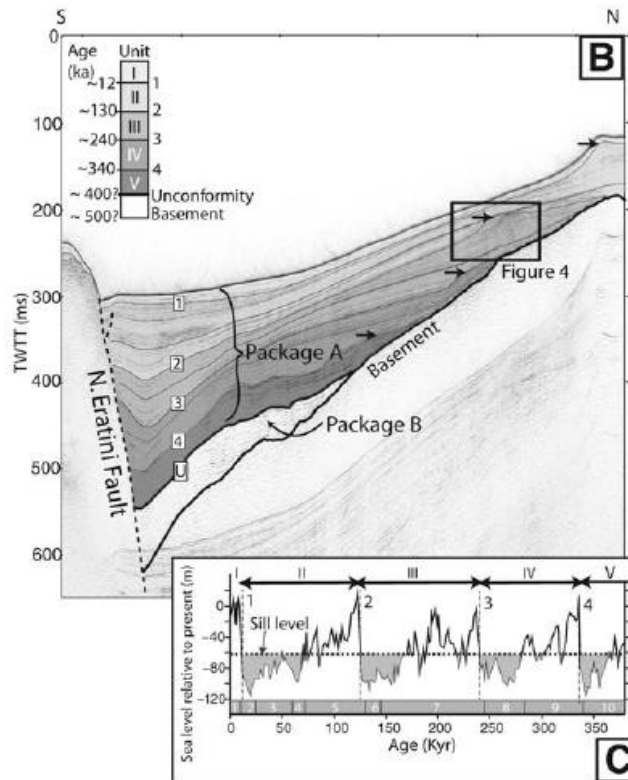


Figure 6 from Bell et al., 2008: MCS data from the 2003 M.V. Vasilius survey (Bell et al., 2008; 2009). Location on figure 5. Four clinoform packages (arrowed) are identified within the basin. Horizons can be correlated with the eustatic sea-level curve of Siddall et al., (2003) to estimate horizon age. After McNeill et al. 2005b.

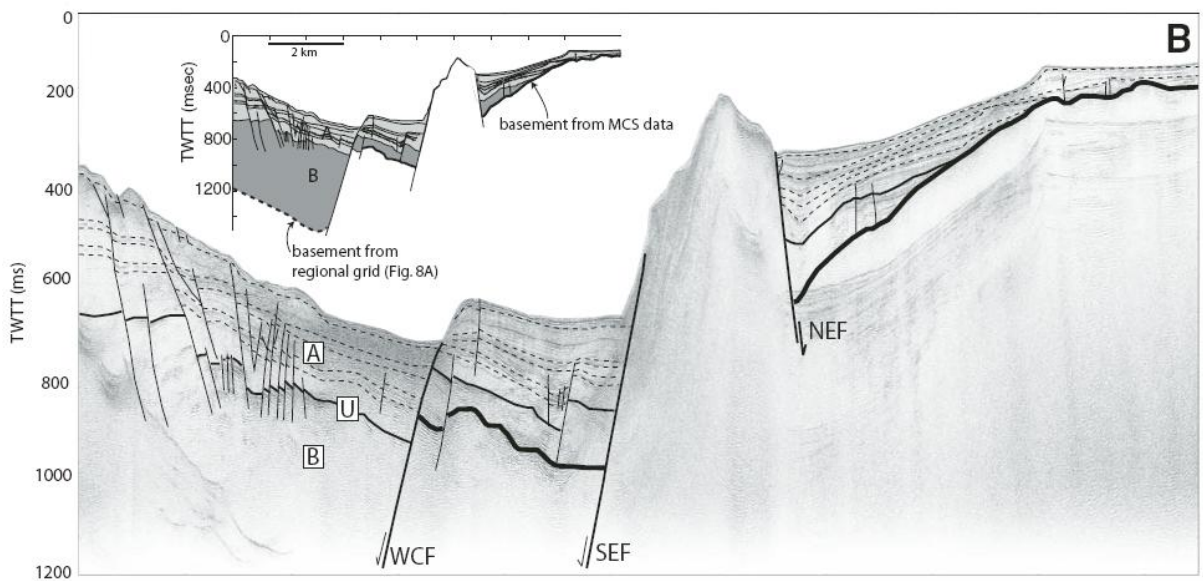


Figure 7 from Bell et al., 2008: MCS data from the 2003 M.V. Vasilius survey (Bell et al., 2008; 2009) showing horst structure between the SEF and the NEF. Location on figure 5.

Fault geometry:

	Data	Source references
Length	11.5 km	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
	At least 20km	Bell et al. (2008)
Strike	N90° – N110°	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Dip	60°N (down to ~650ms)	Bell et al. (2008)

Seismicity:

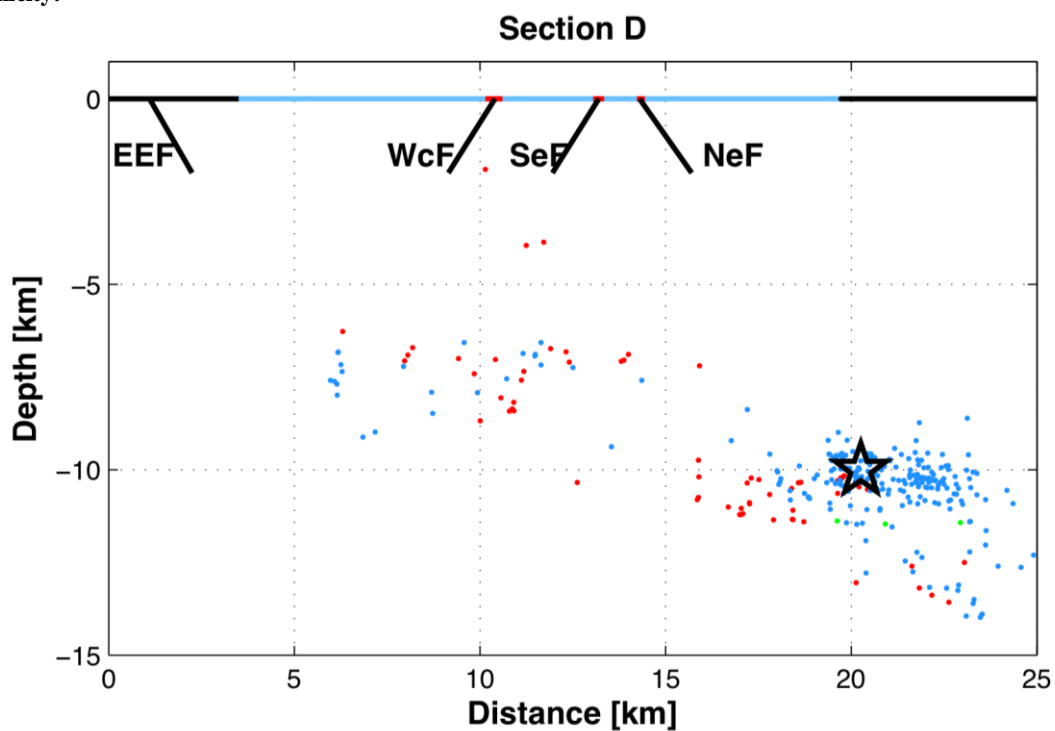


Figure 8: Cut S-N with relocated microseismicity (2000-2007) recorded by CRL network (Lambotte et al., 2013). The star corresponds to 1995 earthquake (Ml=6.2; Lambotte et al., 2013). Blue dots = microseismicity between 2000 and 2007; green dots = 1991 crisis; red dots = 1995 aftershocks. EEF= East Helike Fault ; WcF=West Channel Fault; SeF = South Eratini Fault; NeF= North Eratini Fault.

No hypothesis of earthquake association with this fault.

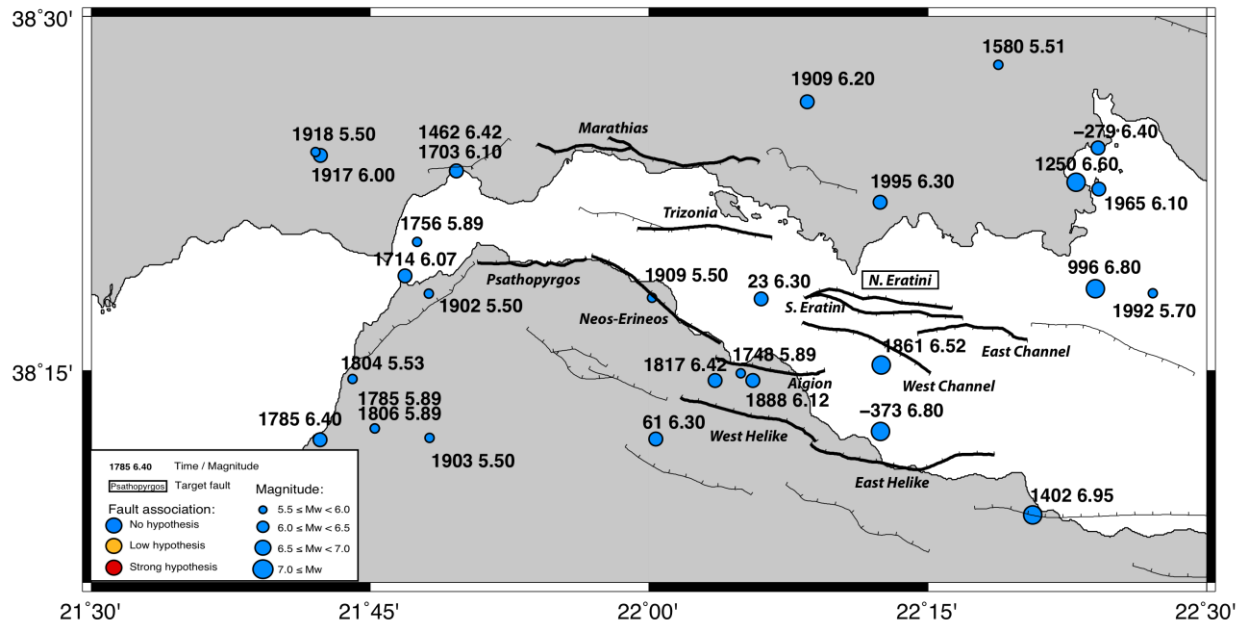


Figure 9: Seismicity map of $M \geq 5.5$ (depth < 30 km) and hypothesis of association with South Eratini fault.

3. Interpretations

Geological interpretations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Fault width	6.9 km	6km rooting depth/60° dip	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
Age of fault	0.5Ma	Based on glacio-eustatic cycles and estimated sedimentation rate, Bell et al. (2008) extend unit A sedimentation rate interpretations to unit B which cannot be directly correlated with sea level curve: 3	Bell et al. (2008)
Hangingwall subsidence	180 – 200 m	Seismic profil interpretation for an age of 350 kyr (Bell et al. 2008)	Meyer (2012) SISCOR group
Footwall uplift	No data	No data	No data
Vertical Displacement	300 – 333 m	Based on Meyer estimation with ratio uplift/subsidence = 1:1.5 : 4	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
	~400 m	Total basement offset: 3	Backert et al. (2010)

Slip-rate estimations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Footwall uplift rate	1-1.25 mm/yr	Correlation between marine terraces and eustatic sea-level curve (200-300 kyr): 2	De Martini et al. (2004)
Slip rate	2 – 6.7 mm/yr	Estimation with seismic profiles for 12 kyr and ratio uplift/subsidence = 1:1.2-2.2: 3	Bell et al. (2008)
	2.4 – 5.6 mm/yr	Estimation with seismic profiles for 12 kyr and ratio uplift/subsidence = 1:1.5 : 3	Boiselet (Phd Thesis 2014)
	0.4 – 6.7 mm/yr	Estimation with seismic profiles for different time scale (Fig. 8): 2	Bell et al. (2008)
	0.8 – 5.6 mm/yr	Estimation with seismic profiles for different time scale : 3	Boiselet (Phd Thesis 2014)

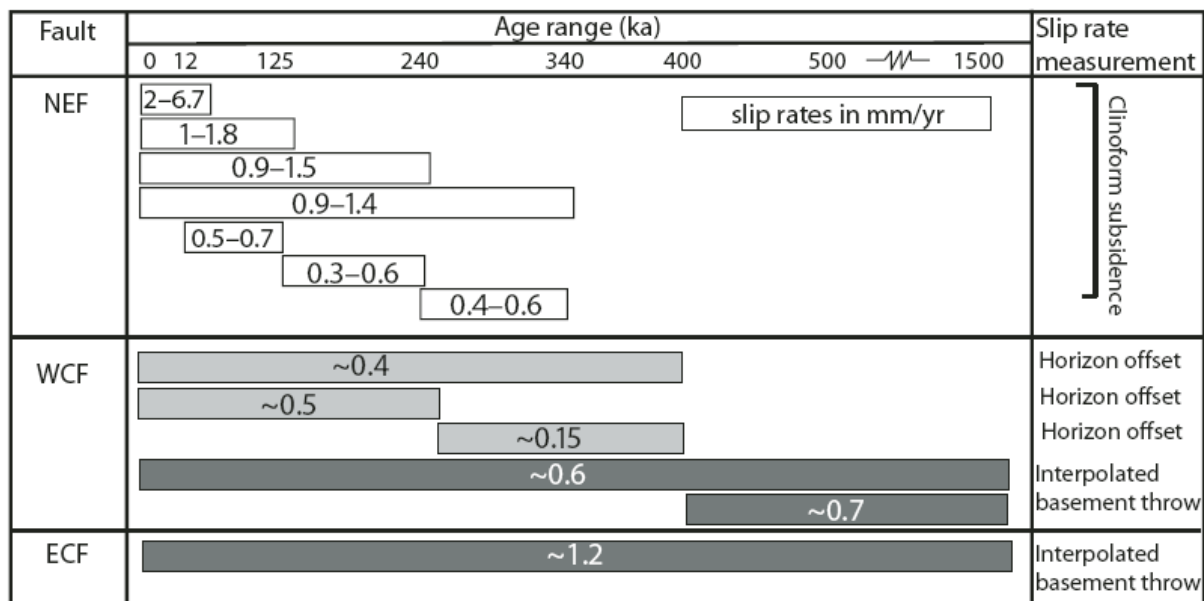


Figure 8 from Bell et al. (2008): Summary of the estimated slip rates, in mm/yr, for each fault over different time periods, using the three measurement methods: subsided shoreline, total basement throw, and stratigraphic offset. Slip rates in white boxes have the highest confidence level; those in light-gray boxes are associated with uncertainty in unknown paleotopography, and those in black have been determined using the interpolated basement structure.

4. Probabilities results

	Data	Source references
Range of potential magnitude	6.0-6.6 Scaling laws (Wells and Coppersmith, 1990)	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Seismological moment	∅	∅
Periodicity	Recurrence: 393 years [192-686] Modeling with Gutenberg-Richter or Youngs & Coppersmith frequency-magnitude distribution.	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Max/min depth rupture	∅	∅

Occurrence probabilities of earthquake $M \geq 6$ for the next 30 years: 8% [4-18] / 7.1%/100km² [3.5-15.9] (median & 16^e-84^e percentile)

Bibliography:

Bell R. E., McNeill L., C., Bull J. M., Henstock Timothy J. 2008. Evolution of the offshore western Gulf of Corinth. *Geological Society of America Bulletin* 2008;120;156-178.

Bell R. E., McNeill L., C., Bull J. M., Henstock Timothy J., Collier R. E. L., Leeder M. R. 2009. Fault architecture, basin structure and evolution of the Gulf of Corinth Rift, central Greece. *Basin Research* (2009) doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00401.x

Bintanja, R. & van de Wal, R.S.W., 2008. North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles, *Nature*, **454**, 869–872.

Flotte, N., Plangnes, V., Sorel, D. & Benedicto, A., 2001. Attempt to date Pleistocene normal faults of the Corinth-Patras Rift (Greece) by U/Th method, and tectonic implications, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3769–3772.

Flotte, N., Sorel, D., Mueller, C. & Tensi, J., 2005. Along strike changes in the structural evolution over a brittle detachment fault: example of the Pleistocene

Ford, M. Williams, E. A., Malatre, F. and Popescu, S.M. (2007) Stratigraphic architecture, sedimentology and structure of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece. in: *Sedimentary Processes, Environments and Basins*. A tribute to Peter Friend (Eds G. Nichols, E. Williams and C. Paola), Int. Assoc. Sedimento. Spec. Publ., 38, 49 - 90.

Ford, M., Le Carlier de Veslud, C., Lyon-Caen, H., Rohais, S., Moullard, M. & Williams, E.A., 2008. Normal fault systems of the Western Corinth Rift (Greece): 3D geometry, kinematics, and evolution, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, **89**, Fall Meet. Suppl., Abstract T43C-2056.

Godano, M., Deschamps, A., Lambotte, S., Lyon-Caen, H., and Bernard, P., Focal mechanisms of multiplets earthquakes in the western part of the Corinth rift (Greece). (submitted)

Godano, M., Lambotte, S., Deschamps, A., Lyon-Caen, H., and Bernard, P., (2011). Analysis of the earthquakes swarms during the 2001-2009 period in the western part of the Corinth rift (Greece), *Geophysical Research Abstracts*, EGU General Assembly, 13, EGU2011-7624

- Lambotte, S. Lyon-Caen, H., Bernard, P., Deschamps, A., Microseismic activity and multiplets in the western part of the Corinth Rift (Greece). ESC 2010.
- Jolivet L., Labrousse L., Agard P., Lacombe O., Bailly V., Lecomte E., Mouthereau F., Mehl C. 2010. Rifting and shallow-dipping detachments, clues from the Corinth Rift and the Aegean. *Tectonophysics*. Volume 483, Issues 3-4, 10 March 2010, Pages 287-304.
- McNeill L.C., Cotterill C.J., Henstock T.J., Bull J.M., Stefatos A., Collier R.E.L., Papatheodorou G., Ferentinos G., Hicks S.E. 2005. Active faulting within the offshore western Gulf of Corinth, Greece: Implications for models of continental rift deformation. *Geology*. doi: **10.1130/G21127.1 v. 33 no. 4 p. 241-244.**
- Leeder M.R, Mack G.H, Brasier A.T, Parrish R.R, McIntosh W.C, Andrews J.E, Duermeijer C.E. 2008. Late-Pliocene timing of Corinth (Greece) rift-margin fault migration. *Earth and Planetary Science Letters*. Volume 274, Issues 1-2, 30 September 2008, Pages 132-141
- Ori, G.G., 1989. Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece, *Geology*, **17**, 918–921.
- Palyvos, N., Mancini, M., Sorel, D., Lemeille, F., Pantosti, D., Julia, R., Triantaphyllou, M. & Martini, P.-M.d., 2010. Geomorphological, stratigraphic and geochronological evidence of fast Pleistocene coastal uplift in the westernmost part of the Corinth Gulf Rift (Greece), *Geol. J.*, **45**, 78–104.
- Papanikolaou, D., Gouliotis, L. & Triantaphyllou, M., 2009. The Itea-Amfissa detachment: a pre-Corinth rift Miocene extensional structure in central Greece, in *Collision and Collapse at the Africa-Arabia-Eurasia Zone*, pp. 293–310, eds Hinsbergen, D.J.J.v., Edwards, M.A. & Govers, R., The Geological Society, London.
- Rohais S., Eschard R., Ford M., Guillocheau F., Moretti I. 2007. Stratigraphic architecture of the Plio-Pleistocene infill of the Corinth Rift: Implications for its structural evolution. *Tectonophysics*. Volume 440, Issues 1-4, 1 August 2007, Pages 5-28
- Sachpazi, M. *et al.*, 2007. Moho topography under central Greece and its compensation by Pn time-terms for accurate location of hypocenters: the example of the Gulf of Corinth 1995 Aigion earthquake, *Tectonophysics*, **440**, 53–65.
- Schwan, W., 1978. Structural tectonics of the Parnassus-Ghiona Mountains in the Central Hellenides, in *Alps-Apeninnes-Hellenides*, pp. 430–433, eds Closs, H., Roeder, D. & Schmidt, K., Schweizerbart, Stuttgart.
- Skourlis, K. & Doutsos, T., 2003. The Pindos Fold-and-thrust belt (Greece): inversion kinematics of a passive continental margin, *Int. J. Earth Sci.*, **92**, 891–903.
- Taylor B, Weiss J. R., Goodliffe A. M., Sachpazi M., Laigle M., Hirn A. 2011. The structures, stratigraphy and evolution of the Gulf of Corinth rift, Greece. *Geophys. J. Int.* (2011) doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05014.x
- Zelt, B.C., Taylor, B., Weiss, J.R., Goodliffe, A.M., Sachpazi, M. & Hirn, A., 2004. Streamer tomography velocity models for the Gulf of Corinth and Gulf of Itea, Greece, *Geophys. J. Int.*, **159**, 333–346.
- Zelt, B.C., Taylor, B., Sachpazi, M. & Hirn, A., 2005. Crustal velocity and Moho structure beneath the Gulf of Corinth, Greece, *Geophys. J. Int.*, **162**, 257–268.

The West Channel Fault

Information: data and parameters used on this thesis are showed in green, agreed with SISCOR group members.

1. General information.

Fault type: normal fault, offshore, south dipping fault

Coordinates: Latitude: 38° 16' 19.043" N Longitude: 22° 7' 41.951" E
 Latitude: 38° 15' 1.935" N Longitude: 22° 15' 2.375" E



Figure 1: Geological map of the western rift of Corinth with surface fault trace (red), cities (green), cape (blue). (Modified after Ford et al. (2007)).

2. Data

	Data	Source references
Fault scarp	No available data	No available data
Boreholes	No available data	No available data
Trenches	No available data	No available data
Seismic lines	High-resolution multichannel seismic reflection profiles down to 2sec from the 2003 M.V. Vasilios survey.	Bell et al. (2008; 2009) See Figure 5

	<p>Marine multichannel seismic survey and multibeam bathymetry data down to 4sec collected during the R/V Maurice Ewing geophysical survey between 2001 July 23 and August 1 (EW0108) (L24 to L49)</p>	<p>Taylor et al. (2011)</p>
--	--	-----------------------------

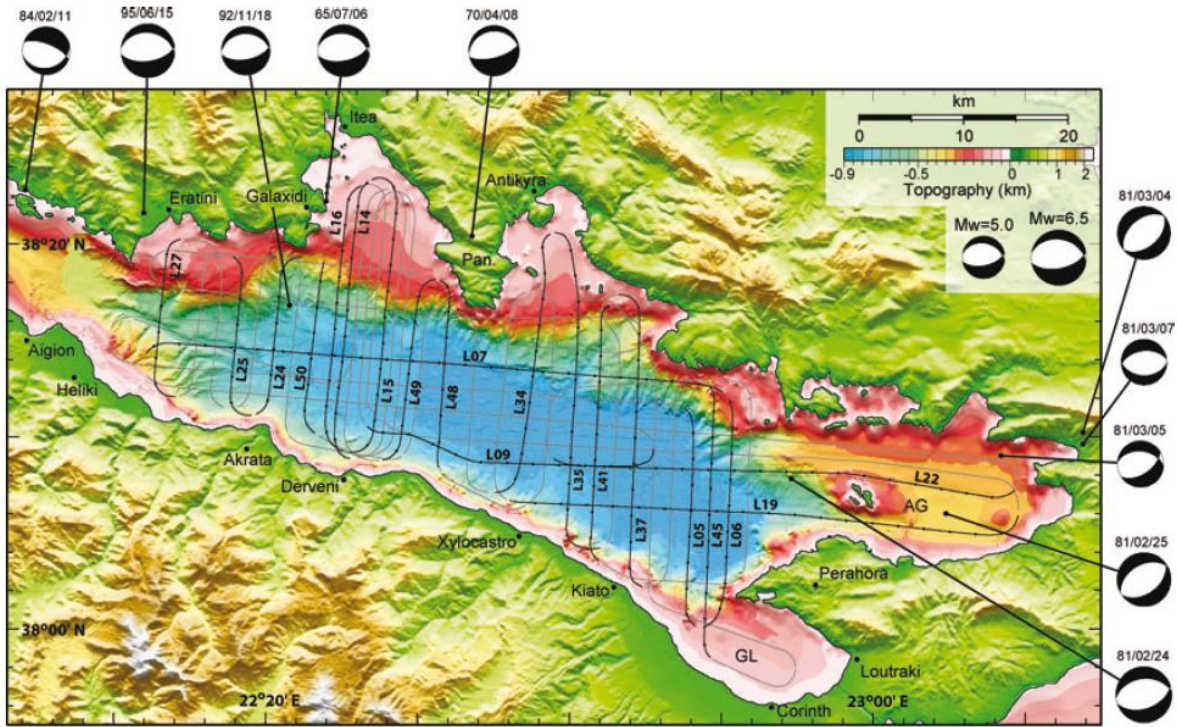


Figure 2 from Taylor et al., 2011: Multibeam bathymetric data collected in the Gulf of Corinth during EW0108 combined with bathymetry from the western Gulf from McNeil et al. (2005) and the digital elevation model of Greece. Track lines show the locations of the MCS data collected during EW0108.

