



HAL
open science

Impact des forçages environnementaux sur l'activation des failles et la sismicité dans l'Est du Bassin de Paris (site Cigéo)

Adrien Damon

► **To cite this version:**

Adrien Damon. Impact des forçages environnementaux sur l'activation des failles et la sismicité dans l'Est du Bassin de Paris (site Cigéo). Sciences de l'environnement. Université de Montpellier, 2023. Français. NNT : 2023UMONG042 . tel-04648821

HAL Id: tel-04648821

<https://theses.hal.science/tel-04648821>

Submitted on 15 Jul 2024

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.

THÈSE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

En Sciences de la Terre

École doctorale GAIA

Unité de recherche Géosciences Montpellier

Impact des forçages environnementaux sur l'activation des failles et la sismicité de l'Est du Bassin de Paris (site Cigéo)

Présentée par **Adrien DAMON**

Le 17 novembre 2023

Sous la direction de **Stéphane MAZZOTTI**
et **Philippe VERNANT**

Devant le jury composé de

Muriel GERBAULT, Chargée de recherche IRD, Géosciences Environnement Toulouse

Yves GAUDEMER, Professeur des universités, Institut de Physique du Globe de Paris

Carole PETIT, Professeure des universités, Géoazur, Nice

Oona SCOTTI, Experte senior en évaluation risque sismique, Institut de radioprotection et de
sûreté nucléaire, Fontenay-aux-Roses

Stéphane MAZZOTTI, Professeur des universités, Géosciences Montpellier

Philippe VERNANT, Maître de conférences, Géosciences Montpellier

Frédéric EGO, Ingénieur scientifique, Agence nationale pour la gestion de déchets radioactifs,
Châtenay-Malabry

David BAUMONT, Sismologue, Seister, Châtenay-Malabry

Rapporteuse

Rapporteur

Examinatrice

Examinatrice

Directeur de thèse

Co-directeur de thèse

Invité

Invité



UNIVERSITÉ
DE MONTPELLIER

Résumé

L'Est du Bassin de Paris est défini comme un domaine continental stable et présente un très faible taux de sismicité. Seules quelques dizaines de séismes de magnitude inférieure à 3 sont mesurés (1962-2009) et quelques séismes isolés de magnitude comprise entre 4 et 5 sont rapportés dans la sismicité historique (463-2007). L'ANDRA (Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs) a sélectionné l'Est du Bassin de Paris pour l'implantation de son projet Cigéo, envisageant le stockage de déchets radioactifs en profondeur. De la sorte, le futur site de stockage sera soumis à un faible risque sismique. Toutefois, le domaine continental stable est soumis à l'occurrence exceptionnelle et isolée dans le temps de séismes de magnitude comprise entre 5 et plus de 7. L'estimation du risque d'occurrence de tels séismes est alors cruciale pour les installations telles que le projet Cigéo, nécessitant une sécurisation sur le million d'années. Les glaciations et l'érosion sont envisagées comme des facteurs de déformation du Bassin de Paris et sont proposées comme des potentiels déclencheurs de sismicité. L'objectif de cette thèse est d'estimer l'impact de ces deux processus de surface sur la stabilité des failles de l'Est du Bassin de Paris, autour du site Cigéo. Pour ce faire, nous réalisons des modèles de la flexure lithosphérique induite par les glaciations et l'érosion, et nous calculons les contraintes auxquelles sont soumises les failles de l'Est du Bassin de Paris sous la déformation flexurale modélisée. De cette manière, nous prédisons la tendance des contraintes induites par les glaciations et l'érosion à approcher ou éloigner les failles étudiées de la rupture. Nos résultats montrent que seules des failles bien orientées peuvent être approchées de la rupture, avec quelques-unes des failles de l'Est du Bassin de Paris répondant à ce critère. L'amplitude des contraintes induites par les glaciations du dernier cycle glaciaire (120-10 ka) s'élève à 0-10 MPa et celle des perturbations de contraintes induites par une érosion cumulée sur 1 Myr est comprise entre 0 et quelques dizaines de mégapascals. Ces perturbations de contraintes sont d'amplitude similaire ou supérieure à des contraintes permettant la réactivation de failles proches de la rupture (de l'ordre de 0.1 MPa) ou aux chutes de contraintes cosismiques à l'échelle du globe (0-10 MPa). Nous suggérons donc que les glaciations et l'érosion pourraient déclencher des séismes sur des failles bien orientées et proches de la rupture. Mais, l'écart des failles étudiées à la rupture n'est pas connu. Nos prédictions sont donc à interpréter comme une tendance à approcher ou éloigner les failles étudiées de la rupture, et pas comme une estimation directe de l'état de stabilité des failles. Nos prédictions permettent d'identifier les failles à surveiller vis-à-vis du risque sismique. Elles permettent également d'indiquer sur quelles failles mener d'éventuels travaux de prospection de marqueurs d'activité récente (holocène à quaternaire).

Abstract

The Eastern Paris Basin corresponds to a stable continental region and features very low seismicity rates. Only a few tens of earthquakes of magnitude lower than 3 have been measured (1962-2009) and only a few isolated earthquakes of magnitude between 4 and 5 are reported in historical seismicity (463-2007). ANDRA (French national agency for radioactive waste management) selected the Eastern Paris Basin for the installation of the Cigéo project, aiming for underground radioactive waste storage. This way, the future storage facility will be subject to a seismic risk. Yet, stable continental regions are subject to exceptional and time-isolated occurrence of earthquakes of magnitude between 5 and more than 7. Estimating the risk of occurrence of such events is critical for waste disposal facilities such as Cigéo, which requires hazard assessment over the million year scale. Glaciations and erosion are proposed as factors of deformation of the Paris Basin and earthquake-triggering mechanisms in the stable continental domain. The aim of this PhD is to estimate the impact of these two surface processes on fault stability in the Eastern Paris Basin, around the Cigéo site. To do so, we model the lithospheric flexure induced by glaciations and erosion, and we compute the associated stresses that apply to the Eastern Paris Basin faults. This way, we predict the tendency of the stresses induced by glaciations and erosion to bring faults closer or further to failure. Our results show that only well-oriented faults can be brought closer to failure, with few known faults in the Eastern Paris Basin responding to this criterion. The amplitude of the glacially-induced stresses over the last glacial cycle (120-10 ka) rises to 0-10 MPa and the amplitude of erosion-induced stresses for a cumulation over 1 Myr are between 0 MPa and a few tens of megapascals. These stress perturbations are of similar or greater amplitude than stresses allowing fault activation of critically pre-stressed, close to failure faults (about 0.1 MPa) or coseismic stress drops at the global scale (0-10 MPa). We then suggest that glaciations and erosion may trigger seismicity only on well-oriented faults that are close to failure. But, the distance of the studied faults to their failure threshold is not known. Then, our predictions must be interpreted as a tendency to bring faults closer or further to failure, but not as a direct estimate of fault stability state. Our predictions point out faults to monitor concerning seismic hazard assessment. They also indicate on which faults to lead eventual investigations for recent (holocene to quaternary) activity markers.

Table des matières

Chapitre 1 : introduction.....	1
1.1 Le domaine continental stable.....	1
1.2 Choix de la zone d'étude et problématiques.....	6
1.3 Organisation du manuscrit.....	9
Chapitre 2 : le Bassin de Paris.....	11
2.1 Présentation de la zone d'étude.....	11
2.2 Géodynamique.....	13
2.2.1 Histoire Méso-Cénozoïque (250-2.6 Ma).....	13
2.2.2 Dynamique quaternaire (2.6-0 Ma) et actuelle (~10 ans).....	15
2.3 Sismicité du Bassin de Paris.....	20
Chapitre 3 : modélisation de la flexure et estimation de la stabilité des failles.....	23
3.1 Rhéologie de la Terre dans les modèles de flexure.....	23
3.1.1 Rigidité flexurale de la lithosphère.....	24
3.1.1.1 Méthode d'estimation de l'épaisseur élastique équivalente.....	24
3.1.1.2 Application de notre modèle rhéologique à la zone de travail.....	30
3.1.1.3 Estimations de l'épaisseur élastique équivalente.....	33
3.1.1.4 Construction de cartes d'épaisseur élastique équivalente.....	35
3.1.1.5 Cartes finales d'épaisseur élastique équivalente.....	41
3.1.2 Viscoélasticité du manteau.....	44
3.1.2.1 Cas de la flexure associée aux calottes glaciaires sur le Nord de l'Europe.....	44
3.1.2.2 Cas de la flexure associée aux glaciers alpin et du Massif Central.....	47
3.1.2.3 Cas de la flexure associée à l'érosion.....	52
3.2 Méthode de calcul de la flexure et des contraintes flexurales.....	55
3.2.1 Méthode en éléments finis : flexure induite par l'englacement de la Fennoscandie et des Îles Celtes.....	55

3.2.2	Méthode analytique “plaque mince” : flexure induite par l’englacement des Alpes et du Massif Central et par l’érosion.....	58
3.2.3	Notions spécifiques.....	60
3.3	Estimation de la stabilité des failles.....	63
3.3.1	Méthode.....	63
3.3.2	Représentation de la Contrainte de Coulomb.....	66
3.3.3	Perturbation de la Contrainte de Coulomb.....	66
3.3.4	Contrainte de Coulomb totale.....	67
3.3.5	Seuil de significativité.....	71
3.3.6	Points d’investigation de la stabilité des failles dans l’Est du Bassin de Paris.....	74

Chapitre 4 : glaciations et impact sur la stabilité des failles de l’Est du Bassin de Paris..... 75

4.1	Modèles des charges glaciaires autour du Bassin de Paris.....	75
4.2	Flexure induite par les glaciations, perturbations de contraintes et impact sur la stabilité des failles étudiées.....	78
4.2.1	Flexure et champs de perturbations de contraintes calculés.....	78
4.2.2	Perturbations de la Contrainte de Coulomb.....	85
4.2.3	Stabilité des failles étudiées dans un champ de contraintes perturbé par les glaciations.....	89
4.3	Comparaison à des observations dans des zones de potentiels jeux de failles induits par les glaciations.....	95

Chapitre 5 : érosion et impact sur la stabilité des failles de l’Est du Bassin de Paris..... 97

5.1	Modèle d’érosion.....	97
5.1.1	Régression de l’érosion sur l’élévation et la pente.....	100
5.1.2	Sensibilité des régressions à la sélection des bassins.....	102
5.1.3	Grille et étendue du modèle d’érosion.....	106
5.1.4	Cartes de taux d’érosion.....	108
5.1.5	Comparaison à d’autres estimations du taux d’érosion.....	113
5.1.5.1	Zones de bassins à faible relief.....	114

5.1.5.2	Zones montagneuses.....	115
5.1.5.3	Sensibilité des taux d'érosion à l'activité tectonique.....	116
5.1.6	Sélection du paramètre de régression des taux d'érosion.....	117
5.1.6	Conclusions et modèles d'érosion finaux.....	118
5.2	Flexure induite par l'érosion, perturbations de contraintes et impact sur la stabilité des failles étudiées.....	120
5.2.1	Flexure et perturbations de contraintes calculées.....	120
5.2.2	Perturbations de la Contrainte de Coulomb.....	125
5.2.3	Stabilité des failles étudiées dans un champ de contraintes perturbé par les déformations induites par l'érosion.....	130
5.3	Comparaison des taux de surrection modélisés à des taux de surrection estimés dans le Bassin de Paris par l'incision de terrasses.....	138
Chapitre 6 : discussion.....		143
6.1	Potentiel de réactivation des failles de l'Est du Bassin de Paris associé aux glaciations et à l'érosion.....	143
6.2	Évolution temporelle des effets prédits.....	147
6.3	Interaction entre les forçages glaciaire et érosif.....	149
6.4	Autres facteurs de contrôle des contraintes et de la sismicité du Bassin de Paris.....	156
Chapitre 7 : conclusion et ouverture.....		159
7.1	Conclusion sur l'impact des glaciations et de l'érosion sur la stabilité des failles de l'Est du Bassin de Paris.....	159
7.2	Ouverture.....	160
Références.....		163

Chapitre 1 : introduction

1.1 Le domaine continental stable

Les limites des plaques tectoniques accommodent la déformation associée aux mouvements de ces plaques, et la majorité de la sismicité du globe s'y exprime alors (ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue, Di Giacomo et al., 2018; Storchak et al., 2015, 2013) (fig. 1.1). Toutefois, on observe également de la sismicité à distance des frontières de plaques, dans ce qu'on appelle le domaine intraplaque. Ce domaine peut notamment subir des séismes de magnitude supérieure à 5 et s'élevant à l'ordre 7 (Earthquake Catalog for Stable Continental Regions, USGS, Schulte and Mooney, 2005) (fig. 1.2).

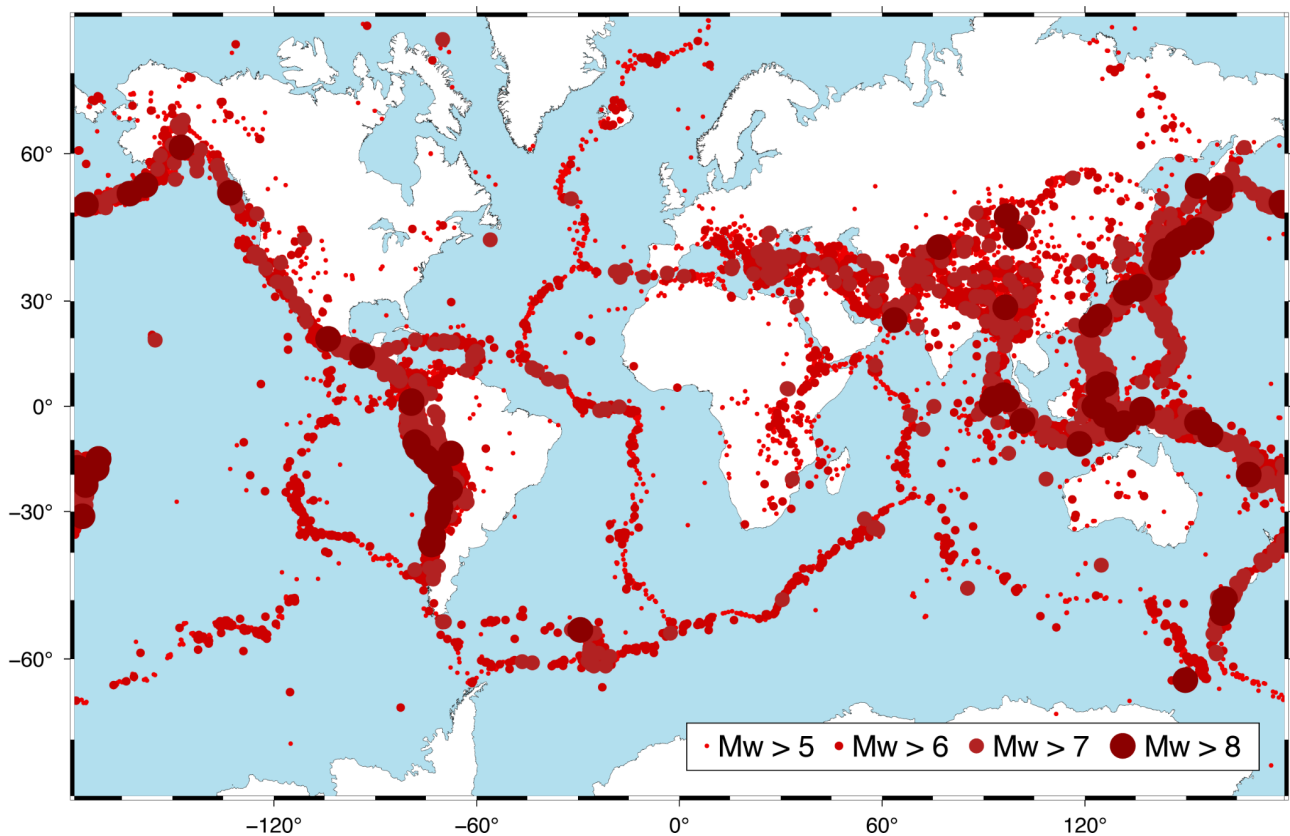


Figure 1.1. Répartition mondiale des séismes de magnitude supérieure à 5 sur la période 1904-2018 (ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue, Di Giacomo et al., 2018; Storchak et al., 2015, 2013).

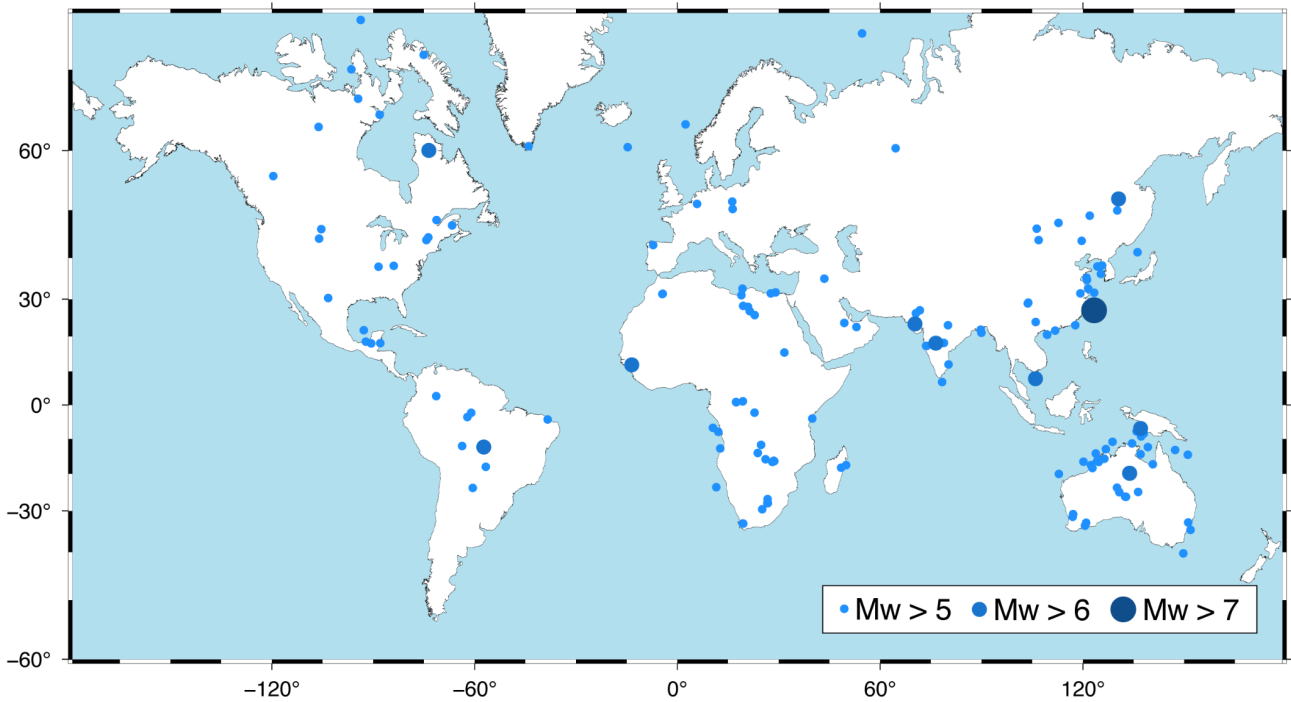


Figure 1.2. Séismes de magnitude supérieure à 5 en domaine intraplaque sur la période 1913-2003 (Earthquake Catalog for Stable Continental Regions, USGS, Schulte and Mooney, 2005).

Le domaine intraplaque continental, à distance des frontières de plaques et présentant un faible taux de sismicité, est appelé domaine continental stable. Johnston (1989) et Johnston et al. (1994) définissent plus précisément ce domaine selon les critères suivants :

- Le domaine continental stable est constitué de croûte continentale, incluant les plateformes et talus continentaux ainsi que la croûte continentale amincie.
- Il exclut les frontières de plaques actives et les zones directement impactées par les processus de frontières de plaques.
- Il ne présente pas d'activité orogénique depuis la fin du Crétacé (66 Ma) : pas de magmatisme, de déformation ou de métamorphisme majeurs associés à de la compression ou de la transpression.
- Il ne présente pas d'intrusion anorogénique majeure depuis la fin du Crétacé.
- Il ne présente pas de rifting, d'extension ou de transtension majeure depuis la fin du Paléogène (23 Ma).
- Il exclut les zones de rifting, volcanisme, suture néogènes majeures.

La figure 1.3 cartographie les domaines continentaux stables à l'échelle du globe.

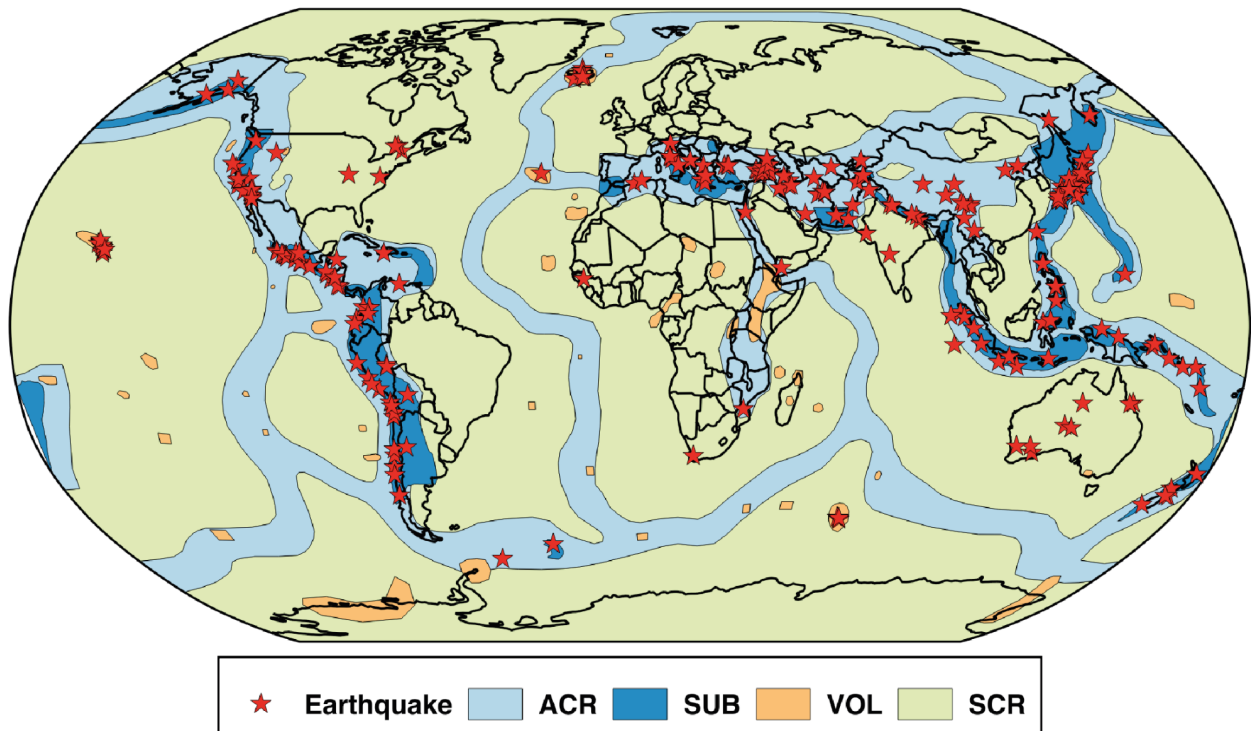


Figure 1.3. Cartographie des domaines continentaux stables (SCR pour Stable Continental Regions) à l'échelle du globe. ACR : Régions Crustales Actives, SUB : zones de subduction, VOL : zones volcaniques. Figurée tirée de Bruce Worden et al., https://usgs.github.io/shakemap/manual4_0/tg_select.html, consulté le 14/09/2023, basée sur la définition des domaines sismotectoniques proposée par García et al. (2012).

La dynamique du domaine continental stable est différente de celle des frontières et bordures de plaques. Alors que les frontières de plaques montrent des taux de déformation de l'ordre de 10^{-8} à 10^{-6} yr^{-1} (Kreemer et al., 2014, 2000) majoritairement dus aux mouvements des plaques tectoniques, les domaines continentaux stables présentent des taux de déformation bien plus faibles, de l'ordre de 10^{-10} à 10^{-9} yr^{-1} (Talwani, 1999). Là où le moteur de déformation principal des frontières de plaques tectoniques est le mouvement de ces plaques, il n'y a pas de tel processus de mouvement contrôlant et localisant la sismicité du domaine continental stable. Les facteurs considérés comme moteurs de la déformation du domaine continental stable sont :

- La transmission de déformation / contraintes depuis les frontières de plaques, qui est responsable des champs de contraintes régionaux en domaine intraplaque (Wdowinski, 1998; Zoback, 1992).

- Le chargement et le déchargement de la lithosphère associés aux cycles glaciaires, à l'érosion et à la sédimentation, par l'ajustement isostatique associé (Peltier et al., 2013; Vernant et al., 2013).
- La dynamique mantellique, moteur de la topographie dynamique (Flament et al., 2013; McKenzie, 1977).
- La dynamique fluviale, par les perturbations de contraintes associées aux variations de la charge de surface (Costain, 2008; Craig et al., 2017; Nagale et al., 2022).

La sismicité du domaine continental stable est particulière :

- Elle est peu profonde, les épicentres sont majoritairement localisés dans le tiers supérieur de la croûte (environ 0-10 km) (Klose and Seeber, 2007) (fig. 1.4), à la différence de la sismicité des frontières de plaques dont la profondeur épacentrale atteint aisément plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres (Di Giacomo et al., 2018; Storchak et al., 2015, 2013) (fig. 1.5).

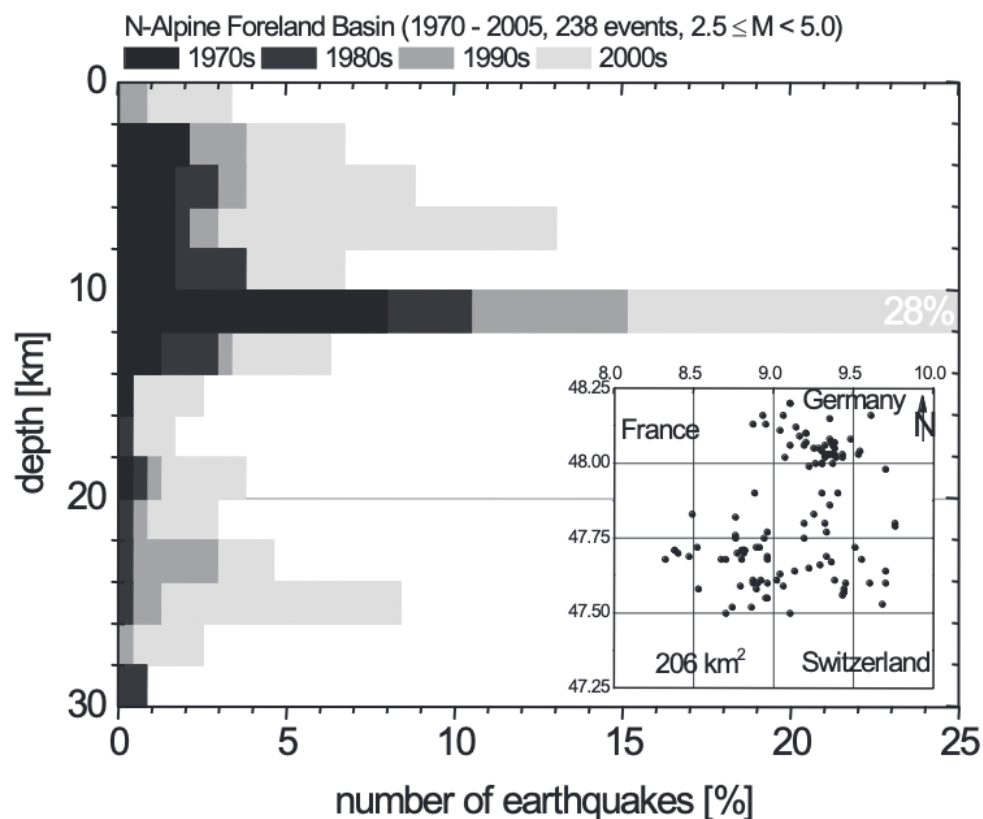


Figure 1.4. Exemple de répartition en profondeur de la sismicité dans le domaine continental stable d'Europe de l'Ouest. Figure tirée de Klose and Seeber (2007).

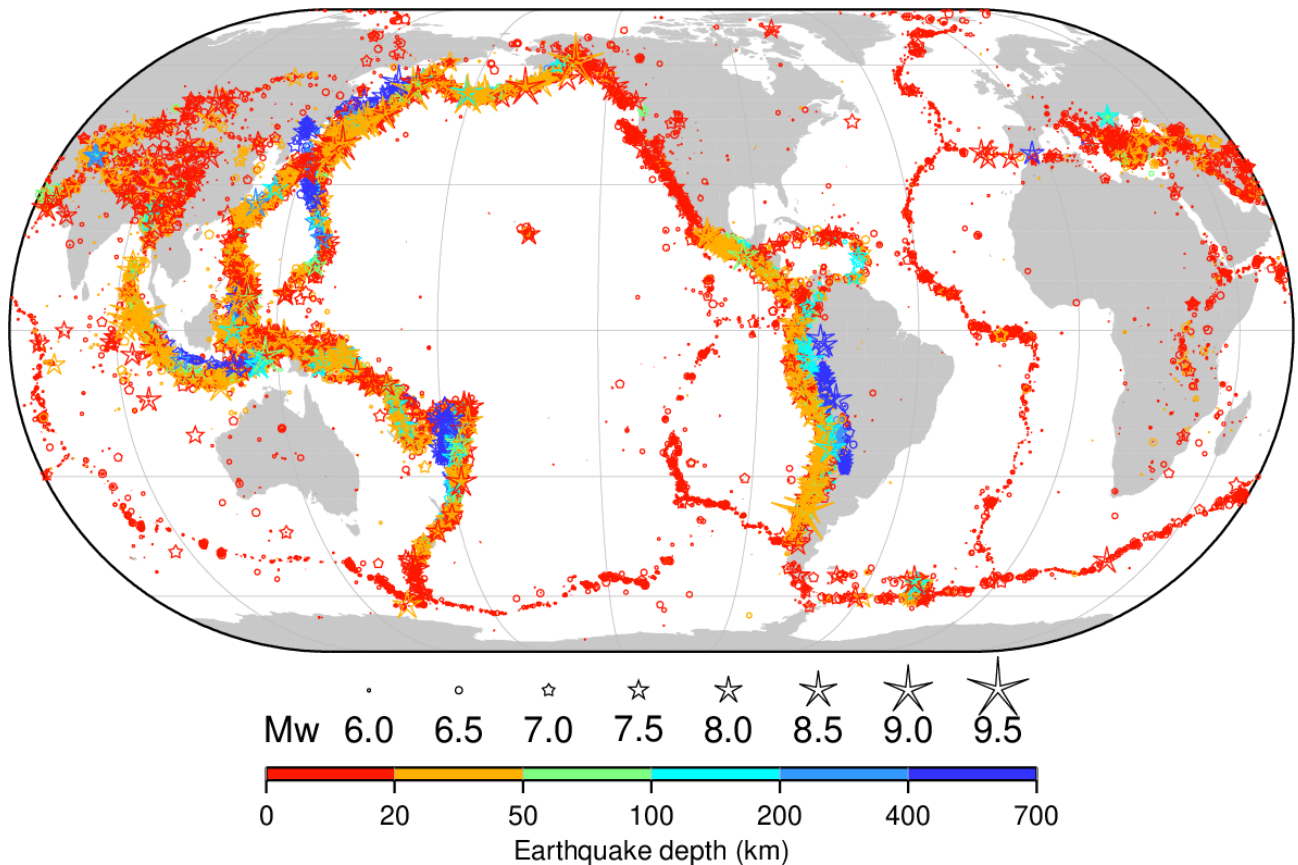


Figure 1.5. Profondeur épiscoptrale de la sismicité du globe sur la période 1904-2019. Figure tirée de <http://www.isc.ac.uk/iscgem/overview.php>, consulté le 14/09/2023, catalogue de sismicité ISC-GEM (Di Giacomo et al., 2018; Storchak et al., 2015, 2013).

- Les failles impliquées dans la sismicité n'ont pas été précédemment identifiées comme actives (Adams et al., 1991) ou ne présentent qu'une activité isolée sur de grandes échelles de temps de 10^4 à plus de 10^5 yr (Clark et al., 2014; Crone et al., 2003).
- La sismicité pourrait être déclenchée par perturbation du champ de contraintes d'une croûte critiquelement chargée (Brudy et al., 1997; Townend and Zoback, 2000; Zoback and Healy, 1992) par des processus de surface transitoires (Calais et al., 2010; Hough et al., 2003; Muir Wood and Mallard, 1992).

Les faibles taux de sismicité font des domaines continentaux stables un environnement de choix pour l'implantation de centrales nucléaires et de sites de stockage de déchets radioactifs, mais la potentielle occurrence très isolée de séismes à faible profondeur constitue un réel risque quant à la sécurité de telles installations nucléaires et de stockage. Le long temps de récurrence potentielle dépasse la durée couverte par les catalogues de sismicité et la complétude des catalogues de sismicité est incertaine. Cela induit une potentielle sous-estimation du risque sismique, associé à

l'effet aggravant d'une non-préparation des populations et infrastructures à ce risque, du fait de sa rareté (Li et al., 2009). L'estimation du risque sismique dans le domaine continental stable est ainsi une problématique scientifique actuelle.

1.2 Choix de la zone d'étude et problématiques

La majorité du territoire français répond aux critères de définition du domaine continental stable (voir fig. 1.3). La sismicité du territoire se localise principalement au niveau des chaînes de montagnes frontalières (Alpes, Pyrénées), des résidus des massifs hercyniens (Massif Central, Massif Armoricaïn), et des structures tectoniques majeures (graben du Rhin, marge liguro-provençale). Le bassin sédimentaire de Paris ne présente que quelques rares séismes de magnitude inférieure à 4 sur la période 463-2009, dont la majorité est associée à l'activité anthropique (BCSF RENASS, 2022; Cara et al., 2015) (fig. 1.6).

Le faible taux de sismicité du Bassin de Paris et la présence d'argilite réputée pour son caractère imperméable dans ses dépôts font du bassin un emplacement idéal pour l'implantation du projet Cigéo mené par l'ANDRA (fig. 1.6), envisageant le stockage de déchets radioactifs Haute Activité (HA) et Moyenne Activité à Vie Longue (MA-VL). Ces déchets sont les combustibles usés des centrales nucléaires (déchets HA) ainsi que les structures irradiées et résidus de fonctionnement des centrales (déchets MA-VL), et ont une durée de vie de plusieurs centaines de milliers d'années. Le niveau d'argilite dans lequel est prévue l'implantation du projet Cigéo agit comme une des trois barrières de sécurisation des déchets stockés (les deux autres barrières étant l'infrastructure du site et le coffrage des déchets) (voir fig. 1.7). La faible sismicité du Bassin de Paris suggère un faible risque d'endommagement sismique des infrastructures.

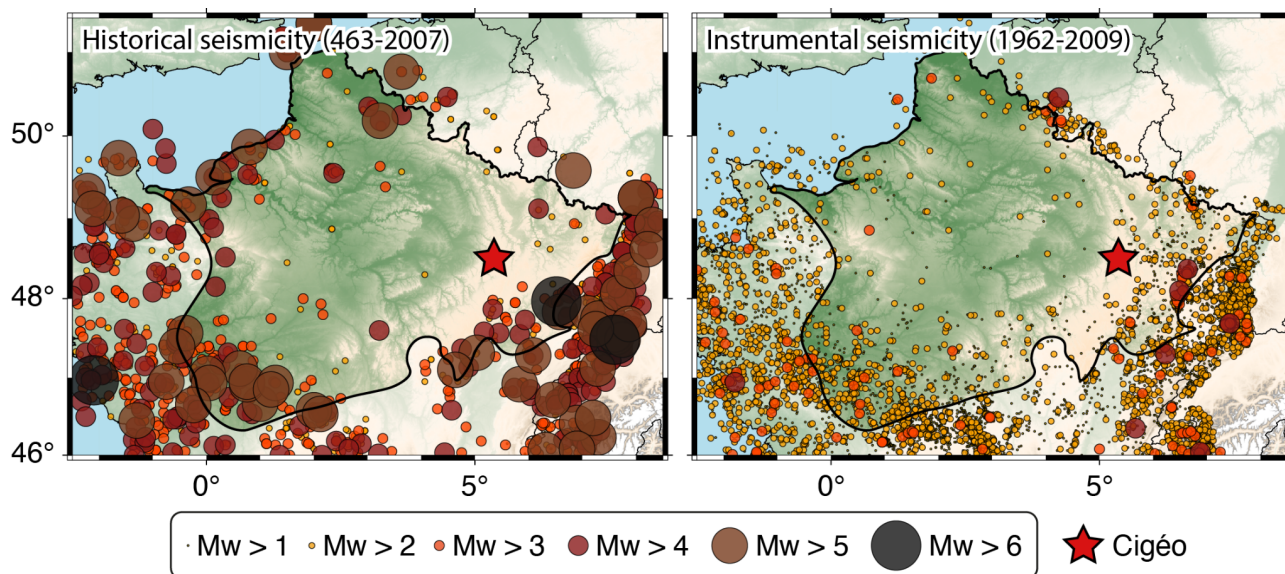


Figure 1.6. Emplacement du site sélectionné pour le projet Cigéo (étoile rouge) et sismicités historique et instrumentale au niveau du Bassin de Paris (délimité par le contour noir) et de ses alentours d'après le catalogue FCAT (Manchuel et al., 2018).

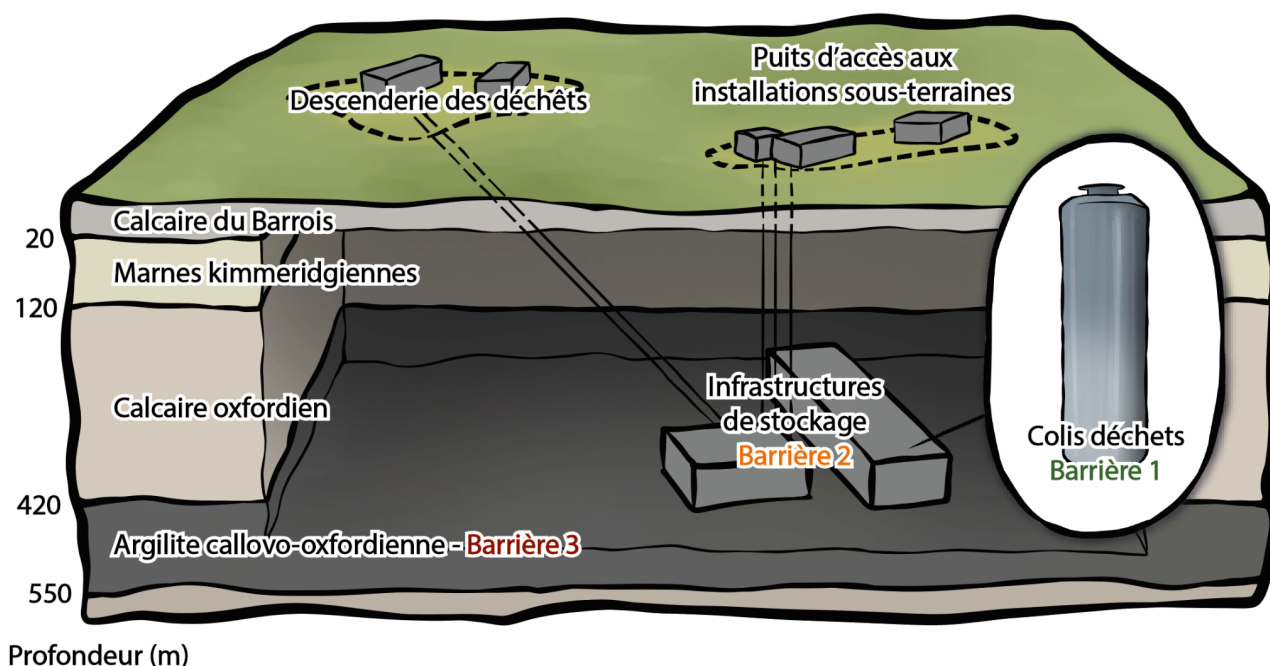


Figure 1.7. Schéma de principe du projet de stockage Cigéo, modifié d'après ANDRA (2023).

Malgré le faible taux de sismicité du Bassin de Paris d'après les catalogues sismiques, l'occurrence exceptionnelle et isolée dans le temps de séismes dans le domaine continental stable constitue un risque avéré, à l'image des séismes de Bhuj (Inde) en 2001, de magnitude 7.6 (Singh et al., 2004) ou de New Madrid (États-Unis) en 1811-1812, de magnitude 7 environ (Hough and Page, 2011).

L'estimation du risque d'occurrence de tels séismes est alors cruciale pour les installations telles que le projet Cigéo, nécessitant une sécurisation sur le million d'années (International Atomic Energy Agency, 1995). Dans le Bassin de Paris, les marqueurs de déformation quaternaires sont éparses et peu nombreux. Seuls 8 indices existent dans la base de données Neopal (Bellier et al.) et correspondent probablement à des affaissements cryogéniques ou karstiques, des modifications du réseau hydrographique ou décalages topographiques sans évidence de déformation, ou des escarpements par érosion différentielle. En revanche, les mesures GPS indiquent une faible déformation du bassin sur toute sa largeur. Les processus environnementaux, notamment les glaciations et l'érosion, sont envisagés comme des facteurs de déformation du bassin (BRGM, 1996a; Garcin and Courbouleix, 1992; Mazzotti et al., 2020). Ces processus sont proposés comme des potentiels déclencheurs de sismicité, et ce même sans marqueurs de déformation apparents (Calais et al., 2016). Les travaux réalisés à ce jour suggèrent notamment le contrôle de la sismicité mesurée par ces deux processus (Dadson et al., 2003; Muir-Wood, 2000; Steer et al., 2020), et des modèles suggèrent que les déformations et contraintes engendrées par ces processus permettent la réactivation ou la variation des taux de glissement de failles (Hampel et al., 2009; Maniatis et al., 2009; Steer et al., 2014; Steffen et al., 2014).

C'est à ces processus que nous nous intéressons dans cette thèse. Des travaux préliminaires ont été réalisés quant à l'estimation de leur impact sur la stabilité des failles de la zone de travail associée au projet Cigéo, mais se sont limités à l'estimation de l'amplitude des déplacements verticaux et des contraintes induites par ces processus dans la zone de travail (BRGM, 1996b; Garcin and Courbouleix, 1992; PC et al., 2019). L'estimation de l'état de stabilité des failles de la zone de travail sous ces déplacements et contraintes reste ainsi à réaliser. Nous utilisons une approche de modélisation numérique pour étudier la problématique de la stabilité des failles de l'Est du Bassin de Paris sous les déformations induites par les glaciations et l'érosion. Cette approche numérique nous permet de tester de façon individuelle et l'impact des glaciations et de l'érosion comme potentiels déclencheurs de sismicité dans l'Est du Bassin de Paris. L'avantage de cette approche est également de pouvoir tester les effets des glaciations et de l'érosion sur des durées dépassant largement les durées sur lesquelles l'observable renseigne, le calcul numérique permettant de s'affranchir de la limite temporelle. Il est toutefois nécessaire de s'assurer de la représentativité temporelle des modèles réalisés, qui est un point central dans la problématique de sécurisation long-terme vis-à-vis de laquelle cette thèse est réalisée.

Le but de cette thèse est donc de modéliser les déformations et perturbations de contraintes induites par les glaciations et l'érosion dans l'Est du Bassin de Paris, afin d'estimer le risque de réactivation des failles dans la zone d'étude sous l'impact de ces processus, dans une optique de sécurisation du projet Cigéo.

1.3 Organisation du manuscrit

Le chapitre 2 porte sur la description du Bassin de Paris, entité géologique dans laquelle est envisagée l'implantation du projet Cigéo. Cette description retrace l'histoire géologique du bassin, détaille sa structure sédimentaire et la structure des failles le recoupant, et fait l'état de l'art sur l'activité des failles étudiées. Ce chapitre se termine par une discussion sur les scénarios envisageables pour expliquer le faible taux de sismicité du bassin.

Le chapitre 3 décrit la méthodologie utilisée pour modéliser la déformation de la Terre induite par le chargement / déchargement glaciaire et le déchargement érosif, ainsi que la méthode d'estimation de l'impact sur la stabilité des failles étudiées dans l'Est du Bassin de Paris. Ce chapitre s'articule en trois sections : les deux premières portent sur la paramétrisation et les équations utilisées dans les modèles de déformation de la Terre, et la dernière porte sur la méthode d'estimation de la stabilité des failles.

Les chapitres 4 et 5 présentent, respectivement pour le forçage glaciaire et le forçage érosif, les modèles de forçages utilisés dans nos simulations et leurs résultats. Nos résultats se présentent premièrement sous forme de champs de déplacement et de champs de perturbations de contraintes. Les champs de perturbations de contraintes sont traduits en termes de contraintes sur différentes géométries de failles pour estimer leur impact sur stabilité des failles de la zone d'étude. Ces deux chapitres se terminent par une confrontation de nos prédictions à des observations de terrains, afin de discuter l'intégration de nos résultats dans la géodynamique de la zone de travail.

Le chapitre 6 porte sur la discussion de nos résultats vis-à-vis des problématiques posées dans le cadre de cette thèse. Ce chapitre se décline en 4 sections traitant respectivement du potentiel de réactivation des failles étudiées, de l'évolution temporelle des effets prédits, de l'interaction entre les effets induits par les glaciations et l'érosion, ainsi que du probable jeu de plusieurs processus dans le contrôle de la sismicité du Bassin de Paris. Ce chapitre met particulièrement en avant la nécessité de poursuivre les travaux quant à l'estimation du potentiel de réactivation des failles de

Chapitre 1 : introduction

l'Est du Bassin de Paris, en étudiant l'interaction entre les processus de déformation envisagés, mais aussi en testant l'impact d'autres processus non considérés dans nos travaux.

Pour finir, le chapitre 7 clos cette thèse avec les conclusions majeures à en tirer quant à l'impact des glaciations et de l'érosion sur la stabilité de failles de l'Est du Bassin de Paris, ainsi qu'une ouverture sur une possible suite des travaux dans l'optique d'approfondir notre connaissance des contraintes auxquelles sont soumises les failles de l'Est du Bassin de Paris, ainsi que l'estimation du risque de réactivation associé.

Chapitre 2 : le Bassin de Paris

Dans ce chapitre, nous présentons le Bassin de Paris, corps géologique dans lequel se situe notre zone d'étude. Nous décrivons dans la section 2.1 la zone d'étude sur laquelle nous travaillons, dans l'Est du bassin. Dans la section 2.2, nous présentons la géodynamique du bassin, depuis sa formation jusqu'à sa dynamique actuelle. Dans la section 2.3, nous décrivons et discutons la sismicité du Bassin de Paris, faisant le lien avec la problématique d'estimation du risque sismique dans notre zone d'étude.

2.1 Présentation de la zone d'étude

Notre zone d'étude se situe dans l'Est du Bassin de Paris. Son étendue est délimitée par l'extension du réseau de failles considéré quant à la sécurisation du projet Cigéo (Rossi and Baudouy, 2015) (fig. 2.1). Au niveau de la zone d'étude, le Bassin de Paris correspond à un empilement sédimentaire dont l'épaisseur varie de l'ordre de la centaine de mètres à l'extrémité Est de la zone d'étude, sur la bordure vosgienne, à environ 3 km à l'extrémité Ouest, au niveau du dépo-centre du bassin, selon un pendage vers l'Ouest. Cet empilement sédimentaire est recoupé par un réseau de failles subverticales, dont les pendages sont d'environ 80° (Rossi and Baudouy, 2015). Les failles de ce réseau se séparent en 2 grandes familles : les failles de socle et les failles restreintes à la couverture sédimentaire du bassin. Les traces de surface et l'enracinement des failles du réseau étudié sont tirées d'un modèle structural réalisé pour l'ANDRA par Rossi and Baudouy (2015) (fig. 2.1). Les failles s'enracinant dans le socle, à savoir les failles des systèmes de Vittel, de la Marne et de Saint-Martin de Bossenay, sont héritées de l'orogénèse varisque. Ces systèmes de failles sont longs de plus de 50 km et atteignent plusieurs kilomètres de profondeur. Leur profondeur d'enracinement précise n'est en revanche pas connue. Parmi les failles de couverture, les failles majeures des systèmes de Connantre, Gondrecourt, Lorraine, Saint-Dizier, Sommesous et Vermenton sont héritées d'un épisode de transtension daté entre 40 et 20 Ma (voir section 2.2.1), et s'enracinent dans les niveaux basaux de la couverture sédimentaire. La restriction de ces failles à la couverture sédimentaire est probablement due à un découplage par décollement sur les niveaux salifères triasiques, ductiles, déposés en base du bassin (voir figure 2.1 et section 2.2.1). Les autres failles de couverture du réseau, moins longues et moins profondes, sont simplement cartographiées d'après les données d'imagerie sismique utilisées pour la construction du modèle de réseau de failles, mais elles ne sont pas rattachées à un événement tectonique particulier.

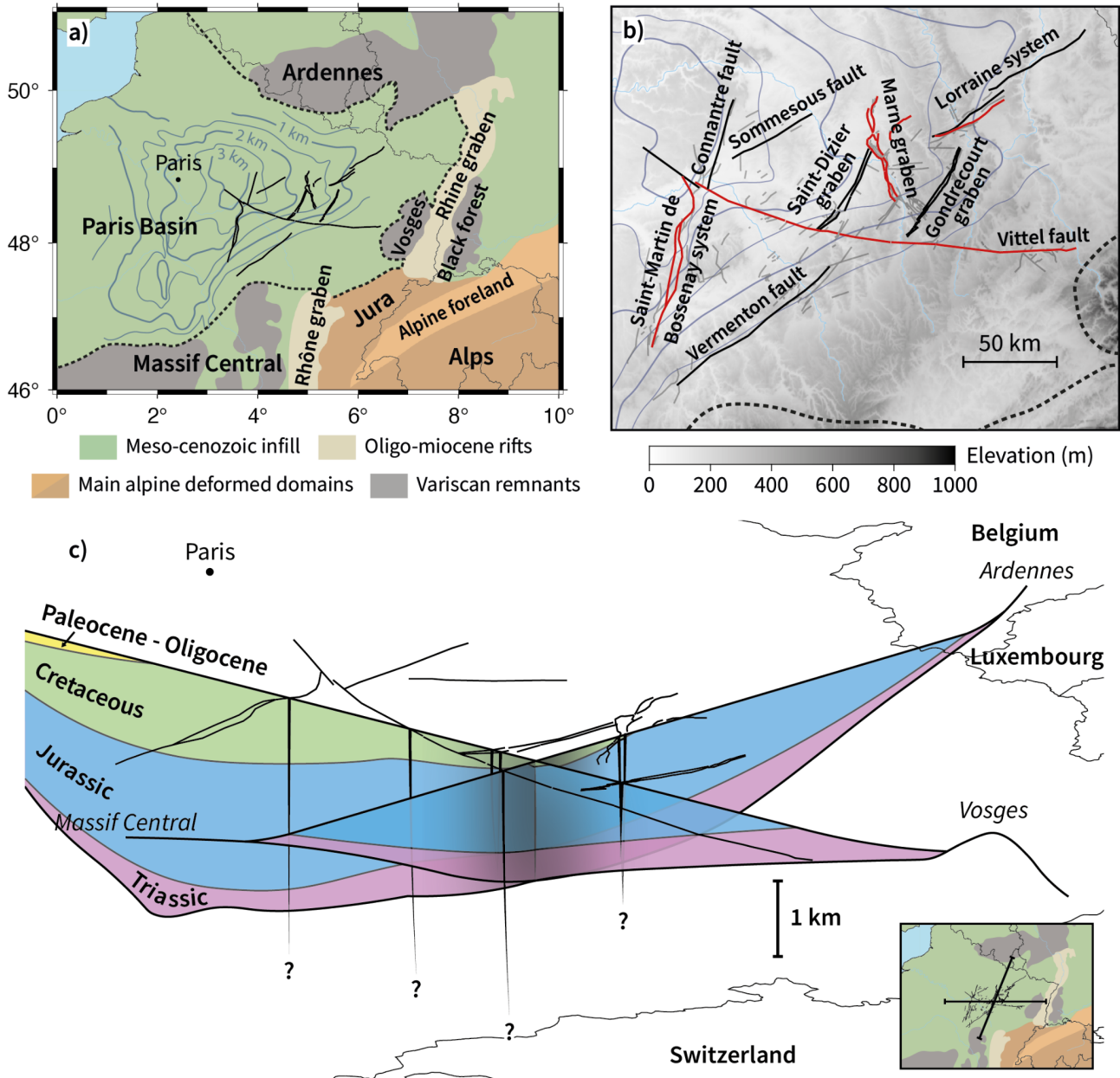


Figure 2.1. a) Schéma structural de la zone d'étude et de sa périphérie. Traits noirs : tracés des failles majeures présentes sur notre zone d'étude. Courbes bleues : épaisseur de la couverture sédimentaire du Bassin de Paris. b) Zoom sur le réseau de failles de notre zone d'étude, sur fond topographique. Rouge : failles enracinées dans le socle, noir : failles limitées à la couverture sédimentaire, gris : failles mineures. Courbes bleues : épaisseur de la couverture sédimentaire du Bassin de Paris. c) Coupes schématiques du Bassin de Paris en vue 3D, indiquant l'épaisseur et la structure des dépôts sédimentaires du bassin, ainsi que l'enracinement des failles principales de notre zone d'étude. La profondeur d'enracinement des failles de socle n'est pas connue.

2.2 Géodynamique

2.2.1 Histoire Méso-Cénozoïque (250-2.6 Ma)

Le Bassin de Paris correspond à un empilement sédimentaire reposant sur le socle cristallin du Nord et Nord-Ouest de la France (fig. 2.2). Le socle cristallin sur lequel reposent les sédiments du bassin a été structuré pendant les orogènes cadomienne (650-500 Ma) et varisque (420-280 Ma) (Cazes et al., 1986; Matte and Hirn, 1988). La sédimentation dans le bassin a débuté au cours du Trias (250 Ma) et s'est terminée au cours du Pliocène (5.3-2.6 Ma) (Beccaletto et al., 2011; Guillocheau et al., 2000; Mégnien, 1980). L'histoire syn-sédimentaire, post-varisque, du Bassin de Paris correspond à une subsidence thermique long-terme perturbée par plusieurs épisodes de déformation :

- Entre le début du remplissage du bassin (~250 Ma) et le Crétacé inférieur (~145 Ma), une phase de transgression marine enregistre la subsidence thermique en contexte d'extension en réponse à la dislocation de la Pangée avec d'épais dépôts calcaires jurassiques de plateforme (De Wever et al., 2002; Guillocheau et al., 2000).
- L'ouverture du Golfe de Gascogne entre 136 et 80 Ma environ (Sibuet, 1974) limite la subsidence et induit une régression marine que implique une transition de dépôts de plateforme carbonatée à des dépôts calcaires et terrigènes (De Wever et al., 2002; Guillocheau et al., 2000).
- L'orogène pyrénéenne transmet des contraintes compressives dans le bassin (~48-43 Ma) (André et al., 2010; Blaise et al., 2022).
- La convergence des plaques africaine et européenne place le bassin en transtension entre 40 et 20 Ma environ, en association avec le système de rift européen cénozoïque (ECRIS pour European Cenozoic Rift System, en anglais) (André et al., 2010; Blaise et al., 2022; Bourgeois et al., 2007).
- À l'Oligocène, la régression marine s'achève et la couverture sédimentaire du Bassin de Paris au niveau de la zone d'étude est ultimement soumise à l'érosion, et ce jusqu'à l'actuel (De Wever et al., 2002).
- Finalement, l'orogène alpine prend le dessus sur le rifting induit par la convergence Afrique-Europe au cours du Miocène (vers 20-15 Ma), fait passer le Bassin de Paris à un régime compressif (André et al., 2010; Blaise et al., 2022), et induit un flambage lithosphérique (Bourgeois et al., 2007).

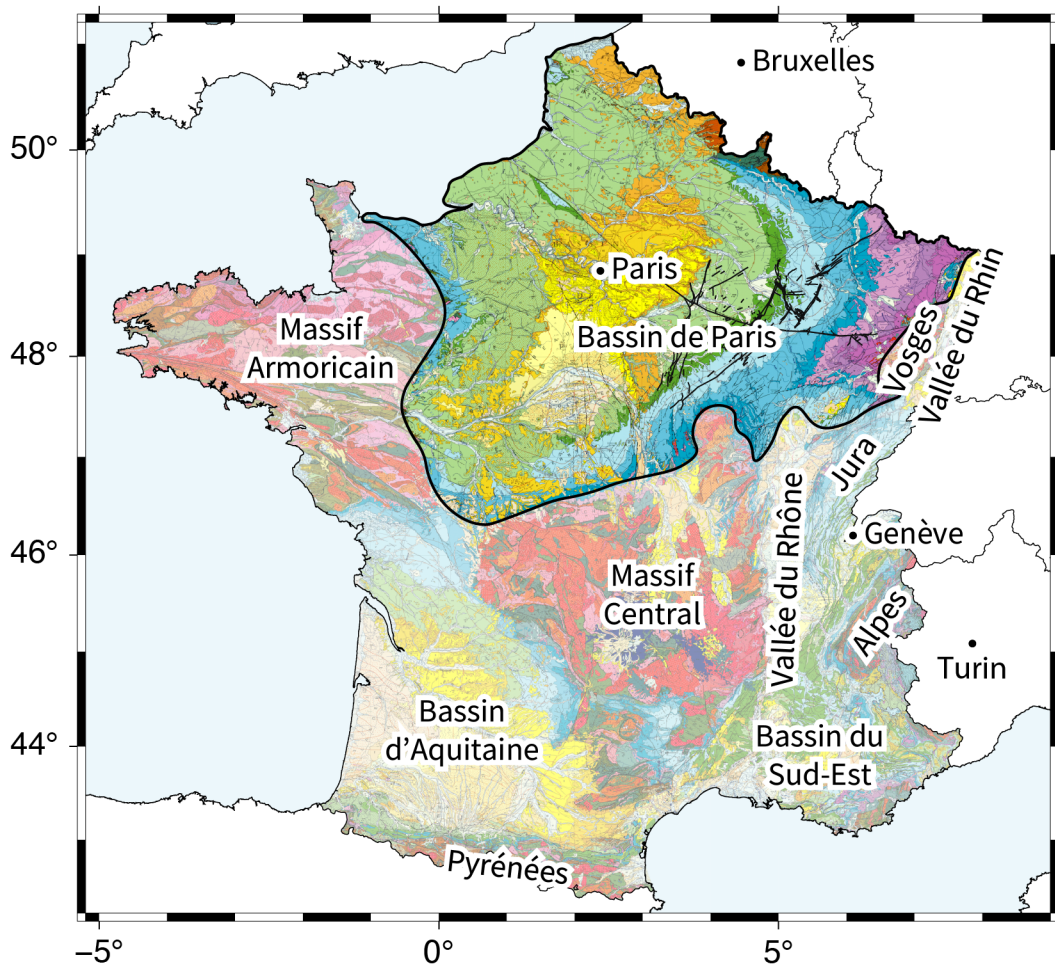


Figure 2.2. Localisation et délimitation du Bassin de Paris à l'échelle de la France, sur fond de carte géologique au millionième (BRGM, 1996a). Traits noirs à l'Est du Bassin de Paris : tracés des failles de notre zone d'étude (Rossi and Baudouy, 2015).