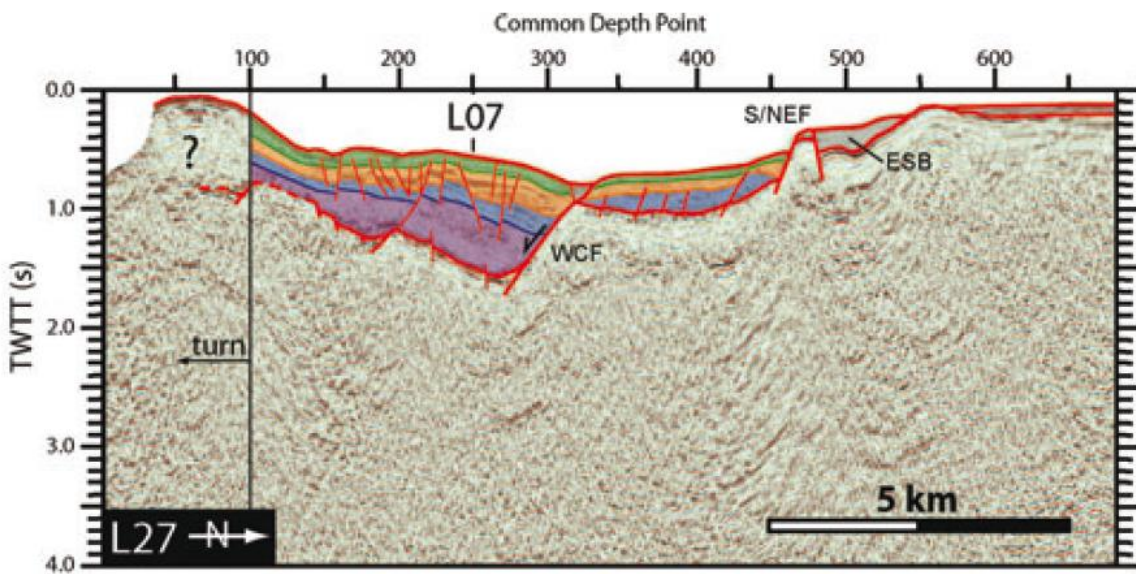


Figure 3: Interpreted EW0108 MCS. L27 profile. WCF, West Channel fault; S/NEF, S and N Eratini faults. (Taylor et al., 2011). The unconformity between the early and late rift (1st reflector between blue and purple packages) is correlated (see figure 4) to the relative sea level curve at 680 kyr.

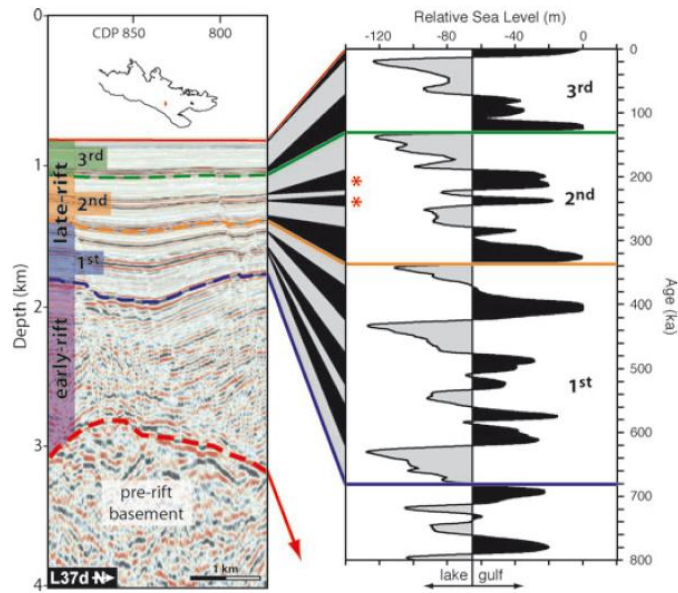


Figure 4 from Taylor et al. (2011): Seismic stratigraphy of a representative Gulf of Corinth depth section (L37) correlated with relative sea level for the past 800 ka from Bintanja & van de Wal (2008). The sedimentary succession is divided into early and late rift units.

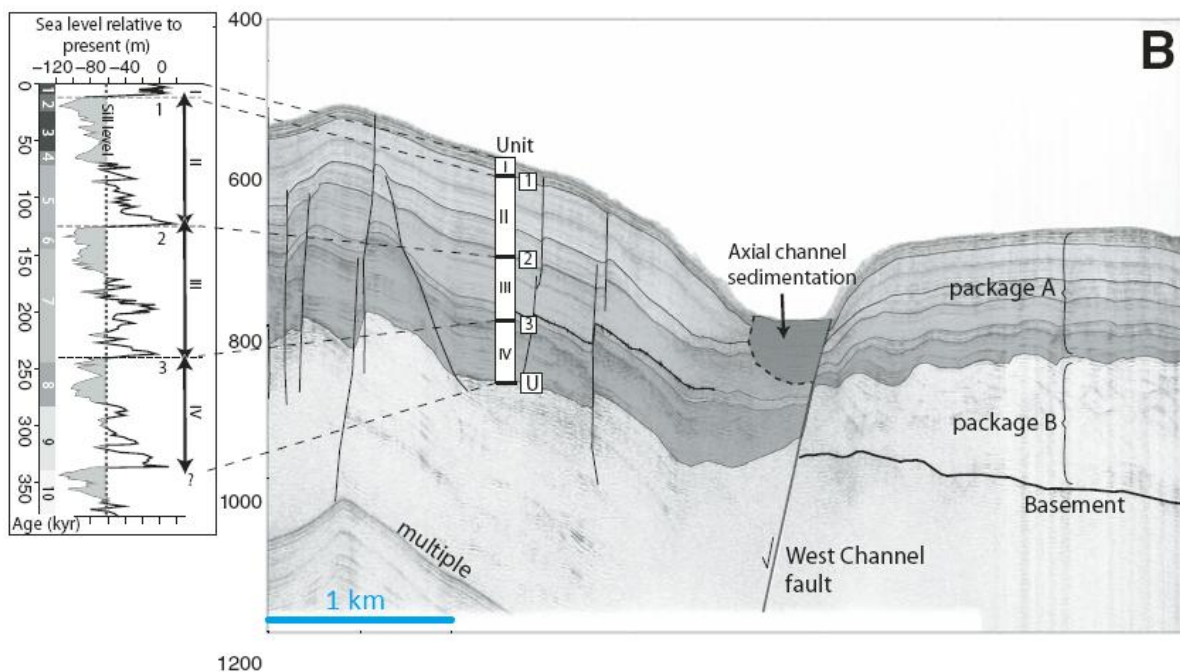


Figure 5: Interpretation from Bell et al. (2008) of a high-resolution seismic reflection profile correlate with the relative sea level curve of Siddall et al. (2003). This profile is located at the same position that the L27 profile from Taylor et al. (2011; Fig2). Note that the unconformity U is interpreted on the same reflector as the L27 profile from Taylor et al. (2011) but given an estimated age of 400 kyr (Bell et al. 2008). Vertical scale is in milliseconds.

In seismic reflection data basin fill succession is divided into a thick, early-rift section (Taylor et al., 2011; Package B; Bell et al., 2008), and a late-rift section (Taylor et al., 2011; Package A; Bell et al., 2008) separated by an angular unconformity U (Bell et al., 2008). The early rift section is treated as one depositional unit because the lower part lacks distinct high-amplitude reflectors.

In contrast, the younger section is highly reflective across the western basin comprising:

- Highly reflective units with high amplitude, continuous and parallel reflectors.
- Semi-transparent units with low amplitude, continuous and parallel reflectors.

In the absence of borehole data from the sediment section, seismic sequences are correlated with glacio-eustatic cycles:

- Taylor et al. (2011) use the relative sea level curve for the past 800 ka from Bintanja & van de Wal (2008)
- Bell et al. (2008) use the relative sea level curve for the past 400 ka from Siddall et al. (2003)

Taylor et al. (2011) and Bell et al. (2008) adopt the alternating marine and lacustrine sedimentation model of Leeder *et al.* (1998, 2005) and Collier *et al.* (2000), developed for the Alkyonides subbasin:

- Glacial lacustrine periods are characterized by low-stand deltaic clinoforms and thick basin deposits. Higher sediment deposits are due to high run-off in the presence of steppe-like vegetation and wet winter conditions (Taylor et al., 2011).
- Interglacial gulf conditions are characterized by condensed sedimentary sections (thin, reflective, highstand deposits), associated with low sediment yields and arboreal forests (Taylor et al., 2011)

Note that Bell et al. (2008) interpret the age of the unconformity at 0.4 Ma and Taylor et al. (2011) interpret this unconformity at 0.7 Ma.

For this reason, the early-rift section is treated as one depositional unit spanning a large time interval (starting in the Early Pleistocene (Taylor et al., 2011); starting around ~1.5Ma (Bell et al., 2008)).

Fault geometry:

	Data	Source references
Length	10,8 km	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
	At least 12km	Bell et al. (2008) Taylor et al. (2011)
Strike	Fault trace curves between N70°-N140°	Bell et al. (2008) Taylor et al. (2011)
Dip	45°N (<i>field observations</i>)	Ford (SISCOR)
	Dips south at ~45–60° within shallow sediments.	Bell et al. (2008)

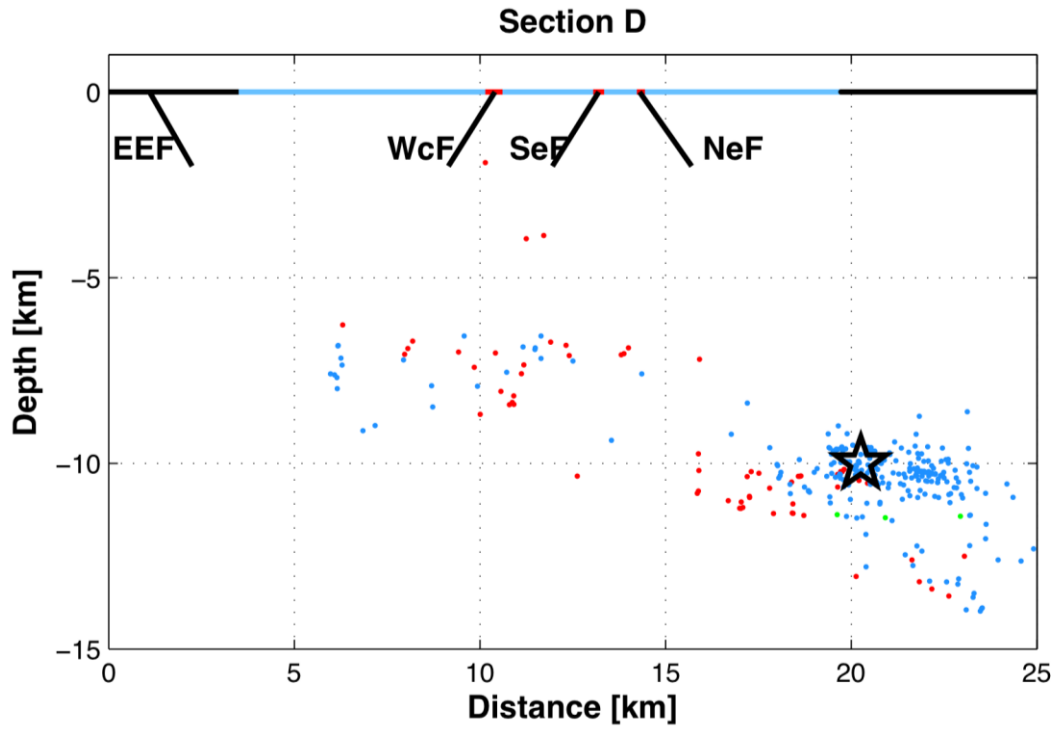


Figure 8: Cut S-N with relocated microseismicity (2000-2007) recorded by CRL network (Lambotte et al., 2013). The star corresponds to 1995 earthquake (MI=6.2; Lambotte et al., 2013). Blue dots = microseismicity between 2000 and 2007; green dots = 1991 crisis; red dots = 1995 aftershocks. EEF= East Helike Fault ; WcF=West Channel Fault; SeF = South Eratini Fault; NeF= North Eratini Fault.

No hypothesis of earthquake association with this fault.

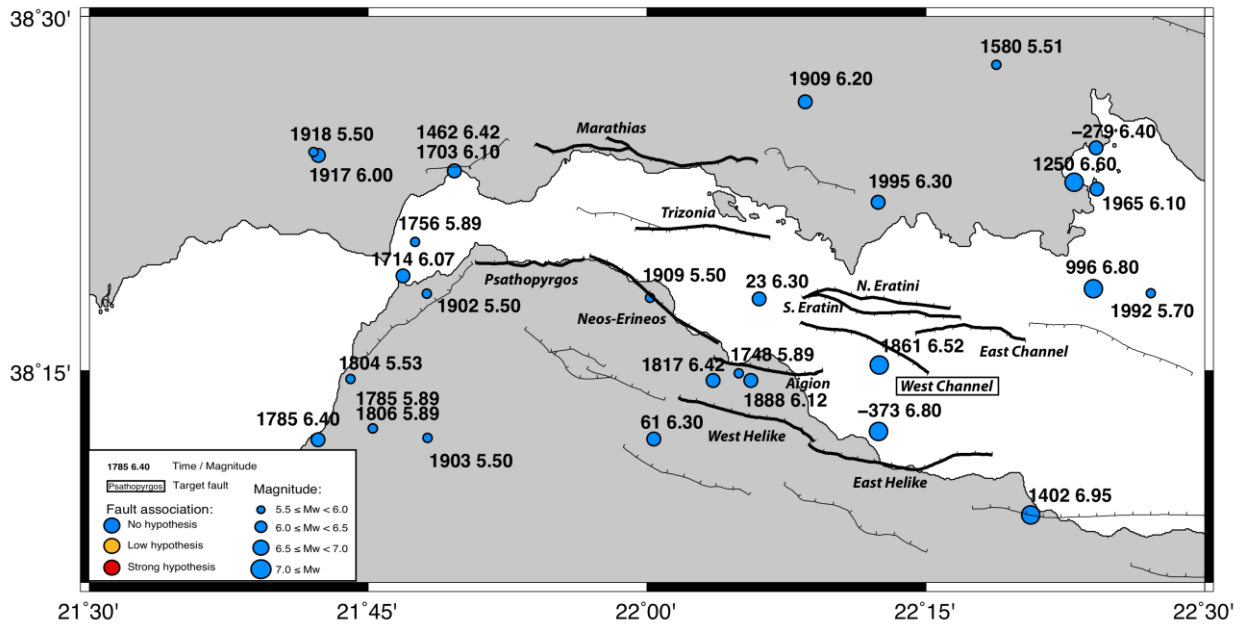


Figure 9: Seismicity map of $M \geq 5.5$ (depth < 30 km) and hypothesis of association with North Eratini fault.

3. Interpretations

Geological interpretations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Fault width	2.5 km	3km rooting depth/45° dip	Boiselet (Phd Thesis, 2014) SISCOR group
Age of fault	1.5 Ma	Estimated by the oldest sediments in the western Gulf: 3	Bell et al. (2008)
	1.5 Ma	Estimated by the oldest sediments in the western Gulf: 3	Bell et al. (2008)
Hangingwall subsidence	No data	No data	No data
Footwall uplift	No data	No data	No data
Vertical Displacement	> 450m	~0.5s on seismic profil : 3	Bell et al. (2008)
	>300m	~0.3s on seismic profil : 3	Taylor et al. (2011)
Horizontal Displacement	710 m	Measured on seismic profil (Taylor et al., 2011): 4	Meyer (2013) SISCOR group

Slip-rate estimations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Slip rate	0,4 – 0,7 mm/yr	Estimation with seismic profiles for different time scale (Fig. 6): 3	Bell et al. (2008)
	0.4-0.5 mm/yr	Based on Bell's data with ratio Footwall uplift / Hangingwall subsidence =1 :1.5 : 4	Boiselet (Phd Thesis 2014)

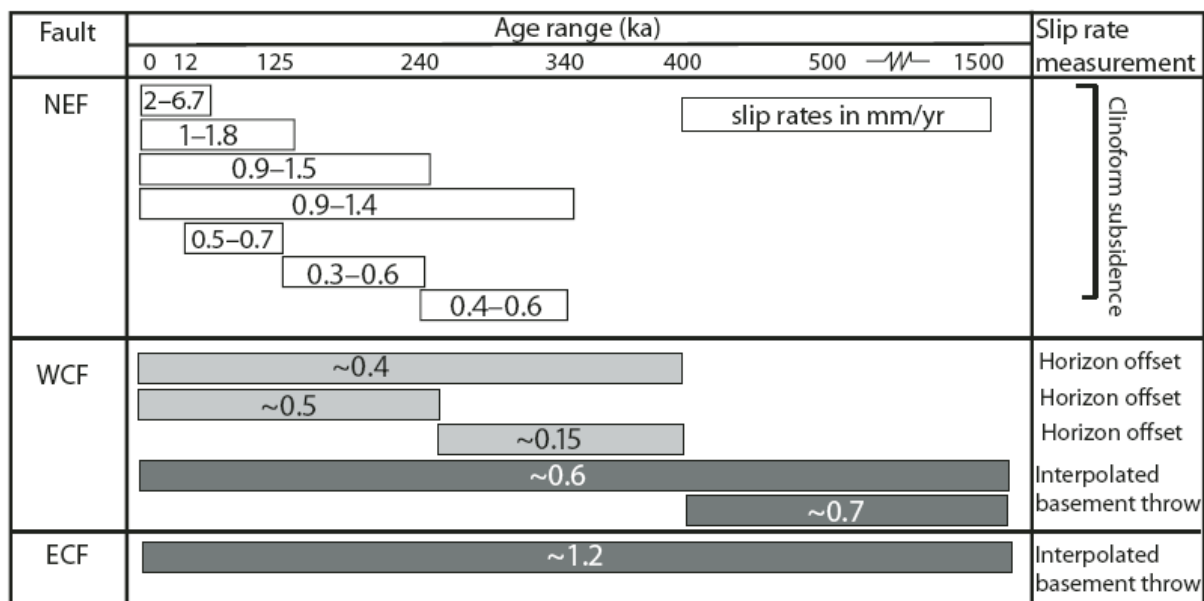


Figure 6 from Bell et al. (2008): Summary of the estimated slip rates, in mm/yr, for each fault over different time periods, using the three measurement methods: subsided shoreline, total basement throw, and stratigraphic offset. Slip rates in white boxes have the highest confidence level; those in light-gray boxes are associated with uncertainty in unknown paleotopography, and those in black have been determined using the interpolated basement structure.

4. Probabilities results

	Data	Source references
Range of potential magnitude	5.9-6.6 Scaling laws (Wells and Coppersmith, 1990)	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Periodicity	Recurrence: 5657 years [4254-11039] Modeling with Gutenberg-Richter or Youngs & Coppersmith frequency-magnitude distribution.	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Max/min depth rupture	∅	∅

Occurrence probabilities of earthquake $M \geq 6$ for the next 30 years: 0% [0-1] / 0%/100km² [0-1,8]

Bibliography:

- Bell R. E., McNeill L., C., Bull J. M., Henstock Timothy J. 2008. Evolution of the offshore western Gulf of Corinth. *Geological Society of America Bulletin* 2008;120;156-178.
- Bell R. E., McNeill L., C., Bull J. M., Henstock Timothy J., Collier R. E. L., Leeder M. R. 2009. Fault architecture, basin structure and evolution of the Gulf of Corinth Rift, central Greece. *Basin Research* (2009) doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00401.x
- Bintanja, R. & van de Wal, R.S.W., 2008. North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles, *Nature*, **454**, 869–872.
- Flotte, N., Plangnes, V., Sorel, D. & Benedicto, A., 2001. Attempt to date Pleistocene normal faults of the Corinth-Patras Rift (Greece) by U/Th method, and tectonic implications, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3769–3772.

- Flotte, N., Sorel, D., Mueller, C. & Tensi, J., 2005. Along strike changes in the structural evolution over a brittle detachment fault: example of the Pleistocene
- Ford, M. Williams, E. A., Malatre, F. and Popescu, S.M. (2007) Stratigraphic architecture, sedimentology and structure of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece. in: *Sedimentary Processes, Environments and Basins. A tribute to Peter Friend* (Eds G. Nichols, E. Williams and C. Paola), *Int. Assoc. Sedimento. Spec. Publ.*, 38, 49 - 90.
- Ford, M., Le Carlier de Veslud, C., Lyon-Caen, H., Rohais, S., Moullard, M. & Williams, E.A., 2008. Normal fault systems of the Western Corinth Rift (Greece): 3D geometry, kinematics, and evolution, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, **89**, Fall Meet. Suppl., Abstract T43C-2056.
- Jolivet L., Labrousse L., Agard P., Lacombe O., Bailly V., Lecomte E., Mouthereau F., Mehl C. 2010. Rifting and shallow-dipping detachments, clues from the Corinth Rift and the Aegean. [Tectonophysics. Volume 483, Issues 3-4](#), 10 March 2010, Pages 287-304.
- McNeill L.C., Cotterill C.J., Henstock T.J., Bull J.M., Stefatos A., Collier R.E.L., Papatheodorou G., Ferentinos G., Hicks S.E. 2005. Active faulting within the offshore western Gulf of Corinth, Greece: Implications for models of continental rift deformation. *Geology*. doi: **10.1130/G21127.1 v. 33 no. 4 p. 241-244.**
- Leeder M.R, Mack G.H, Brasier A.T, Parrish R.R, McIntosh W.C, Andrews J.E, Duermeijer C.E. 2008. Late-Pliocene timing of Corinth (Greece) rift-margin fault migration. *Earth and Planetary Science Letters*. [Volume 274, Issues 1-2](#), 30 September 2008, Pages 132-141
- Ori, G.G., 1989. Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece, *Geology*, **17**, 918–921.
- Palyvos, N., Mancini, M., Sorel, D., Lemeille, F., Pantosti, D., Julia, R., Triantaphyllou, M. & Martini, P.-M.d., 2010. Geomorphological, stratigraphic and geochronological evidence of fast Pleistocene coastal uplift in the westernmost part of the Corinth Gulf Rift (Greece), *Geol. J.*, **45**, 78–104.
- Papanikolaou, D., Gouliotis, L. & Triantaphyllou, M., 2009. The Itea-Amfissa detachment: a pre-Corinth rift Miocene extensional structure in central Greece, in *Collision and Collapse at the Africa-Arabia-Eurasia Zone*, pp. 293–310, eds Hinsbergen, D.J.J.v., Edwards, M.A. & Govers, R., The Geological Society, London.
- Rohais S., Eschard R., Ford M., Guillocheau F., Moretti I. 2007. Stratigraphic architecture of the Plio-Pleistocene infill of the Corinth Rift: Implications for its structural evolution. [Tectonophysics. Volume 440, Issues 1-4](#), 1 August 2007, Pages 5-28
- Sachpazi, M. *et al.*, 2007. Moho topography under central Greece and its compensation by Pn time-terms for accurate location of hypocenters: the example of the Gulf of Corinth 1995 Aigion earthquake, *Tectonophysics*, **440**, 53–65.
- Schwan, W., 1978. Structural tectonics of the Parnassus-Ghiona Mountains in the Central Hellenides, in *Alps-Apennines-Hellenides*, pp. 430–433, eds Closs, H., Roeder, D. & Schmidt, K., Schweizerbart, Stuttgart.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., and Smeed, D., 2003, Sea-level fluctuations during the last glacial cycle: *Nature*, v. 423, p. 853–858, doi: 10.1038/nature01690.