Blaise et al. (2022) utilisent le remplissage de la fracturation de la couverture sédimentaire du bassin comme proxy des épisodes de déformation majeurs subis par le bassin. Les auteurs datent les remplissages calcitiques de cette fracturation par méthode U-Pb, et l'associent à trois épisodes de déformations majeurs en lien avec la compression pyrénéenne (55-45 Ma), le rifting cénozoïque de l'Europe de l'Ouest (40-30 Ma), et la compression alpine (25-5 Ma). Cette méthode de datation de la déformation requiert en revanche une fracturation intense de la couverture du bassin, se répandant à travers les dépôts sédimentaires à distance (> 10 km) des failles identifiées. Une réactivation de faille isolée ne présentant qu'une faible expression de surface (Adams et al., 1991; Ritz et al., 2020) peut ne pas induire une fracturation suffisante pour être détectée par l'approche de (Blaise et al., 2022). Qui plus est, cette méthode date la fracturation diffuse du bassin, mais ne permet pas l'identification directe du jeu d'une faille.

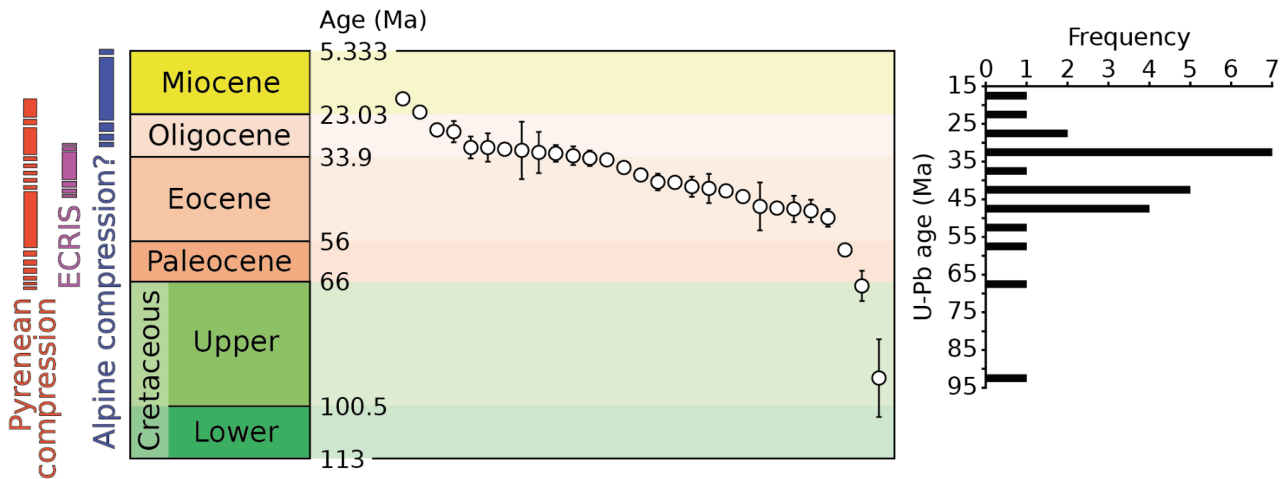


Figure 2.3. Datations des calcites de remplissage des fractures de Bure. Figure modifiée d'après Blaise et al. (2022).

Dans la zone d'étude, seuls les dépôts d'âges anté-jurassique à anté-crétacé sont conservés. Les décalages de ces unités par les failles de la zone d'étude, observés à l'aide d'imagerie sismique (Baudouy and Duvail, 2015), n'apportent alors pas d'informations sur la chronologie des jeux de failles observables en relation aux épisodes de déformation majeurs identifiés par Blaise et al. (2022), ces jeux post-datant l'enregistrement rendu disponible par les dépôts sédimentaires.

2.2.2 Dynamique quaternaire (2.6-0 Ma) et actuelle (~10 ans)

La prospection de marqueurs de déformation quaternaire dans le Bassin de Paris met avant quelques rares indices de déformation ou des décalages de structures géomorphologiques (8 dans la base de données Néopal, Bertrand et al., 2007), mais aucun d'entre eux ne démontre un jeu de faille selon le comité de pilotage de la base de données Néopal. Ce comité suggère plutôt que les observations associées à ces 8 indices sont à relier à de l'affaissement karstique ou cryogénique, des changements du réseau hydrographique pouvant être expliqués par la dynamique fluviale, des décalages topographiques sans évidence de déformation, ou bien de l'érosion différentielle. La prospection de traces d'activité sur la faille de Vittel par Combes et al. (2008) ne suggère que la mise au jour d'escarpements associés à la faille par érosion différentielle. Selon les auteurs de cette étude, il n'y a aucune évidence de jeu quaternaire de la faille de Vittel.

En revanche, les taux de déformation mesurés par GPS, sur des durées de quelques années à 10-15 ans, suggèrent que le Bassin de Paris est soumis à une faible déformation (Masson et al., 2019), de l'ordre de 10^{-9} yr^{-1} . De tels taux de déformation sont également observés au niveau du

Massif Armoricain ou dans le Sud-Est de la France, où l'activité sismique est considérée comme faible à modérée (fig. 2.3). Cela suggère que l'amplitude des taux de déformation estimés dans le Bassin de Paris est suffisante pour que de la sismicité puisse s'exprimer.

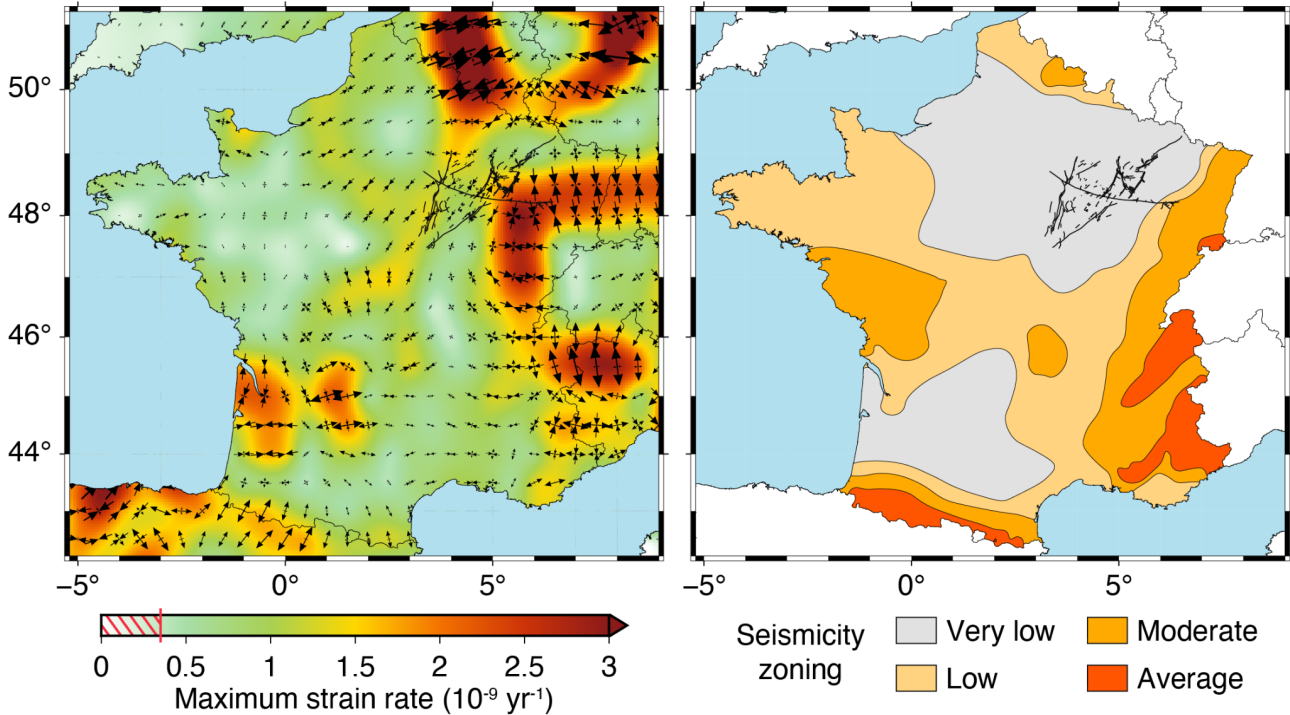


Figure 2.4. À gauche : champ de taux de déformation du territoire français déterminé par GPS. Croix fléchées : vecteurs propres du tenseur de taux de déformation, indiquant le style de déformation (raccourcissement ou extension). Le seuil de détection des taux de déformation est de $0.35 \cdot 10^{-9} \text{ yr}^{-1}$. Données de Masson et al. (2019). À droite : zonage sismique en vigueur depuis le 1^{er} mai 2011, d'après l'IRSN.

Plusieurs processus sont envisagés pour expliquer la déformation de l'Est du Bassin de Paris. D'après des mesures en forage dans la zone d'étude, la contrainte horizontale majeure dans l'Est du Bassin de Paris est orientée à 150°N environ (fig. 2.4), ce qui est en accord avec l'orientation des contraintes à l'échelle de l'Europe de l'Ouest (fig. 2.5) (Heidbach et al., 2016). (Zoback, 1992) suggère que les contraintes au cœur des plaques tectoniques résultent, au premier ordre, de la transmission des forces appliquées aux frontières des plaques (ridge push, subduction, collision). À l'échelle de l'Europe de l'Ouest, Gölke and Coblenz (1996) et Müller (1992) indiquent que le champ de contraintes est majoritairement dû à la combinaison du ridge push médio-atlantique et de la subduction / collision le long des frontières des plaques Nubia, Eurasie et Adriatique. D'autres

processus identifiés comme pouvant intervenir sur le champ de contraintes en France sont (Mazzotti et al., 2020) :

- La dynamique mantellique, du fait de flux convectifs sous le territoire français suggérés par Faccenna et al. (2014).
- L'énergie gravitaire potentielle, associée à des forces dues à la topographie ou résultant de contrastes de densité au sein de la lithosphère (Assameur and Mareschal, 1995; Ghosh et al., 2006; Maury et al., 2014).
- L'érosion, comme suggéré par plusieurs travaux proposant une relation entre l'érosion et la déformation crustale à des échelles de temps humaines (1-10 ans) à géologiques (1-10 Myr) (Genti et al., 2016; Vernant et al., 2013).
- L'ajustement isostatique glaciaire, associé au système alpin (Chéry et al., 2016; Mey et al., 2016) ou bien aux effets distants des systèmes scandinave et britannique (Brandes et al., 2015; Steffen et al., 2014; Štěpančíková et al., 2022).
- L'activité anthropique (Foulger et al., 2018), par l'exploitation de ressources souterraines (Bardainne et al., 2008), la mise en place de barrages, la géothermie (Majer et al., 2007), par exemple.

L'estimation des effets de ces processus est primordiale dans une optique de compréhension de la sismotectonique de la France. La modélisation est alors un élément clé, permettant d'estimer et de tester l'impact de tels processus.

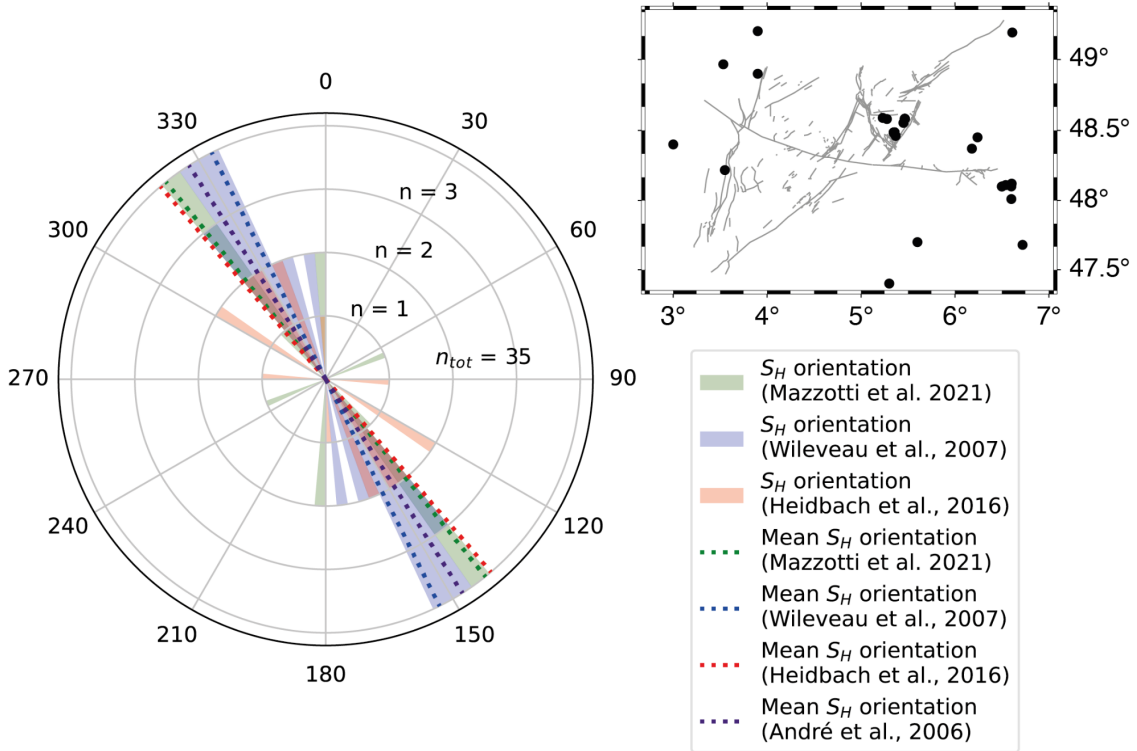


Figure 2.5. Orientation des contraintes mesurée dans l'Est du Bassin de Paris (à gauche) et localisation des points de mesure (en haut à droite).

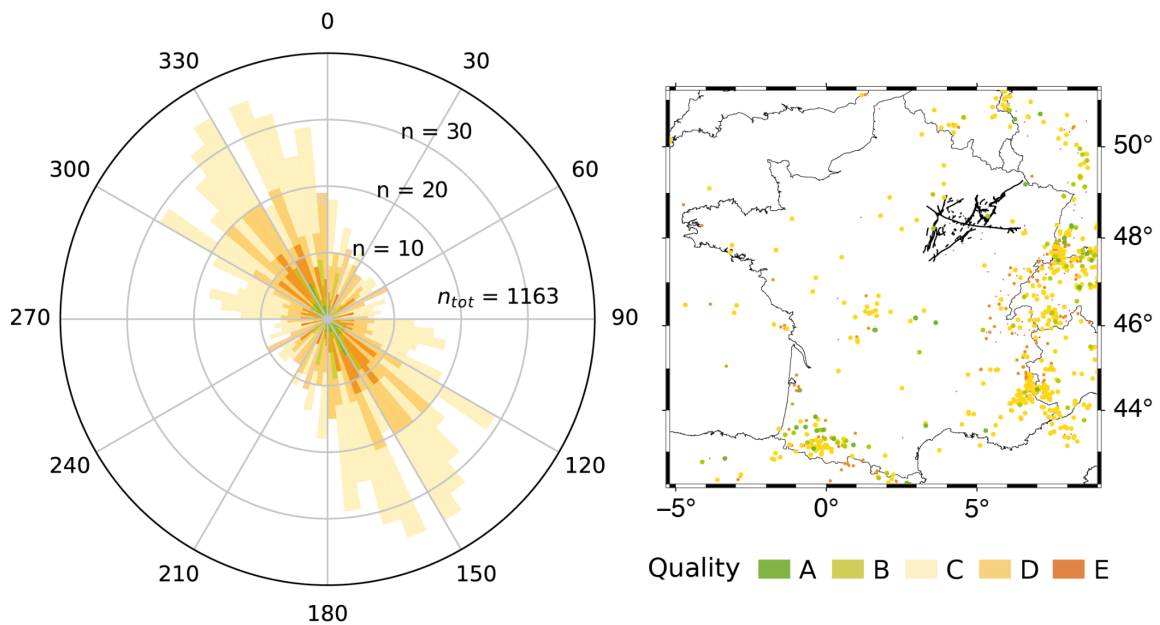


Figure 2.6. Orientation des contraintes à l'échelle de la France et son voisinage, d'après la banque de données World Stress Map (Heidbach et al., 2016). Échelle de couleur : qualité des données, en termes d'incertitude sur l'orientation. A : $\pm 15^\circ$, B : $\pm 15-20^\circ$, C : $\pm 20-25^\circ$, D : $\pm 25-40^\circ$ (données discutables), E : supérieur à $\pm 40^\circ$ (pas d'information fiable).

Pour finir, dans le cadre d'une étude sismotectonique comme la nôtre, connaître le style de déformation de la zone d'étude est important et permet de contraindre les calculs de stabilité de faille (voir chapitre 3, section 3.3.4). Ce paramètre est estimé à l'aide de mécanismes au foyer, mais le Bassin de Paris ne disposant que des très peu de mécanismes au foyer (base de données FMHex, Mazzotti et al., 2021), nous utilisons des mécanismes au foyer mesurés autour du bassin de pour estimer le style de déformation du bassin lui-même. Les mécanismes au foyer disponibles autour du Bassin de Paris se localisent sur les Vosges, le Graben du Rhin, les Ardennes, les Alpes, le Massif Central et leurs pourtours (base de données FMHex, Mazzotti et al., 2021) (fig. 2.5). En moyenne, le style de déformation indiqué par les mécanismes au foyer autour du bassin est normal ou décrochant (fig. 2.5). Nous considérons ce style de déformation périphérique au Bassin de Paris comme représentatif du style de déformation du bassin lui-même.

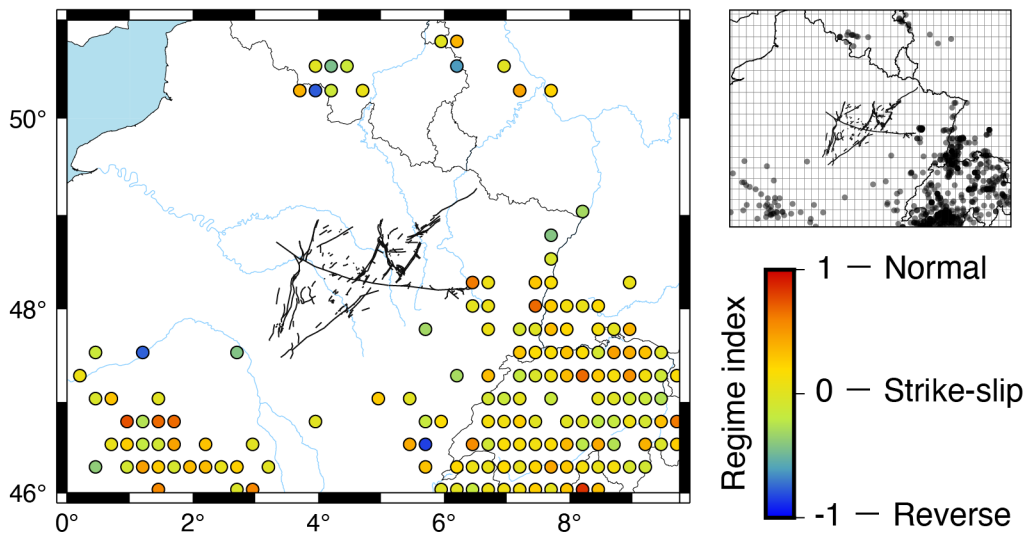


Figure 2.7. Régimes de déformation moyens autour de la zone d'étude, d'après les mécanismes au foyer de la base de données FMHex (Mazzotti et al., 2021). Les régimes de déformation sont moyennés sur une grille de 25×25 km selon : $\frac{\alpha_p - \alpha_T}{90}$, avec α_p et α_T les pendages moyens des axes de compression et tension des mécanismes au foyer dans un carré de 25 km de côté centré sur chaque point de grille. La position des mécanismes au foyer utilisés et la grille de calcul sont présentées sur la carte en haut à droite.

2.3 Sismicité du Bassin de Paris

Nous étudions la sismicité du Bassin de Paris à l'aide du catalogue FCAT (Manchuel et al., 2018, p. 20), synthétisant des données sur la sismicité historique (463-2007, catalogue SisFrance, <https://www.sisfrance.net/>) et la sismicité instrumentale (1962-2009, catalogue SI-Hex, Cara et al., 2015). Ces catalogues indiquent une très faible sismicité du Bassin de Paris : au niveau de la zone d'étude, la sismicité instrumentale est limitée à quelques séismes isolés de magnitude globalement inférieure à 3 sur la période 1962-2009, et la sismicité historique indique quelques rares séismes dont la magnitude s'élève à 3 ou 4 sur la période 463-2007 (fig. 2.8). Cette sismicité est principalement localisée (profondeur épacentrale) dans les 5 premiers kilomètres de la croûte ou à environ 20 km de profondeur (fig. 2.9). Les profondeurs épacentrales sont en revanche souvent fixées arbitrairement. La profondeur de la sismicité est alors incertaine et montre de fortes différences avec d'autres jeux de données (fig. 2.10).

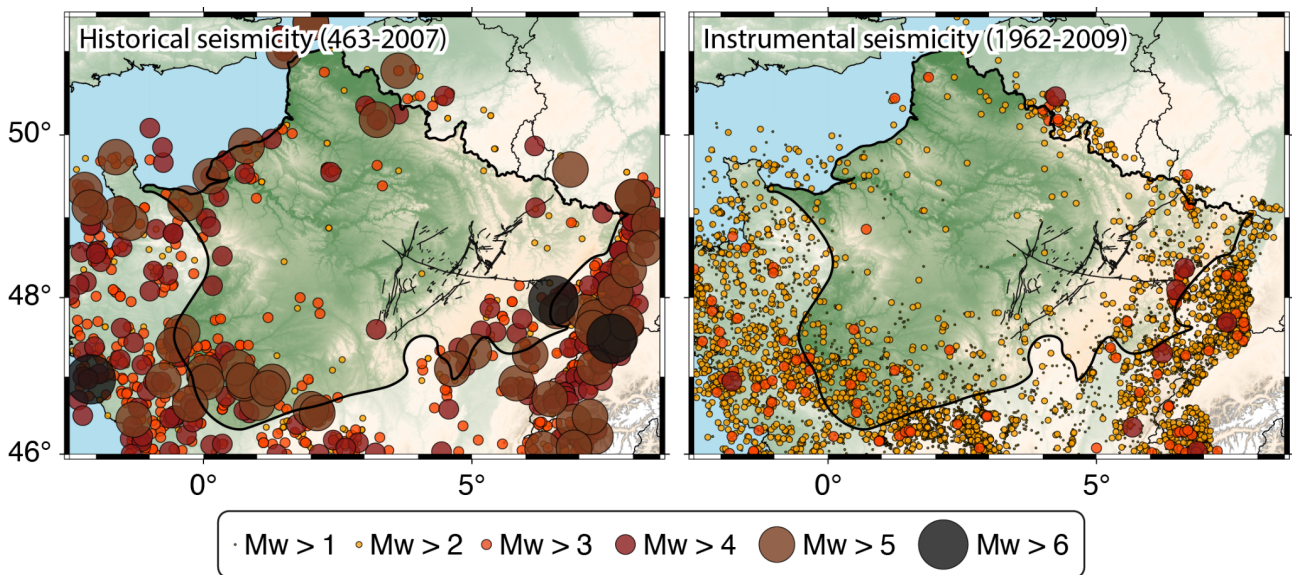


Figure 2.8. Sismicités historique et instrumentale au niveau du Bassin de Paris et de ses alentours, d'après le catalogue FCAT (Manchuel et al., 2018).

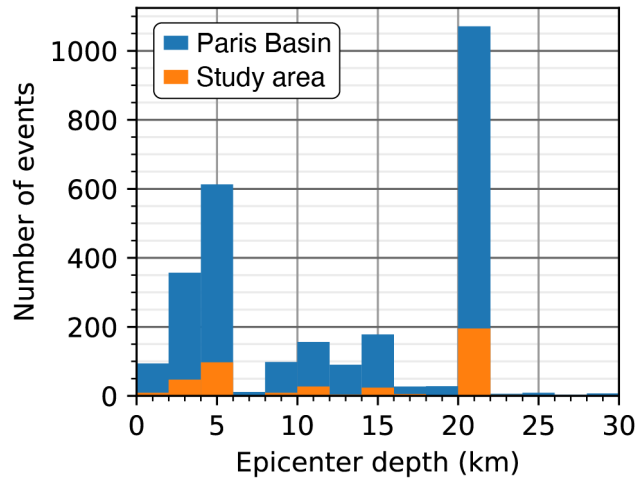


Figure 2.9. Histogramme de la profondeur épacentrale des séismes dans le Bassin de Paris, d'après le catalogue FCAT (Manchuel et al., 2018). Bleu : séismes sur l'ensemble du Bassin de Paris (délimitation en figure 2.8). Orange : séismes dans la zone d'étude (voir fig. 2.1b).

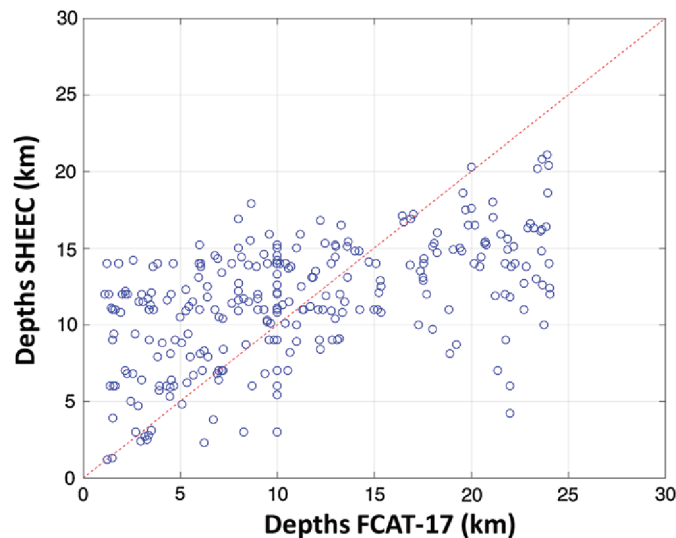


Figure 2.10. Comparaison des profondeurs des catalogues FCAT (Manchuel et al., 2018) et SHEEC (Stucchi et al., 2013), pour des séismes sur la période 1000-2006. La ligne rouge représente l'égalité. Figure tirée de (Manchuel et al., 2018).

Afin d'expliquer la faible sismicité apparente de la zone d'étude, plusieurs hypothèses sont envisageables :

- L'occurrence de séismes de magnitude supérieure à 3-4 dans la zone d'étude est plus ancienne que la période couverte par les catalogues de sismicité disponibles, à l'image de l'occurrence très isolée des séismes en domaine continental stable (10-100 kyr, Clark et al.

(2014), Crone et al. (2003)). Cette hypothèse permet également d'expliquer l'absence de marqueurs de déformation quaternaire dans le Bassin de Paris, le long temps d'occurrence d'une éventuelle sismicité permettant à l'érosion d'effacer tout marqueur géomorphologique de surface de l'activité des failles. Un tel scénario est envisageable, la faible expression de surface d'un séisme en domaine continental stable rendant difficile l'estimation du risque sismique associé (Adams et al., 1991; Ritz et al., 2020).

- La prospection de marqueurs de déformation quaternaire n'a pas été menée aux bons endroits. Les indices enregistrés de déformation quaternaire sont très sporadiques, seuls deux d'entre eux sont localisés dans la zone d'étude, et les seuls travaux de prospection d'activité de faille quaternaire dans sur le réseau de failles étudié est focalisé sur la faille de Vittel. Le caractère très sporadique des investigations réalisées pourrait induire un biais dans l'observation des indices de déformation quaternaires. La prospection d'éventuels indices de déformation récente nécessite une indication des failles sur lesquelles chercher de tels indices, la zone d'étude ne pouvant pas être investiguée "à l'aveugle", notamment si des travaux paléosismologiques tels que des tranchées sont à réaliser. Dans ce cas, il est nécessaire de fournir une proposition des failles en association auxquelles chercher des marqueurs de déformation, ce qui constitue un des tenants de la thèse.
- L'asismicité du Bassin de Paris est due à un paramètre propre au bassin lui-même. Petit et al. (2019) suggèrent que cette asismicité pourrait être due à un maintien de la croûte par l'empilement sédimentaire du Bassin de Paris, constituant un dépôt "collant" augmentant la cohésion de la croûte sous-jacente aux dépôts sédimentaires, empêchant la rupture de cette dernière. En revanche, les modèles associés à ces travaux ne soulignent qu'une réduction de l'épaisseur fragile du Bassin de Paris, potentiellement sismogène, à 5 km. Cette diminution de l'épaisseur potentiellement sismogène n'explique pas totalement l'absence de sismicité du bassin, car des séismes peu profonds (profondeur inférieure à 5 km) pourraient toujours avoir lieu. Les auteurs eux-mêmes indiquent que leur hypothèse n'est pleinement valable pour expliquer l'asismicité du Bassin de Paris que si les failles du bassin ne sont pas proches de leur seuil de rupture.

L'estimation du risque sismique par l'étude des processus de déformation pouvant générer de la sismicité pourrait permettre d'éclaircir les incertitudes sur la sismicité de la France, et du Bassin de Paris dans le cadre de cette thèse. Cela souligne donc l'intérêt de la question étudiée dans la thèse.

Chapitre 3 : modélisation de la flexure et estimation de la stabilité des failles

Dans ce chapitre, nous nous penchons sur la modélisation du processus de flexure lithosphérique, selon lequel la Terre répond aux variations de charges en surface induites par les glaciations et l'érosion (Watts, 2001). Nous nous focalisons ensuite sur l'estimation de la stabilité des failles sous la flexure induite par les glaciations et l'érosion. Dans la section 3.1, nous définissons la rhéologie de la Terre que nous utilisons dans les modèles de flexure, avec une emphase sur l'estimation de la variabilité de ce paramètre. Dans la section 3.2, nous présentons la méthode que nous utilisons pour calculer la flexure ainsi que les contraintes associées à la déformation flexurale. Les contraintes calculées servent ensuite à estimer la stabilité des failles étudiées avec la méthode décrite dans la section 3.3.