- Skourlis, K. & Doutsos, T., 2003. The Pindos Fold-and-thrust belt (Greece): inversion kinematics of a passive continental margin, *Int. J. Earth Sci.*, **92**, 891–903.
- Taylor B, Weiss J. R., Goodliffe A. M., Sachpazi M., Laigle M., Hirn A. 2011. The structures, stratigraphy and evolution of the Gulf of Corinth rift, Greece. *Geophys. J. Int.* (2011) doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05014.x
- Zelt, B.C., Taylor, B., Weiss, J.R., Goodliffe, A.M., Sachpazi, M. & Hirn, A., 2004. Streamer tomography velocity models for the Gulf of Corinth and Gulf of Itea, Greece, *Geophys. J. Int.*, **159**, 333–346.
- Zelt, B.C., Taylor, B., Sachpazi, M. & Hirn, A., 2005. Crustal velocity and Moho structure beneath the Gulf of Corinth, Greece, *Geophys. J. Int.*, **162**, 257–268.

The East Channel Fault

Information: data and parameters used in this thesis are shown in green, agreed with SISCOR group members.

1. General information.

Fault type: normal fault, offshore, south dipping fault

Coordinates: Latitude: 38° 16' 33.832" N Longitude: 22° 14' 8.637" E
 Latitude: 38° 16' 19.046" N Longitude: 22° 26' 45.237" E



Figure 1: Geological map of the western rift of Corinth with surface fault trace (red), cities (green), cape (blue). (Modified after Ford et al. (2007)).

2. Data

	Data	Source references
Fault scarp	~300 m	Bell et al. (2008)
Boreholes	No available data	No available data
Trenches	No available data	No available data
Seismic lines	High-resolution multichannel seismic reflection profiles down to 2sec from the 2003 M.V. Vasilios survey.	Bell et al. (2008; 2009) See Figure 5

	<p>Marine multichannel seismic survey and multibeam bathymetry data down to 4sec collected during the R/V Maurice Ewing geophysical survey between 2001 July 23 and August 1 (EW0108) (L24 to L49)</p>	<p>Taylor et al. (2011)</p>
--	--	-----------------------------

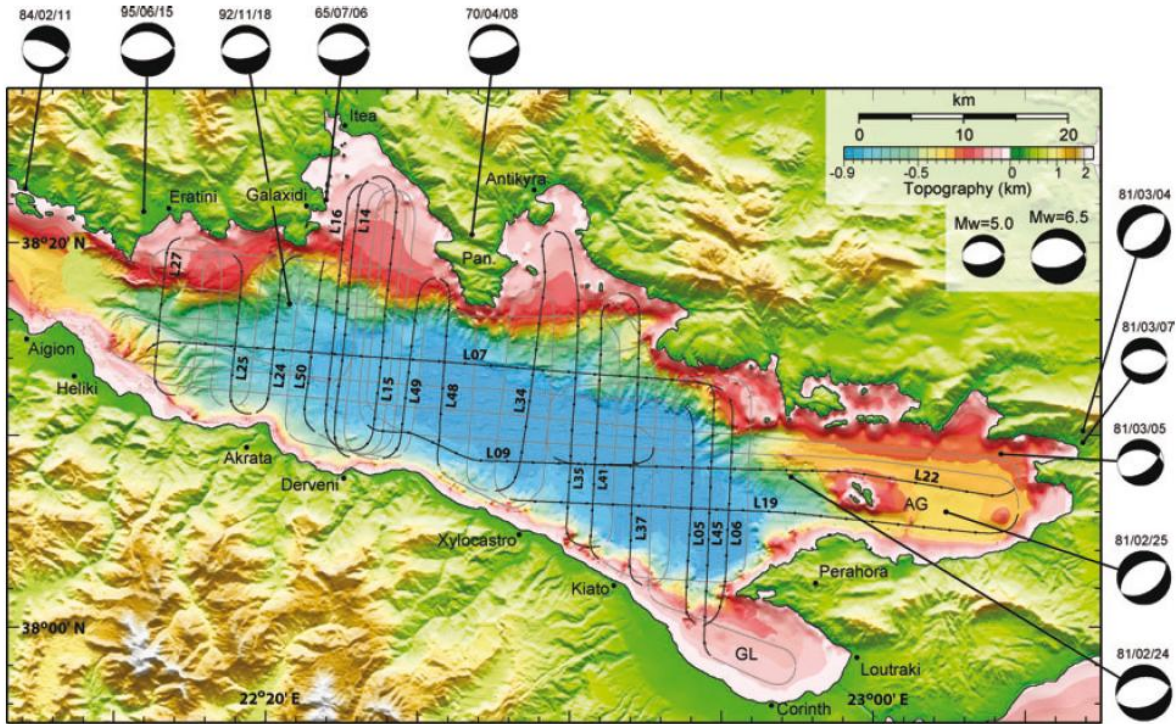


Figure 2 from Taylor et al., 2011: Multibeam bathymetric data collected in the Gulf of Corinth during EW0108 combined with bathymetry from the western Gulf from McNeil et al. (2005) and the digital elevation model of Greece. Track lines show the locations of the MCS data collected during EW0108.

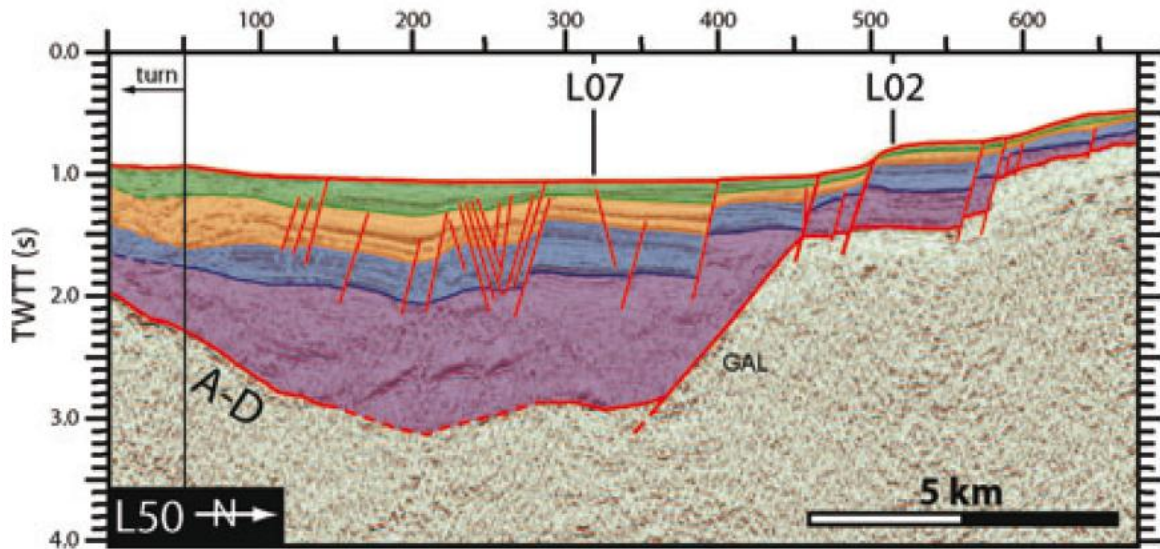


Figure 3: Interpreted EW0108 MCS. L50 profile (Taylor et al., 2011; located on figure 2). A-D, Akrata-Derveni fault (Taylor et al., 2011); Galixidi fault (GAL) of Taylor et al. (2011) is the East Channel fault (Bell et al., 2008).

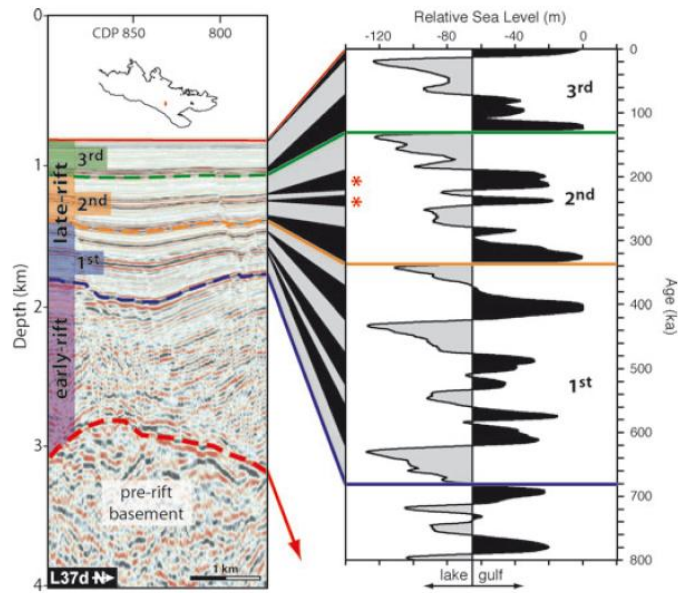


Figure 4 from Taylor et al. (2011): Seismic stratigraphy of a representative Gulf of Corinth depth section (L37) correlated with relative sea level for the past 800 ka from Bintanja & van de Wal (2008). The sedimentary section is divided into early and late rift.

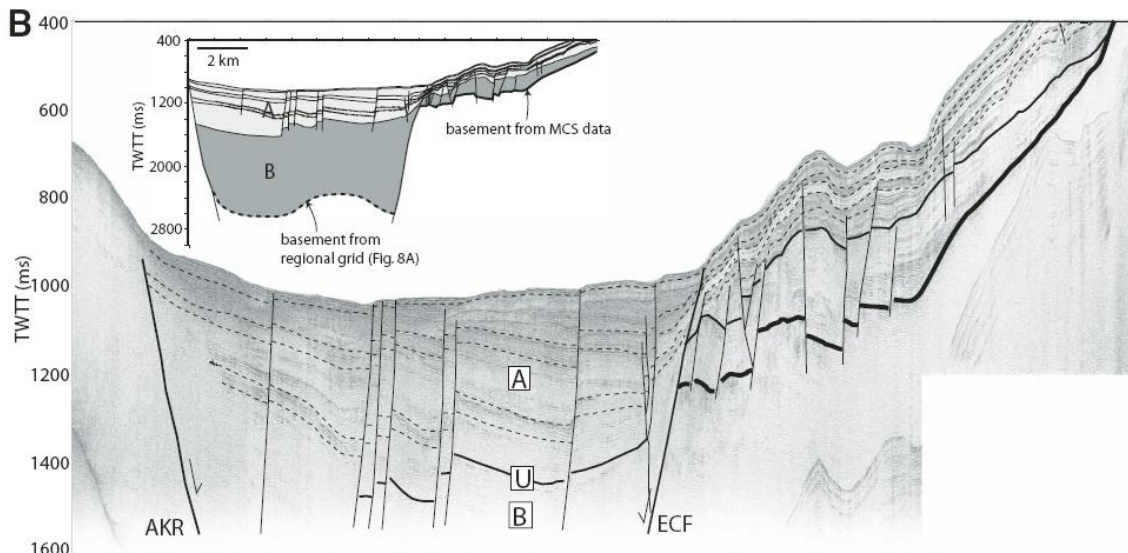


Figure 5: Interpretation from Bell et al., 2008 of a high-resolution seismic reflection profile. The East Channel fault (ECF); the Akrata fault (AKR); U, unconformity, Package A and B. This profile is located at the same position that the L50 profile from Taylor et al., 2011 (Fig2, 3). The package A from bell et al. (2008) represents the late-rift section of Taylor et al. (2011). The package B from bell et al. (2008) represents the early-rift section of Taylor et al. (2011).

Fault geometry:

	Data	Source references
Length	21.9 km	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
	At least 20km	Bell et al. (2008)
Strike	N130°	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Dip	55°N (field observations)	Ford (SISCOR)

Seismicity: no microseismicity data

No hypothesis of earthquake association with this fault.

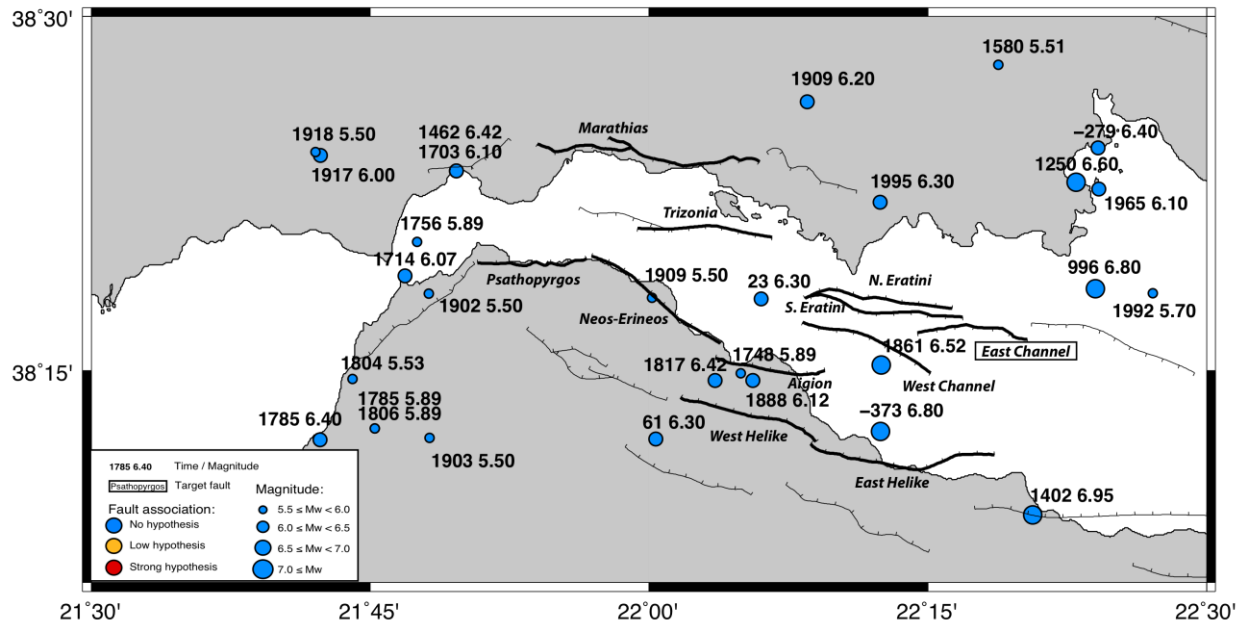


Figure 6: Seismicity map of $M \geq 5.5$ (depth <30 km) and hypothesis of association with East Channel fault.

3. Interpretations

Geological interpretations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Fault width	8.5 km	7km rooting depth/55° dip	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Age of fault	0.7 – 1.1 Ma	Based on uplifted marines terraces (~1000 m) and footwall uplift to hangingwall subsidence ratio: 3	McNeill et al. (2004)
	0.6 ± 0.1 Ma	Based on biostratigraphic dating, age of Vouraikos delta uplifted with the initiation of the Helike fault: 3	Ford et al. (2007)
	0.8 Ma	Based on footwall uplift rates from McNeill et al. (2004) and the present-day plateau top (at around 800 m): 4	Backert et al. (2010)
Hangingwall subsidence	No data	No data	No data
Footwall uplift	No data	No data	No data
Vertical Displacement	800 – 900 m	Based on geologic & sedimentologic studies of the Kerinitis Gilbert fan delta : 4	Backert et al. (2010)

Slip-rate estimations:

	Data	Reliability: 1 (low) to 5 (high)	Source references
Footwall uplift rate	1-1.25 mm/yr	Correlation between marine terraces and eustatic sea-level curve (200-300 kyr): 2	De Martini et al. (2004)
Slip rate	1.22 – 1.37 mm/yr	Based on Backert et al. (2010) data (800 kyr and 55° dip): 3	Boiselet (Phd Thesis 2014)
	9.6-10.5 mm/yr	Based on standard dislocation theory From Ward and Valensise and 50° dip (without regional uplift=0.2 mm/yr) : 1	De Martini et al. (2004)
	0.5-1.4 mm/yr	Based on estimation with Backert's data and SISCOR discussions : 3	Boiselet (Phd Thesis 2014)

4. Probabilities results

	Data	Source references
Range of potential magnitude	6.0-6.8 Scaling laws (Wells and Coppersmith, 1990)	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Periodicity	Recurrence: 344 years [174-637] Modeling with Gutenberg-Richter or Youngs & Coppersmith frequency-magnitude distribution.	Boiselet (Phd Thesis, 2014)
Max/min depth rupture	∅	∅

Occurrence probabilities of earthquake $M \geq 6$ for the next 30 years: 3% [1-5] / 1,7%/100km² [0,4-3,7]

Bibliography:

Bell R. E., McNeill L., C., Bull J. M., Henstock Timothy J. 2008. Evolution of the offshore western Gulf of Corinth. *Geological Society of America Bulletin* 2008;120;156-178.

Bell R. E., McNeill L., C., Bull J. M., Henstock Timothy J., Collier R. E. L., Leeder M. R. 2009. Fault architecture, basin structure and evolution of the Gulf of Corinth Rift, central Greece. *Basin Research* (2009) doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00401.x

Bintanja, R. & van de Wal, R.S.W., 2008. North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles, *Nature*, **454**, 869–872.

Flotte, N., Plagnes, V., Sorel, D. & Benedicto, A., 2001. Attempt to date Pleistocene normal faults of the Corinth-Patras Rift (Greece) by U/Th method, and tectonic implications, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3769–3772.

- Flotte, N., Sorel, D., Mueller, C. & Tensi, J., 2005. Along strike changes in the structural evolution over a brittle detachment fault: example of the Pleistocene
- Ford, M. Williams, E. A., Malatre, F. and Popescu, S.M. (2007) Stratigraphic architecture, sedimentology and structure of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece. in: *Sedimentary Processes, Environments and Basins. A tribute to Peter Friend* (Eds G. Nichols, E. Williams and C. Paola), Int. Assoc. Sedimento. Spec. Publ., 38, 49 - 90.
- Ford, M., Le Carlier de Veslud, C., Lyon-Caen, H., Rohais, S., Moullard, M. & Williams, E.A., 2008. Normal fault systems of the Western Corinth Rift (Greece): 3D geometry, kinematics, and evolution, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, **89**, Fall Meet. Suppl., Abstract T43C-2056.
- Goodliffe, A. M., Weiss, J. R., Taylor, B., Sachpazi, M., Hirn, A., Stefatos, A., and Laigle, M., 2003, Variations in the distribution and control of syn-rift deformation in the Gulf of Corinth, Greece (poster): *Geophysical Research Abstracts*, v. 5, p. EAE03-A-04697.
- Jolivet L., Labrousse L., Agard P., Lacombe O., Bailly V., Lecomte E., Mouthereau F., Mehl C. 2010. Rifting and shallow-dipping detachments, clues from the Corinth Rift and the Aegean. [Tectonophysics. Volume 483, Issues 3-4](#), 10 March 2010, Pages 287-304.
- McNeill L.C., Cotterill C.J., Henstock T.J., Bull J.M., Stefatos A., Collier R.E.L, Papatheodorou G., Ferentinos G., Hicks S.E. 2005. Active faulting within the offshore western Gulf of Corinth, Greece: Implications for models of continental rift deformation. *Geology*. doi: 10.1130/G21127.1 v. 33 no. 4 p. 241-244.
- Leeder M.R, Mack G.H, Brasier A.T, Parrish R.R, McIntosh W.C, Andrews J.E, Duermeijer C.E. 2008. Late-Pliocene timing of Corinth (Greece) rift-margin fault migration. *Earth and Planetary Science Letters*. [Volume 274, Issues 1-2](#), 30 September 2008, Pages 132-141
- Ori, G.G., 1989. Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene-Pleistocene), Greece, *Geology*, **17**, 918–921.
- Palyvos, N., Mancini, M., Sorel, D., Lemeille, F., Pantosti, D., Julia, R., Triantaphyllou, M. & Martini, P.-M.d., 2010. Geomorphological, stratigraphic and geochronological evidence of fast Pleistocene coastal uplift in the westernmost part of the Corinth Gulf Rift (Greece), *Geol. J.*, **45**, 78–104.
- Papanikolaou, D., Gouliotis, L. & Triantaphyllou, M., 2009. The Itea-Amfissa detachment: a pre-Corinth rift Miocene extensional structure in central Greece, in *Collision and Collapse at the Africa-Arabia-Eurasia Zone*, pp. 293–310, eds Hinsbergen, D.J.J.v., Edwards, M.A. & Govers, R., The Geological Society, London.
- Rohais S., Eschard R., Ford M., Guillocheau F., Moretti I. 2007. Stratigraphic architecture of the Plio-Pleistocene infill of the Corinth Rift: Implications for its structural evolution. [Tectonophysics. Volume 440, Issues 1-4](#), 1 August 2007, Pages 5-28
- Sachpazi, M. *et al.*, 2007. Moho topography under central Greece and its compensation by Pn time-terms for accurate location of hypocenters: the example of the Gulf of Corinth 1995 Aigion earthquake, *Tectonophysics*, **440**, 53–65.
- Schwan, W., 1978. Structural tectonics of the Parnassus-Ghiona Mountains in the Central Hellenides, in *Alps-Apeninnes-Hellenides*, pp. 430–433, eds Closs, H., Roeder, D. & Schmidt, K., Schweizerbart, Stuttgart.

- Skourlis, K. & Doutsos, T., 2003. The Pindos Fold-and-thrust belt (Greece): inversion kinematics of a passive continental margin, *Int. J. Earth Sci.*, **92**, 891–903.
- Taylor B, Weiss J. R., Goodliffe A. M., Sachpazi M., Laigle M., Hirn A. 2011. The structures, stratigraphy and evolution of the Gulf of Corinth rift, Greece. *Geophys. J. Int.* (2011) doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05014.x
- Zelt, B.C., Taylor, B., Weiss, J.R., Goodliffe, A.M., Sachpazi, M. & Hirn, A., 2004. Streamer tomography velocity models for the Gulf of Corinth and Gulf of Itea, Greece, *Geophys. J. Int.*, **159**, 333–346.
- Zelt, B.C., Taylor, B., Sachpazi, M. & Hirn, A., 2005. Crustal velocity and Moho structure beneath the Gulf of Corinth, Greece, *Geophys. J. Int.*, **162**, 257–268.

Annexe 2 :

Détail des résultats pour les failles et zones sismotectoniques

Pour ces failles est utilisé un b régional défini à partir de l'analyse de la zone sismotectonique ouest ; variant selon la Mmin (4/4,5) et la méthode de déclustering considérée.									
	Nom failles & hypothèses	Longueur (km)	Longueur /s surface (km)	Pendage (°)	Prof. enracinement (km)	Epaisseur (km)	Aire (km ²)	Mmax (sans +0,2 du calcul)	Vit. glissement (mm/an)
Psathopyrgos									
1	Psat.	8,5	12,45	60	7	6,9	86,2	6,1 (5,7-6,4)	4,6-5,5
2	Psat.	8,5	12,45	60	12	13,9	172,4	6,4 (6,1-6,8)	4,6-5,6
3	Psat (avec Pyrgos)	8,5	12,45	60/5/35	6 / 6,5 /10	19,7	245,1	6,8 (6,5-7,1)	5,8-6,9
4	Psat + Neos-Erineos	19,9	27	60	7	8,1	161,2	6,6 (6,4-7,0)	2,3-5,5
5	Psat + Neos. + Aigion	28,5	37,4	60	7	8,1	230,9	6,9 (6,6-7,2)	2,3-5,5
Pyrgos									
1	Pyrgos (F. aveugle)		11,1	35	3,5/10	6,1	96,8	6,2 (6,0-6,6)	2,0-7,0
2	Psat. (avec Pyrgos)	8,5	12,45	60/5/35	6 / 6,5 /10	19,7	245,1	6,8 (6,5-7,1)	5,8-6,9
Neos-Erineos									
1	Neos.	11,4	16,25	55	7	8,5	138,8	6,3 (6,0-6,6)	2,3-4,1
2	Neos. + Psath.	19,9	27	60	7	8,1	161,2	6,6 (6,4-7,0)	2,3-5,5
3	Neos. + Aigion	20	27,1	60	7	8,1	162,0	6,6 (6,4-7,0)	2,3-5,5
4	Psat + Neos. + Aigion	28,5	37,4	60	7	8,1	230,9	6,9 (6,6-7,2)	2,3-5,5
Aigion									
1	Aigion	8,6	12,6	60	7	8,1	101,6	6,1 (5,8-6,4)	3,5-4,6
2	Aigion + Neos.	20	27,1	60	7	8,1	162,0	6,6 (6,4-7,0)	2,3-5,5
3	Psat + Neos. + Aigion	28,5	37,4	60	7	8,1	230,9	6,9 (6,6-7,2)	2,3-5,5
Marathias									
1	Marathias	17,4	23,9	60	6,5	7,5	179,1	6,5 (6,2-6,9)	0,5-1,45
Trizonia									
1	Trizonia	10,6	15,2	65	7	7,72	117,5	6,4 (6,1-6,8)	1,3-1,5
2	Trizonia	10,6	15,2	65	12	13,2	201,4	6,6 (6,3-6,9)	1,3-1,5
Helike Ouest									
1	Helike O.	11,1	15,9	55	7	8,5	136,1	6,2 (6,0-6,6)	0,5-1,4
2	Helike O.	11,1	15,9	55	12	14,7	233,3	6,5 (6,2-6,8)	0,5-1,4

Table A.1 : Détail des divers paramètres considérées pour la détermination de la P.O.S. des failles présentes dans la zone sismotectonique ouest.

	Nom failles & hypothèses	Temps de retour			Résultats pour l'ensemble des hypothèses		
		GR	YC	Total	GR	YC	Total
Psathopyrgos							
1	Psat.	500 [370-539766]	254 [210-2287]	433 [213-2307]	252 [124-422]	275 [159-670]	254 [156-547]
2	Psat.	256 [205-330]	237 [129-607]	250 [132-397]			
3	Psat (avec Pyrgos)	187 [142-281]	356 [157-820]	316 [155-424]			
4	Psat + Neos-Erineos	176 [105-278]	170 [156-435]	176 [106-405]			
5	Psat + Neos. + Aigion	192 [125-275]	202 [170-516]	201 [125-418]			
Pyrgos							
1	Pyrgos	506 [271-1243]	522 [171-611]	552 [171-1088]	371 [238-1233]	514 [163-611]	438 [171-906]
2	Psat. (avec Pyrgos)	187 [142-281]	356 [157-820]	316 [155-424]			
Neos-Erineos							
1	Neos-Erineos	510 [311-762]	318 [213-665]	379 [213-673]	353 [168-630]	356 [174-665]	344 [174-637]
2	Neos. + Psath.	176 [105-278]	170 [156-435]	176 [106-405]			
3	Neos. + Aigion	139 [82-208]	208 [170-467]	196 [85-458]			
4	Psat + Neos. + Aigion	192 [125-275]	202 [170-516]	201 [125-418]			
Aigion							
1	Aigion	546 [407-601631]	448 [216-2339]	448 [216-2339]	407 [144-755]	283 [195-1032]	375 [191-1032]
2	Aigion + Neos.	139 [82-208]	208 [170-467]	196 [85-458]			
3	Psat + Neos. + Aigion	192 [125-275]	202 [170-516]	201 [125-418]			
Marathias							
1	Marathias	1430 [844-2825]	1340 [1082-3335]	1430 [844-3335]	1430 [844-2825]	1340 [1082-3335]	1430 [844-3335]
Trizonia							
1	Trizonia	1431 [986-1740]	726 [636-1733]	900 [644-1733]	1013 [711-1508]	726 [629-1693]	743 [629-1651]
2	Trizonia	777 [616-1013]	654 [378-1693]	727 [387-1169]			
Helike Ouest							
1	Helike O.	1748 [941-3536]	1506 [606-1927]	1515 [607-3021]	1483 [776-2800]	1506 [606-2240]	1493 [617-2578]
2	Helike O.	1000 [641-2173]	948 [767-2240]	1000 [641-2240]			

Table A.2 : Tableau des temps de retour de $M \geq 6$ estimés pour les failles localisées dans la zone sismotectonique ouest. Les résultats présentés correspondent à la médiane pondérée des temps de retour obtenue pour chaque branche des arbres logiques intégrant les données présentées dans la table A1. Les chiffres entre crochets correspondent à l'incertitude : 16^e et 84^e percentile.

	Nom failles & hypothèses	Probabilités Poisson (%)			Probabilités surfacique Poisson (%/100km ²)		
		GR	YC	Total	GR	YC	Total
Psathopyrgos							
1	Psat.	6 [0-7]	7 [1-13]	7 [1-11]	7 [0-8]	8 [1-15]	8 [1-13]
2	Psat.	11 [9-14]	10 [5-21]	11 [5-17]	6 [5-8]	6 [3-12]	6 [3-10]
3	Psat (avec Pyrgos)	14 [10-19]	8 [4-17]	9 [4-17]	6 [4-8]	3 [2-7]	4 [2-7]
4	Psat + Neos-Erineos	15 [10-25]	8 [7-17]	15 [7-25]	15 [10-25]	8 [7-17]	15 [7-25]
5	Psat + Neos. + Aigion	19 [13-30]	7 [6-16]	14 [6-29]	19 [13-30]	7 [6-16]	14 [6-29]
Pyrgos							
1	Pyrgos	4 [2-10]	6 [5-16]	6 [3-16]	4 [2-10]	6 [5-16]	6 [3-16]
2	Psat. (avec Pyrgos)	14 [10-19]	8 [4-17]	9 [4-17]	6 [4-8]	3 [2-7]	4 [2-7]
Neos-Erineos							
1	Neos-Erineos	6 [4-9]	8 [4-13]	8 [4-13]	6 [4-9]	8 [4-13]	8 [4-13]
2	Neos. + Psath.	15 [10-25]	8 [7-17]	15 [7-25]	15 [10-25]	8 [7-17]	15 [7-25]
3	Neos. + Aigion	14 [10-21]	8 [6-16]	14 [6-21]	14 [10-21]	8 [6-16]	14 [6-21]
4	Psat + Neos. + Aigion	19 [13-30]	7 [6-16]	14 [6-29]	19 [13-30]	7 [6-16]	14 [6-29]
Aigion							
1	Aigion	5 [0-7]	7 [1-13]	6 [1-10]	5 [0-7]	7 [1-13]	6 [1-10]
2	Aigion + Neos.	14 [10-21]	8 [6-16]	14 [6-21]	14 [10-21]	8 [6-16]	14 [6-21]
3	Psat + Neos. + Aigion	19 [13-30]	7 [6-16]	14 [6-29]	19 [13-30]	7 [6-16]	14 [6-29]
Marathias							
1	Marathias	2 [1-3]	1 [1-3]	2 [1-3]	1 [1-2]	1 [1-2]	1 [1-2]
Trizonia							
1	Trizonia	2 [2-3]	4 [2-5]	3 [2-4]	2 [2-3]	3 [2-4]	3 [2-3]
2	Trizonia	4 [3-5]	4 [2-8]	4 [2-6]	2 [1-2]	2 [1-4]	2 [1-3]
Helike Ouest							
1	Helike O.	1 [1-3]	2 [2-5]	2 [1-5]	1 [1-2]	1 [1-4]	1 [1-4]
2	Helike O.	2 [1-5]	2 [1-4]	2 [1-4]	1 [0-2]	1 [0-2]	1 [0-2]

Table A.3 : Tableau des P.O.S. de M≥6 pour les 30 prochaines années selon le modèle de Poisson (sans mémoire), estimées pour les failles localisées dans la zone sismotectonique ouest. Les résultats présentés correspondent à la médiane pondérée des temps de retour obtenue pour chaque branche des arbres logiques intégrant les données présentées dans la table A1. Les chiffres entre crochets correspondent à l'incertitude : 16^e et 84^e percentile. Les P.O.S. sont présentées en valeur absolue selon l'hypothèse de géométrie considérée, ou normalisée par 100 km² selon la surface correspondante.

	Nom failles (hypothèses & segments impliqués)	BPT (%)			Weibull (%)			Date du dernier séisme
		GR	YC	Total	GR	YC	Total	
Psathopyrgos								
1	Psat.	7 [0-11]	10 [0-21]	8 [0-19]	5 [0-10]	9 [1-22]	7 [0-19]	1725/1756/1806 ?
2	Psat.	17 [13-22]	18 [5-31]	17 [11-27]	16 [11-25]	18 [5-41]	17 [10-32]	1725/1756/1806 ?
3	Psat (avec Pyrgos)	22 [17-31]	11 [2-27]	19 [10-27]	25 [16-41]	10 [3-33]	20 [9-36]	1725/1756/1806 ?
4	Psat + Neos-Erineos	23 [14-40]	13 [10-34]	22 [10-35]	28 [14-65]	12 [9-50]	26 [9-53]	1725 ?
5	Psat + Neos. + Aigion	29 [19-52]	11 [2-29]	20 [5-40]	35 [17-70]	10 [4-39]	21 [5-57]	1725 ?
Pyrgos								
1	Pyrgos	3 [1-16]	7 [5-25]	7 [1-23]	3 [2-16]	6 [5-32]	6 [2-27]	1725 ?
2	Psat. (avec Pyrgos)	22 [17-31]	12 [3-27]	19 [10-30]	27 [18-43]	11 [3-36]	21 [9-41]	1725 ?
Neos-Erineos								
1	Neos.	7 [3-14]	13 [4-22]	11 [4-19]	7 [4-13]	12 [4-27]	9 [4-20]	1725 ?
2	Neos. + Psath.	23 [14-40]	13 [10-34]	22 [10-35]	28 [14-65]	12 [9-50]	26 [9-53]	1725 ?
3	Neos. + Aigion	21 [10-35]	8 [1-26]	19 [3-31]	18 [10-36]	7 [4-25]	17 [5-30]	1888
4	Psat + Neos. + Aigion	29 [19-52]	11 [2-29]	20 [5-40]	35 [17-70]	10 [4-39]	21 [5-57]	1725 ?
Aigion								
1	Aigion	6 [1-21]	8 [0-20]	7 [0-21]	6 [3-19]	7 [2-17]	7 [2-18]	1888
2	Aigion + Neos.	21 [10-35]	8 [1-26]	19 [3-31]	18 [10-36]	7 [4-25]	17 [5-30]	1888
3	Psat + Neos. + Aigion	29 [19-52]	11 [2-29]	20 [5-40]	35 [17-70]	10 [4-39]	21 [5-57]	1725 ?
Marathias								
1	Marathias	0 [0-3]	0 [0-2]	0 [0-2]	1 [0-3]	1 [0-2]	1 [0-3]	1725 ?
Trizonia								
1	Trizonia	0 [0-1]	4 [0-5]	2 [0-4]	1 [1-2]	4 [1-4]	3 [1-4]	1725 ?
2	Trizonia	3 [1-5]	4 [0-12]	4 [0-11]	3 [2-5]	4 [1-12]	4 [1-9]	1725 ?
Helike Ouest								
1	Helike O.	0 [0-1]	0 [0-6]	0 [0-4]	1 [0-2]	1 [1-5]	1 [0-5]	1725 ?
2	Helike O.	1 [0-5]	0 [0-4]	1 [0-4]	2 [1-4]	1 [0-4]	2 [0-4]	1725 ?

Table A.4 : Tableau des P.O.S. de $M \geq 6$ pour les 30 prochaines années selon les modèles BPT et Weibull (à mémoire), estimées pour les failles localisées dans la zone sismotectonique ouest. Les résultats présentés correspondent à la médiane pondérée des temps de retour obtenue pour chaque branche des arbres logiques intégrant les données présentées dans la table A1. Les chiffres entre crochets correspondent à l'incertitude : 16^e et 84^e percentile. Les détails des résultats pour les failles possédant plusieurs hypothèses sur la date d'occurrence du dernier séisme sont présentés dans la Table A. 11.

	Nom failles (hypothèses & segments impliqués)	BPT surfacique (%/100km ²)			Weibull surfacique (%/100km ²)			Date du dernier séisme
		GR	YC	Total	GR	YC	Total	
Psathopyrgos								
1	Psat.	8 [0-13]	12 [0-24]	9 [0-22]	6 [0-12]	10 [1-26]	8 [0-22]	1725/1756/1806 ?
2	Psat.	10 [8-13]	10 [3-18]	10 [6-16]	9 [6-15]	10 [3-24]	10 [6-19]	1725/1756/1806 ?
3	Psat (avec Pyrgos)	9 [7-13]	4 [8-11]	8 [4-11]	9 [6-15]	10 [3-24]	10 [6-19]	1725/1756/1806 ?
4	Psat + Neos-Erineos	11 [7-18]	6 [4-16]	10 [5-16]	13 [6-30]	6 [4-23]	12 [4-24]	1725 ?
5	Psat + Neos. + Aigion	13 [8-23]	5 [1-13]	9 [2-17]	15 [7-30]	4 [2-17]	9 [2-25]	1725 ?
Pyrgos								
1	Pyrgos	3 [1-17]	7 [5-26]	7 [1-24]	3 [2-17]	6 [5-33]	6 [2-28]	1725 ?
2	Psat. (avec Pyrgos)	9 [7-13]	5 [1-11]	8 [4-12]	11 [7-18]	5 [1-15]	9 [4-17]	1725 ?
Neos-Erineos								
1	Neos.	5 [2-10]	9 [3-16]	8 [3-14]	5 [3-9]	9 [3-19]	6 [3-14]	1725 ?
2	Neos. + Psath.	11 [7-18]	6 [4-16]	10 [5-16]	13 [6-30]	6 [4-23]	12 [4-24]	1725 ?
3	Neos. + Aigion	13 [6-22]	5 [1-16]	12 [2-19]	11 [6-22]	4 [2-15]	10 [3-19]	1888
4	Psat + Neos. + Aigion	13 [8-23]	5 [1-13]	9 [2-17]	15 [7-30]	4 [2-17]	9 [2-25]	1725 ?
Aigion								
1	Aigion	6 [1-21]	8 [0-20]	7 [0-21]	6 [3-19]	7 [2-17]	7 [2-18]	1888
2	Aigion + Neos.	13 [6-22]	5 [1-16]	12 [2-19]	11 [6-22]	4 [2-15]	10 [3-19]	1888
3	Psat + Neos. + Aigion	13 [8-23]	5 [1-13]	9 [2-17]	15 [7-30]	4 [2-17]	9 [2-25]	1725 ?
Marathias								
1	Marathias	0 [0-2]	0 [0-1]	0 [0-1]	1 [0-1]	1 [0-2]	1 [0-2]	1725 ?
Trizonia								
1	Trizonia	0 [0-1]	3 [0-4]	2 [0-4]	1 [1-2]	3 [1-4]	2 [1-4]	1725 ?
2	Trizonia	1 [1-3]	2 [0-6]	2 [0-5]	2 [1-2]	2 [1-6]	2 [1-5]	1725 ?
Helike Ouest								
1	Helike O.	0 [0-1]	0 [0-4]	0 [0-3]	1 [0-1]	1 [1-4]	1 [0-4]	1725 ?
2	Helike O.	0 [0-2]	0 [0-2]	0 [0-2]	1 [0-2]	0 [0-2]	1 [0-2]	1725 ?

Table A.5 : Tableau des P.O.S. surfacique (%/100km²) de M≥6 pour les 30 prochaines années selon les modèles BPT et Weibull (à mémoire), estimées pour les failles localisées dans la zone sismotectonique ouest. Les résultats présentés correspondent à la médiane pondérée des temps de retour obtenue pour chaque branche des arbres logiques intégrant les données présentées dans la table A1. Les chiffres entre crochets correspondent à l'incertitude : 16^e et 84^e percentile. Les détails des résultats pour les failles possédant plusieurs hypothèses sur la date d'occurrence du dernier séisme sont présentés dans la Table A. 12.

Pour ces failles est utilisé un b régional défini à partir de l'analyse de la zone sismotectonique est ; variant selon la Mmin (4/4,5) et la méthode de déclustering considérée.									
	Nom failles (hypothèses & segments impliqués)	Longueur (km)	Longueur /s surface (km)	Pendage (°)	Prof. enracinement (km)	Epaisseur (km)	Aire (km ²)	Mmax (sans +0,2 du calcul)	Vit. glissement (mm/an)
Helike Est									
1	Helike Est	14,5	20,2	55	7	8,6	172,8	6,4 (6,1-6,8)	3-4
2	Helike Est	14,5	20,2	55	12	13,9	296,2	6,5 (6,2-6,8)	3-4
3	Helike E. (avec 1995)	14,5	20,2	55/5/35	6/6,5/10	24,4	493,4	7,0 (6,7-7,3)	3,7-4,8
4	Helike E. + S. Erat.	26,5	35				329,3	7,0 (6,7-7,2)	0,5-4
5	Helike E. + Helike O.	25,6	34				308,9	6,8 (6,5-7,1)	0,5-4
6	Helike E. + S. Erat. + ECF	48,4	60,5				516,5	7,2 (7,0-7,5)	0,5-4
7	Helike E. + Helike O. + S. Erat.	37,7	48,1				465,4	7,1 (6,8-7,3)	0,5-4
1995									
1	1995 (F. aveugle)		14	35	3,5/10	13,95	195,3	6,3 (6,0-6,7)	2,0-7,0
2	Helike E. (avec 1995)	14,5	20,2	55/5/35	6/6,5/10	493,4	245,1	7,0 (6,7-7,3)	3,7-4,8
Sud Eratini									
1	Sud Eratini	12	17	45	6,5	9,2	156,5	6,3 (6,0-6,6)	0,6-1,4
2	Sud Erat. + ECF	33,9	43,8				343,7	7 (6,7-7,2)	0,5-4
3	Sud Erat. + Helike E.	26,5	35				329,3	7 (6,7-7,2)	0,5-4
4	Helike E. + S. Erat. + ECF	48,4	60,5				516,5	7,2 (7-7,5)	0,5-4
East Channel									
1	East Channel	21,9	29,4	45	4,5	6,4	187,2	6,7 (6,4-7,1)	1-1,8
2	ECF + Sud Erat.	33,9	43,8				343,7	7 (6,7-7,2)	0,5-4
3	ECF + S. Erat. + Helike E.	48,4	60,5				516,5	7,2 (7-7,5)	0,5-4
West Channel									
1	West Channel	10,8	15,5	45	2,5	3,5	54,7	6,2 (5,9-6,6)	0,4-0,5
Nord Eratini									
1	Nord Eratini	11,5	16,4	60	6	6,9	113,5	6,3 (6,0-6,6)	2,4-5,6

Table A. 6 : Détail des divers paramètres considérées pour la détermination de la P.O.S. des failles présentes dans la zone sismotectonique est.

	Nom failles & hypothèses	Temps de retour			Résultats pour l'ensemble des hypothèses		
		GR	YC	Total	GR	YC	Total
Helike Est							
1	Helike Est	358 [270-436]	291 [197-846]	356 [203-609]	259 [126-691]	384 [197-1148]	289 [149-980]
2	Helike Est	208 [173-266]	217 [122-537]	217 [126-374]			
3	Helike E. (avec 1995)	186 [140-279]	416 [215-906]	363 [169-540]			
4	Helike E. + S. Erat.	237 [117-991]	601 [222-1949]	601 [120-1892]			
5	Helike E. + Helike O.	239 [120-1008]	600 [221-1936]	600 [123-1914]			
6	Helike E. + S. Erat. + ECF	174 [80-804]	498 [259-2287]	497 [134-2195]			
7	Helike E. + Helike O. + S. Erat.	182 [93-870]	495 [245-2186]	495 [134-2092]			
1995							
1	1995 (F. aveugle)	156 [72-385]	192 [79-403]	192 [72-403]	186 [80-385]	227 [80-539]	221 [80-498]
2	Helike E. (avec 1995)	186 [140-279]	416 [215-906]	363 [169-540]			
Sud Eratini							
1	Sud Eratini	1184 [793-2173]	1069 [611-1888]	1184 [611-1899]	873 [138-1899]	1048 [444-2121]	1037 [274-2017]
2	Sud Erat. + ECF	190 [101-920]	503 [246-2192]	503 [136-2098]			
3	Sud Erat. + Helike E.	237 [117-991]	601 [222-1949]	601 [120-1892]			
4	Helike E. + S. Erat. + ECF	174 [80-804]	498 [259-2287]	497 [134-2195]			
East Channel							
1	East Channel	1083 [787-1435]	1341 [1000-3605]	1340 [787-2732]	807 [138-1424]	1301 [477-3449]	1244 [274-2412]
2	ECF + Sud Erat.	190 [101-920]	503 [246-2192]	503 [136-2098]			
3	ECF + S. Erat. + Helike E.	174 [80-804]	498 [259-2287]	497 [134-2195]			
West Channel							
1	West Channel	8410 [6133-10636]	5167 [4171-11252]	5657 [4254-11039]	8410 [6133-10636]	5167 [4171-11252]	5657 [4254-11039]
Nord Eratini							
1	Nord Eratini	393 [269-788]	374 [192-596]	393 [192-686]	393 [269-788]	374 [192-596]	393 [192-686]

Table A. 7 : Tableau des temps de retour de $M \geq 6$ estimés pour les failles localisées dans la zone sismotectonique est. Les résultats présentés correspondent à la médiane pondérée des temps de retour obtenue pour chaque branche des arbres logiques intégrant les données présentées dans la table A1. Les chiffres entre crochets correspondent à l'incertitude : 16^e et 84^e percentile.