3.1 Rhéologie de la Terre dans les modèles de flexure

La rhéologie utilisée dans les modèles de flexure considère communément une plaque élastique reposant sur un milieu viscoélastique. De la sorte, ce modèle rhéologique tient compte de la rigidité de la lithosphère et de la viscoélasticité du manteau. Ce modèle rhéologique a été utilisé dans de nombreux travaux visant à estimer la déformation de la Terre induite par les chargement / déchargement glaciaire et déchargement érosif (Calais et al., 2010; Mey et al., 2016; Vachon et al., 2022; Vernant et al., 2013). Ce modèle permet notamment de très bien expliquer les vitesses de rebond post-glaciaire mesurées par GPS dans les zones anciennement englacées telles que les Alpes, la Fennoscandie, les Îles Celtes (Mey et al., 2016; Steffen and Kaufmann, 2005). La réponse de ce modèle rhéologique aux chargement / déchargement glaciaire et déchargement érosif a largement été testée (Mazzotti et al., 2023; Steffen and Kaufmann, 2005), et les gammes de valeurs des paramètres de ce modèle sont de nos jours relativement bien connues. Toutefois, les travaux faisant appel à ce modèle rhéologique font souvent de fortes assomptions sur les paramètres de ce modèles. Notamment, l'épaisseur de la plaque élastique (appelée épaisseur élastique équivalente) représentant la rigidité de la lithosphère est souvent fixée, alors que ce paramètre montre une forte incertitude. Au niveau de l'Europe, les travaux de Tesauro et al. (2012a, 2012b, 2009a) mettent en avant une forte variabilité en fonction des paramètres d'estimation de l'épaisseur élastique équivalente. Ici, nous définissons les paramètres du modèle rhéologique classiquement utilisé dans les calculs de flexure pour l'utiliser dans des calculs de déformation sous chargement /

déchargement glaciaire et déchargement érosif au niveau de l'Europe de l'Ouest. Nous nous appliquons particulièrement à estimer la variabilité de ce modèle en fonction de l'incertitude sur les paramètres utilisés pour construire le modèle. Nous estimons dans un premier temps la rigidité de la lithosphère à l'aide de l'épaisseur élastique équivalente (section 3.1.1), puis nous estimons la viscoélasticité du manteau (section 3.1.2).

3.1.1 Rigidité flexurale de la lithosphère

3.1.1.1 Méthode d'estimation de l'épaisseur élastique équivalente

Nous estimons l'épaisseur élastique équivalente, notée T_e , à partir de profils rhéologiques, d'après la méthode de Burov and Diament (1995) (fig. 3.1) :

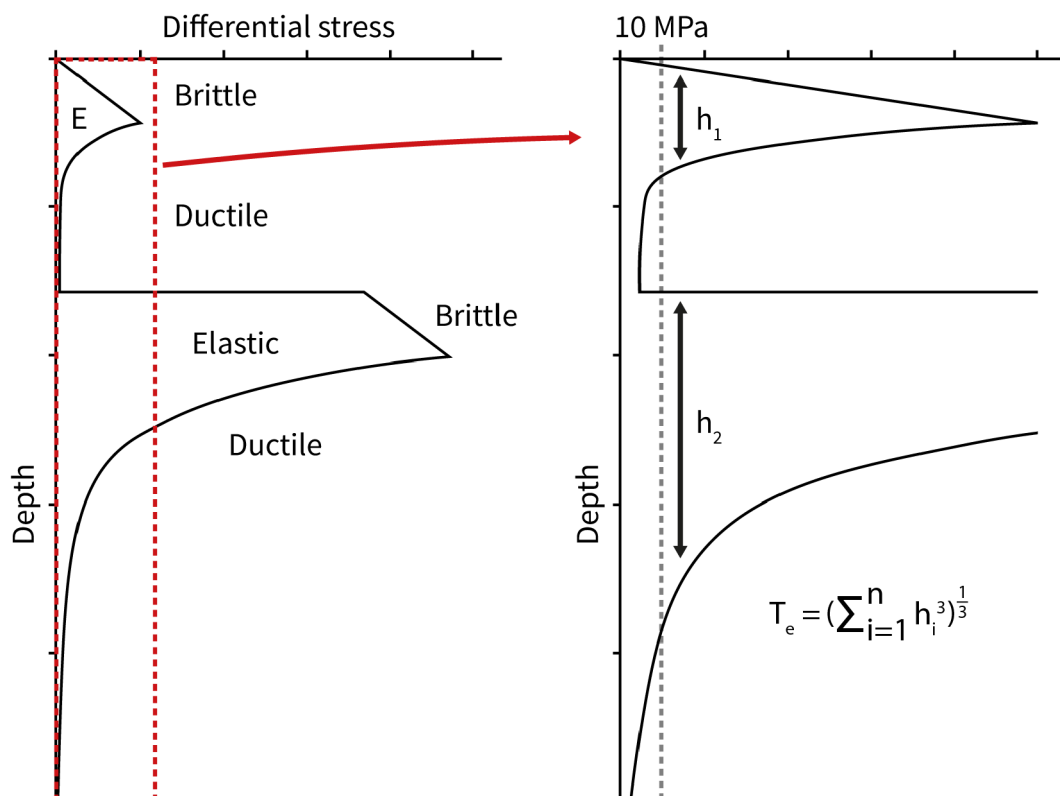


Figure 3.1. Représentation schématique de la méthode d'estimation de T_e , d'après Burov and Diament (1995).

Dans un premier temps, nous calculons des profils rhéologiques sur lesquels nous nous baserons pour estimer T_e .

La résistance à la rupture fragile pour une faille préférentiellement orientée est calculée en fonction de la pression lithostatique, de la pression de pore et de la friction (éq. 3.1) :

$$\Delta\sigma_{brittle}(z) = P(z)(\lambda - 1)(1 - F) = (\rho gz)(\lambda - 1)(1 - F) \quad (3.1)$$

avec $\Delta\sigma_{brittle}$ la contrainte différentielle nécessaire pour atteindre la rupture et ρ la masse volumique du matériel (tableau 3.1) à la profondeur z , g l'accélération gravitationnelle (9.81 m.s^{-1}), F le paramètre de friction (éq. 3.2) et λ le ratio entre la pression de pore et la pression lithostatique (éq. 3.3).

$$F = \left(\sqrt{\mu^2 + 1} + \mu^2 \right)^2 \quad (3.2)$$

avec μ le coefficient de friction, fixé à 0.6 comme valeur de référence (Byerlee, 1978).

$$\lambda = \frac{P_w}{P} = \frac{\rho_w gz}{\rho gz} = \frac{\rho_w}{\rho} \approx 0.4 \quad (3.3)$$

avec P_w la pression hydrostatique du fluide contenu dans les pores, pour un fluide de masse volumique $\rho_w = 1000 \text{ kg.m}^{-3}$ et P la pression lithostatique.

La résistance au fluage dépend quant à elle de la température, donc nous calculons dans un premier temps la température en profondeur, à partir du flux de chaleur de surface et des paramètres thermiques du matériel (éq. 3.4) (Turcotte and Schubert, 2002), en considérant 4 couches lithosphériques (fig. 3.2).

$$T(z) = T_n^{top} + \frac{q_n^{top}}{k_n \times T_n^{top}} z - \frac{H_n}{2k_n \times T_n^{top}} z^2 \quad (3.4)$$

avec T_n^{top} et q_n^{top} la température et le flux de chaleur en surface de la couche n , k_n et H_n la conductivité thermique et la production de chaleur radiogénique du matériel de la couche, et z la profondeur dans la couche (fig. 3.2).

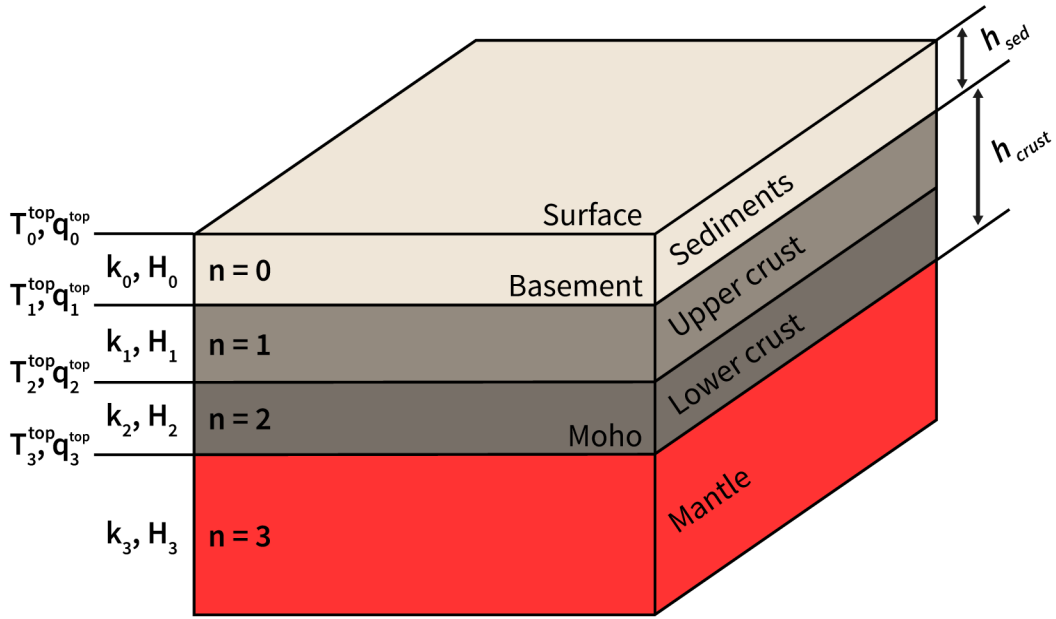


Figure 3.2. Représentation schématique du modèle de structure lithosphérique utilisé dans nos calculs de profils rhéologiques.

Le flux de chaleur en surface de chaque couche est calculé en soustrayant la chaleur sortant de chaque couche au-dessus de la couche considérée au flux de chaleur de surface (éq. 3.5) :

$$q_n^{top} = q_0 - \sum_{i=1}^n q_i^{layer} \quad (3.5)$$

Avec q_n^{top} le flux de chaleur en surface de la couche n , q_0 le flux de chaleur en surface de la lithosphère ($z = 0$), et q_n^{layer} la chaleur produite par la couche n (éq. 3.6).

$$q_n^{layer} = H_n \times h_n \quad (3.6)$$

Avec H_n la production volumique de chaleur radiogénique et h_n l'épaisseur de la couche considérée (tableau 3.2).

La conductivité thermique dépend de la température (éq. 3.7) (Lévy et al., 2010; Mareschal and Jaupart, 2013) :

$$k(T(z)) = \frac{k_n^{T=0}}{1+C_T \times T(z)} \quad (3.7)$$

Avec $k_n^{T=0}$ la conductivité thermique du matériau dans la couche considérée pour $T=0^\circ\text{C}$ (tableau 3.2), et C_T le coefficient de dépendance à la température (10^{-3} pour la croûte, 2×10^{-4} pour le manteau).

Nous calculons la résistance au fluage en utilisant une loi de fluage par dislocation (Ranalli, 1995) (éq. 3.8) :

$$\Delta\sigma_{ductile}(z) = \left(\frac{\varepsilon}{A}\right)^{\frac{1}{n}} \times \exp\left(\frac{E}{nR(T(z)+273,15)}\right) \quad (3.8)$$

Avec ε le taux de déformation, considéré constant en profondeur, A et n des paramètres de fluage et E l'énergie d'activation (tableau 3.1), et R la constante universelle des gaz parfaits ($8.3144 \text{ J.K}^{-1}.\text{mol}^{-1}$).

Couche	Lithologie		ρ (kg.m ⁻³)	Paramètres de fluage			Sources
				A (Pa ⁿ .s ⁻¹)	n	E (J.mol ⁻¹)	
Sédiments	Grès, calcaire, argile		2300				
Croûte	Faible résistance	Granite sec	2700	1.04×10^{-29}	3.4	139×10^3	(1)
		Granite hydraté		7.94×10^{-16}	1.9	137×10^3	(1)
	Résistance intermédiaire	Diorite sèche	2800	5.18×10^{-18}	2.4	219×10^3	(1)
		Diorite hydratée		1.26×10^{-16}	2.4	212×10^3	(2)
	Forte résistance	Diabase sèche	3000	1.2×10^{-26}	4.7	485×10^3	(3)
		Diabase hydratée		7.94×10^{-25}	3.4	260×10^3	(4)
Manteau	Dunite sèche		3300	4.85×10^{-17}	3.5	535×10^3	(5)
	Dunite hydratée			4.89×10^{-15}	3.5	535×10^3	(5)

Tableau 3.1. Masse volumique et paramètres de fluage utilisés dans la construction de nos calculs rhéologiques. Sources: (1) Hansen and Carter (1982), (2) Carter and Tsen (1987), (3) Mackwell et al. (1998), (4) Shelton and Tullis (1981), (5) Hirth and Kohlstedt (1996).

Couche	Lithologie	k (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)	H (W.m ⁻³)	Sources
Sédiments	Grès, calcaire, argile	3.67	1.39×10 ⁻⁶	(1)
Croûte	Granite	3.05	Supérieure : 3.45×10 ⁻⁶ Inférieure : 0.345×10 ⁻⁶	(2) (3)
	Diorite	2.91		
	Diabase	2.64		
Manteau	Dunite	3.4	1.30×10 ⁻⁸	(4) (5)

Tableau 3.2. Valeur de conductivité thermique et production volumique de chaleur radiogénique utilisées dans nos calculs rhéologiques. Sources: (1) Norden and Förster (2006), (2) Mielke et al. (2017), (3) Hasterok et al. (2018), (4) Hofmeister (1999), (5) Clauser (2011).

Dans le domaine océanique, nous déterminons T_e à partir de l'âge de la lithosphère (Müller et al., 2008), à l'aide d'une relation proposée par Watts and Zhong (2002). Cette relation suggère que T_e évolue avec le profil thermique de la lithosphère océanique, et que sa valeur peut être approchée avec la profondeur des isothermes compris entre 300 à 600°C de la lithosphère océanique (fig. 3.3).

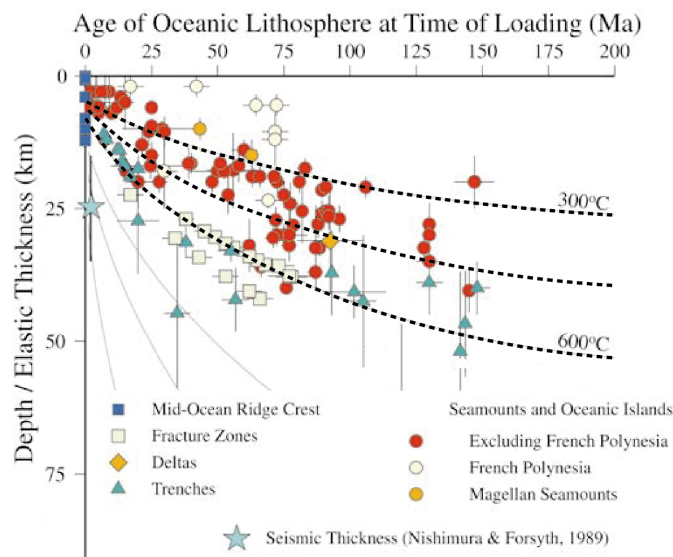


Figure 3.3. Estimations de T_e confrontées à la profondeur d'isothermes lithosphériques océaniques, en fonction de l'âge de la lithosphère. Figure modifiée d'après Watts and Zhong (2002). Pointillés : isothermes 300, 450 et 600°C, que nous considérons comme représentatif des estimations de T_e et de leur variabilité.

3.1.1.2 Application de notre modèle rhéologique à la zone de travail

Afin d'estimer la structure rhéologique de notre zone de travail (Europe), nous utilisons différentes observations pour contraindre les paramètres d'entrée de notre modèle rhéologique. L'épaisseur sédimentaire et l'épaisseur crustale sont définies à partir d'imagerie sismique à l'échelle de l'Europe (Tesauro et al., 2008) et à partir de données gravimétriques au niveau des Îles Celtes (Baykiev et al., 2018). La température de surface est la moyenne annuelle d'après les données de NOAA (2022), échantillonnées aux grandes villes, afin de permettre une représentativité à l'échelle de la zone de travail. Les valeurs de flux de chaleur de surface sont tirées de mesures in-situ en forage et de modèles (sources en tableau 3.3). Le taux de déformation auquel est soumis la lithosphère est défini dérivé de mesures GPS (EPOS, 2022; Masson et al., 2019). Pour finir, nous utilisons des modèles de température lithosphérique dérivés de modèles de tomographie sismique (Artemieva, 2019; Cloetingh et al., 2007; Tesauro et al., 2009b) pour contraindre nos modèles rhéologiques. Nous ne conservons que nos modèles rhéologiques pour lesquels le profil de température calculé est en accord avec les estimations de la température en profondeur par tomographie.

Ces paramètres montrent une forte hétérogénéité à l'échelle de l'Europe, donc nous délimitons 6 domaines lithosphériques continentaux (en addition au domaine océanique) dont les caractéristiques sont homogènes afin de prendre en compte cette hétérogénéité (fig. 3.4). Ces domaines et leurs caractéristiques lithosphériques peuvent être regroupés de la sorte :

- L'Europe de l'Ouest (domaines WE, Ar, CI) consiste en une croûte épaisse de 25-37 km avec une couverture sédimentaire localisée de 0 à 3 km d'épaisseur.
- La plateforme est-européenne (domaine EEP) consiste en une croûte de 40-55 km d'épaisseur couverte par 0 à 2 km de sédiments, présentant un faible flux de chaleur de surface (40-60 mW.m⁻²).
- Le bouclier scandinave (domaine Sc1 et Sc2) correspond à une croûte épaisse et froide, de 32 à 62 km d'épaisseur et présentant de très faibles flux de chaleur de surface (20-60 mW.m⁻²). La transition lithosphère-asténosphère y est profonde (110-180 km pour Sc1 et 200-300 km pour Sc2).

Nous définissons un domaine "Boundary" autour des domaines continentaux, pour lequel la valeur de T_e n'a pas d'impact sur les calculs dans la zone d'étude (tests en section 3.1.1.4, figure 3.9) et dont la valeur est fixée arbitrairement à celle du domaine WE, dans lequel se situe la zone d'étude.

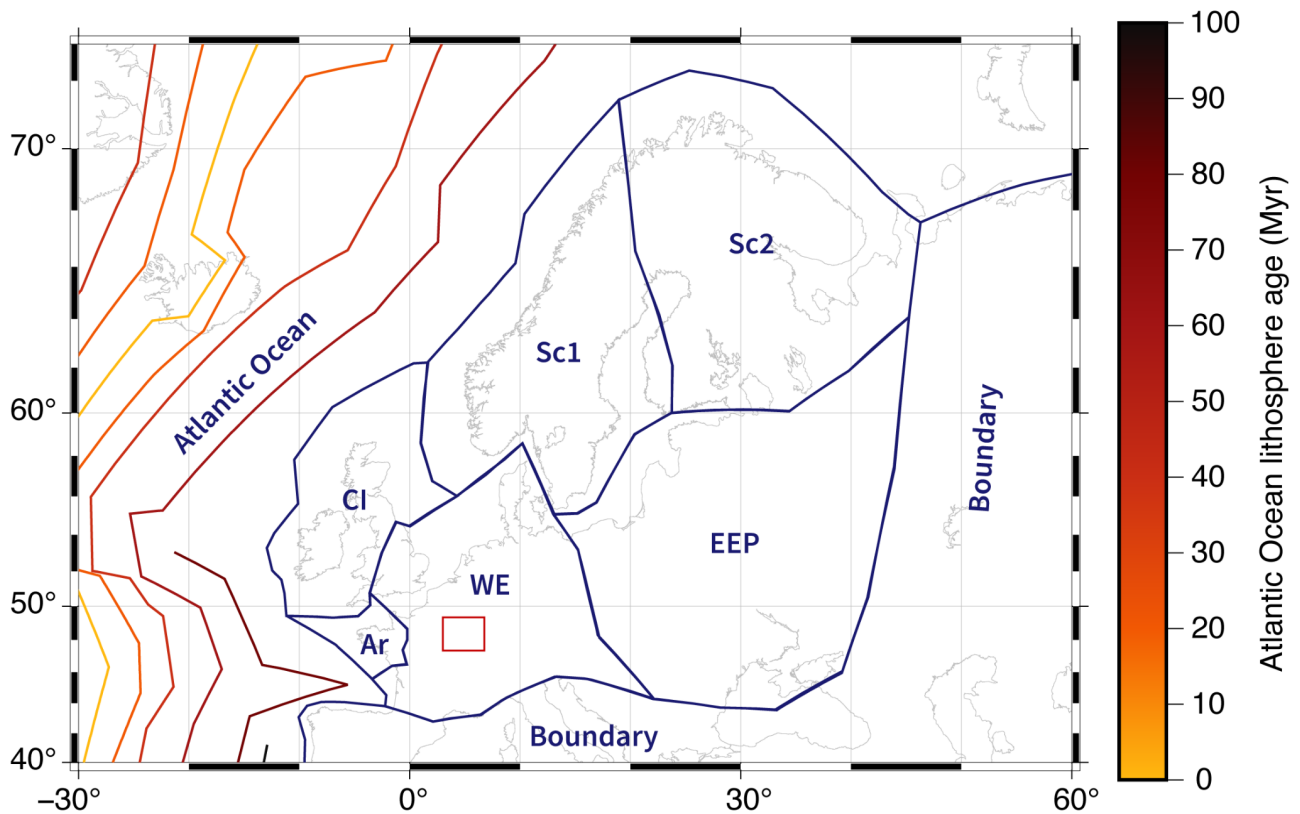


Figure 3.4. Domaines lithosphériques identifiés. Rectangle rouge : zone d'étude.

Les paramètres implémentés (tableau 3.3) montrent une variabilité sur chaque domaine considéré. Ainsi, nous testons, par domaine, chaque combinaison de paramètres possible et nous retenons uniquement les combinaisons résultant en un profil de température de la lithosphère en accord avec la structure de température lithosphérique estimée par tomographie sismique. Nous ne faisons pas d'hypothèses sur la composition crustale, donc nous testons également chaque composition que nous considérons, avec la croûte supérieure et la croûte inférieure pouvant montrer la même lithologie ou une lithologie différente. Pour finir, nous testons également l'épaisseur crustale productrice de chaleur radiogénique, approximée par l'épaisseur de croûte supérieure, de 0 km à la totalité de l'épaisseur crustale. Nous considérons que la croûte supérieure, productrice de chaleur, produit environ 10 fois plus de chaleur radiogénique que la croûte inférieure (Huang et al., 2013; Rudnick and Fountain, 1995).

Chapitre 3 : modélisation de la flexure et estimation de la stabilité des failles

Paramètre	Domaine lithosphérique						Sources
	Ar	EEP	CI	Sc1	Sc2	WE	
Épaisseur sédimentaire (km)	0	0-2	0-1	0		0-3	(1) (2)
Épaisseur crustale (km)	30-35	40-55	23-37	32-47	40-62	25-35	(2) (3)
Température en surface (°C)	9	6	9	3		9	(4)
Flux de chaleur en surface (mW.m ⁻²)	40-100	40-60	40-85	30-60	20-60	65-110	(2) (5) (6) (7) (8) (9) (10)
Taux de déformation (GPS) (s ⁻¹)	1.59×10 ⁻¹⁷	1.64×10 ⁻¹⁷	5.08×10 ⁻¹⁶	2.2×10 ⁻¹⁶		2×10 ⁻¹⁷	(11) (12)
T _{50km} (°C)	600-750	500-700	700-800	600-700	500-600	600-900	(13) (14) (15)
T _{60km} (°C)	740-800	600-900	800-1000			860-1000	
T _{100km} (°C)	960-1040	750-1000	1000-1100			1000-1200	
Z _{1200°C} (km)	140-170	140-220	130-160			100-160	
Z _{1300°C} (km)				110-180	200-300		

Tableau 3.3. (page précédente) Paramètres structuraux, thermiques, et taux de déformation utilisés dans nos calculs de profils rhéologiques. Sources: (1) ICONS (2022), (2) Baykiev et al. (2018), (3) Tesauro et al. (2008), (4) NOAA (2022), (5) Chamorro et al. (2014), (6) Lucazeau and Vasseur (1989), (7) Majorowicz and Wybraniec (2011), (8) Majorowicz et al. (2019), (9) Veikkolainen et al. (2017), (10) Nurmi and Oy (2021), (11) Masson et al. (2019), (12) EPOS (2022), (13) Tesauro et al. (2009), (14) Cloetingh et al. (2007), (15) Artemieva et al. (2006).

3.1.1.3 Estimations de l'épaisseur élastique équivalente

Comme attendu, les plus faibles valeurs de T_e sont observées pour le domaine WE, et les plus fortes sont observées pour le domaine Sc2. Ces observations sont cohérentes avec une croûte relativement chaude et d'épaisseur moyenne pour le domaine WE, pour lequel nous attendons des valeurs de T_e plus faibles que pour le domaine Sc2 présentant une lithosphère épaisse et relativement froide, prompt à présenter des fortes valeurs de T_e . Nos estimations montrent une grande variabilité (fig. 3.5) que nous comparons à des estimations fournies par d'autres travaux afin de valider et contraindre nos gammes de T_e . Globalement, nos estimations s'accordent avec la variabilité des estimations proposées par d'autres travaux (tableau 3.4), et nous excluons seulement quelques valeurs qui sont clairement en dehors des gammes de valeurs proposées par les travaux précédents, résultant de combinaisons peu probables (fig. 3.5).

	Domaine lithosphérique						Sources
	Ar	CI	EEP	Sc1	Sc2	WE	
Estimations de T_e (km)	19-78	22-82	13-120	23-106	29-169	5-57	Cette étude
	20-80	40-80	20-160	40-100	40-190	20-50	Tesauro et al., 2012a
	30-70	45-70	30-75	45-60	65-80	20-60	Tesauro et al., 2012b
	20-30	15-40	25-110			15-25	Tesauro et al., 2009a
	40-70	40-85	25-180	35-80	40-190	25-75	Tesauro et al., 2013
	5-40	5-50	10-110			15-55	Kaban et al., 2018
	10-20	10-20	40-150	10-50	20-140	10-50	Audet, 2014
Gammes finales (km)	20-80	20-80	15-120	25-100	30-170	15-60	Cette étude

Tableau 3.4. Comparaison de nos estimations de T_e à celles d'autres études.

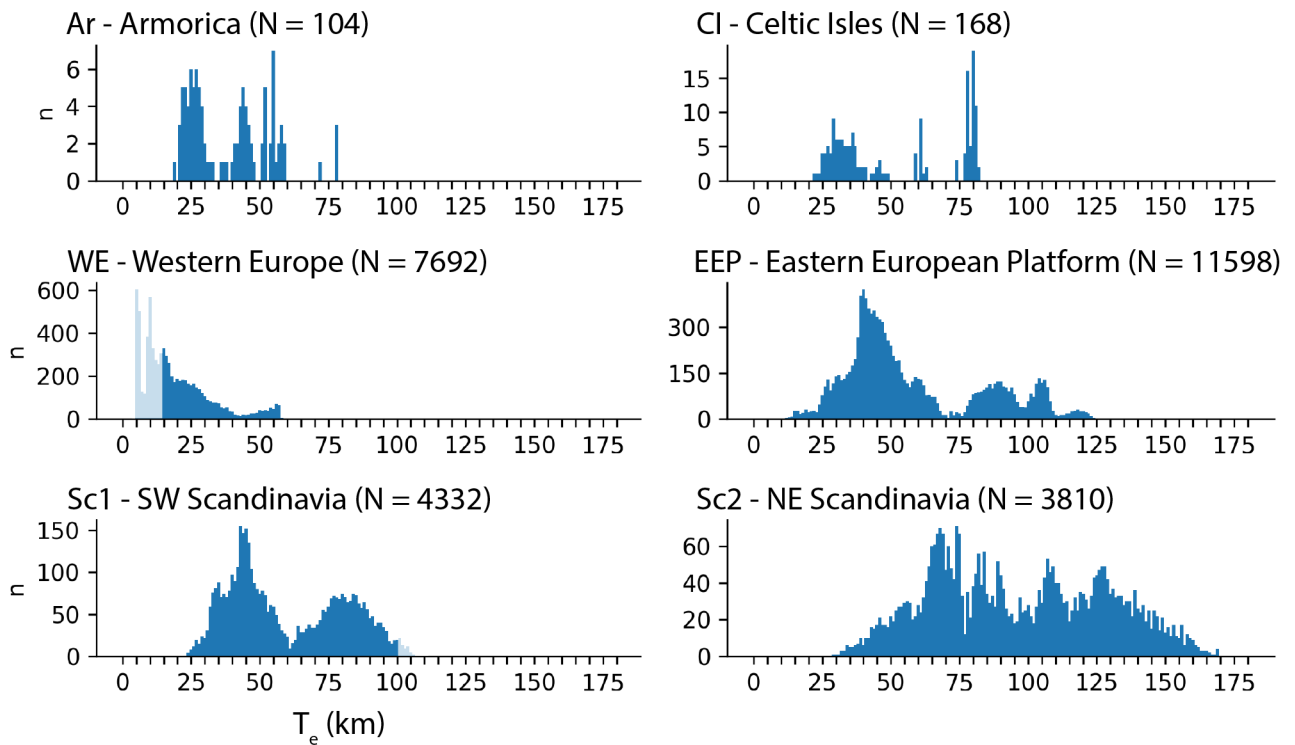


Figure 3.5. Histogrammes de estimations des valeurs de T_e pour nos 6 domaines lithosphériques continentaux.

Nos estimations représentent les rhéologies “soft” et “hard”, d’après les termes de Tesauro et al. (2013), correspondant respectivement à un découplage ou un couplage mécanique entre les couches lithosphériques considérées. En termes de valeurs de T_e , ce couplage / découplage est exprimé par la tendance multimodale de nos histogrammes (fig. 3.5).