	Nom failles & hypothèses	Probabilités Poisson (%)			Probabilités surfacique Poisson (%/100km ²)		
		GR	YC	Total	GR	YC	Total
Helike Est							
1	Helike Est	8 [7-10]	8 [3-14]	8 [4-13]	5 [4-6]	5 [2-8]	5 [2-8]
2	Helike Est	12 [10-16]	10 [5-22]	12 [6-21]	4 [3-5]	3 [2-7]	4 [2-7]
3	Helike E. (avec 1995)	14 [9-19]	6 [3-13]	8 [4-16]	3 [2-4]	1 [1-3]	2 [1-3]
4	Helike E. + S. Erat.	4 [3-23]	3 [2-12]	4 [2-22]	1 [1-7]	1 [1-4]	1 [1-7]
5	Helike E. + Helike O.	4 [3-22]	3 [2-12]	4 [2-22]	1 [1-7]	1 [1-4]	1 [1-7]
6	Helike E. + S. Erat. + ECF	6 [3-31]	3 [1-11]	6 [1-19]	1 [1-6]	1 [0-2]	1 [0-4]
7	Helike E. + Helike O. + S. Erat.	5 [3-27]	3 [1-11]	5 [1-20]	1 [1-6]	1 [0-2]	1 [0-4]
1995							
1	1995 (F. aveugle)	11 [7-34]	14 [7-31]	14 [7-34]	6 [4-17]	7 [4-16]	7 [4-17]
2	Helike E. (avec 1995)	14 [9-19]	6 [3-13]	8 [4-16]	3 [2-4]	1 [1-3]	2 [1-3]
Sud Eratini							
1	Sud Eratini	2 [1-4]	2 [2-5]	2 [2-5]	1 [1-3]	1 [1-3]	1 [1-3]
2	Sud Erat. + ECF	3 [1-11]	5 [3-26]	5 [1-2]	1 [0-3]	1 [1-8]	1 [0-6]
3	Sud Erat. + Helike E.	4 [3-23]	3 [2-12]	4 [2-22]	1 [1-7]	1 [1-4]	1 [1-7]
4	Helike E. + S. Erat. + ECF	6 [3-31]	3 [1-11]	6 [1-19]	1 [1-6]	1 [0-2]	1 [0-4]
East Channel							
1	East Channel	2 [2-4]	1 [1-3]	2 [1-4]	1 [1-2]	1 [1-2]	1 [1-2]
2	ECF + Sud Erat.	3 [1-11]	5 [3-26]	5 [1-2]	1 [0-3]	1 [1-8]	1 [0-6]
3	ECF + S. Erat. + Helike E.	6 [3-31]	3 [1-11]	6 [1-19]	1 [1-6]	1 [0-2]	1 [0-4]
West Channel							
1	West Channel	0 [0-0]	1 [0-1]	1 [0-1]	0 [0-0]	2 [0-2]	2 [0-2]
Nord Eratini							
1	Nord Eratini	5 [4-11]	6 [4-14]	6 [4-14]	4 [4-10]	5 [4-12]	5 [4-12]

Table A. 8 : Tableau des P.O.S. de $M \geq 6$ pour les 30 prochaines années selon le modèle de Poisson (sans mémoire), estimées pour les failles localisées dans la zone sismotectonique est. Les résultats présentés correspondent à la médiane pondérée des temps de retour obtenue pour chaque branche des arbres logiques intégrant les données présentées dans la table A1. Les chiffres entre crochets correspondent à l'incertitude : 16^e et 84^e percentile. Les P.O.S. sont présentées en valeur absolue selon l'hypothèse de géométrie considérée, ou normalisée par 100 km² selon la surface correspondante.

	Nom failles (hypothèses & segments impliqués)	BPT (%)			Weibull (%)			Date du dernier séisme
		GR	YC	Total	GR	YC	Total	
Helike Est								
1	Helike Est	3 [0-13]	2 [0-13]	1 [0-13]	6 [2-12]	6 [1-14]	6 [1-12]	1861 / 1995
2	Helike Est	7 [0-23]	4 [0-24]	5 [0-23]	11 [6-21]	9 [2-25]	11 [3-21]	1861 / 1995
3	Helike E. (avec 1995)	10 [0-28]	1 [0-8]	2 [0-19]	13 [6-28]	4 [1-9]	6 [1-19]	1861 / 1995
4	Helike E. + S. Erat.	5 [1-38]	3 [0-24]	5 [0-31]	5 [2-59]	3 [0-28]	5 [1-45]	1725 ?
5	Helike E. + Helike O.	5 [1-37]	3 [0-24]	5 [0-31]	4 [2-58]	3 [0-28]	4 [1-45]	1725 ?
6	Helike E. + S. Erat. + ECF	9 [3-47]	2 [0-20]	8 [0-39]	8 [3-78]	2 [0-22]	7 [1-60]	1725 ?
7	Helike E. + Helike O. + S. Erat.	7 [2-43]	2 [0-21]	7 [0-35]	6 [3-69]	2 [0-23]	6 [1-53]	1725 ?
1995								
1	1995 (F. aveugle)	1 [0-29]	0 [0-32]	0 [0-32]	6 [2-31]	6 [1-30]	6 [1-30]	1995
2	Helike E. (avec 1995)	2 [0-8]	0 [0-1]	0 [0-4]	8 [4-15]	2 [1-7]	4 [1-11]	1995
Sud Eratini								
1	Sud Eratini	0 [0-3]	1 [0-6]	1 [0-4]	1 [1-3]	2 [1-5]	2 [1-5]	1725 ?
2	Sud Erat. + ECF	6 [1-40]	2 [0-21]	6 [0-33]	5 [2-65]	2 [0-23]	5 [1-49]	1725 ?
3	Sud Erat. + Helike E.	5 [1-38]	3 [0-24]	5 [0-31]	5 [2-59]	3 [0-28]	5 [1-45]	1725 ?
4	Helike E. + S. Erat. + ECF	9 [3-47]	2 [0-20]	8 [0-39]	8 [3-78]	2 [0-22]	7 [1-60]	1725 ?
East Channel								
1	East Channel	1 [0-4]	0 [0-2]	1 [0-4]	2 [1-4]	1 [0-2]	2 [0-4]	1725 ?
2	ECF + Sud Erat.	6 [1-40]	2 [0-21]	6 [0-33]	5 [2-65]	2 [0-23]	5 [1-49]	1725 ?
3	ECF + S. Erat. + Helike E.	9 [3-47]	2 [0-20]	8 [0-39]	8 [3-78]	2 [0-22]	7 [1-60]	1725 ?
West Channel								
1	West Channel	0 [0-0]	0 [0-0]	0 [0-0]	0 [0-0]	0 [0-0]	0 [0-0]	1725 ?
Nord Eratini								
1	Nord Eratini	7 [3-16]	9 [5-24]	9 [3-21]	6 [4-17]	9 [5-31]	9 [4-24]	1725 ?

Table A. 9 : Tableau des P.O.S. de $M \geq 6$ pour les 30 prochaines années selon les modèles BPT et Weibull (à mémoire), estimées pour les failles localisées dans la zone sismotectonique ouest. Les résultats présentés correspondent à la médiane pondérée des temps de retour obtenue pour chaque branche des arbres logiques intégrant les données présentées dans la table A1. Les chiffres entre crochets correspondent à l'incertitude : 16e et 84e percentile. Les détails des résultats pour les failles possédant plusieurs hypothèses sur la date d'occurrence du dernier séisme sont présentés dans la Table A. 11.

	Nom failles (hypothèses & segments impliqués)	BPT surfacique (%/100km ²)			Weibull surfacique (%/100km ²)			Date du dernier séisme
		GR	YC	Total	GR	YC	Total	
Helike Est								
1	Helike Est	2 [0-8]	1 [0-8]	1 [0-8]	3 [1-7]	3 [1-8]	3 [1-7]	1861 / 1995
2	Helike Est	2 [0-8]	1 [0-8]	2 [0-8]	4 [2-7]	3 [1-8]	4 [1-7]	1861 / 1995
3	Helike E. (avec 1995)	2 [0-6]	0 [0-2]	0 [0-4]	3 [1-6]	1 [0-2]	1 [0-4]	1861 / 1995
4	Helike E. + S. Erat.	2 [0-12]	1 [0-7]	2 [0-9]	2 [0-14]	1 [0-9]	2 [0-14]	1725 ?
5	Helike E. + Helike O.	2 [0-12]	1 [0-8]	2 [0-10]	1 [1-19]	1 [0-9]	1 [0-15]	1725 ?
6	Helike E. + S. Erat. + ECF	2 [1-9]	0 [0-4]	2 [0-8]	2 [1-15]	0 [0-4]	1 [0-12]	1725 ?
7	Helike E. + Helike O. + S. Erat.	2 [0-9]	0 [0-5]	2 [0-8]	1 [1-15]	0 [0-5]	1 [0-11]	1725 ?
1995								
1	1995 (F. aveugle)	0 [0-15]	0 [0-16]	0 [0-16]	3 [1-16]	3 [1-16]	3 [1-16]	1995
2	Helike E. (avec 1995)	0 [0-2]	0 [0-0]	0 [0-1]	2 [1-3]	0 [0-1]	1 [0-2]	1995
Sud Eratini								
1	Sud Eratini	0 [0-2]	1 [0-6]	1 [0-3]	1 [1-2]	1 [1-3]	1 [1-3]	1725 ?
2	Sud Erat. + ECF	2 [0-12]	1 [0-6]	2 [0-10]	1 [1-19]	1 [0-7]	1 [0-14]	1725 ?
3	Sud Erat. + Helike E.	2 [0-12]	1 [0-7]	2 [0-9]	2 [0-14]	1 [0-9]	2 [0-14]	1725 ?
4	Helike E. + S. Erat. + ECF	2 [1-9]	0 [0-4]	2 [0-8]	2 [1-15]	0 [0-4]	1 [0-12]	1725 ?
East Channel								
1	East Channel	1 [0-2]	0 [0-1]	1 [0-2]	1 [1-2]	1 [0-2]	1 [0-2]	1725 ?
2	ECF + Sud Erat.	2 [0-12]	1 [0-6]	2 [0-10]	1 [1-19]	1 [0-7]	1 [0-14]	1725 ?
3	ECF + S. Erat. + Helike E.	2 [1-9]	0 [0-4]	2 [0-8]	2 [1-15]	0 [0-4]	1 [0-12]	1725 ?
West Channel								
1	West Channel	0 [0-0]	0 [0-0]	0 [0-0]	0 [0-0]	0 [0-0]	0 [0-0]	1725 ?
Nord Eratini								
1	Nord Eratini	6 [3-14]	8 [4-21]	8 [3-19]	5 [4-15]	8 [4-27]	8 [4-21]	1725 ?

Table A. 10 : Tableau des P.O.S. surfacique (%/100km²) de M≥6 pour les 30 prochaines années selon les modèles BPT et Weibull (à mémoire), estimées pour les failles localisées dans la zone sismotectonique ouest. Les résultats présentés correspondent à la médiane pondérée des temps de retour obtenue pour chaque branche des arbres logiques intégrant les données présentées dans la table A1. Les chiffres entre crochets correspondent à l'incertitude : 16^e et 84^e percentile. Les détails des résultats pour les failles possédant plusieurs hypothèses sur la date d'occurrence du dernier séisme sont présentés dans la Table A. 12.

	Nom failles (hypothèses & segments impliqués)	BPT (%)			Weibull (%)			Date du dernier séisme
		GR	YC	Total	GR	YC	Total	
Helike Est								
1	Helike Est	9 [4-14]	9 [0-23]	9 [3-15]	8 [5-12]	8 [2-22]	8 [4-13]	1861
1	Helike Est	0 [0-0]	0 [0-2]	0 [0-0]	3 [1-6]	4 [1-9]	4 [1-6]	1995
2	Helike Est	19 [14-28]	14 [2-37]	19 [9-29]	17 [12-25]	12 [4-44]	16 [8-19]	1861
2	Helike Est	1 [0-4]	0 [0-13]	1 [0-4]	7 [3-11]	6 [2-18]	6 [2-12]	1995
3	Helike E. (avec 1995)	23 [13-34]	5 [0-19]	8 [1-25]	21 [12-38]	5 [2-18]	8 [2-24]	1861
3	Helike E. (avec 1995)	2 [0-8]	0 [0-1]	0 [0-4]	8 [4-15]	2 [1-7]	4 [1-11]	1995
Psathopyrgos								
1	Psat.	8 [0-11]	10 [0-22]	8 [0-19]	7 [0-10]	9 [1-25]	8 [0-21]	1725
1	Psat.	6 [0-11]	9 [0-20]	7 [0-19]	6 [0-10]	8 [1-23]	7 [0-20]	1756
1	Psat.	5 [0-10]	10 [0-21]	8 [0-19]	5 [0-8]	7 [1-19]	6 [0-19]	1806
2	Psat.	17 [13-23]	18 [6-31]	18 [12-27]	17 [12-26]	19 [5-45]	18 [10-34]	1725
2	Psat.	17 [13-23]	18 [5-32]	18 [11-27]	16 [11-24]	18 [5-44]	17 [10-31]	1756
2	Psat.	16 [12-21]	17 [4-32]	17 [10-25]	15 [10-21]	16 [4-41]	16 [9-26]	1806
3	Psat (avec Pyrgos)	22 [17-31]	12 [3-27]	19 [10-30]	27 [18-43]	11 [3-36]	21 [9-41]	1725
3	Psat (avec Pyrgos)	23 [17-31]	12 [2-27]	19 [10-30]	25 [17-40]	10 [3-34]	19 [9-37]	1756
3	Psat (avec Pyrgos)	22 [15-30]	10 [2-28]	19 [9-29]	23 [14-35]	9 [3-32]	17 [7-33]	1806

Table A. 11 : Tableau des P.O.S. (%) de $M \geq 6$ pour les 30 prochaines années selon les modèles BPT et Weibull (à mémoire), pour les failles où plusieurs hypothèses sur la date du dernier séismes existent. Les résultats présentés correspondent à la médiane pondérée des temps de retour obtenue pour chaque branche et les résultats entre crochets correspondent aux incertitudes (16^e et 84^e percentile).

	Nom failles (hypothèses & segments impliqués)	BPT surfacique (%/100km ²)			Weibull surfacique (%/100km ²)			Date du dernier séisme
		GR	YC	Total	GR	YC	Total	
Helike Est								
1	Helike Est	5 [2-8]	5 [0-13]	5 [2-9]	5 [3-7]	5 [1-13]	5 [2-8]	1861
1	Helike Est	0 [0-0]	0 [0-1]	0 [0-0]	2 [1-3]	2 [1-5]	2 [1-3]	1995
2	Helike Est	6 [5-9]	5 [1-12]	6 [3-10]	6 [4-8]	4 [1-15]	5 [3-10]	1861
2	Helike Est	0 [0-1]	0 [0-4]	0 [0-1]	2 [1-4]	2 [1-6]	2 [1-4]	1995
3	Helike E. (avec 1995)	5 [3-7]	1 [0-4]	2 [0-5]	4 [2-8]	1 [0-4]	2 [0-5]	1861
3	Helike E. (avec 1995)	0 [0-2]	0 [0-0]	0 [0-1]	2 [1-3]	0 [0-1]	1 [0-2]	1995
Psathopyrgos								
1	Psat.	9 [0-13]	12 [0-26]	9 [0-22]	8 [0-12]	10 [1-29]	9 [0-24]	1725
1	Psat.	7 [0-13]	10 [0-26]	9 [0-22]	7 [0-12]	9 [1-27]	8 [0-23]	1756
1	Psat.	6 [0-12]	10 [0-23]	8 [0-22]	6 [0-9]	8 [1-22]	7 [0-22]	1806
2	Psat.	10 [8-13]	10 [3-18]	10 [7-16]	10 [7-15]	11 [3-26]	10 [6-20]	1725
2	Psat.	10 [8-13]	10 [3-19]	10 [6-16]	9 [6-14]	10 [3-26]	10 [6-18]	1756
2	Psat.	9 [7-12]	10 [2-19]	10 [6-15]	9 [6-12]	9 [2-24]	9 [5-15]	1806
3	Psat (avec Pyrgos)	9 [7-13]	5 [1-11]	8 [4-12]	11 [7-18]	4 [1-15]	9 [4-17]	1725
3	Psat (avec Pyrgos)	9 [7-13]	5 [1-11]	8 [4-12]	10 [7-16]	4 [1-14]	8 [4-15]	1756
3	Psat (avec Pyrgos)	9 [6-12]	4 [1-11]	8 [4-12]	9 [6-14]	4 [1-13]	7 [3-13]	1806

Table A. 12 : Tableau des P.O.S. surfacique (%/100km²) de M_≥6 pour les 30 prochaines années selon les modèles BPT et Weibull (à mémoire), pour les failles où plusieurs hypothèses sur la date du dernier séismes existent. Les résultats présentés correspondent à la médiane pondérée des temps de retour obtenue pour chaque branche et les résultats entre crochets correspondent aux incertitudes (16^e et 84^e percentile).

Annexe 3 :

Bestiaire des scénarios existants de rupture simultanée

Les résultats des modèles de distribution de la sismicité obtenus pour l'analyse des failles impliquent l'hypothèse de rupture simultanée de plusieurs failles. Afin de définir ces scénarios pour le rift de Corinthe, nous tentons de définir un paramètre de distance de référence entre les failles normales. La définition de ce paramètre passe par l'analyse des cas de ruptures simultanées observées dans le monde au niveau des failles normales. Ce travail complet et met à jour la précédente analyse réalisée par Wesnousky (2008). Cette annexe reporte l'analyse détaillée de chacun des cas considérés pour la réalisation de cette étude présentée dans le chapitre 4 de la thèse (Figure 1). Nous tentons d'intégrer les géométries de ces structures pour réaliser ces estimations de distance. En cas d'absence d'informations ou de modèles, nous considérons un pendage de 60° et une profondeur d'enracinement de 10 km.

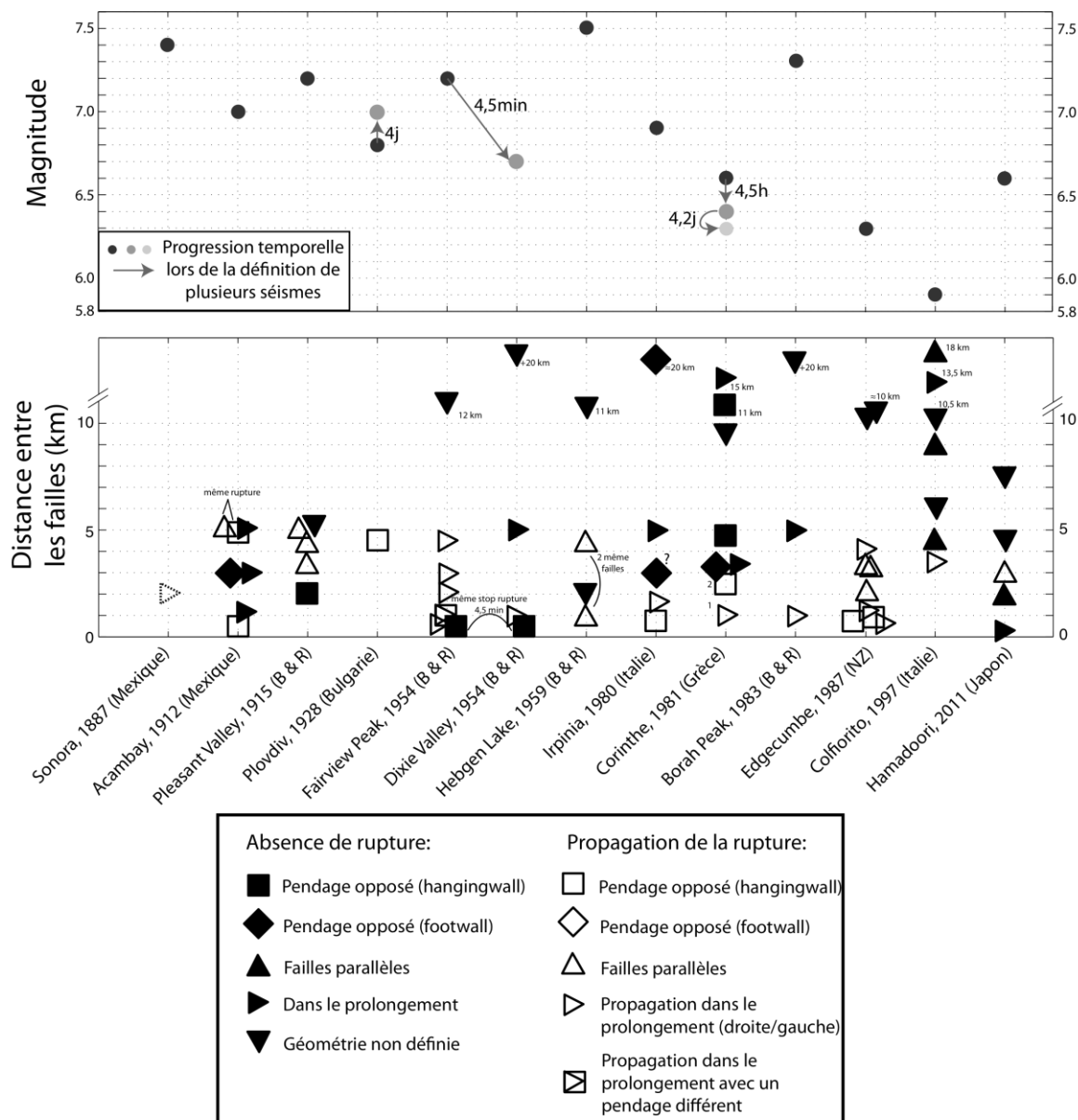


Figure 1: Résumé des observations des discontinuités géométriques des failles ayant générées simultanément ou consécutivement un séisme. Les figurés blancs correspondent aux distances entre deux failles ayant rompu simultanément et donc favorisé la propagation de la rupture. Les figurés noirs correspondent aux distances entre les failles n'ayant pas rompu, distances empêchant la propagation de la rupture.

Wesnousky, S.G. 2008. Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-Hazard Analysis and the Process of Earthquake Rupture. Bulletin of the Seismological Society of America 98(4), 1609-1632.

Séisme de Sonora - 1887 (Mexique) :

Ce séisme est estimé à des magnitudes M_w de 7,2 à 7,4 (DuBois and Sbar, 1981; Herd and McMasters, 1982; Natali and Sbar, 1982), survenant le long des failles du Basin & Range dans une région avec une faible activité sismique historique. Les données recueillies dans la vallée de San Bernardino en 1978-1979 montrent la poursuite des activités microsismiques dans le voisinage de l'événement 1887 (Natali et Sbar, 1982).

La rupture provoquée par cette faille est composée de 3 sections. La section sud de l'escarpement de 1887 (25 km de long) se trouve dans la Sierra de Pilares Teras (Goodfellow, 1888), la section nord de 15 km recoupe des surfaces alluviales piedmont (12 km d'escarpement se situe de l'autre côté de la frontière, en Arizona), et la partie centrale de 35 km de long se situe à la base ouest de la Sierra de San Luis.

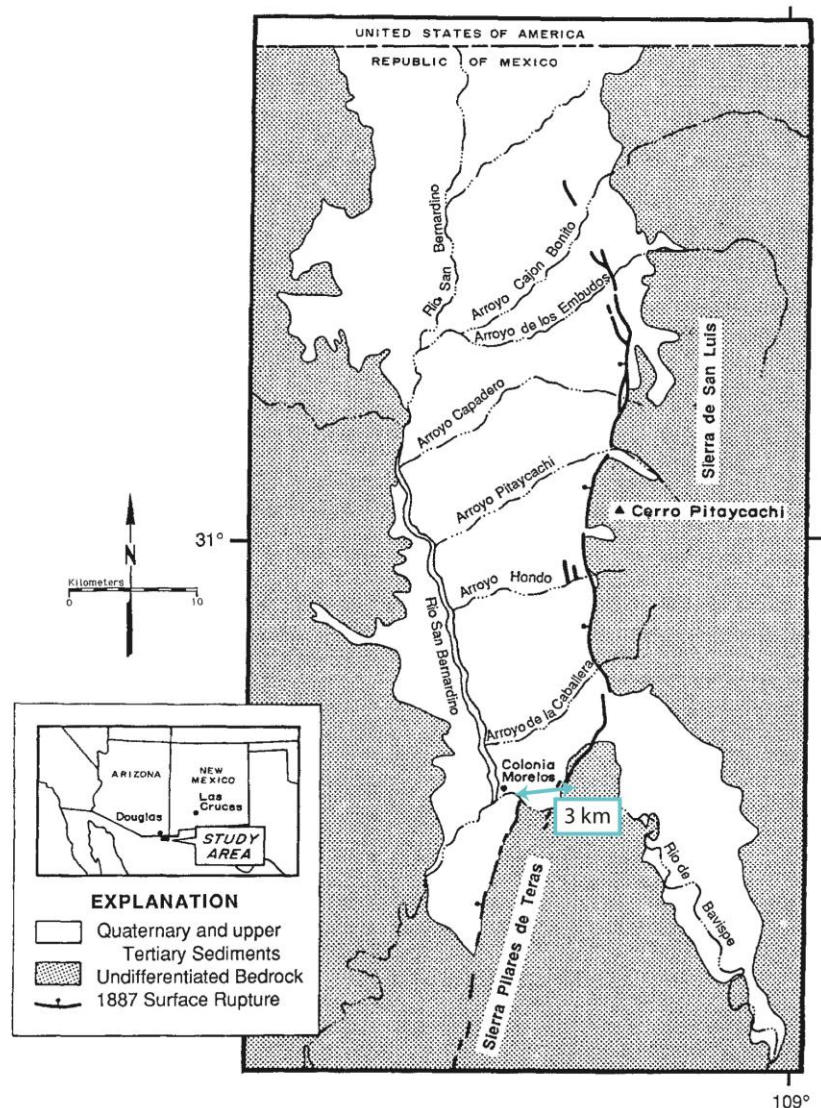


Figure 2 : Tracé des failles (partie sud) responsable du séisme de Sonora en 1887 (Bull & Pearthree 1988). En rouge la distance mesurée entre les segments ayant rompu ensemble.

Malgré l'existence des différentes publications sur ce séisme, nous n'avons pu estimer de manière fiable les distances séparant les 3 segments responsables de ce séisme. La seule estimation réalisée à partir de la Figure 1 permet de définir une distance potentielle de 3 km entre le segment central et le segment sud, qui semblent posséder tous les deux une même géométrie (pendage et orientation).

Références principales :

- Bull, W. & Pearthree, P. 1988. Frequency and size of Quaternary surface ruptures of the Pitaycachi fault, northeastern Sonora, Mexico. Bulletin of the Seismological Society of America 78(2), 956-978.
- Natali, S.G. & Sbar, M.L. 1982. Seismicity in the epicentral region of the 1887 northeastern Sonoran earthquake, Mexico. Bulletin of the Seismological Society of America 72(1), 181-196.

Références annexes :

- DuBois, S. M. and M. L. Sbar 1981. The 1887 earthquake in Sonora--Analysis of regional ground shaking and ground failure, in Proceedings of Conference on Evaluation of Regional Seismic Hazards and Risk, Santa Fe, New Mexico, August 25-27, 1980, U.S. Geol. Surv., Open-File Rept.
- Herd, D. G. and C. R. McMasters 1982. Surface faulting in the Sonora, Mexico, earthquake of 1887, Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs 14, 172.
- Goodfellow, G. E. 1888. The Sonora earthquake, Science 11,162-166.

Seisme d'Acambay - 1912 (Mexique) :

Le graben d'Acambay est un bassin intra-arc majeur de la ceinture volcanique Trans-Mexicaine. Trois systèmes de failles majeures définissent ce graben : la faille d'Acambay-Tismadejé localisée au niveau de la marge nord du graben, la faille Pastores formant la bordure sud et les failles intragaben (Figure 3 ; Langridge et al., 2000). Les études de tranchées réalisées au niveau de 4 sites le long de la faille Acambay-Tixmadejé révèlent l'existence du séisme de 1912 ($M_b=6,9$) et au moins 4 séismes datés du Pleistocène supérieur et de l'Holocène, ayant provoqués des ruptures de surfaces similaires aux déplacements associés au séismes de 1912 (Langridge et al., 2000).

Basées sur les descriptions d'Urbina (1913), plusieurs cartes montrant les ruptures produites par le séisme d'Acambay sont réalisées (Figure 4 ; Langridge et al., 2000 ; Suter et al., 1995). A partir des ces cartes, nous estimons les distances en profondeur entre les différentes failles.

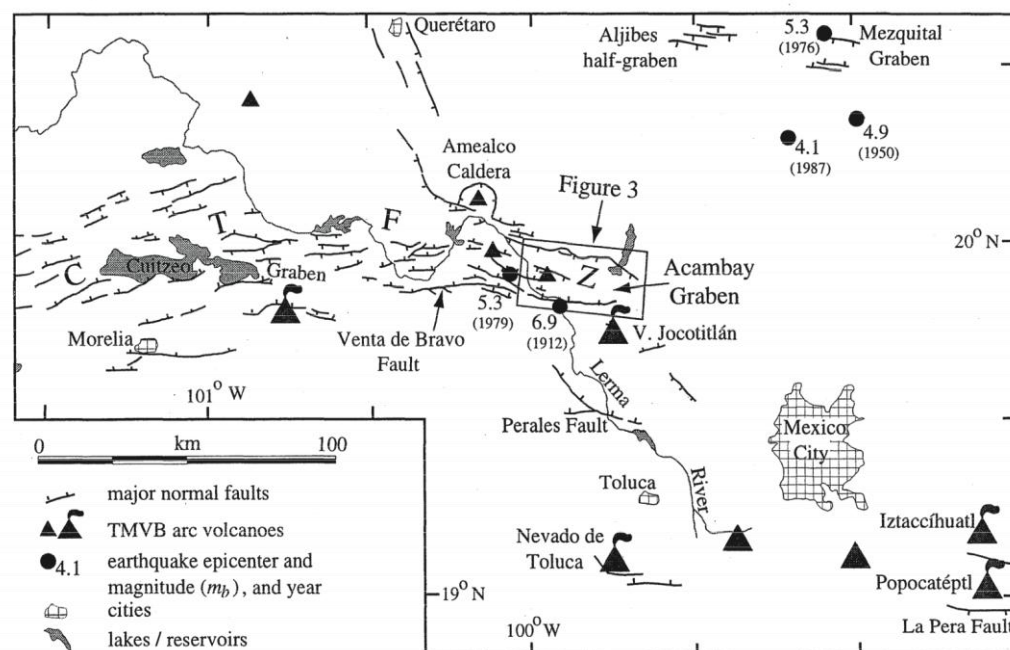


Figure 3 : Contexte tectonique et volcanique régional et localisation du graben d'Acambay, où sont localisées les failles responsables du séisme d'Acambay en 1912 (Langridge et al., 2000).

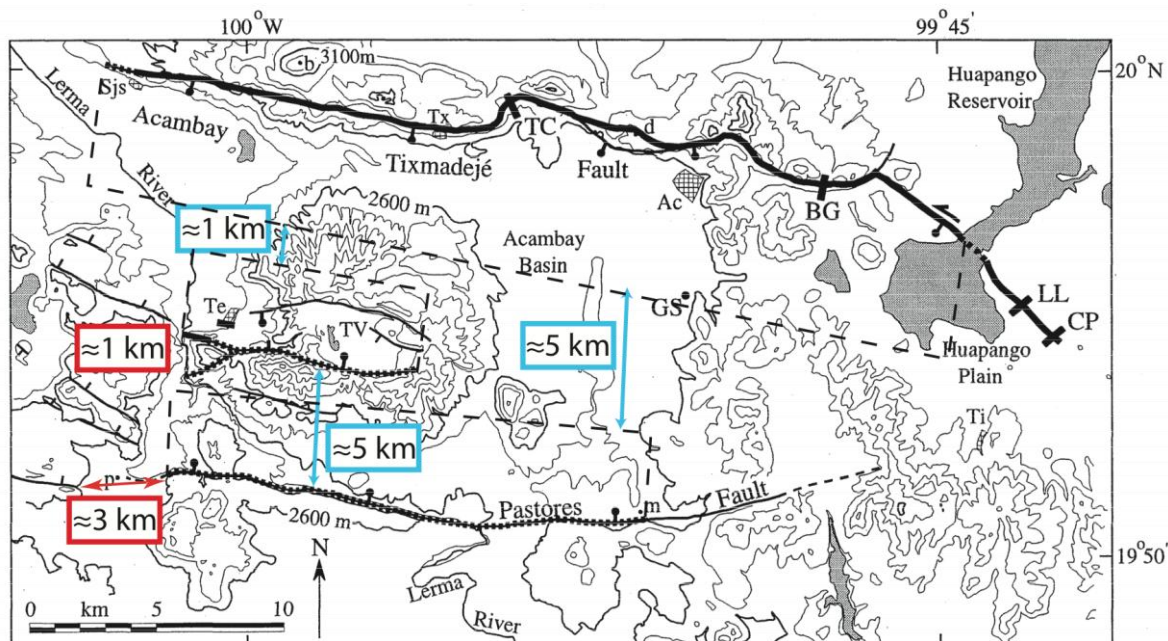


Figure 4 : Cartes des failles du graben d'Acambay (Labgridge et al., 2000). Les failles en gras correspondent aux failles responsables du séisme d'Acambay, définies à partir des descriptions des ruptures de surface réalisées par Urbina (1913). Les distances les plus courtes entre les failles ayant générées ce séisme sont représentées en bleues, en rouge les distances avec les failles n'ayant pas rompu.

Références principales :

- Langridge, R., Weldon, R.J., II, Moya, J. & Suárez, G. 2000. Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, trans-Mexican volcanic belt. *Journal of Geophysical Research* 105(B2), 3019-3037.
- Suter, M., Quintero Legorreta, O., López Martinez, M., Aguirre Díaz, G. & Farrar, E. 1995. The Acambay graben: Active intraarc extension in the trans-Mexican volcanic belt, Mexico. *Tectonics* 14(6), 1245-1262.
- Urbina, F. 1913. La zone du mégaséisme Acambay-Tixmadeje. *Bulletin institut geologique du Mexique*, 1-28.

Références annexes :

- Singh, S., Rodriguez, M. & Espindola, J. 1984. A catalog of shallow earthquakes of Mexico from 1900 to 1981. *Bulletin of the Seismological Society of America* 74(1), 267-279.
- Andreani, L., Le Pichon, X., Rangin, C. & Martínez-Reyes, J. 2008. The southern Mexico block: main boundaries and new estimation for its Quaternary motion. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 179(2), 209-223.

Séisme de Pleasant Valley - 1915 (Basin and Range, USA) :

Le séisme de Pleasant Valley (M_l estimé à 7,2), ayant eu lieu le 2 octobre 1915 au Nevada, a provoqué un ensemble d'escarpements étudiés par différents auteurs et reportés par Wallace (1984). Les quatre principaux escarpements provoqués par ce séisme forment une structure en échelon. Du NE au SO, cette structure est composée des escarpements China Mt, Tobin, Pearce et Sou Hills (Fig ; Zhang et al. 1999 à partir des données de Wallace 1984). L'escarpement localisé au sud de cet ensemble, nommé Stillwater Range-front, est supposé d'origine non

tectonique. Le plan de faille de cet ensemble (de distance totale estimée à 58 km), exposé seulement à quelques endroits permet d'estimer des pendages allant de 45° à 80° vers l'ouest ou le nord-ouest (Wallace, 1984).

Pour cette étude nous utilisons les distances mesurées entre les différents segments au niveau des discontinuités présentées par Zhang et al. (1999 ; Figure 5) basées sur l'étude réalisée par Wallace (1984).

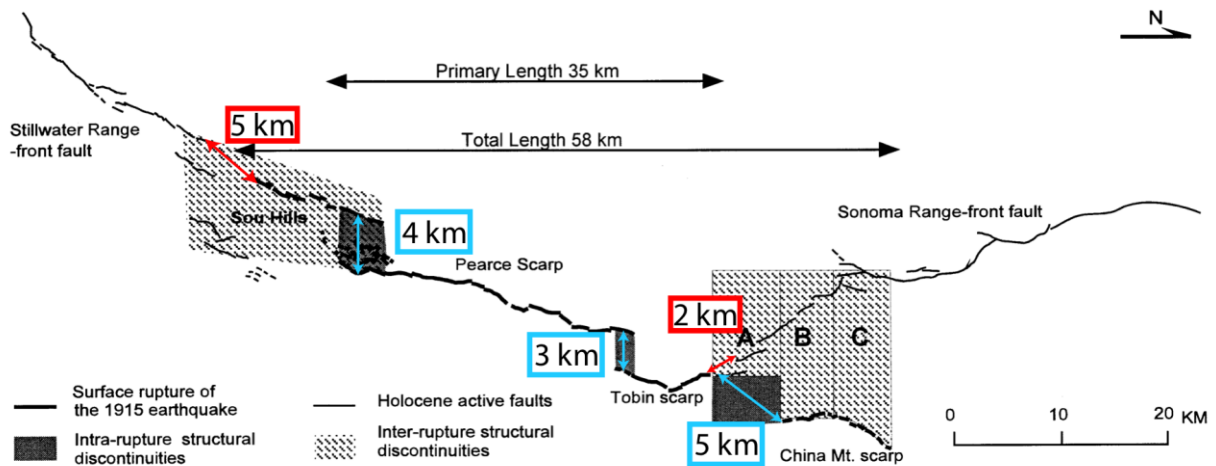


Figure 5 : Ruptures de surfaces associées au séisme de Pleasant Valley (Zhang et al. 1999) à partir des données de Wallace (1984). En bleu les distances entre les segments des failles ayant rompu simultanément lors du séisme et en rouge les distances avec celles n'ayant pas rompu.

Références principales :

- Zhang, P., Mao, F. & Slemmons, D. 1999. Rupture terminations and size of segment boundaries from historical earthquake ruptures in the Basin and Range Province. *Tectonophysics* 308(1-2), 37-52.
- Wallace, R. 1984. Faulting Related to the 1915 Earthquakes in Pleasant Valley, Nevada. USGS report, 1-57.

Séismes de Plovdiv - 1928 (Bulgarie) :

Ce cas analyse la rupture provoquée par deux séismes ayant eu lieu le 14 et 18 avril 1928, de magnitude $M=6,8$ et $M=7$ ayant affecté une zone d'environ 3000 km². Les épicentres de ces séismes se trouvent dans un graben asymétrique d'orientation E-W rempli de sédiments continentaux du Neogène et des alluvions quaternaire. Il se situe au Nord de la mer Egée.

La géométrie des structures responsables du séisme de 1928 est actualisée à partir de l'analyse du nivellement et des données GPS compilée par un modèle d'Okada de déplacement co-sismique dans un demi-espace homogène, ce qui indique (en accord avec les observations de terrain) que les surfaces de ruptures observées peuvent être expliquées par 2 failles. Une première faille normale de 36 km de long et 10 km de large, avec un pendage de 60° vers le sud. Cette faille est considérée comme responsable du séisme du 14 avril ($M_w=6,7$). La seconde faille, avec une géométrie listrique, possède un pendage de 75° vers le NE au niveau de la surface et un pendage plus faible de 45° en profondeur. Cette seconde faille est responsable du séisme du 18 avril ($M_w=7$). En se basant sur les géométries proposées par Dimitrov et al. (2006), nous mesurons une distance minimale en profondeur d'environ 4 km (Figure 6).

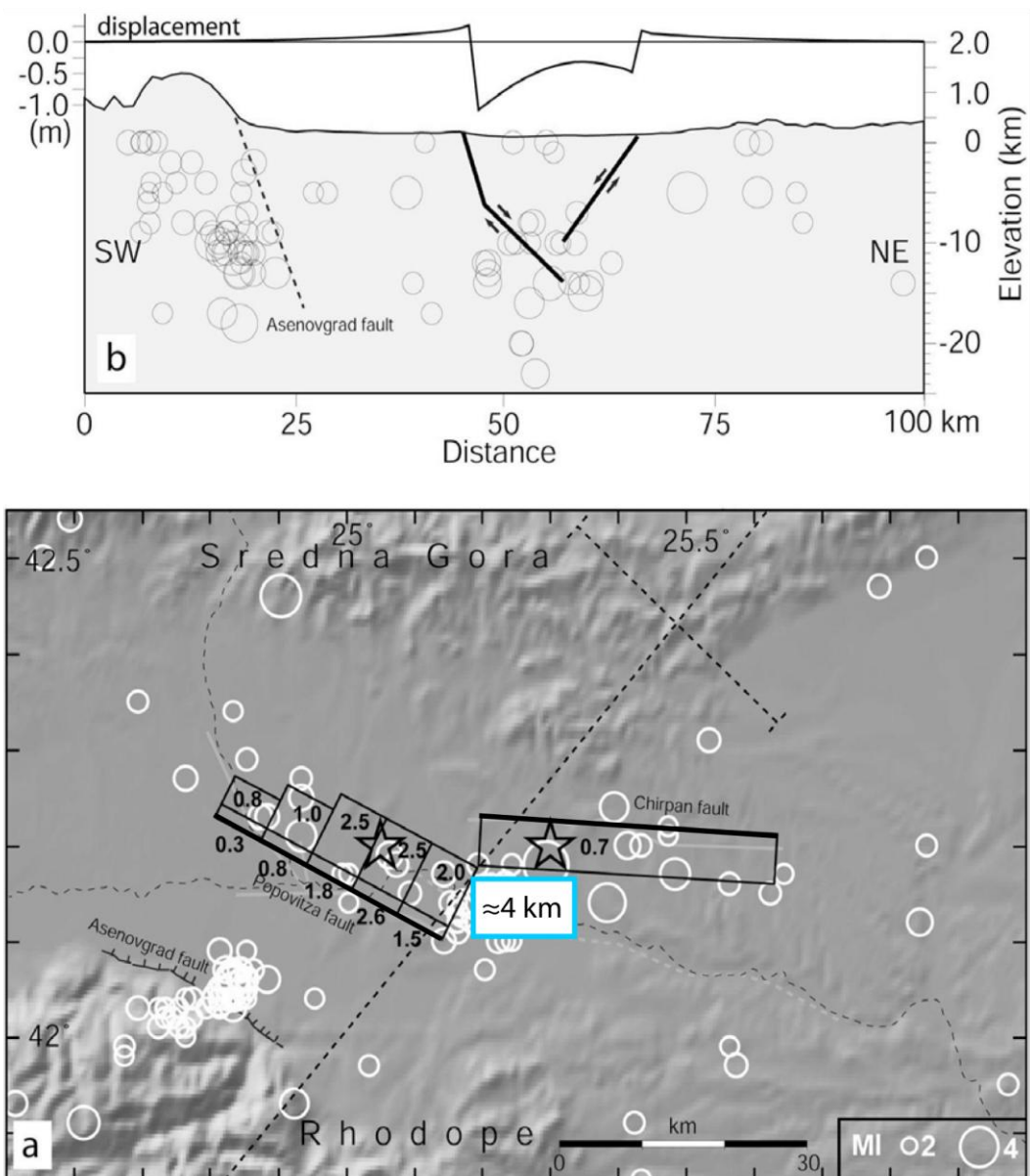


Figure 6 : a) Modèle des failles proposé par Dimitrov et al. (2006) accompagné de la distribution du glissement sur les plans de failles. Les cercles blancs correspondent à la sismicité instrumentale de 1980 à 2004 ($M_I > 2,5$) déterminée par le réseau national Bulgare. La distance minimale en profondeur séparant les deux failles est présentée dans l'encart. b) Coupe de la sismicité, du modèle de faille et de la topographie projetée selon un axe SO-NE (l'échelle topographique est exagérée par 5).

Références principales :

- Dimitrov, D., Camelbeek, T., Ruegg, J., Georgiev, I. & Botev, E. 2006. Surface seismic deformations in the plovdiv region (Bulgaria) by space geodesy and seismology data.

Séisme de Fairview Peak - 1954 (Basin and Range, USA) :

Le séisme de Fairview Peak, de magnitude $M_s = 7,2$, a eu lieu dans le centre de l'état du Néveda (Basin and Range) aux USA le 16 décembre 1954. Les ruptures de surfaces attribuées à ce séisme sont distribuées le long de 7 failles normales : 1. Fairview ; 2. Louderback Mountains ; 3. West Gate ; 4. Gold King ; 5. Phillips Wash ; 6 et 7. pour les failles E. et W. Monte Cristo Mountain (Figure 7 et Figure 8). Ces failles possèdent des pendages d'orientations différentes, la faille de Fairview possédant un pendage vers l'est alors que les autres structures sont caractérisées

par un pendage vers l'ouest. Les études détaillées le long de la zone de rupture (Slemmons, 1957; Zhang et al., 1991; Caskey et al., 1996) indiquent que les failles de Fairview Peak et Louderback correspondent aux sections présentant les plus importants déplacements verticaux et horizontaux. Cette rupture est caractérisée par une longueur de 67 km, mesurée entre les deux extrémités de la zone correspondante. La distance correspondant à la partie principale de la rupture, pour les failles de Fairview Peak et Louderback, est de 45 km.

Au niveau de l'extrémité sud de ce système, la distance avec les structures les plus proches de Cedar Mountain est mesurée à $12,3 \pm 1$ km (Zhuang et al., 1999). Au nord, la distance à la surface séparant les failles de Louderback et Gold King à la faille de Dixie Valley est mesurée entre 4 et 6 km. En considérant les pendages de ces structures, et le fait qu'elles soient antithétiques, cette distance se retrouve inférieure à 1 km. La faille de Dixie Valley est (en partie) à l'origine du séisme de même nom ($M_s=6,8$), survenu seulement 4 min et 20s après le séisme de Fairview Peak. Ce séisme, également généré par la rupture simultanée de plusieurs failles, est traité simultanément comme un cas indépendant et comme une continuité de la rupture du séisme de Fairview Peak étant donnée la faible durée séparant ces deux événements.

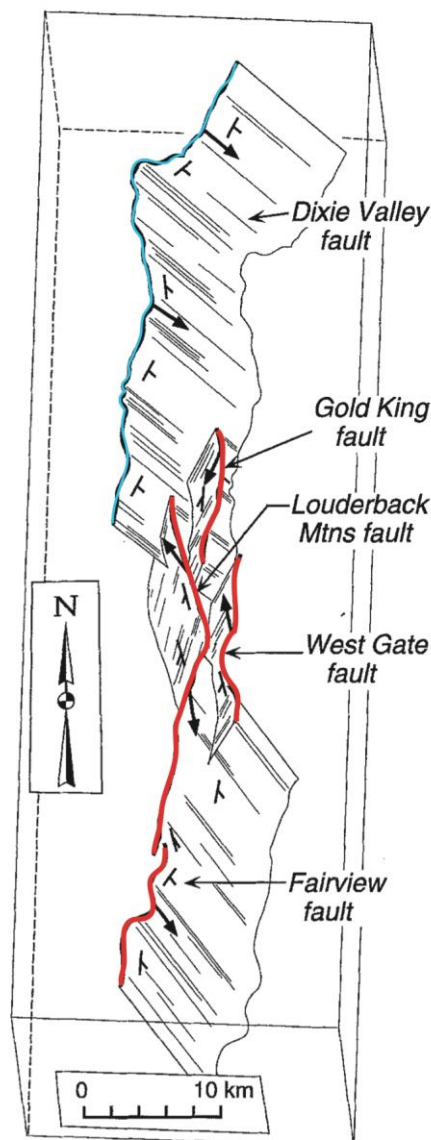


Figure 7 : Bloc diagramme schématique de la géométrie des failles responsables des séismes de Fairview Peak (en bleu) et Dixie Valley (en rouge) selon Caskey et al. (1997).