3.1.1.4 Construction de cartes d’épaisseur élastique équivalente

D’après nos estimations, nous testons 7 modèles de T_e couvrant l’ensemble de la gamme de valeurs proposée pour chaque domaine, afin de prendre en compte la variabilité de la rigidité lithosphérique dans nos calculs de flexure (tableau 3.5). Nous testons ces modèles pour en considérant un chargement glaciaire, mais ces tests sont également représentatifs d’un déchargement érosif : en effet, l’érosion comme les glaciations correspondent à un forçage localisé (sur les massif montagneux et le Nord de l’Europe pour les glaciations européennes, principalement sur les massifs montagneux pour l’érosion). La signature spatiale des deux forçages est donc similaire, et les tests réalisés pour le chargement glaciaire sont ainsi valables pour un déchargement érosif. Les modèles EET1 à EET5 correspondent à des modèles de valeurs croissantes, des estimations minimales aux

estimations maximales. Le modèle inv1 correspond à des hautes valeurs (EET4) en Scandinavie (domaine Sc1 et Sc2) et des faibles valeurs (EET2) dans les autres domaines. Inversement, le modèle inv2 considère de faibles valeurs (EET2) dans les domaines Sc1 et Sc2 et de fortes valeurs (EET4) dans les autres domaines. Les modèles inv1 et inv2 permettent de tester l'impact de l'opposition de rigidité lithosphérique entre les zones d'application des forçages et les domaines environnants.

		T_e (km)						Isotherme pour estimation de T_e
Domaine lithosphérique		Ar	CI	EEP	Sc1	Sc2	WE	Atlantic ocean
Modèle de T_e	EET1	20	20	15	25	30	15	300°C
	EET2	30	35	40	45	60	30	450°C
	EET3	45	45	60	60	90	30	
	EET4	60	60	85	80	125	50	
	EET5	80	80	120	100	170	60	600°C
	inv1	30	60	40	80	125	30	450°C
	inv2	60	35	85	45	60	50	

Tableau 3.5. Valeurs de T_e utilisées dans nos tests.

Avant de tester l'impact des différents modèles de T_e proposés dans le tableau 3.5, nous testons l'impact de quelques paramètres de construction de nos cartes de T_e , afin de nous assurer que ces derniers ne biaisent pas nos calculs de flexure :

- L'impact d'hétérogénéités de T_e de plus petite étendue que les hétérogénéités considérées (fig. 3.6 et 3.7).
- L'impact de la longueur de transition entre les hétérogénéités de T_e considérées (fig. 3.8).
- L'impact de la valeur de T_e du domaine "Boundary" (fig. 3.9).

L'impact dans l'Est du Bassin de Paris d'hétérogénéités de T_e localisées au niveau des Alpes et du Massif Central est négligeable. Nous testons l'impact de hétérogénéités de l'épaisseur élastique de 5-10 km, à l'image des hétérogénéités suggérées par les travaux de Tesauro et al. (2009a) et Kaban et al. (2018) au niveau de la France et de sa périphérie. La confrontation des résultats de flexure sous chargement glaciaire des Alpes et du Massif Central pour un modèle d'hétérogénéité de T_e considérant une plaque élastique dans laquelle nous fixons deux hétérogénéités au niveau du Massif Central et des Alpes (fig. 3.6) aux résultats d'un modèle considérant une plaque élastique d'épaisseur unique ne révèle qu'une faible différence. La localisation des signaux prédits varie de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres environ, et leur amplitude reste quasiment inchangée (fig. 3.7). Cette variabilité est bien représentée par les résultats obtenus en considérant une plaque élastique uniforme. Ainsi, nous décidons de ne pas inclure de si petites hétérogénéités dans nos cartes de T_e .

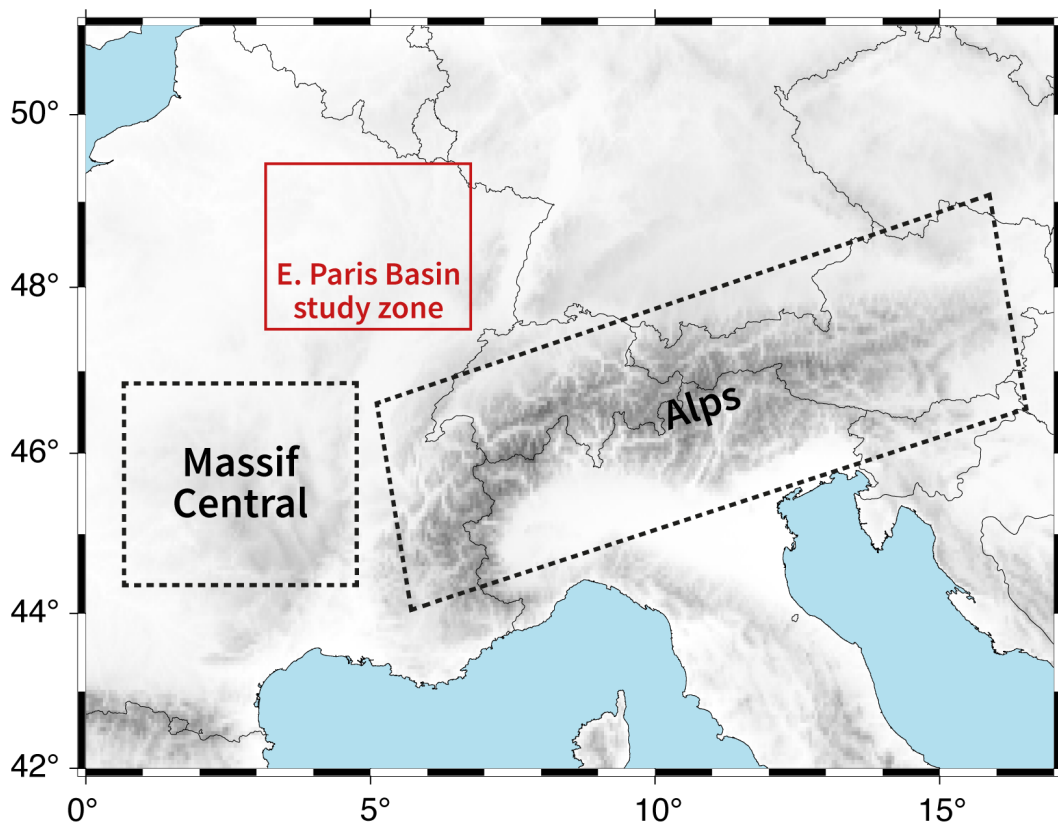


Figure 3.6. Étendues des hétérogénéités de T_e au niveau du Massif Central et des Alpes pour lesquelles nous testons l'impact (pointillés noirs). Rectangle rouge : zone d'étude, sur laquelle est fait le zoom présenté sur la figure 3.7.

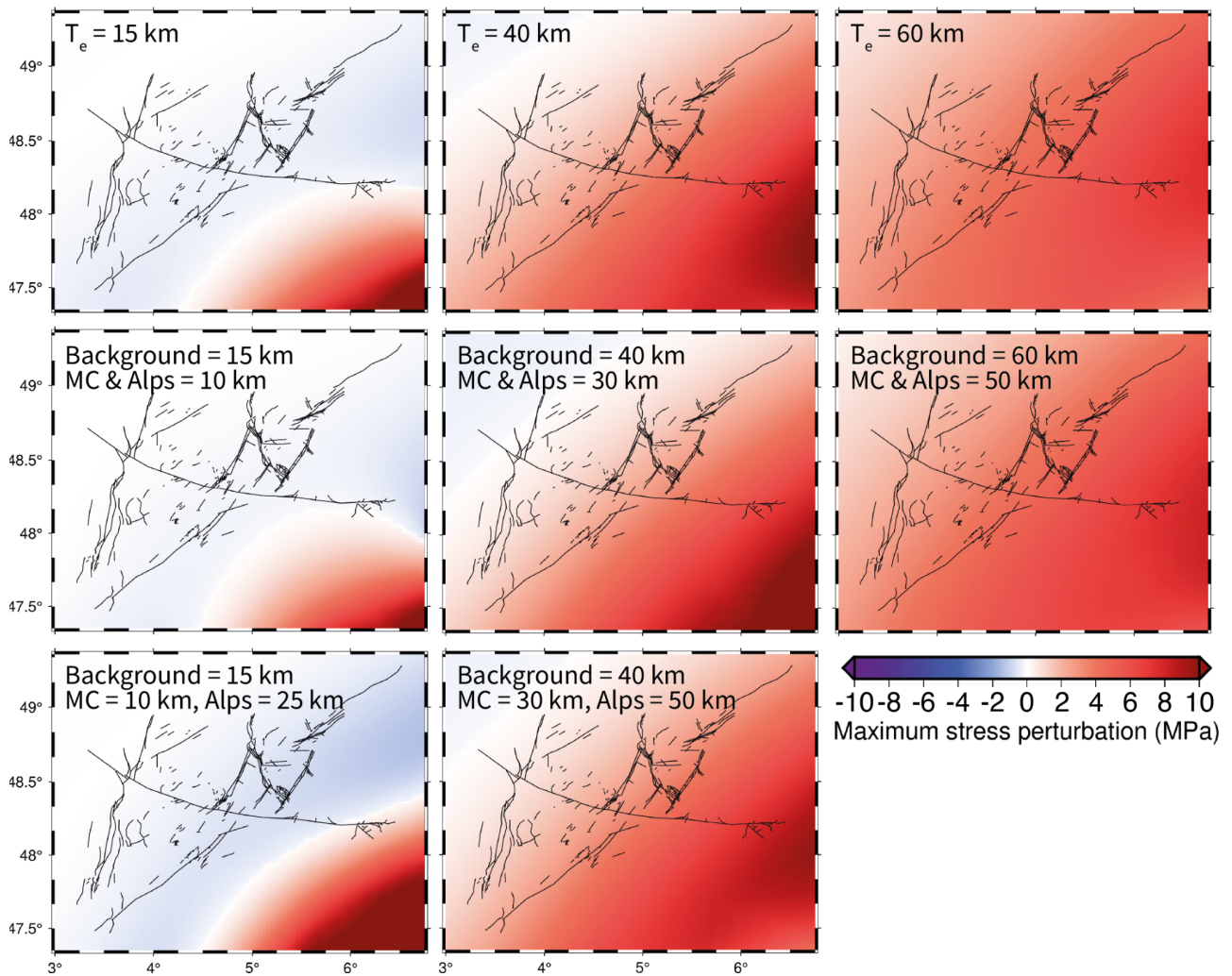


Figure 3.7. Impact de variations de $\pm 5-10$ km de T_e au niveau des Alpes et du Massif Central sur les perturbations de contraintes calculées. Les colonnes correspondent respectivement à une faible, intermédiaire, et forte valeur de T_e au niveau de la zone d'étude, de gauche à droite. Rangée supérieure : valeur de T_e uniforme, rangée du milieu : valeurs plus faibles au niveau des Alpes et du Massif Central, rangée du bas : valeurs plus faibles au niveau du Massif Central et plus fortes au niveau des Alpes.

Afin d'implémenter les variations latérales de T_e entre les différents domaines considérés, nous testons l'impact de la distance de transition entre les différentes valeurs de T_e sur des calculs de flexure sous chargement glaciaire. Pour ce faire, nous utilisons une charge glaciaire de 500 m d'épaisseur et calculons la réponse flexurale associée pour quatre cas :

- $T_e = 30$ km sous la charge glaciaire, $T_e = 15$ km autrement, et inversement.
- $T_e = 120$ sous la charge glaciaire, $T_e = 60$ km autrement, et inversement.

Nous utilisons ces valeurs d'après les estimations extrêmes d'après nos modèles rhéologiques et d'après les travaux précédents (tableau 3.4) de telle sorte à ce qu'elles soient représentatives des valeurs de T_e attendues en Europe et de façon à ce que la différence entre les valeurs de T_e de part et d'autre de la transition soit d'un facteur 2.

Dans chaque cas, nous testons la longueur de transition entre les valeurs de T_e de 0 à 175 km avec un pas de 25 km (fig. 3.8). Pour une transition directe (0 km entre les deux valeurs de T_e), la flexure calculée est toujours clairement différente des autres transitions testées, indiquant une limitation numérique éventuelle dans l'implémentation de variations latérales de T_e . Les modèles de flexure convergent pour des transitions de 125-150 km de long. Les résultats obtenus avec une transition sur 150 km de long diffèrent des résultats obtenus avec une transition de 125 ou 175 km de long de moins de 1 m (5-10%) dans l'amplitude maximale de la flexure du bourrelet périphérique et de moins de 50 km dans la position de ce bourrelet (fig. 3.8). Nous considérons ainsi une longueur de transition de 150 km dans la construction de nos cartes de T_e .

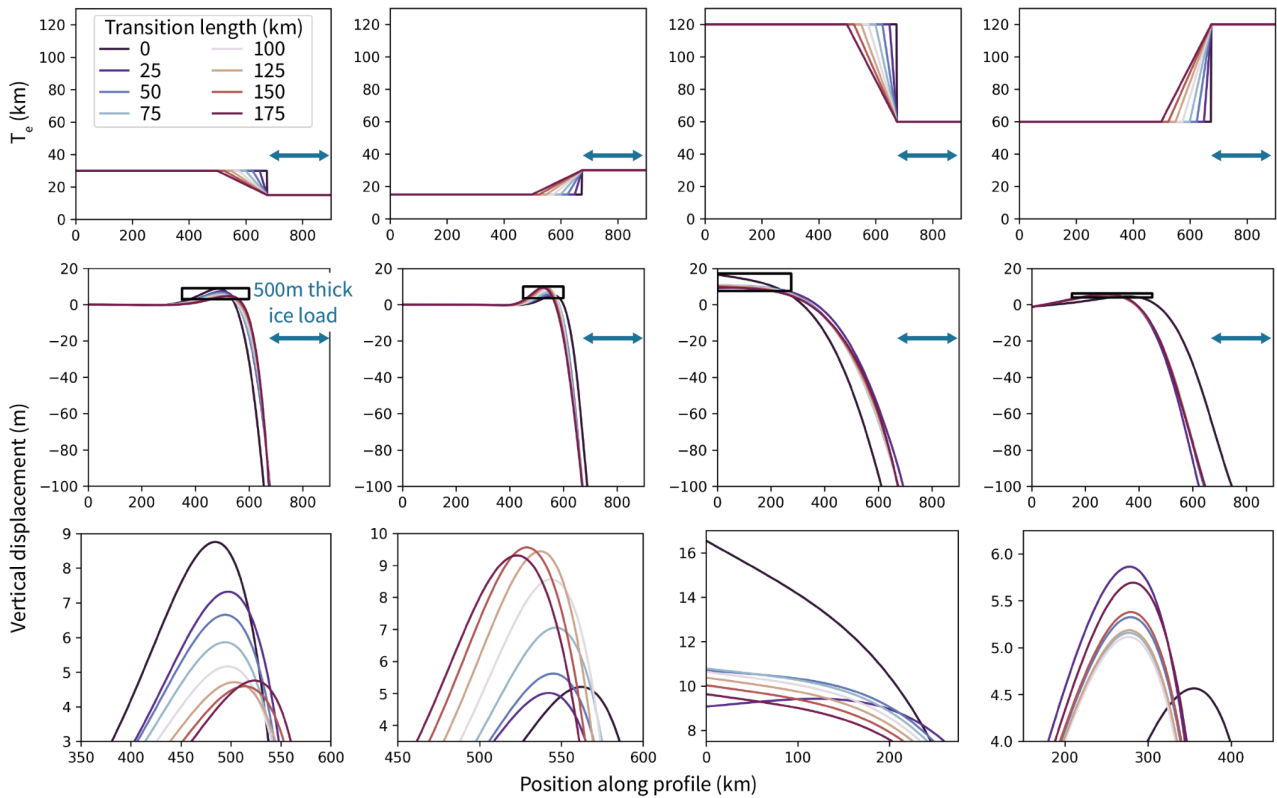


Figure 3.8. Tests de l'impact de la longueur de transition entre les différentes valeurs de T_e . Les tests sont réalisés pour un chargement glaciaire de 500 m d'épaisseur dont la position est indiquée par le double flèche bleue sur les graphes des rangées supérieure et du milieu. Rangée supérieure : profil de T_e , rangée du milieu : flexure calculée, avec le rectangle noir indiquant la délimitation des zooms sur le bourrelet flexural montrés dans la rangée inférieure.

La figure 3.9 montre que peu importe la valeur de T_e affectée au domaine Boundary, pour les modèles EET1, EET3 et EET5, l'amplitude de la flexure calculée au niveau de la zone d'étude varie de moins de 0.5 m en amplitude. Ainsi, par soucis de simplicité, nous considérons la même valeur de T_e pour le domaine Boundary que pour le domaine WE, comprenant la zone d'étude.

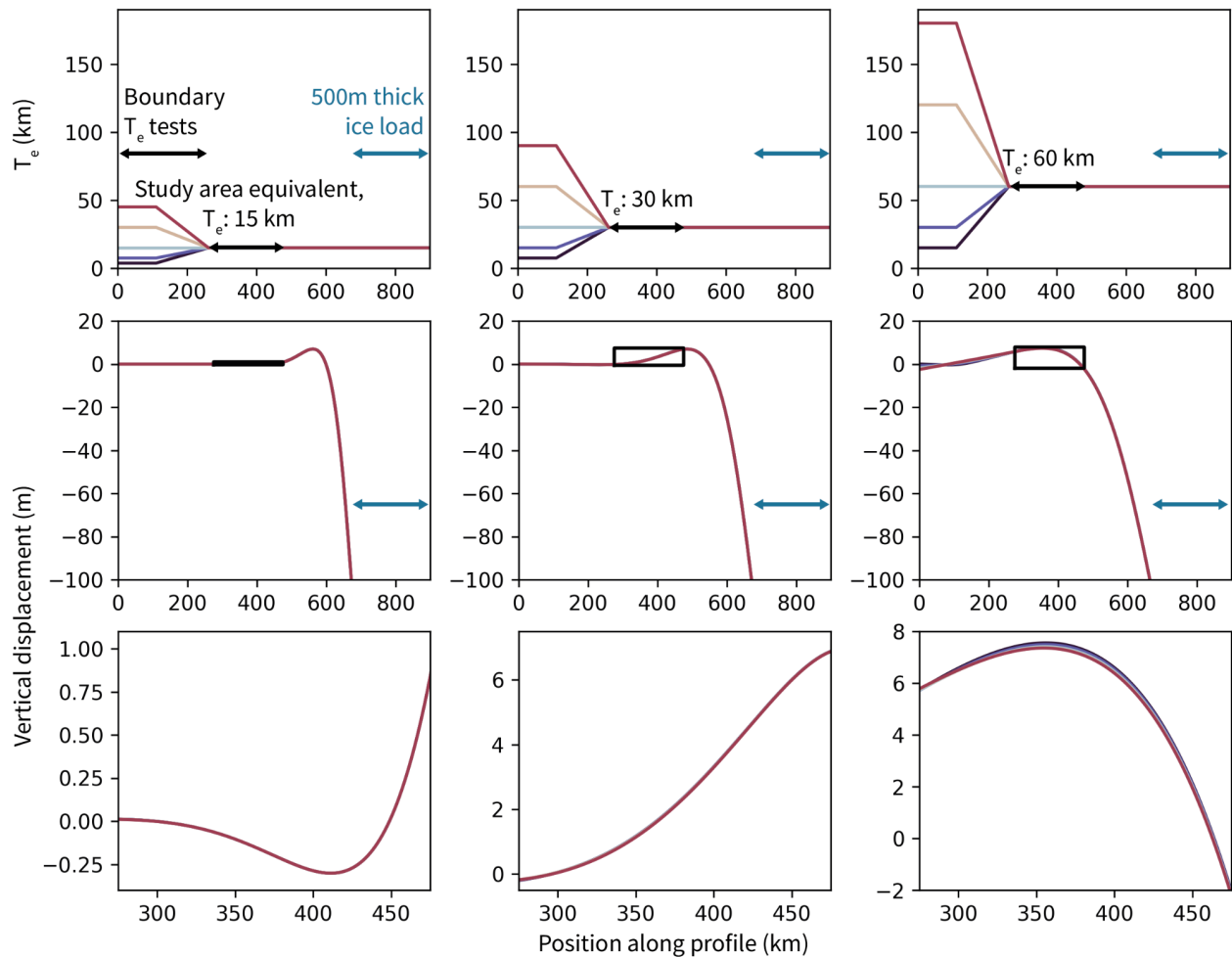


Figure 3.9. Tests de l’impact de la valeur de T_e pour le domaine “Boundary”. Les tests sont réalisés pour un chargement glaciaire de 500 m d’épaisseur dont la position est indiquée par le double flèche bleue sur les graphes des rangées supérieure et du milieu. Rangée supérieure : profile de T_e , rangée du milieu : flexure calculée, avec le rectangle noir indiquant la délimitation des zooms sur le bourrelet flexural montrés dans la rangée inférieure.

3.1.1.5 Cartes finales d’épaisseur élastique équivalente

En considérant les charges glaciaires que nous implémenterons dans nos modèles de flexure (voir chapitre 4, section 4.1), la variabilité des perturbations de contraintes associée aux modèles de T_e que nous testons est bien représentée dans la zone d’étude par les modèles EET1, EET3 et EET5, pour les englacements des Alpes et du Massif Central (fig. 3.10) et pour les englacements sur la Scandinavie et les Îles Celtes (fig. 3.11). Ainsi, nous décidons d’utiliser ces trois modèles pour

prendre en compte la variabilité dans nos estimations de T_e . Ces trois modèles nous permettent de considérer des scénarios de rigidité lithosphérique minimum, intermédiaire et maximum (fig. 3.12).

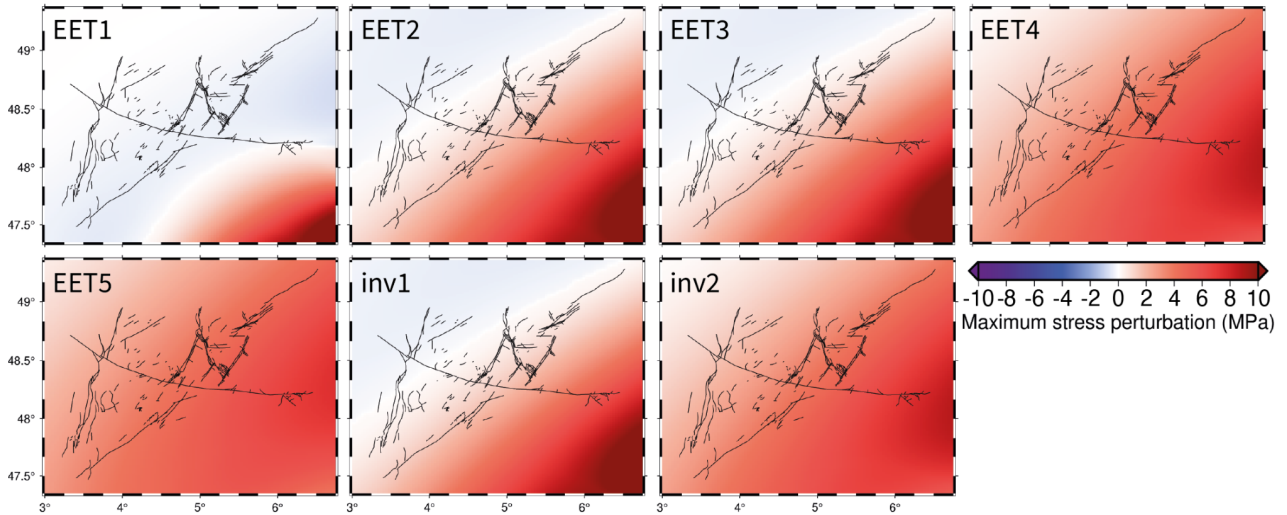


Figure 3.10. Champs de perturbation de contraintes au LGM dus aux GIA alpin et du Massif Central pour les modèles de T_e testés.

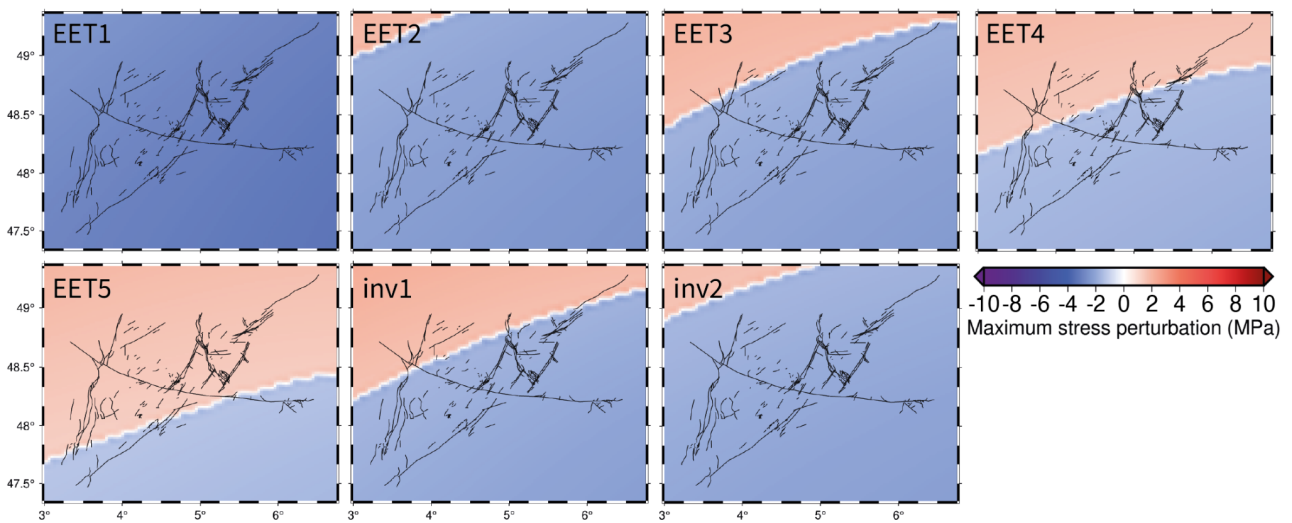


Figure 3.11. Champs de perturbations de contraintes au LGM dus aux GIA fennoscandien et celtic pour les modèles de T_e testés.

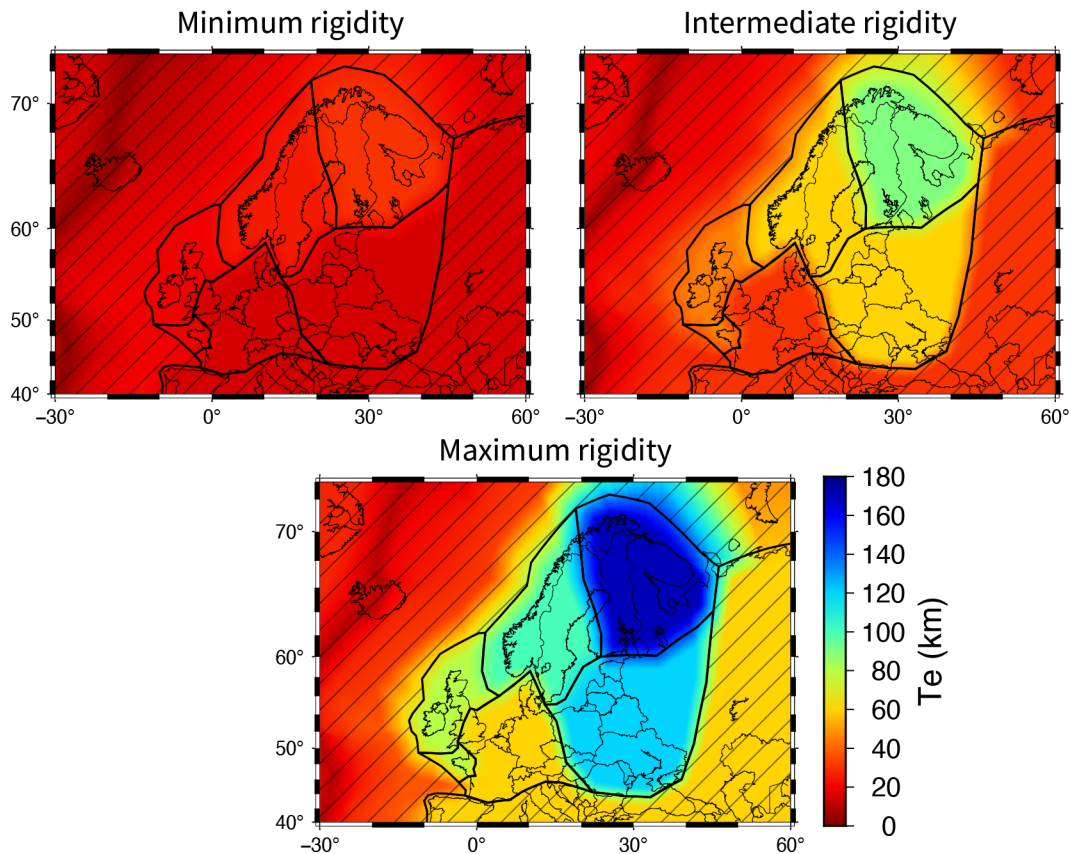


Figure 3.12. Cartes de T_e finales utilisées dans nos modèles de GIA. Les formes noires délimitent les domaines lithosphériques que nous considérons. Les valeurs du domaine hachuré n'ont pas d'impact sur les calculs dans notre zone d'étude.

Les valeurs de notre carte intermédiaire de T_e sont comprises dans les gammes de la majorité des estimations précédentes, avec 30 km pour le Bassin de Paris, les Alpes et le Massif Central, 60-90 km pour le bouclier scandinave et 45 km pour les Îles Celtes et le Massif Armoricaïn. La carte de T_e maximale est seulement supérieure à quelques gammes de valeurs proposées dans des études précédentes, uniquement pour l'Europe de l'Ouest et le bouclier scandinave : 60 km dans le Bassin de Paris au lieu de 50-55 km d'après Kaban et al. (2018) et Tesauro et al. (2012a), 100 et 170 km pour les domaines Sc1 et Sc2, respectivement, contre 60-80 km d'après Tesauro et al. (2013, 2012b) et 140 km d'après Audet (2014). La carte de T_e minimale est la plus extrême et suggère que la rigidité de la lithosphère est limitée à une faible portion de la croûte, exprimée par de faibles valeurs de T_e . Pour le bouclier scandinave, cette carte propose des valeurs de 25-30 km comparé à 30-65 km dans la plupart des études précédentes (Tesauro et al., 2013, 2012a, 2012b), et seuls les travaux de Audet (2014) supportent de telles faibles estimations en estimant T_e à 10-20 km au niveau du

bouclier. De telles valeurs de T_e sont difficilement justifiables pour la lithosphère épaisse et froide du bouclier scandinave, domaine qui serait plus prompt à présenter de fortes valeurs de T_e représentant une grande rigidité de la lithosphère du bouclier scandinave.