A partir de ces géométries nous mesurons les distances minimales en profondeurs entre les différentes failles ayant générées ce séisme et avec celles n'ayant pas rompu (Figure 8). Ainsi, en prenant en compte les géométries des failles proposées par Caskey et al. (1997), les distances prises en compte pour notre étude sont plus réduites que les distances mesurées à la surface. Par exemples nous considérons une distance nulle entre les failles de Dixie Valley et Golden King, du fait de leur géométrie antithétique (Figure 7 et Figure 8).

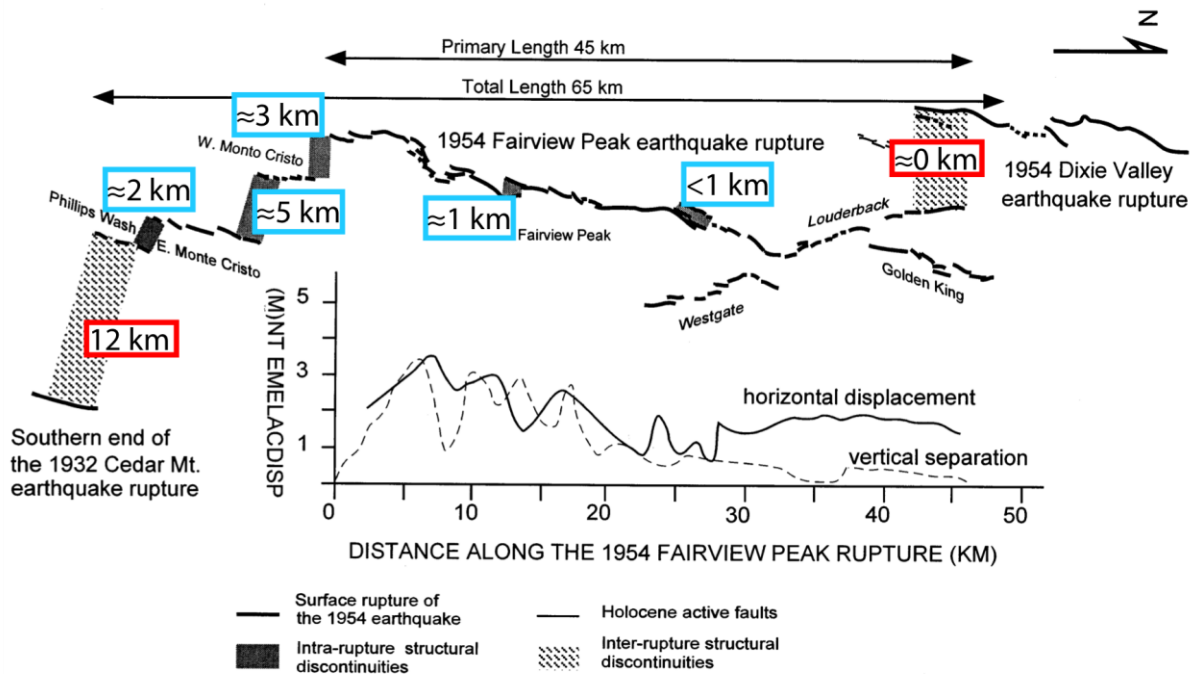


Figure 8 : Ruptures de surfaces associées au séisme de Fairview Peak (Zhang et al. 1999) à partir des données de Zhang et al. (1991) et Caskey et al. (1996). En bleu les distances entre les segments des failles ayant rompu simultanément lors du séisme et en rouge les distances avec celles n'ayant pas rompu.

Références principales :

- Caskey, S. & Wesnousky, S.G. 1997. Static stress changes and earthquake triggering during the 1954 Fairview Peak and Dixie Valley earthquakes, Central Nevada. Bulletin of the Seismological Society of America 87(3), 521-527.
- Caskey, S., Wesnousky, S., Zhang, P. & Slemmons, D. 1996. Surface faulting of the 1954 Fairview Peak (MS 7.2) and Dixie Valley (MS 6.8) earthquakes, central Nevada. Bulletin of the Seismological Society of America 86(3), 761-787.
- Hodgkinson, K., Stein, R. & King, G. 1996. The 1954 rainbow mountain-fairview peak-dixie valley earthquakes: a triggered normal faulting sequence. Journal of Geophysical Research 101, 25-25.
- Zhang, P., Mao, F. & Slemmons, D. 1999. Rupture terminations and size of segment boundaries from historical earthquake ruptures in the Basin and Range Province. Tectonophysics 308(1-2), 37-52.

Références annexes :

- Zhang, P., Slemmons, D.B., Mao, F., 1991. Geometric pattern, rupture termination, and fault segmentation of the Dixie Valley-Pleasant Valley active normal fault system, Nevada, USA. J. Struct. Geol. 13, 165-176.

Séisme de Dixie Valley - 1954 (Basin and Range, USA) :

Le séisme de Dixie Valley ($M_s=6,8$) est généré 4 min et 20s après le séisme de Fairview Peak présenté dans le paragraphe précédent. Le système de failles associé à ces deux séismes possède une dimension de plus de 100 km de long.

Indépendamment du fait que les ruptures responsables des séismes de Dixie Valley et Fairview Peak soient proches spatialement et temporellement, la zone de rupture de Dixie Valley est composée de 3 sections (sud, centrale et nord). La section sud est caractérisée par un escarpement d'environ 1 m. Les parties centrales et sud sont séparées par une discontinuité d'environ 1,1km.

Au sud de ce système, les distances séparant la faille de Dixie Valley aux failles de Golden King ou Louderback sont traitées dans la section précédente. Au nord du système, la distance avec faille de Stillwater n'ayant pas rompu lors de ce séisme est mesurée à environ 5 km.

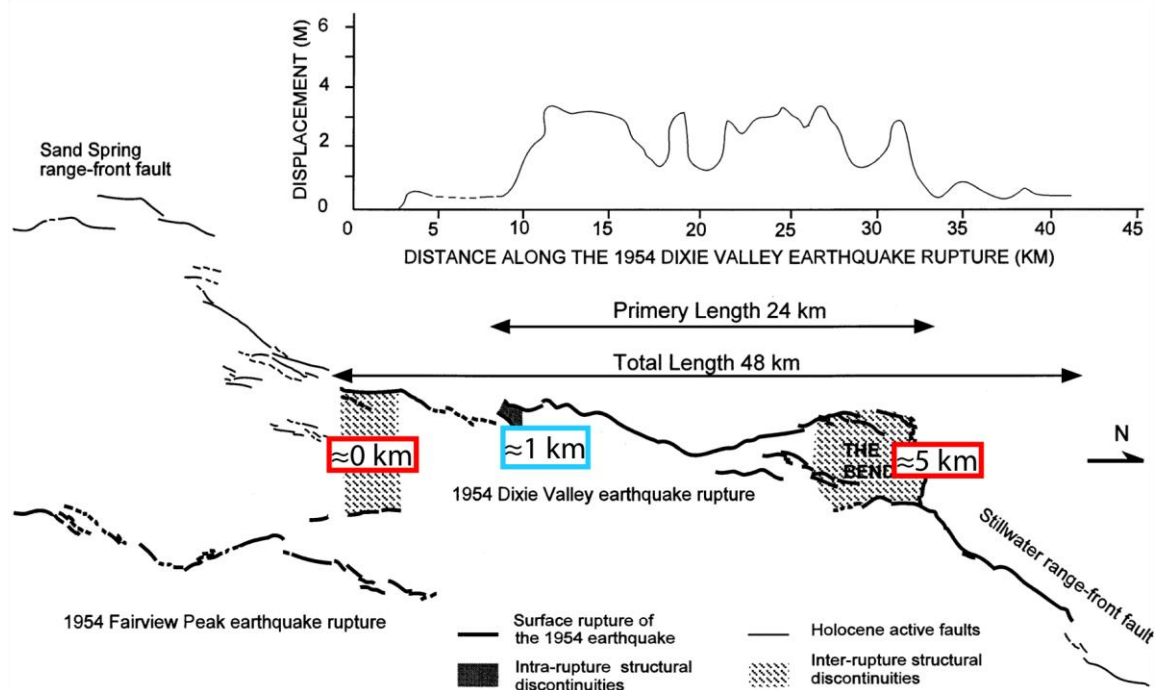


Figure 9 : Ruptures de surfaces associées au séisme de Dixie Valley (Zhang et al. 1999) à partir des données de Zhang et al. (1991) et Caskey et al. (1996). En bleu les distances entre les segments des failles ayant rompu simultanément lors du séisme et en rouge les distances avec celles n'ayant pas rompu.

Références principales :

- Caskey, S. & Wesnousky, S.G. 1997. Static stress changes and earthquake triggering during the 1954 Fairview Peak and Dixie Valley earthquakes, Central Nevada. Bulletin of the Seismological Society of America 87(3), 521-527.
- Caskey, S., Wesnousky, S., Zhang, P. & Slemmons, D. 1996. Surface faulting of the 1954 Fairview Peak (M_S 7.2) and Dixie Valley (M_S 6.8) earthquakes, central Nevada. Bulletin of the Seismological Society of America 86(3), 761-787.
- Hodgkinson, K., Stein, R. & King, G. 1996. The 1954 rainbow mountain-fairview peak-dixie valley earthquakes: a triggered normal faulting sequence. Journal of Geophysical Research 101, 25-25.

- Zhang, P., Mao, F. & Slemmons, D. 1999. Rupture terminations and size of segment boundaries from historical earthquake ruptures in the Basin and Range Province. *Tectonophysics* 308(1-2), 37-52.

Références annexes :

- Zhang, P., Slemmons, D.B., Mao, F., 1991. Geometric pattern, rupture termination, and fault segmentation of the Dixie Valley-Pleasant Valley active normal fault system, Nevada, USA. *J. Struct. Geol.* 13, 165-176.

Séisme d'Hebgen Lake - 1959 (Basin and Range, USA) :

Le séisme d'Hebgen Lake ayant eu lieu en 1959 (Basin and Range), est généré par un système complexe de failles normales, comprenant 2 segments (Hebgen Lake et Red Canyon), pour une longueur totale de 26 km. La faille de Red Canyon est caractérisée par une orientation SE-NO se transformant en orientation E-O, perpendiculaire à l'orientation de la faille d'Hebgen Lake. A partir de cette géométrie particulière, nous intégrons deux mesures pour la distance séparant ces deux structures (<1km et ≈2km ; FIG).

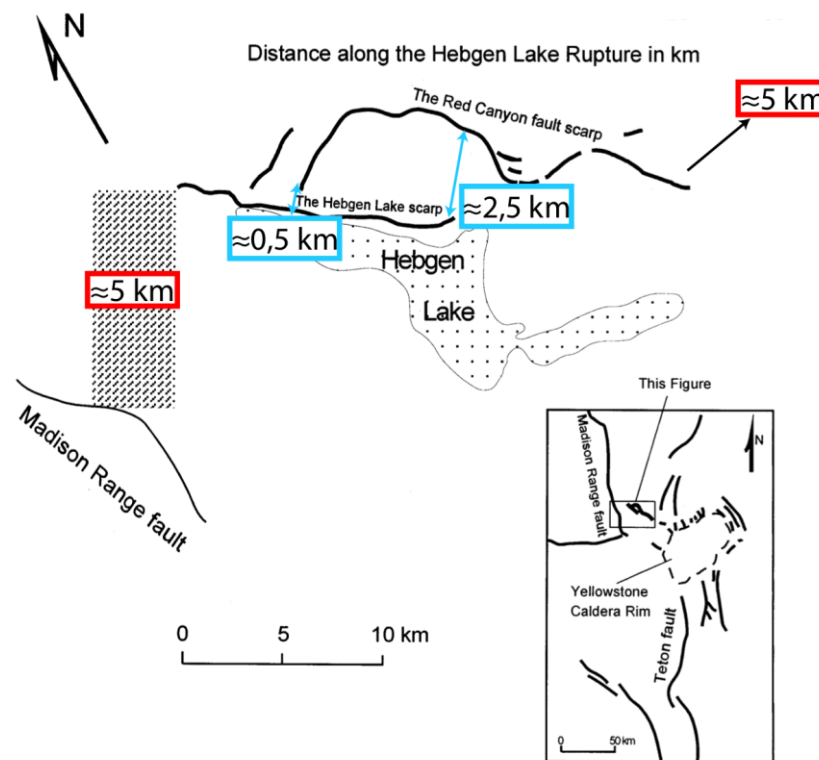


Figure 10 : Ruptures de surfaces associées au séisme de Hebgen Lake (Zhang et al. 1999) à partir des données de Myers et Hamilton (1964). En bleu les distances entre les segments des failles ayant rompu simultanément lors du séisme et en rouge les distances avec celles n'ayant pas rompu.

Références principales :

- Barrientos, S., Stein, R. & Ward, S. 1987. Comparison of the 1959 Hebgen Lake, Montana and the 1983 Borah Peak, Idaho, earthquakes from geodetic observations. *Bulletin of the Seismological Society of America* 77(3), 784-808.

- Zhang, P., Mao, F. & Slemmons, D. 1999. Rupture terminations and size of segment boundaries from historical earthquake ruptures in the Basin and Range Province. *Tectonophysics* 308(1-2), 37-52.
- Myers, W.B., Hamilton, W., 1964. Deformation accompanying the Hebgen Lake earthquake of August 17, 1959. U.S. Geol. Surv. Professional Paper 435-I, 55-98.
- Doser, D. 1985. Source parameters and faulting processes of the 1959 Hebgen Lake, Montana, earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research* 90(B6), 4537-4555.

Séisme d'Irpinia - 1980 (Italie) :

Le séisme d'Irpinia ($M_s=6,9$) eu lieu le 23 novembre 1980 au sud de la chaîne des Appenins en Italie. Ce séisme a été généré par un système de 3 failles normales. La rupture est décomposée par Bernard et Zollo (1989) en 3 principaux épisodes, chacun séparé par un intervalle de 20s.

L'analyse du plan nodal du choc principal (Bernard et Zollo, 1989), ainsi que la modélisation des données de nivellement (Arca et al., 1983) et les observations des ruptures à la surface permettent de définir la géométrie de ce système. Il est composé de 2 structures de même orientation, mais de pendages différents (60° à l'ouest et 20° à l'est). La troisième structure ayant participé à la rupture est antithétique aux deux autres, avec un pendage de 70° vers le sud. A partir de la progression de la rupture, nous définissons les distances séparant ces différentes structures les unes des autres. Ainsi les deux failles de même orientation sont distantes d'environ 1,5 km. Les traces à la surface des failles responsables des 2^e et 3^e chocs sont séparées par une distance d'environ 10 km. En se basant sur les hypothèses de géométrie en profondeur, nous considérons une distance plus faible inférieure à 0,5 km (Figure 11).

L'analyse des distances séparant ces 3 structures aux failles n'ayant pas rompu est rendue difficile à cause d'un manque d'informations sur la géologie régionale. A partir des structures définies au sein du projet DISS nous estimons ces distances entre ce système et les failles n'ayant pas rompu (<http://diss.rm.ingv.it/diss/index.html>).

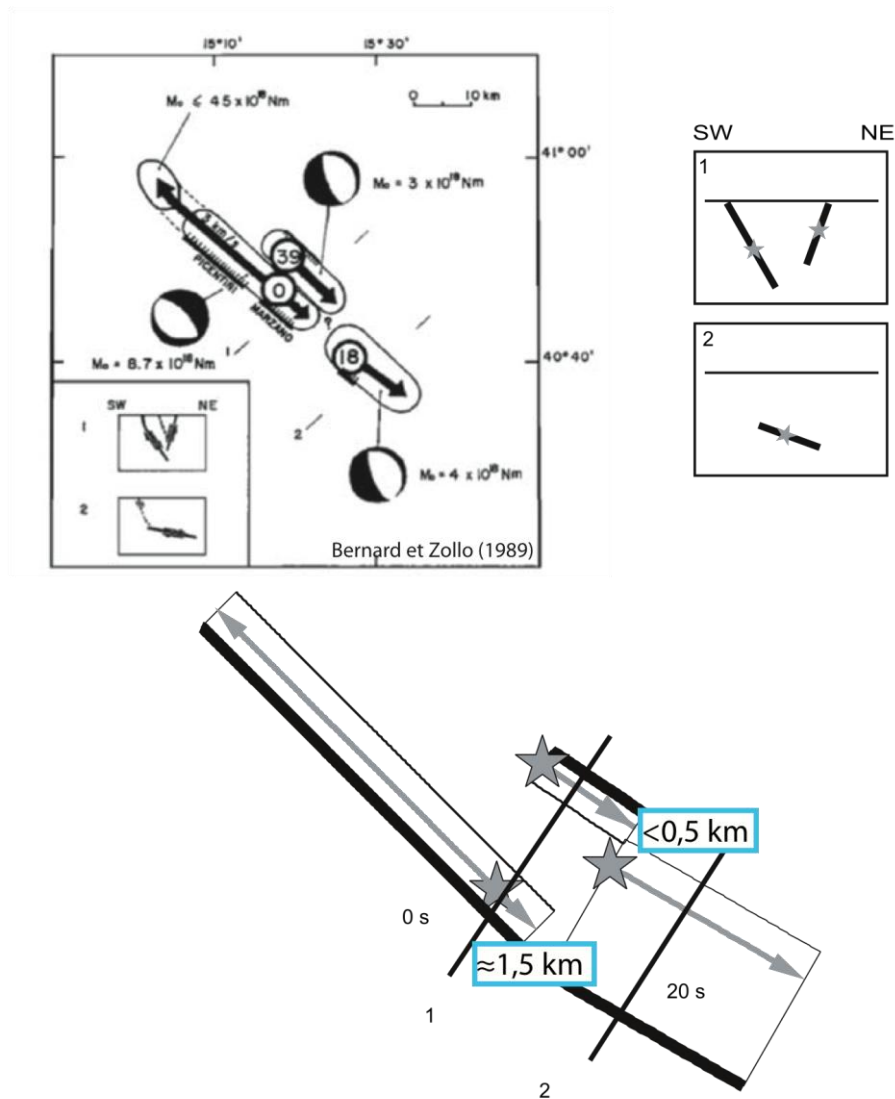


Figure 11 : Modèle de géométrie de failles proposé par Lancieri et Zollo (2009) basé sur les descriptions réalisées par Bernard et Zollo (1989) basées sur l'analyse de la sismicité et des mécanismes aux foyers.

Références principales :

- Bernard, P. & Zollo, A. 1989. The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: detailed analysis of a complex normal faulting. *Journal of Geophysical Research* 94(B2), 1631-1647.
- Lancieri, M. & Zollo, A. 2009. Simulated shaking maps for the 1980 Irpinia earthquake, Ms 6.9: Insights on the observed damage distribution. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 29(8), 1208-1219.

Références annexes :

- Arca, S., Bonasia, V., Gaulon, R., Pingue, F., Ruegg, J.C., Scarpa, R. 1983. Ground movements and faulting mechanism associated to the November 23, 1980 Southern Italie earthquake, *Boll. Geod. Sci. Affini*, XLII, 137-147.

Séisme de Corinthe - 1981 (Grèce) :

En 1981, la partie est du rift de Corinthe a été marquée par l'occurrence de 3 séismes de magnitude ≥ 6 en moins d'une semaine (Jackson et al. 1982 ; Hubert et al. 1996). Ces trois séismes montrent une progression vers l'est. Les deux premiers séismes (24 et 25 février), de magnitudes respectives 6,7 et 6,4, ne sont séparés que de quelques heures (4,5 h). Le troisième séisme, n'arrivant que le 4 mars (4 jours après le séisme du 25/02), est également caractérisé par une magnitude de 6,4. Ces séismes ne rentrent pas directement dans la catégorie des séismes provoquant la rupture de plusieurs failles ou segments de failles, mais d'un point dans le cas de séismes historiques ou de paléoséismes, l'échelle temporelle apparaît trop petite pour pouvoir faire la distinction entre plusieurs évènements. Pour cette raison, ce cas est intégré à l'étude et les ruptures provoquées par ces trois séismes sont traitées comme si elles ne provenaient que d'un seul évènement.

Les études des ruptures de surface permettent d'associer ces évènements respectivement aux failles Pisia, Alepohori (également appelé Alkyonides) et Kaparelli (Fig). Les failles Pisia et Alepohori possèdent un pendage d'environ 60° vers le nord et sont distantes d'un kilomètre. La faille de Kaparelli possède un pendage de 60° vers le sud. Le mécanisme au foyer du premier séisme est localisé à une profondeur de 10km, tandis que les mécanismes des deux autres ont une profondeur de 8km. La distance entre les failles antithétiques Alepohori et Kaparelli est d'environ 10 km en prenant en compte les tracés à la surface de ces failles. En utilisant le pendage de 60° et une estimation de la profondeur de 10 km, la distance entre ces deux failles n'est plus que de 2-3 km (**Figure 12**).

Les failles les plus proches de la faille de Pisia qui n'ont pas rompu lors de ce séisme sont à des distances minimales de 3 km. L'existence de la faille offshore fait l'objet de plusieurs doutes, issues de l'observation de données géophysiques (communication personnelle SISCOR), la distance de la faille de Pisia avec la faille de Xylokastro plus à l'ouest est donc également prise en compte. De même les distances séparant la faille Kaparelli des failles situées plus au nord et à l'est sont intégrées dans l'étude (Hubert et al., 1996).

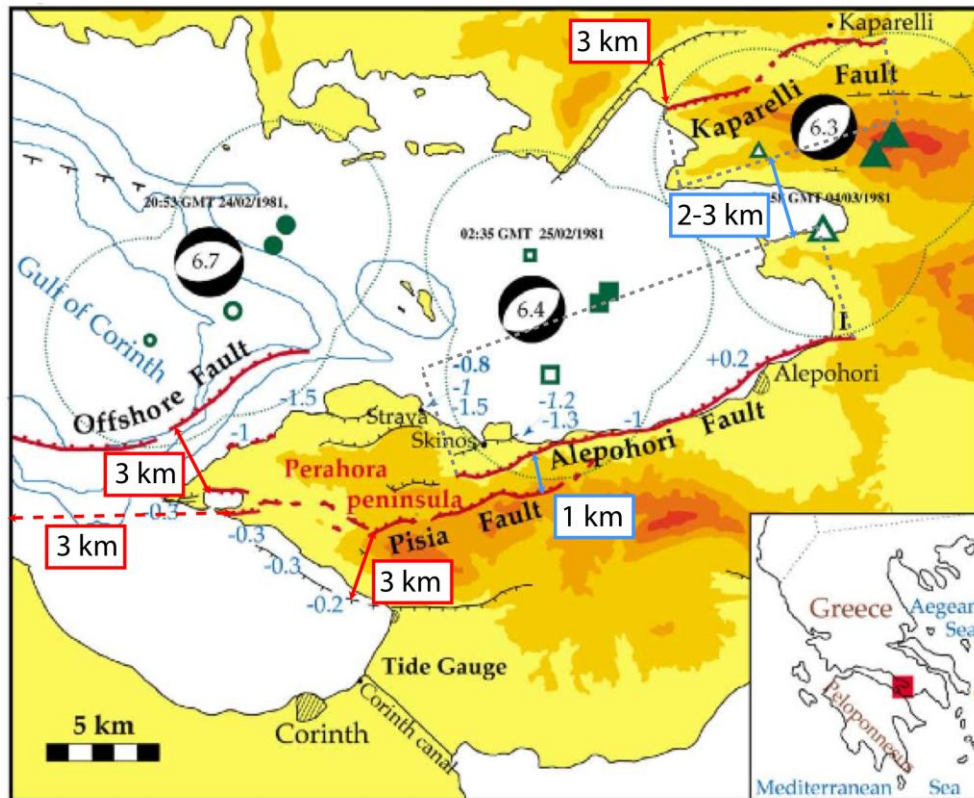


Figure 12 : Carte des épencentres des 3 séismes de 1981 accompagnée des principales failles de la zone (Hubert et al., 1996). En bleu les distances entre les segments des failles ayant rompu simultanément lors du séisme et en rouge les distances avec celles n'ayant pas rompu.