3.1.2 Viscoélasticité du manteau

3.1.2.1 Cas de la flexure associée aux calottes glaciaires sur le Nord de l'Europe

Dans le cadre de la modélisation du GIA associé à ces calottes, les calculs ont été réalisés par Rémi Vachon, qui a développé une méthode calcul du GIA sur COMSOL® (COMSOL AB, 2022), sur laquelle nous avons collaboré pour la définition des paramètres. Un modèle viscoélastique de Maxwell est communément utilisé pour représenter le comportement du manteau dans les calculs de flexure sous chargement glaciaire, avec une structure stratifiée (Bills et al., 2007; King, 1995; Mitrovica, 1996; Steffen and Kaufmann, 2005). Ce modèle de Maxwell consiste en la modélisation de la viscoélasticité d'un matériau soumis à un chargement par une réponse élastique instantanée (type ressort), suivi d'une réponse visqueuse (type piston comprimant un fluide visqueux). Dans nos calculs, nous utilisons une structure du manteau à deux couches basée sur les modèles de Lambeck et al. (2017) et Steffen and Kaufmann (2005). Le manteau supérieur est délimité par l'épaisseur de la plaque élastique équivalente T_e et par la discontinuité sismique à 670 km de profondeur (Dziewonski and Anderson, 1981), considérée comme la limite manteau supérieur / manteau inférieur. Le manteau inférieur s'étend jusqu'à la discontinuité à 2800 km de profondeur (Dziewonski and Anderson, 1981). Les valeurs des paramètres élastiques et de la masse volumique utilisées sont tirées du modèle PREM (Dziewonski and Anderson, 1981).

Steffen and Kaufmann (2005) montrent que dans des calculs de GIA, la viscosité du manteau inférieure peut être paramétrée à 10^{22} - 10^{23} Pa s et fournir des résultats s'accordant bien à des données de paléo-niveau marin marqueurs du rebond post-glaciaire. Nous utilisons la valeur de 1.3×10^{22} utilisée par Lambeck et al. (2017). À l'inverse, la viscosité du manteau supérieur a un impact majeur sur les calculs de GIA. Pour la Scandinavie et les Îles Celtes, les modèles s'accordant le mieux aux observations sont obtenus pour un manteau supérieur de viscosité comprise en 3×10^{20} et 6×10^{20} Pa s (Steffen and Kaufmann, 2005). Ainsi, nous ajustons la viscosité du manteau supérieur sur cette gamme en comparant les vitesses verticales prédites à l'actuel aux vitesses verticales mesurées par GPS, en considérant ces vitesses comme représentatives du rebond post-glaciaire. Les

valeurs permettant le meilleur ajustement aux vitesses GPS sont de $4-5 \times 10^{20}$ Pa s, en fonction du modèle de rigidité lithosphérique considéré (tableau 3.6, fig. 3.13 et 3.14).

Couche	Profondeur de la base (km)	ρ (kg.m ⁻³)	ν	E (GPa)	μ (Pa.s)
Lithosphère élastique	T_e	3000	0.25	100	-
Manteau supérieur 1	410	3433	0.3	182	$4-5 \times 10^{20}$
Manteau supérieur 2	670	3837		263	
Manteau inférieur	2800	4853		552	1.3×10^{22}

Tableau 3.6. Paramètres de stratification, masse volumique et paramètres viscoélastiques utilisés dans notre modèle rhéologique du manteau utilisé pour les calculs de GIA scandinave et celté.

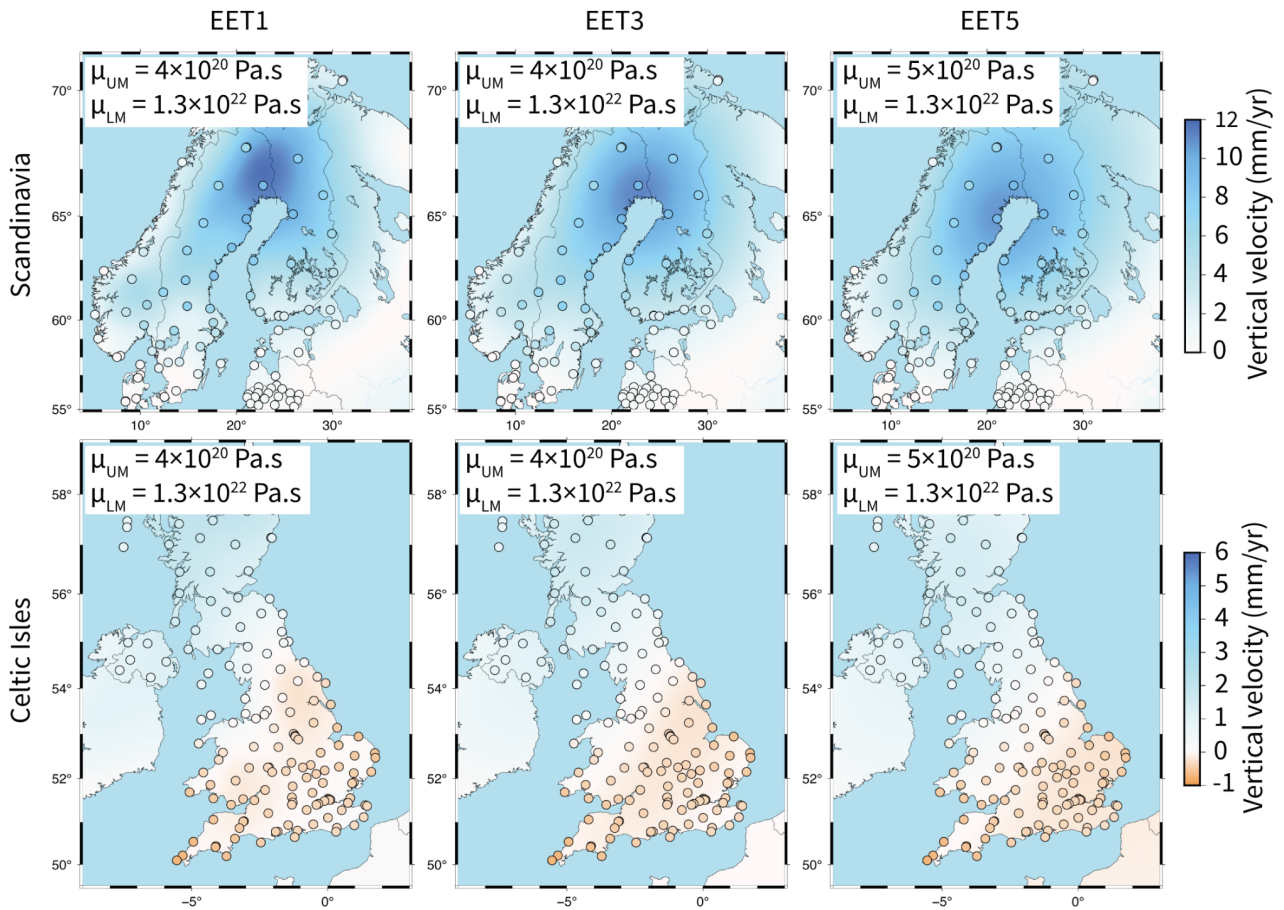


Figure 3.13. Vitesses de rebond post-glaciaire calculées pour les modèles EET1, EET3 et EET5 à l'actuel (cartes de couleurs) et vitesses verticales mesurées par GPS (points colorés, Peltier et al., 2014), au niveau de la Scandinavie et des Îles Celtes. μ_{UM} : viscosité du manteau supérieur, μ_{LM} : viscosité du manteau inférieur.

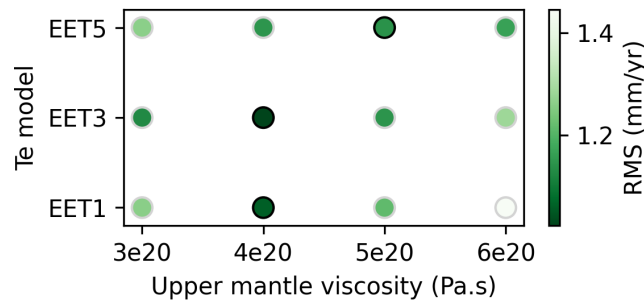


Figure 3.14. Moyenne quadratique (RMS pour Root Mean Square, en anglais) des différences entre vitesses verticales mesurées par GPS et vitesses de rebond isostatique modélisées à l’actuel, au niveau de la Scandinavie et des Îles Celtes, en fonction de la viscosité du manteau supérieur et de modèle d’épaisseur élastique considérés. Les couples de paramètres $\mu_{UM}-T_e$ offrant le meilleur ajustement aux données GPS montrent la plus faible valeur de RMS et sont indiqués par un contour noir.

3.1.2.2 Cas de la flexure associée aux glaciers alpin et du Massif Central

Seuls les 100-200 km supérieurs du manteau impactent les calculs de flexure sous les charges glaciaires alpines et du Massif Central, ces dernières étant d’étendue spatiale relativement limitée (100-200 km de large au maximum) (Steffen et al., 2015). Cependant, pour tester la sensibilité de la structure viscoélastique complète du manteau sur des calculs de GIA pour une petite charge glaciaire telle que celles des Alpes ou du Massif Central, nous comparons des calculs utilisant la méthode “plaque mince” (voir section 3.2.2) considérant une lithosphère élastique répondant instantanément au chargement glaciaire et un manteau visqueux ne jouant que dans la relaxation post-glaciaire, à des calculs d’après le modèle de “Maxwell” considérant un lithosphère élastique et un manteau viscoélastique jouant durant le chargement glaciaire et la période post-glaciaire. Ces tests ont été réalisés en collaboration avec Juliette Grosset et sont publiés dans Grosset et al. (2023). Les paramètres rhéologiques du modèle Maxwell sont basés sur le modèle de Steffen et al. (2014).

Dans les deux cas, nous considérons une charge glaciaire de 200 km de large et 250 m d’épaisseur pour représenter le glacier Alpin du LGM, et nous fixons l’épaisseur élastique équivalente à 30 km (valeur intermédiaire d’après nos estimations). Nous comparons la réponse instantanée du modèle “plaque mince” à l’état d’équilibre du modèle “Maxwell” après 100 kyr avec la charge glaciaire en place, après une phase de construction glaciaire de 2 kyr. Nous comparons également l’évolution

post-glaciaire prédite par les deux types de modèle. La configuration détaillée des modèles “plaque mince” et “Maxwell” est présentée sur la figure 3.15.

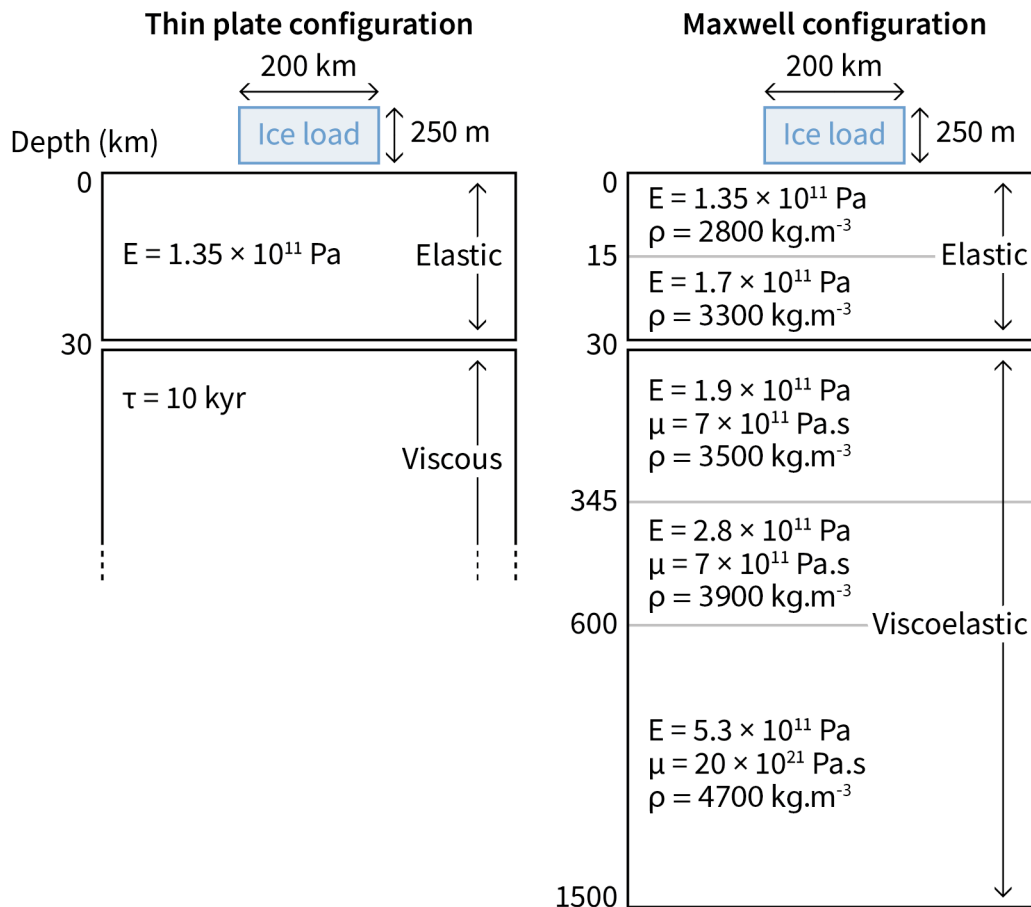


Figure 3.15. Détails de la configuration de nos modèles “plaque mince” (à gauche) et “Maxwell” (à droite) utilisés dans nos tests rhéologiques.

La figure 3.16 présente la flexure et les contraintes flexurales prédites par les deux types de modèle au LGM et à l’actuel. Au LGM, la déflexion centrale est 12 m (18%) plus forte pour le modèle “plaque mince” que pour le modèle “Maxwell”, et cette différence diminue à moins d’un mètre dans le bourrelet périphérique. À l’actuel, la différence relative en termes d’amplitude de la déflexion maximale est similaire à la différence au LGM (2.4 m, 22% plus grande pour le modèle “plaque mince”), mais le bourrelet flexural montre une amplitude 88% plus petite. En revanche, en termes de contraintes prédites, ce qui nous intéresse vis-à-vis de la stabilité des failles, la différence entre les deux types de modèle est faible, avec au maximum 2 MPa au LGM et 0.5 MPa à l’actuel. De plus, la figure 3.17 montre que l’évolution post-glaciaire prédite est similaire pour les deux types de

modèles, et ce, même en considérant différentes configurations de T_e dans notre modèle “plaque mince”.

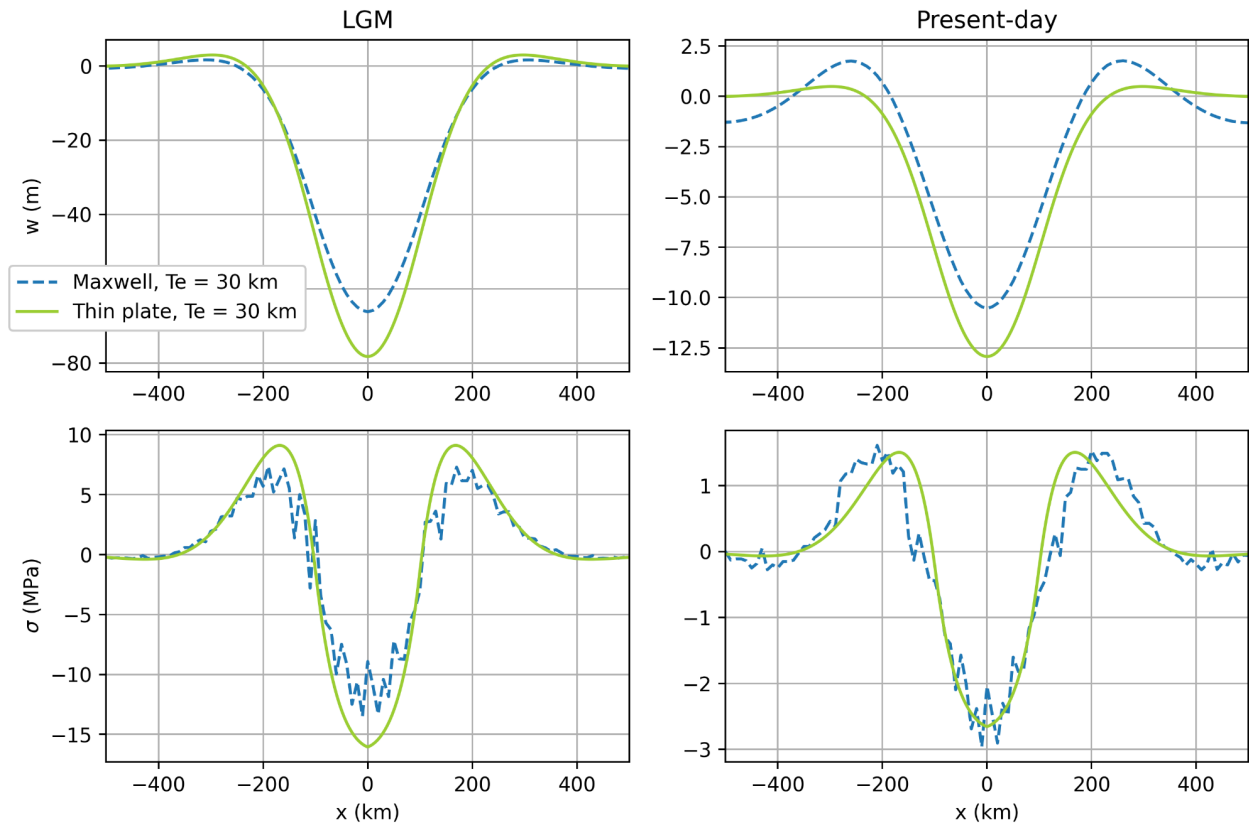


Figure 3.16. Comparaison entre les prédictions des modèles “plaque mince” et “Maxwell” au LGM (à gauche) et à l’actuel (20 kyr après le LGM, à droite). Rangée supérieure : flexure, exprimée en termes de déplacement vertical, rangée inférieure : contraintes horizontales en surface de la plaque élastique équivalente.

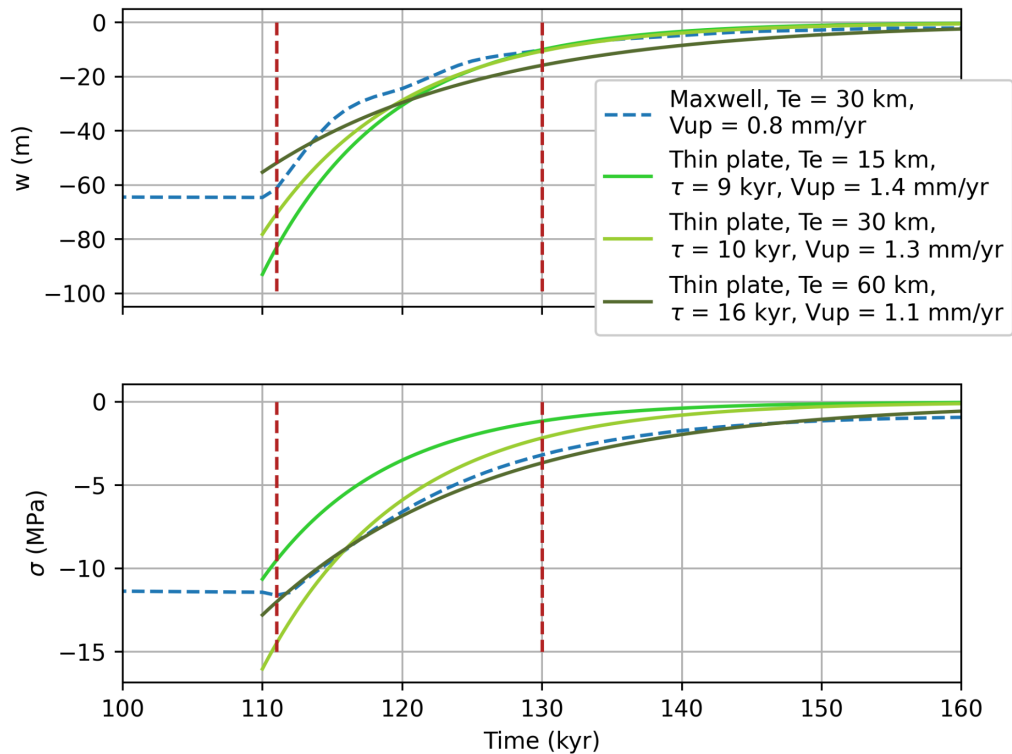


Figure 3.17. Comparaison entre les prédictions d'évolution post-glaciaire pour les modèles "plaque mince" et "Maxwell". Les lignes verticales à environ 110 et 130 kyr (temps du modèle) indiquent respectivement la fin de la déglaciation et 20 kyr après la fin de la déglaciation. En haut : flexure, exprimée en termes de déplacement vertical, avec les vitesses de rebond post-glaciaire au centre de l'emplacement de la charge indiquées dans la légende. En bas : contraintes horizontales en surface de la plaque élastique équivalente.

Nos tests montrent que la différence dans les calculs de GIA alpin et du Massif Central associée à la méthode de calcul est faible. Cette différence est également bien couverte par la variabilité des calculs associés à l'incertitude sur la rigidité de la lithosphère (fig. 3.10 et 3.11). De plus, au LGM, les glaciers ont probablement atteint leur équilibre isostatique du fait de leur long temps de construction (plus de 30 kyr, Seguinot et al., 2018) et de la viscosité relativement faible suggérée au niveau des Alpes (Mey et al., 2016). Ainsi, nous considérons que l'état du GIA alpin et du Massif Central au LGM est calculé de façon satisfaisante avec l'approche "plaque mince". Cette approche présente le large avantage d'être très rapide à calculer (de l'ordre de la minute à quelques minutes), alors que les calculs réalisés par Rémi sur COMSOL® durèrent plusieurs heures chacun. L'approche plaque mince nous permet de tester facilement et largement la viscosité du manteau que nous utilisons dans nos calculs. Nous utilisons alors cette approche et considérons uniquement la viscosité du manteau dans la relaxation post-glaciaire du GIA.

Nous testons la viscosité du manteau en comparant les vitesses verticales prédites aux vitesses verticales mesurées par GPS dans l’Ouest des Alpes, en considérant que les vitesses à cet endroit sont majoritairement dues au GIA. Mey et al. (2016) suggèrent une viscosité du manteau supérieur de $1.4\text{-}2.8 \times 10^{20}$ Pa s, correspondant à un temps caractéristique de 5-11 kyr tel qu’utilisé dans notre méthode “plaque mince” (éq. 3.9) :

$$\mu = \frac{\tau \rho g \lambda}{4\pi} \quad (3.9)$$

Avec μ la viscosité, τ le temps caractéristique, ρ la masse volumique du manteau, g l’accélération gravitaire et λ la longueur d’onde spatiale de la charge considérée (définie à 320 km comme dans Mey et al., 2016).

Pour des valeurs testées de 5 à 10 kyr, nous trouvons que les modèles s’accordant le mieux avec les vitesses GPS sont obtenues pour des temps caractéristiques de 7-8 kyr (fig. 3.18 et 3.19). En termes de viscosité, ces temps caractéristiques correspondent à $1.7\text{-}2 \times 10^{20}$ Pa s avec $\lambda = 320$ km, ce qui est similaire aux valeurs proposées par Mey et al. (2016).

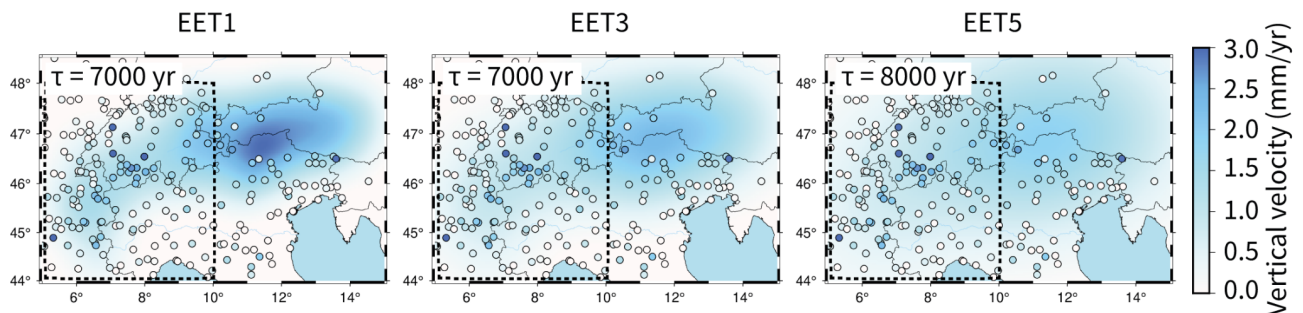


Figure 3.18. Vitesses de rebond post-glaciaire calculées pour les modèles EET1, EET3 et EET5 à l’actuel (cartes de couleurs) et vitesses verticales mesurées par GPS (points colorés, Masson et al., 2019), au niveau des Alpes. Rectangle en pointillés : zone dans laquelle nous comparons les vitesses modélisées et mesurées.

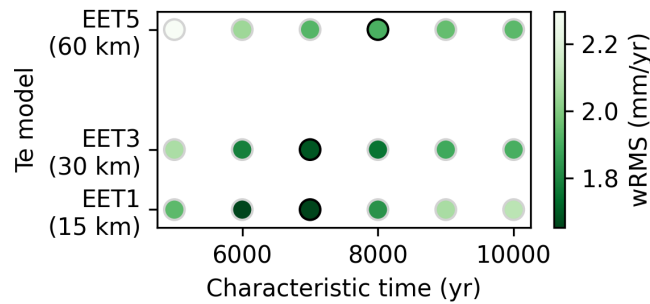


Figure 3.19. Moyenne quadratique pondérée (wRMS pour weighted Root Mean Square, en anglais) des différences entre vitesses verticales mesurées par GPS et vitesses de rebond isostatique modélisées à l’actuel, au niveau des Alpes occidentales, en fonction de la viscosité du manteau supérieur et de modèle d’épaisseur élastique considérés. Les couples de paramètres temps caractéristique- T_e offrant le meilleur ajustement aux données GPS montrent la plus faible valeur de RMS et sont indiqués par un contour noir.

Pour le Massif Central, les vitesses modélisées et mesurées par GPS sont inférieures au mm/yr, ce qui ne nous permet pas de contraindre la viscosité du manteau supérieur pour nos calculs du GIA dans cette zone. Nous considérons alors la même viscosité du manteau supérieur que pour les Alpes, du fait la proximité du Massif Central aux Alpes.

3.1.2.3 Cas de la flexure associée à l’érosion

Du fait du caractère continu de l’érosion, les sections visqueuses de la lithosphère se relâchent, et la réponse de la lithosphère peut alors être approchée par la réponse d’une plaque élastique équivalente. Les travaux de Mazzotti et al. (2023) illustrent ce propos en comparant les réponses flexurales prédites par des modèles thermomécaniques en éléments finis à celles prédites par des modèles en plaque mince élastique. Ils montrent que la déformation lithosphérique et les contraintes dues à l’érosion prédites par des modèles prenant en compte la complexité rhéologique de la lithosphère sont similaires à celles prédites par des modèles de plaque mince élastique. Les résultats de cette étude montrent :

- Pour une lithosphère rigide (croûte et manteau mécaniquement couplés, fig. 3.20A), que les profils de déformation flexurale et contraintes prédits sont très similaires pour les deux approches testées (fig. 3.21, A et D). L’accord des deux modèles en périphérie du domaine soumis à érosion (burrelet périphérique) indique que les niveaux profonds du modèle, plus particulièrement le manteau, adoptent un comportement élastique.

- Pour une lithosphère de rigidité moyenne (croûte et manteau mécaniquement découplés, manteau résistant, fig. 3.20B), que la flexure prédite par un modèle “plaque mince” montre une extension latérale plus importante que la flexure prédite par un modèle viscoélastique, indiquant le jeu de la viscosité mantellique, concentrant la déformation dans une zone restreinte (fig. 3.21B). En revanche, les contraintes prédites en surface de plaque élastique sont similaires à celles prédites par un modèle viscoélastique dans les dix premiers kilomètres de la lithosphère (profondeur d’investigation de nos modèles, voir section 3.3.4), et ne diffèrent que significativement pour des profondeurs de 15 km ou plus (facteur 2 et/ou changement de signe entre les contraintes prédites d’après les deux types de modèles) (fig. 3.21E).
- Pour une lithosphère peu rigide (croûte en manteau mécaniquement découplés, manteau peu résistant, fig. 3.20C), que le profil de flexure est similaire dans la zone d’application de l’érosion mais qu’il n’y a pas de bourrelet flexural en périphérie de cette zone, indiquant une réponse visqueuse du manteau supérieur et de la croûte inférieure, concentrant la déformation sous le domaine soumis à érosion (fig. 3.21C). Le profil de contraintes prédit par l’approche “plaque mince” présente une allure similaire au profil prédit par un modèle plus complexe dans les dix premiers kilomètres, bien que l’amplitude des contraintes soit plus importante pour l’approche “plaque mince”, d’un facteur 2 environ. Au-delà de 10 km de profondeur, les contraintes prédites diffèrent totalement, la déformation visqueuse restreignant la déformation élastique et les contraintes flexurales à la croûte supérieure, tandis qu’un modèle “plaque mince” prédit des contraintes élastiques s’étendant bien plus en profondeur (fig. 3.21F).

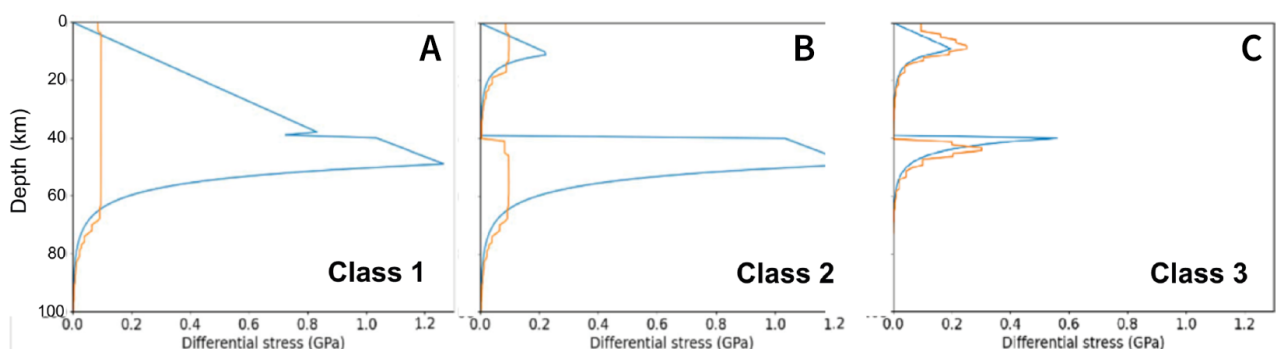


Figure 3.20. Scénarios de rigidité lithosphérique testés dans les tests réalisés par Mazzotti et al. (2023), représentés sous forme de profils rhéologiques.

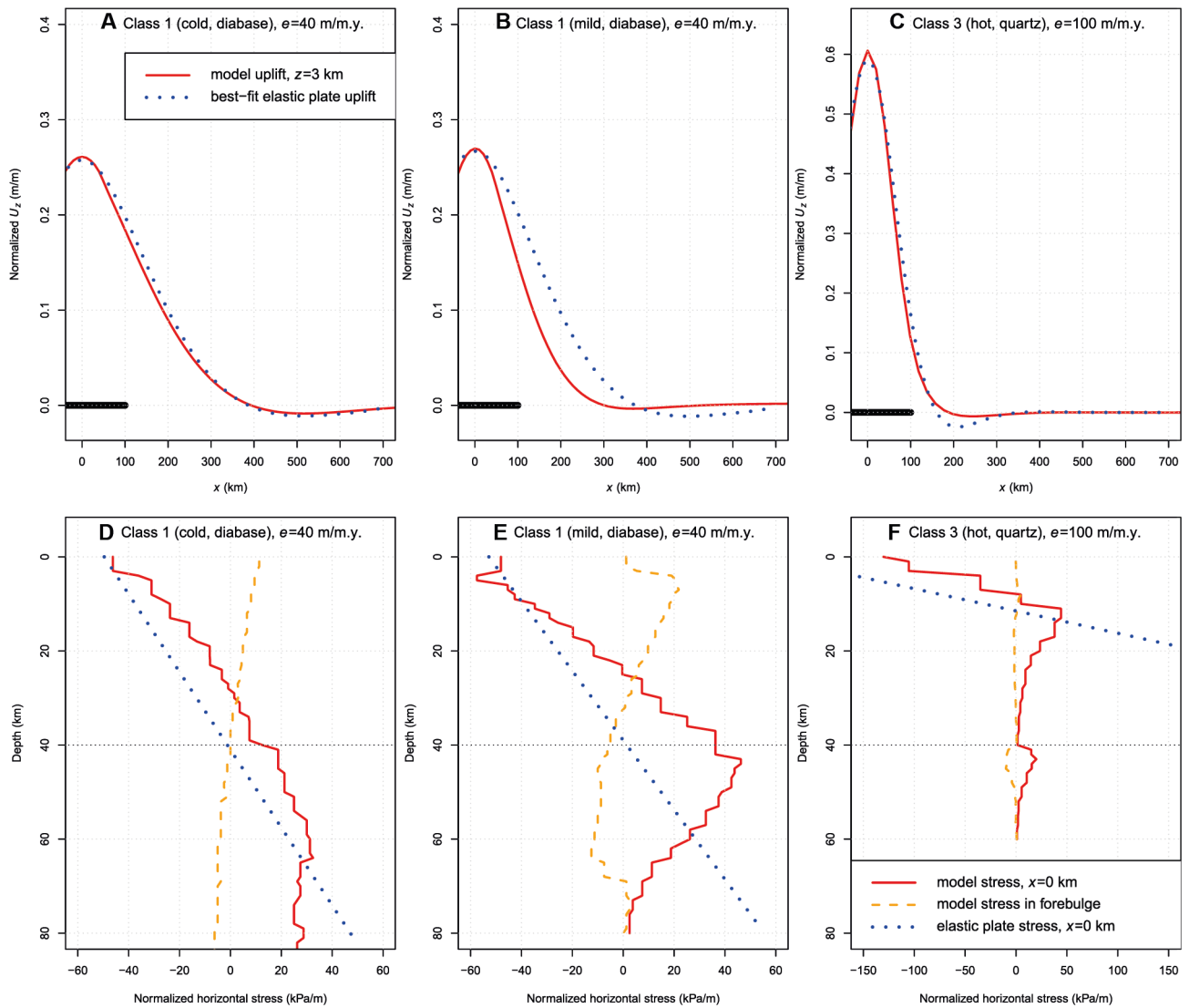


Figure 3.21. Surrection (rangée supérieure) et contraintes horizontales (rangée inférieure) induites par 2 Myr d'érosion et de déformation flexurale associée cumulées, pour les 3 scénarios de rigidité lithosphérique présentés en figure 3.20 (Mazzotti et al., 2023).

Ainsi, l'approche "plaque mince élastique" est valable dans la mesure où l'on s'intéresse aux contraintes à faible profondeur (surface de plaque élastique équivalente dans les dix premiers kilomètres de la lithosphère). C'est dans cette gamme de profondeur que nous menons nos travaux, dans le cadre de l'estimation de la stabilité de failles à faible profondeur, à l'image de la sismicité intraplaque superficielle (voir section 3.3.4). Ainsi, nous considérons l'approche "plaque mince" pour le calcul de la flexure sous déchargement érosif. Toutefois, il est à noter que cette approche rencontre une limite dans le cas d'une faible rigidité lithosphérique (équivalent à notre modèle de rigidité minimum), cas pour lequel les contraintes prédites peuvent être largement supérieures à celles prédites pour un modèle viscoélastique. Cela dit, notre modèle de rigidité minimum est déjà

un modèle extrême en soit, et cette surestimation des contraintes potentielles ne fait que souligner le caractère extrême d'une telle configuration de rhéologie lithosphérique pour notre zone d'étude.

3.2 Méthode de calcul de la flexure et des contraintes flexurales

3.2.1 Méthode en éléments finis : flexure induite par l'englacement de la Fennoscandie et des Îles Celtes

Pour le calcul de la flexure associée aux calottes fennoscandienne et celte, nécessitant la considération de la viscoélasticité complexe de la Terre (voir section 3.1.2.1), nous utilisons une méthode en éléments finis proposée par Wu (2004) et simplifiée par Vachon et al. (2022), permettant de calculer les déformations et contraintes associées au GIA à l'aide logiciels d'éléments finis généraux. Le GIA est modélisé sur le principe de l'équation de mouvement (éq. 3.10). Cette équation, celles qui en découlent, et leurs explications sont tirées de Wu (2004).

$$\nabla \cdot \sigma = 0 \quad (3.10)$$

Avec σ le tenseur des contraintes.

Wu (2004) stipule que l'équation 3.10 est toutefois trop simple quant au problème de calcul du GIA, car elle ne considère pas la force de restauration jouant sur l'isostasie et l'auto-gravitation, et Wu (2004) fournit alors l'équation 3.11 pour prendre en compte ces facteurs jouant sur le GIA :

$$\nabla \cdot \sigma - \nabla \left(u \cdot \rho_0 g_0 \hat{z} \right) - \rho_1 g_0 \hat{z} - \rho_0 \nabla \phi_1 = 0 \quad (3.11)$$

Avec u le vecteur de déplacement, \hat{z} un vecteur unitaire selon la profondeur, ρ , g , ϕ la masse volumique, l'accélération gravitationnelle et le potentiel gravitationnel, respectivement. L'indice 0 correspond à l'état d'équilibre hydrostatique et l'indice 1 correspond à l'état perturbé par déformation.

Le premier terme de l'équation 3.11, $\nabla \cdot \sigma$, est la divergence des contraintes, et correspond à l'équation de mouvement initiale (éq. 3.10).

Le second terme de l'équation 3.11, $\nabla(u \cdot \rho_0 g_0 \hat{z})$, représente la force de restauration isostatique, correspondant à la poussée d'Archimède s'appliquant au matériel déplacé. Pour prendre en compte l'effet de la force de restauration, nous mettons en place un support de ressorts à chaque contraste de densité du modèle, avec l'action des ressorts jouant uniquement dans la direction verticale (Schmidt et al., 2012; Vachon et al., 2022; Wu, 2004).

Le troisième terme de l'équation 3.11, $\rho_1 g_0 \hat{z}$, correspond à la flottabilité du matériel comprimé sous déformation. Toutefois, Wu (2004) indique que ce terme est source d'instabilité dans les modèles et que ce dernier peut être négligé en considérant le matériau lithosphérique comme incompressible. Wu (2004) note également qu'il est possible de considérer la compressibilité du matériel dans la déformation calculée sans pour autant considérer la variation de masse volumique du matériel ($\rho_0 \rightarrow \rho_1$), permettant de la sorte de conserver la déformation compressive sans problème d'instabilité des modèles. Bien qu'une telle simplification n'ai pas de sens physique, la compression ne pouvant pas être observée dans la déformation sans modification de la masse volumique, cette simplification n'induit qu'une variation de moins de 5% dans la déformation prédite sous le centre d'une charge glaciaire (Schotman et al., 2008). Nous considérons donc uniquement la compression du matériau lithosphérique dans la déformation sans prendre en compte l'effet négligeable de la variation de masse volumique de ce matériau.

Le dernier terme de l'équation 3.11, $\rho_0 \nabla \phi_1$, est le résultat de l'auto-gravitation, stipulant que le champ de gravité dépend de la distribution de masse dans la Terre et de tout mouvement du matériel terrestre. Nous ne considérons pas ce terme, car il a été montré que le processus d'auto-gravitation est contrebalancé par l'approximation de la Terre plate utilisée par Vachon et al. (2022).

L'équation de mouvement simplifiée devient alors (éq. 3.12) :

$$\nabla \cdot \sigma - \nabla(u \cdot \rho_0 g_0 \hat{z}) = 0 \quad (3.12)$$

Dans le cadre de l'application au GIA, l'équation 3.12 peut être écrite (éq. 3.13) :

$$\nabla \cdot \sigma - \rho_0 g_0 \nabla w = 0 \quad (3.13)$$

Avec $w = u \cdot \hat{z}$, soit la composante verticale du vecteur de déplacement.

Finalement, l'équation 3.13 peut être écrite sous la forme de l'équation 3.10 et donne l'équation 3.14 :

$$\nabla \cdot t = 0 \quad (3.14)$$

Avec :

$$t = \tau - \rho_0 g_0 w I \quad (3.15)$$

Avec I la matrice d'identité.

Car :

$$\nabla \cdot t = \nabla \cdot \tau - \rho_0 g_0 \nabla w \quad (3.16)$$

L'équation 3.13 nous permet ainsi d'obtenir la déformation et les contraintes induites par chargement glaciaire.

Nous utilisons COMSOL Multiphysics® (COMSOL AB, 2022) pour résoudre l'équation de mouvement (éq. 3.13), en y implémentant la structure rhéologique décrite en section 3.1.2.1, tableau 3.6. Afin d'éviter tout effet de bord, notre modèle est emboîté dans une demi sphère dont le rayon est de dix fois l'extension latérale de notre modèle et dont les bordures sont fixes dans toutes les directions. La lithosphère élastique est discrétisée par des tétraèdres dont les nœuds montrent un espacement moyen de 50 km dans le plan horizontal et 12 km de l'axe vertical. Dans le reste de la partie centrale du modèle, les éléments sont de 100 et 350 km pour le manteau supérieur et le manteau inférieur, respectivement.

Cette méthode de calcul a été comparée par Vachon et al. (2022) à d'autres méthodes de calcul du GIA (Bångtsson and Lund, 2008; Lund et al., 2009; Spada et al., 2011; Wu, 1992). Les déplacements verticaux prédits par cette méthode induisent de faibles différences (moins de 5%) en comparaison avec les autres études, particulièrement avec des prédictions obtenues à l'aide de logiciel d'éléments finis commerciaux tels que Abaqus.

3.2.2 Méthode analytique "plaque mince" : flexure induite par l'englacement des Alpes et du Massif Central et par l'érosion

La modélisation analytique de la flexure lithosphérique repose sur la théorie des plaques minces de Kirchhoff-Love (Kirchhoff, 1850; Love, 1888), elle-même basée sur la théorie des poutres. Ces théories impliquent une plaque élastique d'épaisseur T_e (voir section 3.1.1) représentant la rigidité de la lithosphère, et sont valables sous les conditions suivantes :

- L'épaisseur T_e de la plaque élastique équivalente est inchangée par la déformation, impliquant un cisaillement nul.
- La déformation est minime (infinitésimale) par rapport à l'épaisseur de la plaque.
- L'inclinaison de la plaque déformée est inférieure à 10° par rapport à l'horizontale.

La flexure est calculée en tout point à l'aide du code gFlex (Wickert, 2016) par différence finie, cette méthode intégrée à gFlex nous permettant d'implémenter des variations de rigidité de la lithosphère, approchées par des variations de T_e (voir fig. 3.12). Les équations analytiques de la flexure en 3D présentées ci-dessous sont tirées de Wickert (2016), et le développement de ces équations en différence finie est disponible dans le même papier. Le code gFlex considère la rigidité de la lithosphère par une plaque élastique d'épaisseur équivalente T_e ainsi que les forces de restauration du manteau.

Dans un espace x, y, z , la flexure élastique et instantanée, $w(x, y)$, est définie par (éq. 3.17) :

$$w(x, y) = w_0 \times kei\left(\frac{\sqrt{x^2+y^2}}{\alpha}\right) \quad (3.17)$$

Avec kei la fonction de Kelvin à l'ordre 0, w_0 le déplacement vertical maximal induit sous la charge / décharge q appliquée (éq. 3.18) :

$$w_0 = q \frac{\alpha^2}{2\pi D} \quad (3.18)$$

α est le paramètre flexural (éq. 3.19) et dépend de la rigidité flexurale D (éq. 3.20) :

$$\alpha = \left(\frac{D}{\Delta\rho g} \right)^{1/4} \quad (3.19)$$

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1-\nu^2)} \quad (3.20)$$

Avec $\Delta\rho$ la différence entre la masse volumique du matériel induisant la charge / décharge et la masse volumique du manteau représentant et g l'accélération gravitationnelle, ces deux derniers termes représentant la force de restauration du manteau. E est le module de Young et ν le coefficient de Poisson.

La relaxation visqueuse de la flexure après la disparition de la charge (cas de la fonte d'un glacier) est modélisée par l'équation 3.21 (Turcotte and Schubert, 2002) :

$$w(t) = w \times e^{-t/\tau} \quad (3.21)$$

Avec w la flexure au moment de la fonte de la charge, t le temps écoulé après la fonte de la charge, et τ le temps caractéristique, représentant la viscosité du manteau (éq. 3.22) :

$$\tau = \frac{4\pi\mu}{\rho_m g \lambda} \quad (3.22)$$

Avec μ et ρ_m la viscosité et la masse volumique du manteau, respectivement, et λ la longueur d'onde de la charge.

Les contraintes flexurales dépendent de la déformation dans la plaque élastique équivalente. La déformation est calculée en dérivant spatialement la flexure (éq. 3.23) (Turcotte and Schubert, 2002) et le tenseur de contrainte est calculé avec la loi de Hooke (éq. 3.24). Nous effectuons nos calculs en surface de plaque élastique, là où les déformations et les contraintes sont les plus fortes.

$$\varepsilon_{ij}(x, y, z) = -z \frac{\partial^2 w(x, y)}{\partial_{ij}^2} \quad (3.23)$$

Avec $(i, j) = (x, y)$.

$$\sigma = 2\mu_L \varepsilon + \lambda_L Itr(\varepsilon) \quad (3.24)$$

Avec μ_L et λ_L les paramètres de Lamé, I la matrice d'identité et $tr(\varepsilon)$ la trace du tenseur de déformation.

Nous fixons les valeurs du module de Young E et du coefficient de Poisson ν à 10^{11} Pa et 0.25, respectivement, d'après les valeurs de références de Turcotte and Schubert (2002).

3.2.3 Notions spécifiques

Nos calculs dépendent majoritairement de la rigidité de la lithosphère ainsi que de la viscosité mantellique, jouant dans la relaxation de la flexure. La rigidité de la lithosphère représentée par T_e contrôle l'amplitude et la longueur d'onde de la flexure (fig. 3.22), et la viscosité contrôle la relaxation de la flexure en fonction du temps (fig. 3.23).

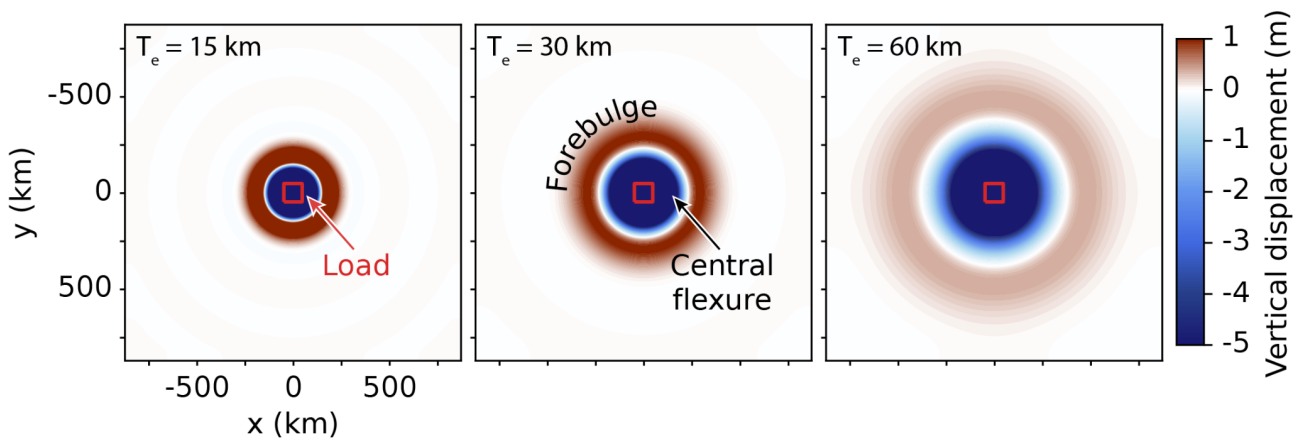


Figure 3.22. Impact de T_e sur la déformation induite par une charge glaciaire de 100×100 km et 500 m d'épaisseur et de densité 1000 kg.m^{-3} (carré rouge au centre des graphes). Bleu : subsidence, marron : surrection.

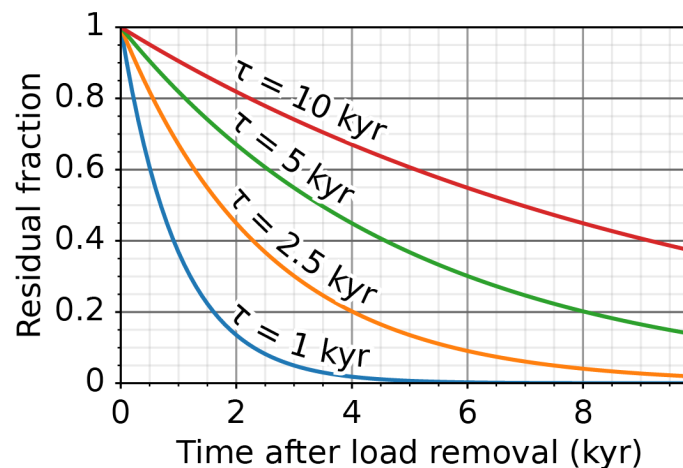


Figure 3.23. Fraction résiduelle de l'amplitude de la flexure induite par une charge en fonction du temps écoulé depuis le retrait de ladite charge, pour différentes viscosités, exprimées par des temps caractéristiques.

La relation entre contraintes flexurales et déformation flexurale (éq. 3.13 et 3.23-3.24) induit des signaux similaires, et on observe ainsi :

- Dans le cas d'une flexure sous chargement (glaciation, par exemple), une subsidence centrale induisant de la compression (contraintes négatives) en son centre et de la tension (contraintes positives) sur son flanc externe, qui s'étend jusqu'au flanc interne du bourrelet flexural, en surrection (fig. 3.24, gauche).
- Inversement, dans le cas d'une flexure sous déchargement (érosion, par exemple), on observe une surrection centrale induisant de la tension en son centre, et de la compression

sur le flanc externe de la flexion centrale se propageant sur le flanc interne du bourrelet flexural, en subsidence (fig. 3.24, droite).

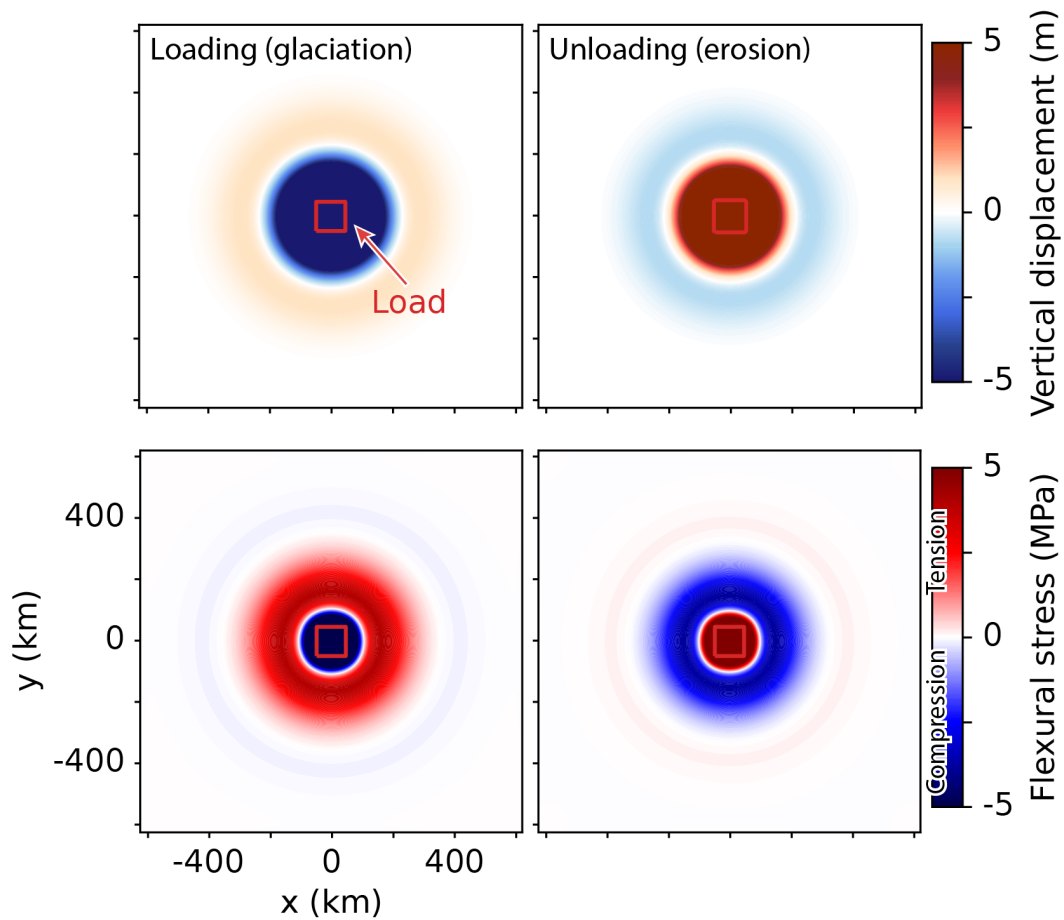


Figure 3.24. Flexure (en haut) et champs de perturbations de contraintes (en bas) induit par une charge de 100×100 km et 500 m d'épaisseur (à gauche) et l'érosion d'un bloc de 100×100 km sur 500 m d'épaisseur (à droite). Dans les deux cas, la densité du matériel chargeant la lithosphère ou la densité du matériel érodé est de 1000 kg.m^{-3} . Pour le déplacement vertical (en haut), marron : surrection, bleu : subsidence. Pour la perturbation de contraintes (en bas), rouge : tension, bleu : compression.

3.3 Estimation de la stabilité des failles

3.3.1 Méthode

Nous utilisons la théorie de Mohr-Coulomb pour estimer la stabilité des failles de notre zone d'étude sous la flexure induite par chargement glaciaire ou déchargement érosif, plus particulièrement le critère de rupture de Mohr-Coulomb (éq. 3.25). Ce critère stipule que le seuil de rupture d'un plan dans un matériau de friction μ est :

$$\tau = \mu \sigma_n \quad (3.25)$$

Avec τ la contrainte tangentielle au plan, σ_n la contrainte normale au plan, et μ la friction sur le plan, fixée à 0.6 comme valeur de référence (Byerlee, 1978). Dans une configuration où $\tau = \mu \sigma_n$, le plan est dit "critiquement chargé", c'est-à-dire que toute augmentation de la contrainte tangentielle sur le plan induit la rupture, le glissement sur ce plan (fig. 3.25).

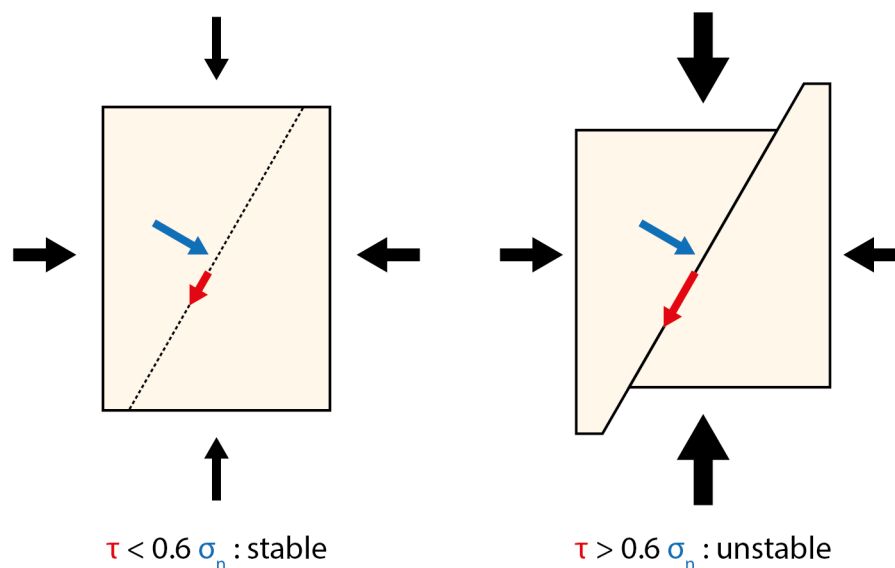


Figure 3.25. Représentation schématique du critère de rupture de Mohr-Coulomb.

L'équation 3.25 peut être réécrite sous la forme de l'équation 3.26 pour donner la Contrainte de rupture de Coulomb (CFS pour Coulomb Failure Stress, en anglais), soit l'écart d'un plan dans un matériau à son seuil de rupture :

$$CFS = \tau - \mu\sigma_n \quad (3.26)$$

Avec $CFS = 0$ l'état critique (seuil de rupture), $CFS > 0$ le domaine d'instabilité du plan, et $CFS < 0$ le domaine de stabilité du plan (fig. 3.26).

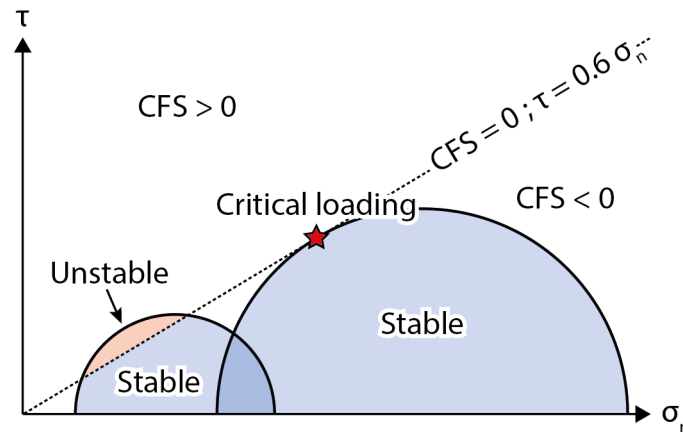


Figure 3.26. Valeurs de CFS et domaines de stabilité / instabilité en fonction des contraintes tangentielle et normale appliquées à un plan. Cercles : exemples pour des cercles de Mohr arbitraires. Droite pointillée : seuil de rupture. Étoile rouge : exemple d'un plan critique ment chargé.

Afin de calculer la Contrainte de Coulomb sur les failles étudiées, nous projetons les contraintes flexurales calculées d'après la flexure modélisée sur les plans de faille étudiés. Pour ce faire, nous définissons un repère (f_{dip}, f_{az}, f_n) pour un plan de faille de pendage *dip* et d'azimut *az* (fig. 3.27) :

- f_{dip} est l'axe dans le plan de la faille, le long du pendage du plan *dip*.
- f_{az} est l'axe dans le plan de la faille, horizontal, le long de l'azimut du plan *az*.
- f_n est l'axe normal au plan de la faille.

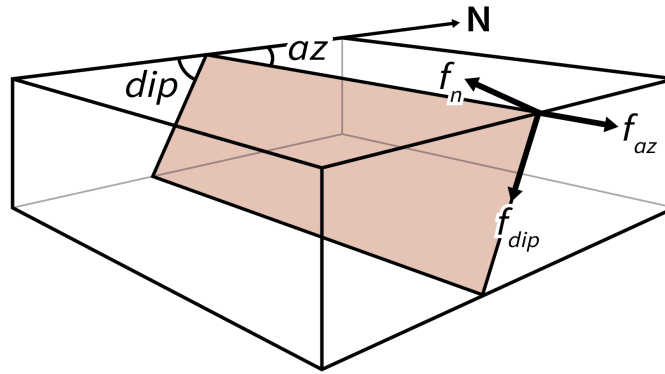


Figure 3.27. Repère utilisé pour la projection des contraintes sur un plan de faille, en fonction de l'azimut et du pendage du plan.