Références principales :

- Jackson, J., Gagnepain, J., Houseman, G., King, G., Papadimitriou, P., Soufleris, C. & Virieux, J. 1982. Seismicity, normal faulting, and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. *Earth and Planetary Science Letters* 57(2), 377-397.
- Hubert, A., King, G., Armijo, R., Meyer, B. & Papanastasiou, D. 1996. Fault re-activation, stress interaction and rupture propagation of the 1981 Corinth earthquake sequence. *Earth and Planetary Science Letters* 142(3), 573-585.

Références annexes :

- Armijo, R., Meyer, B., King, G., Rigo, A. & Papanastasiou, D. 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophysical Journal International* 126(1), 11-53.
- Bell, R.E., McNeill, L.C., Bull, J.M. & Henstock, T.J. 2008. Evolution of the offshore western Gulf of Corinth. *Geological Society of America Bulletin* 120(1-2), 156.

Séisme de Borah Peak - 1983 (Basin and Range, USA) :

Le séisme de Borah Peak du 28 octobre 1983 ($M_s=7,3$) est généré par la rupture d'une partie du système de faille de Lost River, localisé dans la partie nord du Basin and Range (USA). Cette rupture est composée de 4 sections : les segments sud et nord de la faille de Doublespring, le segment Willow Creek, le segment Warm Creek.

L'observation des déplacements indique que les deux segments de Doublespring correspondent aux principales failles responsables de ce séisme. Ces deux segments sont considérés comme une seule faille dans certaines études (Chang et al., 2002) sous le nom Thousand Springs.

A partir de l'observation de ce système et des incertitudes associées, nous considérons une distance séparant le segment de Willow Creek et Doublespring d'environ 1 km. Nous considérons une distance d'environ 5 km entre la faille de Doublespring participant à la génération de ce séisme et le segment de Mackay (Figure 13).

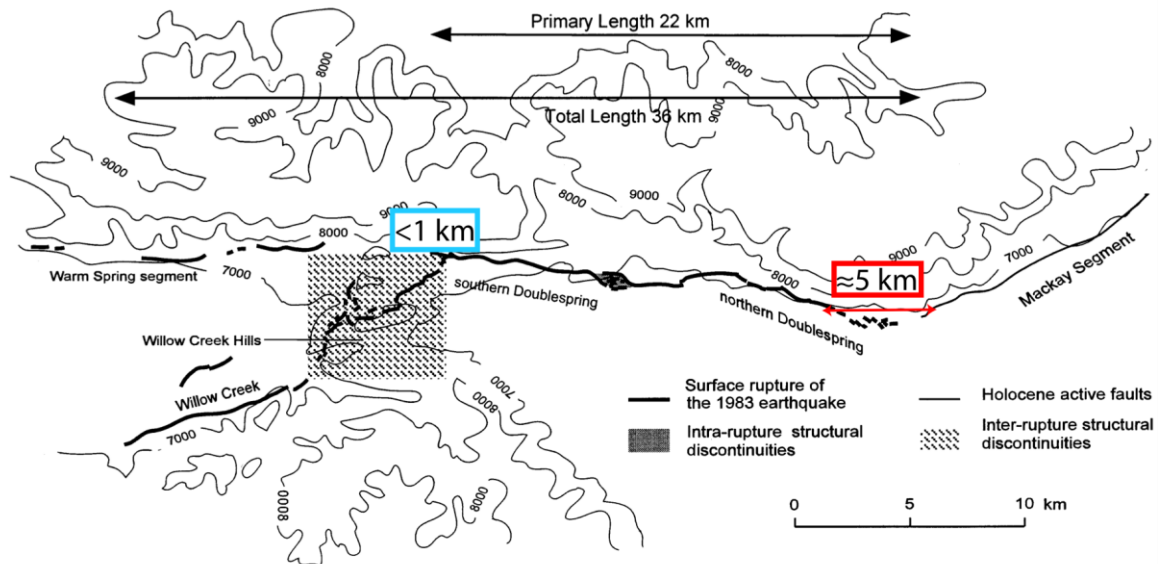


Figure 13 : Ruptures de surfaces associées au séisme de Hebgen Lake (Zhang et al. 1999) à partir des données de Crone et al. (1987). En bleu les distances entre les segments des failles ayant rompu simultanément lors du séisme et en rouge les distances avec celles n'ayant pas rompu.

Références principales :

- Barrientos, S., Stein, R. & Ward, S. 1987. Comparison of the 1959 Hebgen Lake, Montana and the 1983 Borah Peak, Idaho, earthquakes from geodetic observations. Bulletin of the Seismological Society of America 77(3), 784-808.
- Chang, W. & Smith, R.B. 2002. Integrated seismic-hazard analysis of the Wasatch Front, Utah. Bulletin of the Seismological Society of America 92(5), 1904.
- Zhang, P., Mao, F. & Slemmons, D. 1999. Rupture terminations and size of segment boundaries from historical earthquake ruptures in the Basin and Range Province. Tectonophysics 308(1-2), 37-52.

Références annexes :

- Crone, A.J., Machette, M.N., Bonilla, M.G., Lienkaemper, J.J., Pierce, K.L., Scott, W.E., Bucknam, R.C., 1987. Surface faulting accompanying the Borah Peak earthquake and segmentation of the Lost River fault, central Idaho. Bull. Seismol. Soc. Am. 77, 730-770.

Séisme d'Edgecumbe - 1987 (Nouvelle-Zélande) :

Le séisme d'Edgecumbe en Nouvelle-Zélande (2 mars 1987, Ml 6,3) est associé à la rupture tectonique de la faille d'Edgecumbe, des mouvements sur les failles Onepu et Rotoitipaku et de nombreuses ruptures de surface sur les failles Awaiti, Otakiri, Te Teko et Omeheu . Au total des ruptures de surfaces ont été répertorié sur 8 failles (FIG,

Beanland et al. 1989). Les déplacements maximums sont observés sur la faille d'Edgecumbe qui sera considérée comme la faille principale pour l'étude, bien que le séisme soit localisé au nord du système. A partir de la carte publiée par Beanland et al. (1989), nous mesurons les distances entre toutes les structures présentant des ruptures de surface. Ces observations permettent de définir une série de paramètres concordant avec ceux utilisés par Wesnousky (2008) et ne dépassant pas 3-4 km (Figure 14). Les distances séparant cette faille à d'autres failles n'ayant pas rompu sont estimées à plus de 20 km.

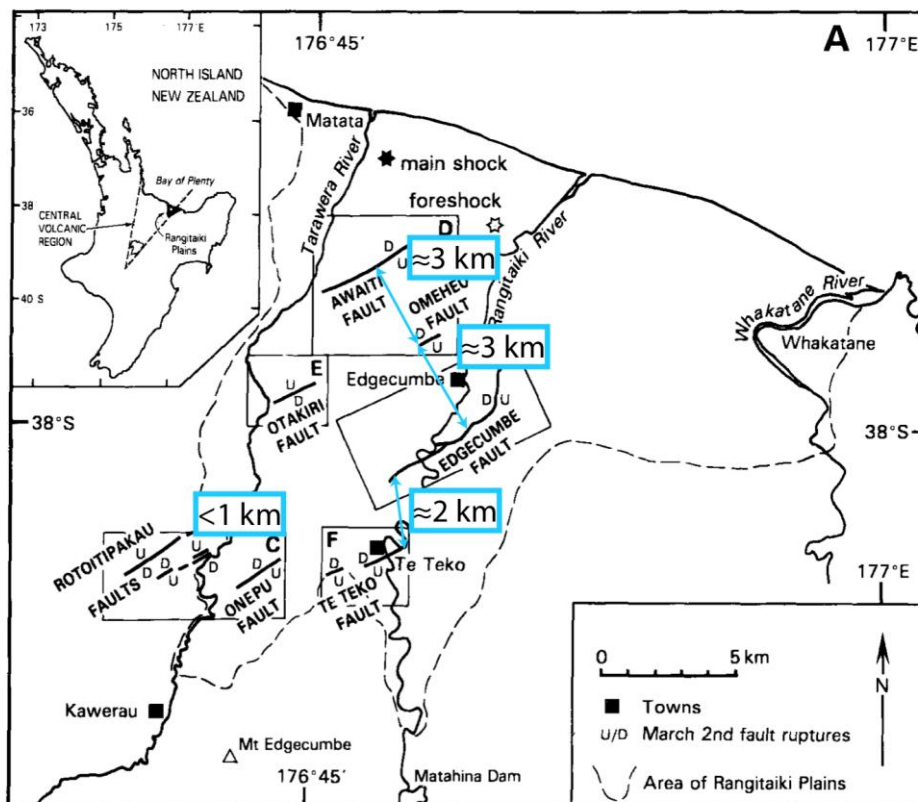


Figure 14 : Carte des ruptures associées à l'occurrence du séisme d'Edgecumbe (Beanland et al., 1989). En bleu les distances entre les différents segments considérés comme responsable du séisme d'Edgecumbe. Pour la zone comprenant les failles de Rototipakau et Onepu, les distances mesurées sont toutes du même ordre de grandeur que la valeur affichée dans l'encart associé.

Références principales :

- Beanland, S., Berryman, K.R. & Blick, G.H. 1989. Geological investigations of the 1987 Edgecumbe earthquake, New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 32(1), 73-91.

Séisme de Cofiorito - 1997 (Italie) :

Le séisme de Colfiorito a eu lieu dans le centre de l'Italie le 26 septembre 1997 ($M_s=6,1$). Les ruptures générées par ce séisme permettent de définir les failles responsables : M. Civitella et M. Preci (Boncio et al., 2004).

A partir de la carte publiée par Boncio et al. (2004, Figure 15), nous utilisons une valeur de 3,5 km pour définir la distance séparant les deux structures ayant généré ce séisme. De même les distances séparant ce système aux autres failles de la région sont issues de cet article. D'autres mesures ont été réalisées à partir de la carte des failles réalisées par le projet DISS pour compléter les données sur les distances de ces deux failles ayant généré le séisme de Colfiorito avec les autres failles de la région.

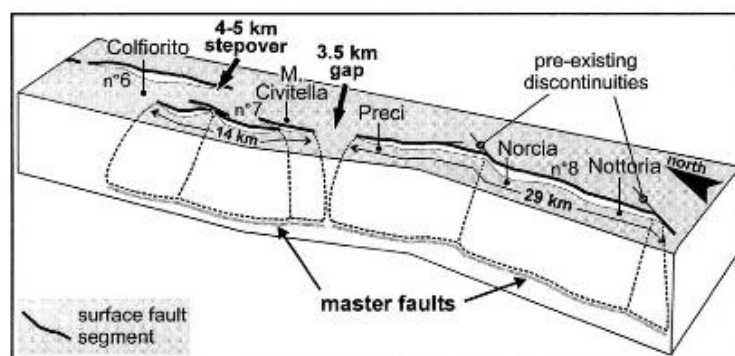


Figure 15 : Bloc diagramme schématique illustrant la connexion des failles responsable du séisme de Calofiorito et de la distance avec les autres failles à proximité. La faille n°6 correspond à la faille de Colfiorito ; n°7 Ceci-Mt Civitella ; n°8 Norcia (ou Nottoria-Preci).

Références principales :

- Boncio, P., Lavecchia, G. & Pace, B. 2004. Defining a model of 3D seismogenic sources for Seismic Hazard Assessment applications: The case of central Apennines (Italy). *Journal of Seismology* 8(3), 407-425.
- Boncio, P. & Lavecchia, G. 2000. A geological model for the Colfiorito earthquakes (September-October 1997, central Italy). *Journal of Seismology* 4(4), 345-356.

Séisme d'Hamadoori - 2011 (Japon) :

Le séisme d'Hamadoori ($M=6,6$) du 11 avril 2011 a eu lieu dans la préfecture de Fukushima au NE du Japon, un mois après le séisme de Tohoku du 11 mars 2011. Ce séisme résulte de la rupture simultanée des failles normales subparallèles Itazawa ($N20^{\circ}E-N40^{\circ}E$) et Yunodake ($N60^{\circ}W$; Mizoguchi et al. 2012). Basés sur la localisation de l'épicentre, la géométrie des failles et les résultats des méthodes d'inversion sismiques, les auteurs estiment que la rupture s'est propagée le long de la faille d'Itazawa du sud vers le nord et a sauté sur la faille de Yunodake pour se propager vers le sud. A ce niveau, la distance entre les deux failles est d'environ 2,5 - 3 km (Figure 16 B). La cartographie de ces ruptures de surface est relativement proche de la cartographie réalisée avant le séisme (en gris sur la FIG B ; Nakata et Imaizumi 2002). A partir de la carte de la Figure 16 A, les failles les plus proches n'ayant pas rompu sont distantes de d'environ 4,5 km au nord et 7,5 km au sud des failles responsables du séisme d'Hamadoori.

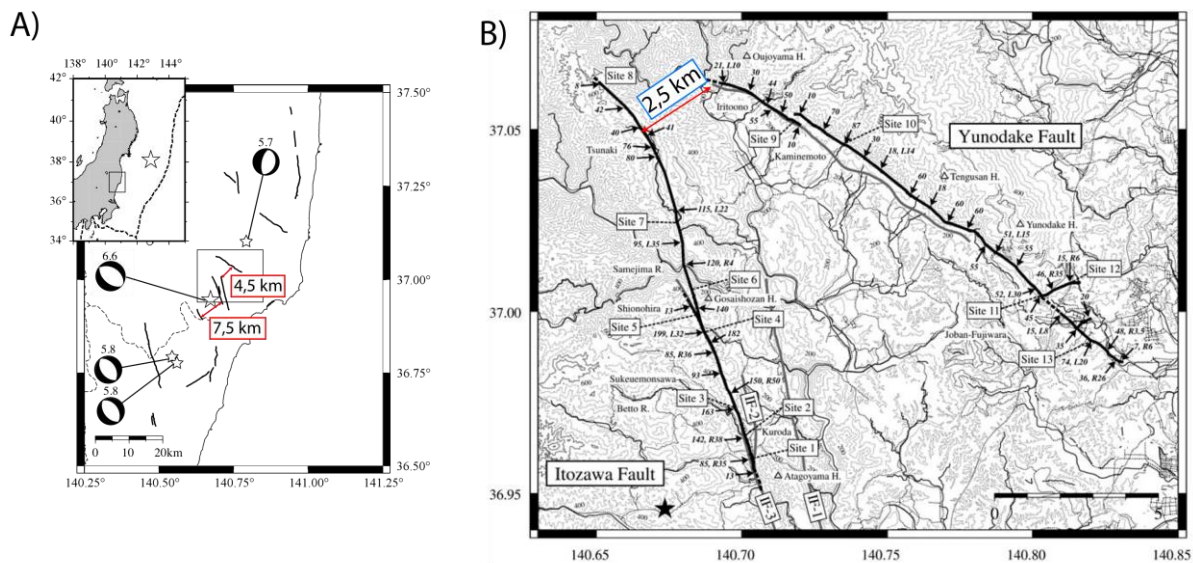


Figure 16 : A. Carte tectonique régionale (Mizoguchi et al., 2012) où sont précisées les distances entre les failles responsables du séisme d'Hamadoori et les structures n'ayant pas rompu. B. Carte de la rupture des failles d'Itozawa et Yunodake responsables du séisme d'Hamadoori (Mizoguchi et al., 2012).

Références principales :

- Mizoguchi, K., Uehara, S.-I. & Ueta, K. 2012. Surface Fault Ruptures and Slip Distributions of the Mw 6.6 11 April 2011 Hamadoori, Fukushima Prefecture, Northeast Japan, Earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America 102(5), 1949-1956.

Résumé :

Le rift de Corinthe (Grèce) est une des zones d'Europe avec le plus fort taux de déformation (extension de 16mm/an) et identifiée comme un site majeur pour l'étude des séismes en Europe (20 ans de recherche au travers du projet Corinth Rift Laboratory – CRL - et 4 ans d'études approfondies par le projet ANR-SISCOR). Ce niveau de connaissance acquis particulièrement dans la partie occidentale du golfe de Corinthe, plus précisément entre les villes de Patras à l'ouest et d'Aigion à l'est, offre une excellente opportunité de comparer l'approche basée sur les failles (FB) avec l'approche classique par zone sismotectonique (ZS) couramment utilisée dans les études de risque sismique. Un catalogue de sismicité homogène est construit afin de compléter les bases de données géologiques, géodésiques et géophysiques disponibles dans la littérature et récemment collectées au sein du projet ANR SISCOR.

Le catalogue de sismicité, en M_w , est construit à partir des catalogues provenant de l'Observatoire National d'Athènes et de l'université de Thessalonique mais aussi à partir des données historiques et instrumentales obtenues par le groupe ANR-SISCOR pour la région du CRL. L'analyse de la distribution fréquence-magnitude des séismes confirme que les taux de sismicité sont gouvernés par une statistique Gutenberg-Richter (GR) pour des magnitudes comprises entre $1,2 \leq M_w < 5$. Pour des $M_w \geq 5$, les taux de sismicité observés tendent à être plus importants que les estimations issues des modèles GR. Ces résultats suggèrent que la zone du CRL possède actuellement un comportement fréquence-magnitude similaire à certaines failles dit « caractéristique ».

En se basant sur l'ensemble des données à disposition, la nature hautement fracturée du réseau de faille est confirmée, avec des segments de failles ne dépassant pas 15 km de longueur à la surface et produisant préférentiellement des séismes de magnitude comprise seulement entre $6 < M_w < 6,5$. Cependant, la possibilité de générer des séismes de $M \sim 7.0$ par la rupture simultanée de plusieurs failles permet de réconcilier les vitesses de glissement estimées pour les failles (par ex. la borne max pour la faille de Psathopyrgos : $\approx 5\text{mm/an}$) avec les données sismologiques et paléosismologiques disponibles.

Un arbre logique est développé pour explorer les différentes géométries et scénarios de ruptures reflétant les différentes opinions des membres du groupe ANR-SISCOR. Pour chacune des branches de cet arbre, la probabilité d'occurrence d'un séisme (P.O.S.) de $M \geq 6$ pour les 30 prochaines années est calculée. Des modèles de probabilités dépendant du temps (modèles Brownian Passage Time et Weibull) sont également explorés. La probabilité (normalisée par la surface) d'un séisme de $M \geq 6$ apparaît plus importante dans la région du CRL que dans l'est du rift de Corinthe. Les estimations de probabilités correspondant au 16^e et 84^e percentiles sont également déterminées afin de représenter les incertitudes associées aux résultats. Les P.O.S. établies à partir de l'approche par ZS sont comparées à celles obtenues pour chacune des failles considérées dans cette étude. De manière générale, dans l'approche par ZS les P.O.S. sont surestimées par rapport aux estimations pour les failles possédant une faible vitesse de glissement et sous-estimées par rapport à celles possédant une vitesse de glissement élevée (ex. Psathopyrgos, Aigion). De manière générale l'approche par faille pour cette région est toujours affectée par un haut degré d'incertitude, due à la difficulté de contraindre les géométries 3D de ces structures, ainsi qu'à l'incertitude des vitesses de glissements et magnitudes maximum associées. Par exemple, la faille de Psathopyrgos est la faille montrant la plus forte P.O.S. de $M > 6$ pour les 30 prochaines années (12%), toutefois l'incertitude associée (5% - 27%) est également la plus importante parmi les failles de la région

Enfin, le taux de moment cumulé pour les failles est comparable au taux de moment cumulé estimé à partir du catalogue de sismicité. Le taux de moment sismique de la région CRL montre un déficit de $50 \pm 20\%$ par rapport au taux de moment géodésique correspondant. Ces résultats suggèrent la présence d'une déformation asismique.

Summary:

The Corinth rift (Greece) is one of the regions with the highest strain rates (16 mm/y extension rate) in the Euro-Mediterranean area and as such it has long been identified as a site of major importance for earthquake studies in Europe (20 years of research by the Corinth Rift Laboratory and 4 years of in-depth studies by the ANR-SISCOR project). This enhanced knowledge, acquired in particular, in the western part of the Gulf of Corinth (CRL region), an area about 50 by 40 km², between the city of Patras to the west and the city of Aigion to the east, provides an excellent opportunity to compare fault-based (FB) and classical seismotectonic (ST) approaches currently used in seismic hazard assessment studies. An homogeneous earthquake catalogue was thus constructed for the purpose of this study along with a comprehensive database of all relevant geological, geodetical and geophysical information available in the literature and recently collected within the ANR-SISCOR project.

The homogenized Mw earthquake catalogue is composed of data from the National Observatory of Athens and from the university of Thessaloniki as well as data acquired through historical and instrumental work performed within the ANR-SISCOR group for the CRL region. A frequency-magnitude analysis confirms that seismicity rates are governed by Gutenberg-Richter (GR) statistic for $1.2 < M_w < 5$ earthquakes, however beyond $M \geq 5$, observed seismicity rates tend to be higher than expected from the GR-scaling law. This result suggests that the CRL region is actually behaving similarly to some individual faults that show a “characteristic” frequency-magnitude behaviour.

Indeed, based on the comprehensive database, the highly fractured nature of the fault network is confirmed, with individual fault segments that do not appear to exceed 15 km in length at the surface and thus preferentially producing at most only $6 < M < 6.5$ earthquakes. However, occasionally, multiple fault segment ruptures, capable of generating $M \sim 7.0$ earthquakes, had also to be considered in order to reconcile estimated fault slip rates (e.g. Psathopyrgos fault with the highest value of ~ 5 mm/y) with paleoseismologically and seismically derived magnitude rates (available only for some faults).

A logic tree methodology was implemented to explore different geometries and rupture scenarios reflecting the range of opinions within the ANR-SISCOR group. On the basis of this consensual logic tree, probability of occurrences of $M \geq 6$ earthquakes were computed for the region of study. Time-dependent models (Brownian Passage time and Weibull probability distributions) were also explored. The probability (normalized by area) of a $M \geq 6.0$ earthquake is found to be greater in the CRL region compared to the eastern part of the Corinth rift. Probability estimates corresponding to the 16th and 84th percentile are also provided, as a means of representing the range of uncertainties in the results.

Probability estimates based on the ST-approach are then compared to those based on the FB-approach approach. In general ST tends to overestimate probabilities of occurrence compared to FB estimates along slow slipping faults and underestimate them along faster moving faults (e.g. Psathopyrgos, Aigion). The FB approach in this region is still affected by a high degree of uncertainty, because of the poor constraints on the 3D geometries of the faults and the high uncertainties in their slip rates and maximum magnitude. Thus, for example, the Psathopyrgos fault is the fault that shows the highest probability (12%) of hosting a $M \geq 6.0$ event in the next 30 years, however, the associated uncertainty is also the greatest (5%-27%).

Finally, the cumulative seismic moment rate of the faults is comparable to the seismic moment rate estimated from the earthquake catalogue. Interestingly, the overall seismic moment rate of the CRL region shows a deficit of 50 ± 20 % when compared with an estimate of the equivalent geodetic moment rate. This suggests an important component of aseismic deformation.