Le vecteur contrainte σ_f agissant sur un plan de faille considéré est obtenu par rotation du tenseur de contrainte σ (éq. 3.27) :

$$\sigma_f = \sigma f_n \quad (3.27)$$

On peut ainsi calculer les contraintes normale σ_n et tangentielle τ (composée des contraintes tangentielles suivant le pendage, τ_{dip} , et suivant l'azimut, τ_{az}) au plan de faille, qui nous permettent de calculer la Contrainte de Coulomb :

$$\sigma_n = \sigma_f \cdot f_n \quad (3.28)$$

$$\tau = \sqrt{\tau_{dip}^2 + \tau_{az}^2} \quad (3.29)$$

Avec :

$$\tau_{dip} = \sigma_f \cdot f_{dip} \quad (3.30)$$

$$\tau_{az} = \sigma_f \cdot f_{az} \quad (3.31)$$

3.3.2 Représentation de la Contrainte de Coulomb

Afin de considérer l'ensemble des géométries de failles possibles dans notre zone d'étude, nous calculons la Contrainte de Coulomb en fonction de l'orientation et du pendage des failles sur des gammes respectives de 0 à 360°N et de 60 à 90° (le pendage moyen des failles étudié étant de 80° selon Rossi and Baudouy (2015), voir chapitre 2, section 2.1).

Pour représenter les valeurs de la Contrainte de Coulomb calculées pour les gammes d'azimut et de pendage testées, nous utilisons une représentation stéréographique (fig. 3.28) :

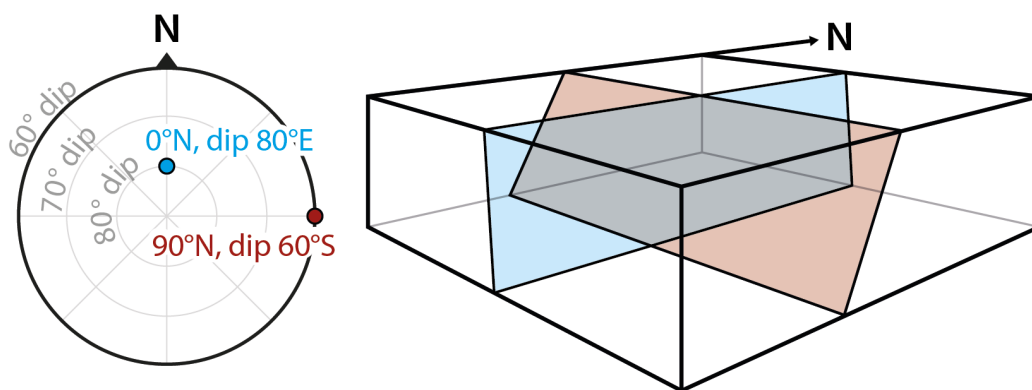


Figure 3.28. Exemple de correspondance de géométries de failles indiquées par la représentation stéréographique utilisée.

3.3.3 Perturbation de la Contrainte de Coulomb

À l'aide de la méthode présentée en section 3.3.1, la projection des contraintes flexurales prédites par nos calculs nous permet d'estimer l'impact relatif de ces contraintes sur la stabilité des failles étudiées. Il est important de noter que le résultat alors obtenu est une perturbation de la Contrainte de Coulomb, à savoir la capacité de l'effet de la flexure calculée à rapprocher ou éloigner un plan de faille donné de son seuil de rupture. Lorsque nous nous adressons à ces résultats, nous utilisons donc les termes "perturbation de la Contrainte de Coulomb", que nous notons ΔCFS (éq. 3.32) :

$$\Delta CFS = \Delta\tau - \mu \times \Delta\sigma_n \quad (3.32)$$

Avec $\Delta\tau$ et $\Delta\sigma_n$ les perturbations de la contrainte tangentielle et de la contrainte normale, respectivement.

Le calcul de la Contrainte de Coulomb totale requiert la considération du champ de contraintes ambiant, ce que nous traitons dans la section 3.3.4.

3.3.4 Contrainte de Coulomb totale

Afin de calculer la Contrainte de Coulomb totale et d'estimer la stabilité des failles de notre zone d'étude, nous appliquons les contraintes flexurales calculées à plusieurs modèles de champ de contraintes ambiant. Nous modélisons un jeu de modèles du champ de contraintes ambiant potentiel sur la base de cinq contraintes :

- 1) D'après des mesures de contraintes en forage à l'échelle du globe, la croûte supérieure est considérée comme critiqueusement chargée par les contraintes ambiantes pour la rupture sur des failles préférentiellement orientées avec une friction de 0.6 (Brudy et al., 1997; Townend and Zoback, 2000; Zoback and Healy, 1992).
- 2) Le champ de contraintes ambiant est associé à un régime de déformation normal ou décrochant, comme suggéré d'après des mécanismes au foyer autour de la zone d'étude (fig. 3.29) (Mazzotti et al., 2021).
- 3) Le tenseur de contraintes est testé pour 3 valeurs du ratio de contraintes R (éq. 3.33) :

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad (3.33)$$

Avec σ_1 , σ_2 , σ_3 les composantes principales du tenseur de contraintes et R considéré à 0.5, 0.75 ou 1 (fig. 3.30).

- 4) Les composantes principales du tenseur de contraintes sont orientées verticalement et horizontalement, avec la contrainte horizontale maximale étant orientée à 150°N, comme observé par des mesures en forage sur la zone d'étude et les régions environnantes (voir chapitre 2, section 2.2.2 et fig. 3.31) (André et al., 2006; Heidbach et al., 2016; Mazzotti et al., 2021; Wileveau et al., 2007).
- 5) Nous effectuons nos calculs à une profondeur de 1 km, afin de considérer la réactivation de failles à faible profondeur, telle qu'observée pour les séismes intraplaques les plus superficiels (Schulte and Mooney, 2005).

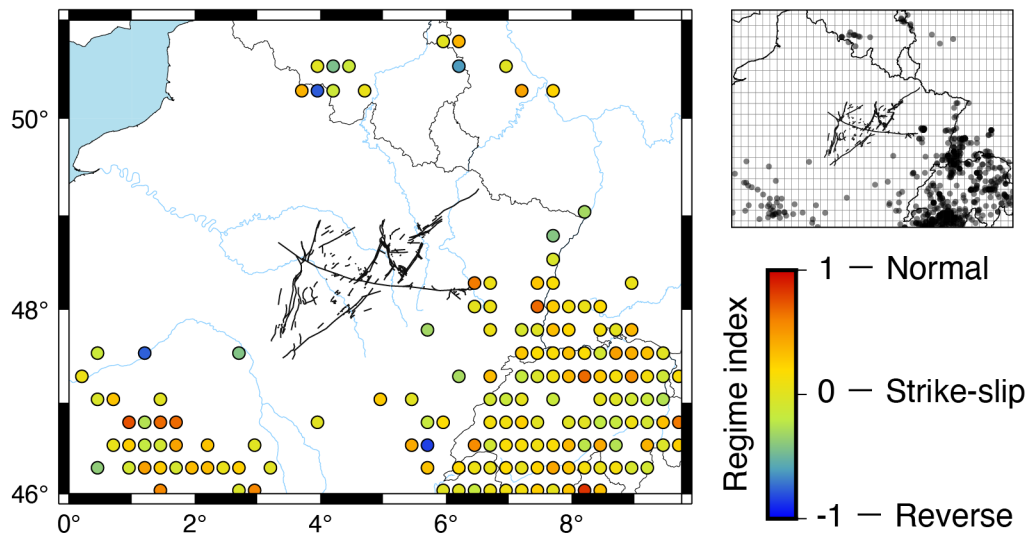


Figure 3.29. Régimes de déformation obtenus d'après des mécanismes au foyer (base de données FMHex, Mazzotti et al., 2021), moyennés sur une grille de 25×25 km selon : $\frac{\alpha_p - \alpha_T}{90}$, avec α_p et α_T les pendages moyens respectifs des axes de compression (P) et de tension (T) des mécanismes au foyer dans des carrés de 25×25 km centrés en chaque point de la grille. La position des mécanismes au foyer utilisés et la grille de calcul sont présentées sur la carte en haut à droite.

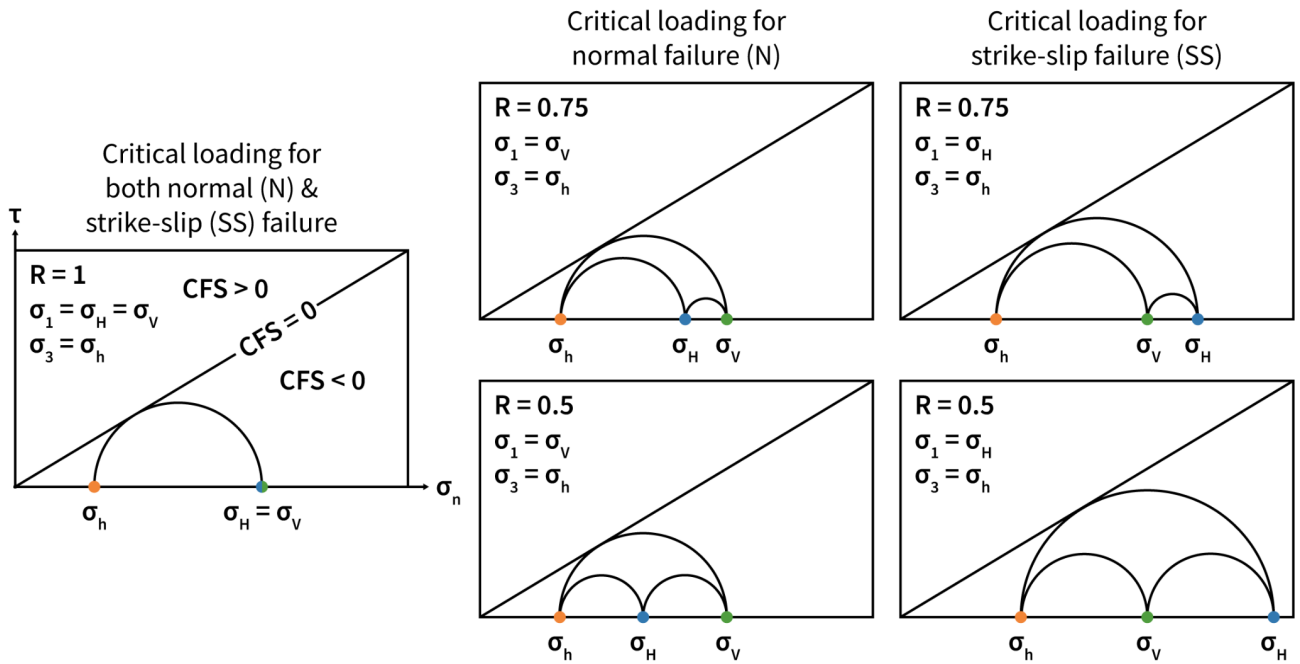


Figure 3.30. Représentation schématique des champs de contraintes critiques, sous forme de cercles de Mohr. σ_H , σ_h et σ_V sont respectivement les contraintes horizontale majeure, horizontale mineure, et verticale.

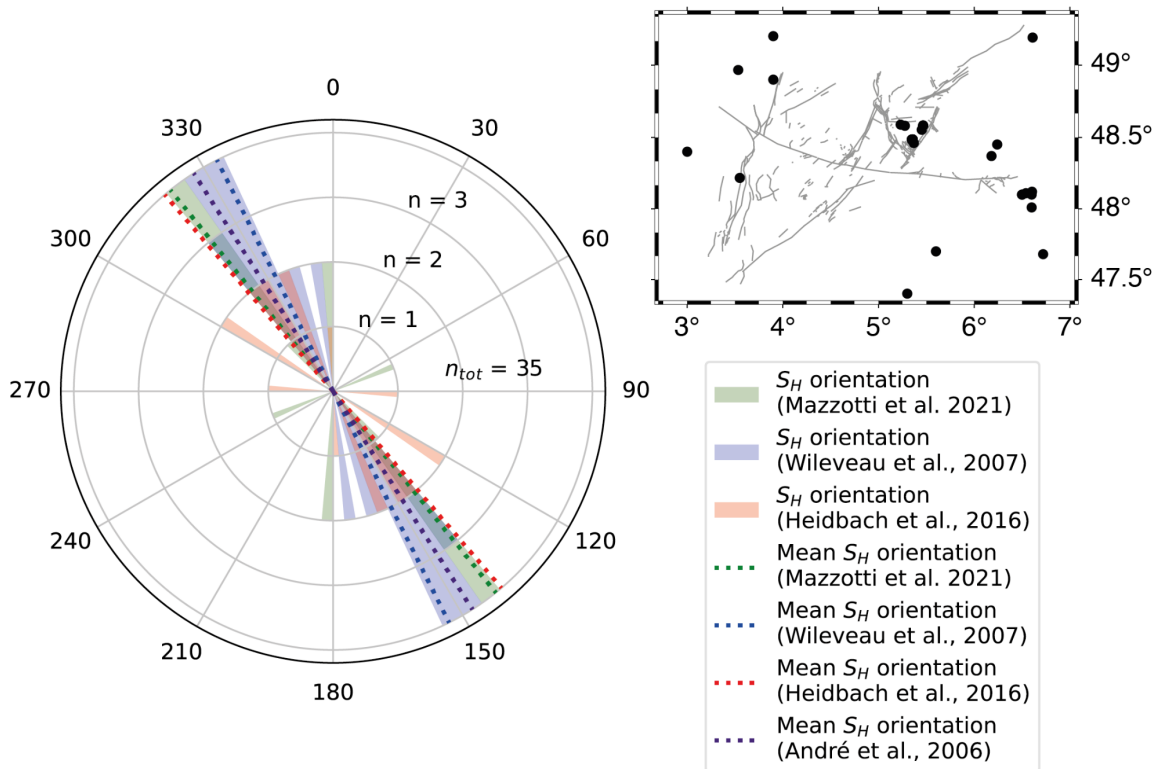


Figure 3.31. Orientations de la contrainte horizontale majeure mesurée en forage dans la zone d'étude.

Chacun des modèles de champ de contraintes ambiant testé est associé à des géométries de failles critiqueusement chargées par les contraintes ambiantes ($CFS = 0$), sans perturbation de contrainte associée à la flexure modélisée. Ces géométries correspondent aux géométries andersoniennes dans le champ de contraintes ambiant (Anderson, 1905), orientées à $\pm 30^\circ$ de la composante mineure (σ_1), $\pm 60^\circ$ de la composante mineure (σ_3), et parallèles à la composante intermédiaire du champ de contrainte ambiant (σ_2) (fig 3.32). Dans nos modèles, ces géométries sont précisément :

- Dans un champ de contraintes de type normal, des failles parallèles à l'orientation $150^\circ N$ de la composante horizontale majeure du champ de contraintes (σ_2), et de pendage 60° (à 30° de la contrainte verticale, σ_1).
- Dans un champ de contraintes de type décrochant, des failles verticales (90° de pendage, parallèle à la contrainte verticale σ_2) orientées à $\pm 30^\circ$ de la contrainte horizontale majeure σ_1 .

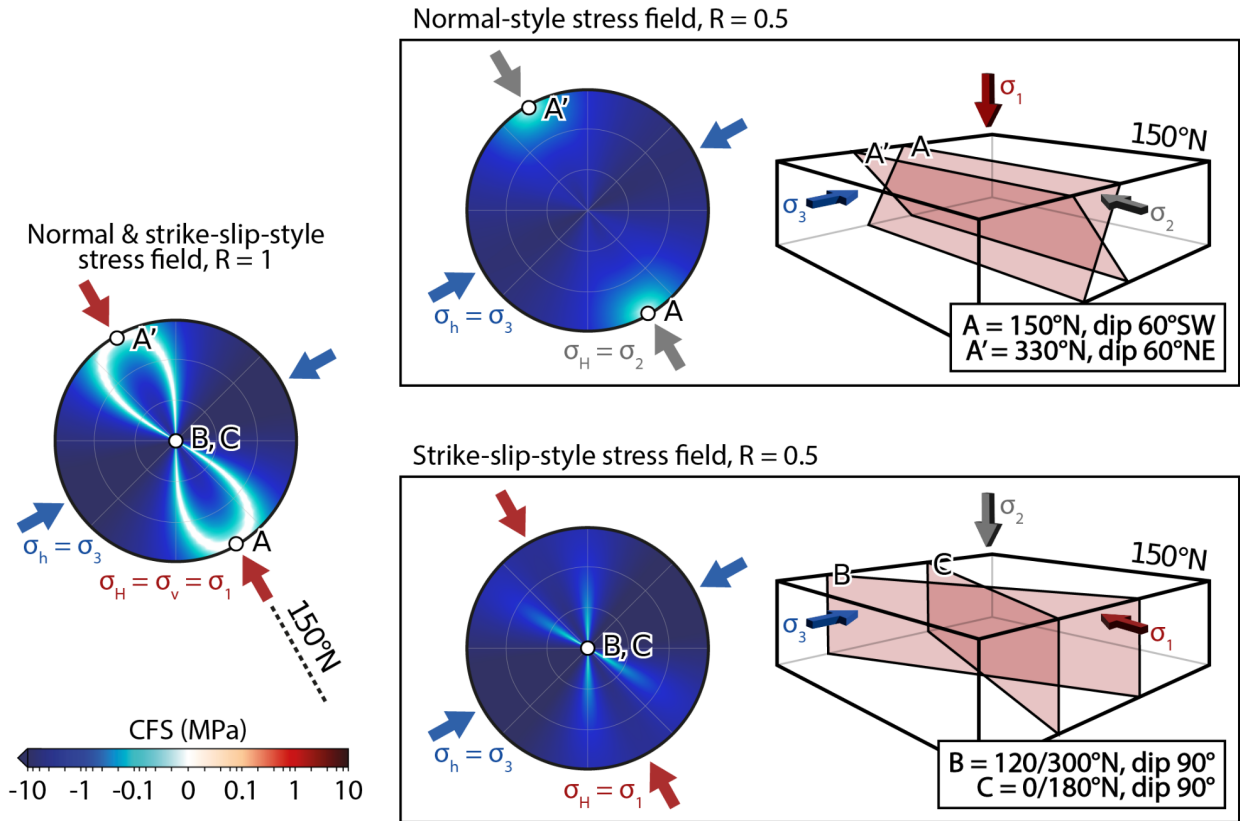


Figure 3.32. Géométries andersoniennes pour nos modèles du champ de contraintes ambient. Stéréogrammes : CFS sur les géométries de failles testées (0-360°N, pendage 60-90°) pour nos modèles de champs de contraintes extrêmes. A, B et C correspondent aux géométries andersoniennes. Diagrammes 3D : représentation des géométries andersoniennes en relation avec les contraintes principales du champ de contraintes ambient modélisé.

3.3.5 Seuil de significativité

Afin d'estimer la significativité d'une perturbation de contraintes donnée quant à la stabilité des failles, nous nous basons sur l'amplitude des chutes de contraintes cosismiques et l'amplitude des perturbations de contraintes estimées dans des zones dans lesquelles des failles ont été réactivées. Globalement, les chutes de contraintes associées à des séismes sont comprises entre 0.01 et 10 MPa, et sont centrées autour d'une valeur moyenne d'environ 0.1 MPa (Courboux et al., 2016) (fig. 3.33).

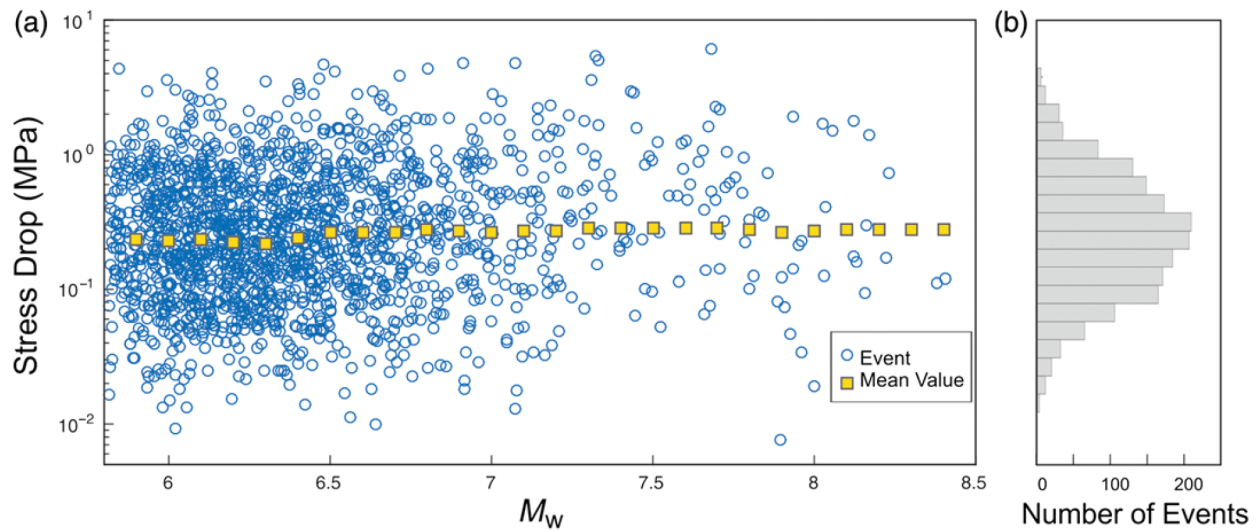


Figure 3.33. À gauche : chutes de contrainte cosismique en fonction de la magnitude des séismes associés. À droite : histogramme de la population des chutes de contrainte cosismique du diagramme de gauche. Figure de Courboulex et al. (2016).

Dans des zones où des failles ont été réactivées, suite à un large séisme par exemple, les perturbations de contraintes ayant induit la réactivation des failles sont également estimées entre quelques centièmes et quelques dixièmes de MPa (Stein et al., 1992; Zhang et al., 2008) (fig. 3.34).

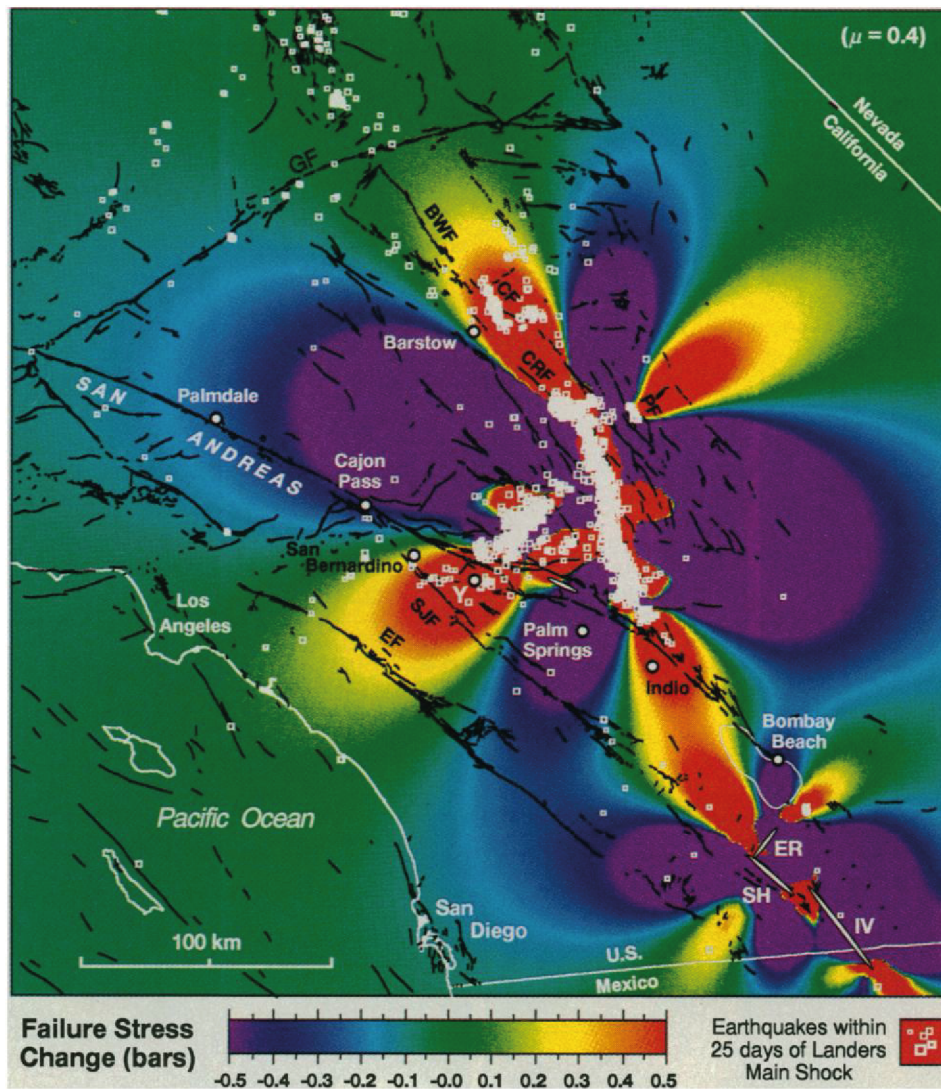


Figure 3.34. Champ de perturbation de la contrainte de Coulomb (en bar, 1 bar = 0.1 MPa) (carte de couleur) et localisation des répliques (carrés blancs) en réponse au séisme de Landers (1992). Figure de Stein et al. (1992).

Ainsi, nous considérons les perturbations de contraintes induites par les glaciations et l'érosion comme significatives à partir d'un seuil de 0.1 MPa.

3.3.6 Points d'investigation de la stabilité des failles dans l'Est du Bassin de Paris

Afin d'étudier la variabilité spatiale des effets des déformations modélisées sur la stabilité des failles, nous calculons ΔCFS et CFS en cinq points sur la zone d'étude. Ces points ont été sélectionnés pour leur position couvrant l'ensemble de la zone d'étude et leur association à des failles majeures du réseau étudié (voir fig. 3.35).

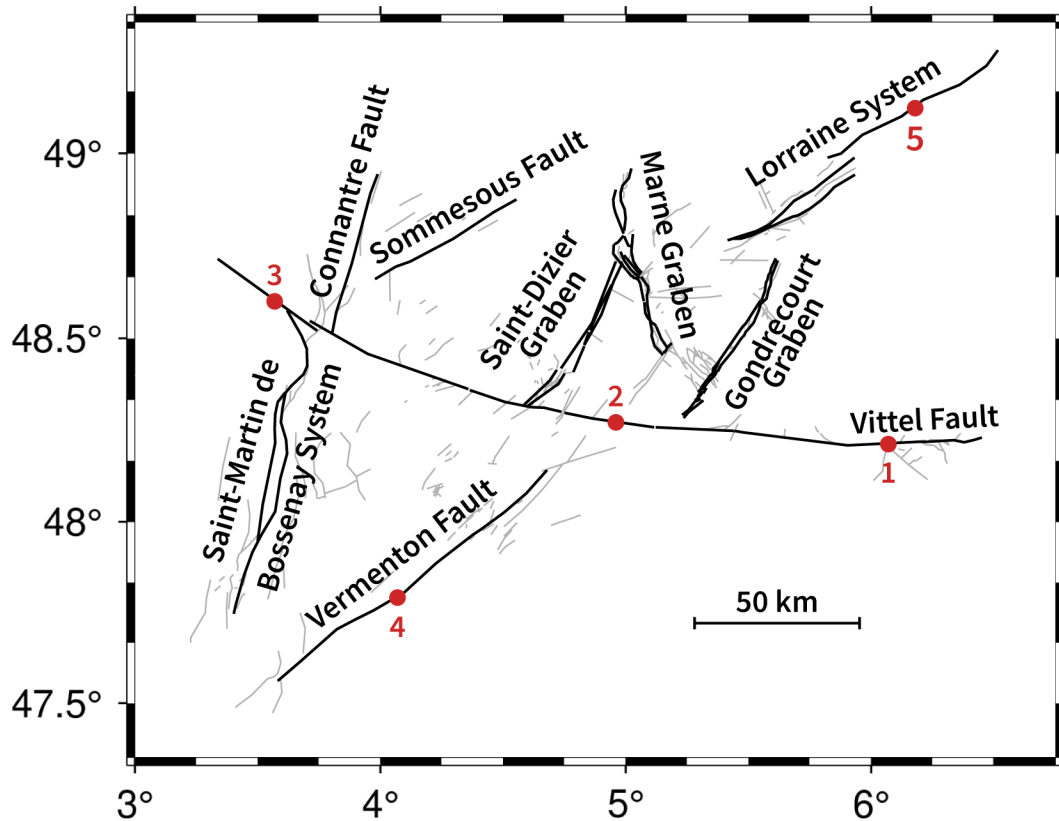


Figure 3.35. Points d'investigation de la stabilité des failles sélectionnés.

Chapitre 4 : glaciations et impact sur la stabilité des failles de l'Est du Bassin de Paris

Ce chapitre traite du forçage glaciaire, des déformations qu'il induit dans la zone d'étude, et de son impact sur la stabilité des failles étudiées. Dans la section 4.1, nous présentons les modèles de glaciations ayant affecté l'Europe de l'Ouest que nous utilisons dans nos calculs de flexure. Nous traitons notamment de l'évolution temporelle de ces glaciations, servant de point de repère sur la position de nos prédictions dans les cycles glaciaires. Dans la section 4.2, nous présentons nos prédictions de la flexure et contraintes engendrées par les glaciations, et leur impact sur la stabilité des failles de la zone d'étude. Dans la section 4.3, nous confrontons nos prédictions à quelques observations de terrain suggérant des jeux de failles induits par les glaciations.

4.1 Modèles des charges glaciaires autour du Bassin de Paris

Les glaciations holocènes les plus importantes autour du Bassin de Paris se situent sur les Alpes, les Îles Celtes et la Fennoscandie. Au cours du Quaternaire, ces glaciations ont été rythmées par les cycles de Milankovitch, et on observe ainsi des épisodes périodiques de croissance et fonte des englacements (Patton et al., 2016; Peltier et al., 2014; Seguinot et al., 2018) (fig. 4.1). La croissance des englacements se fait globalement sur plusieurs milliers d'années, pouvant dépasser les 10 milliers d'années. La fonte des englacements est plus courte, de l'ordre de quelques milliers d'années, et peut s'effectuer sur des durées très courtes d'à peine 3 milliers d'années, comme estimé au niveau des Alpes lors de la fonte du dernier englacement maximal (Seguinot et al., 2018).

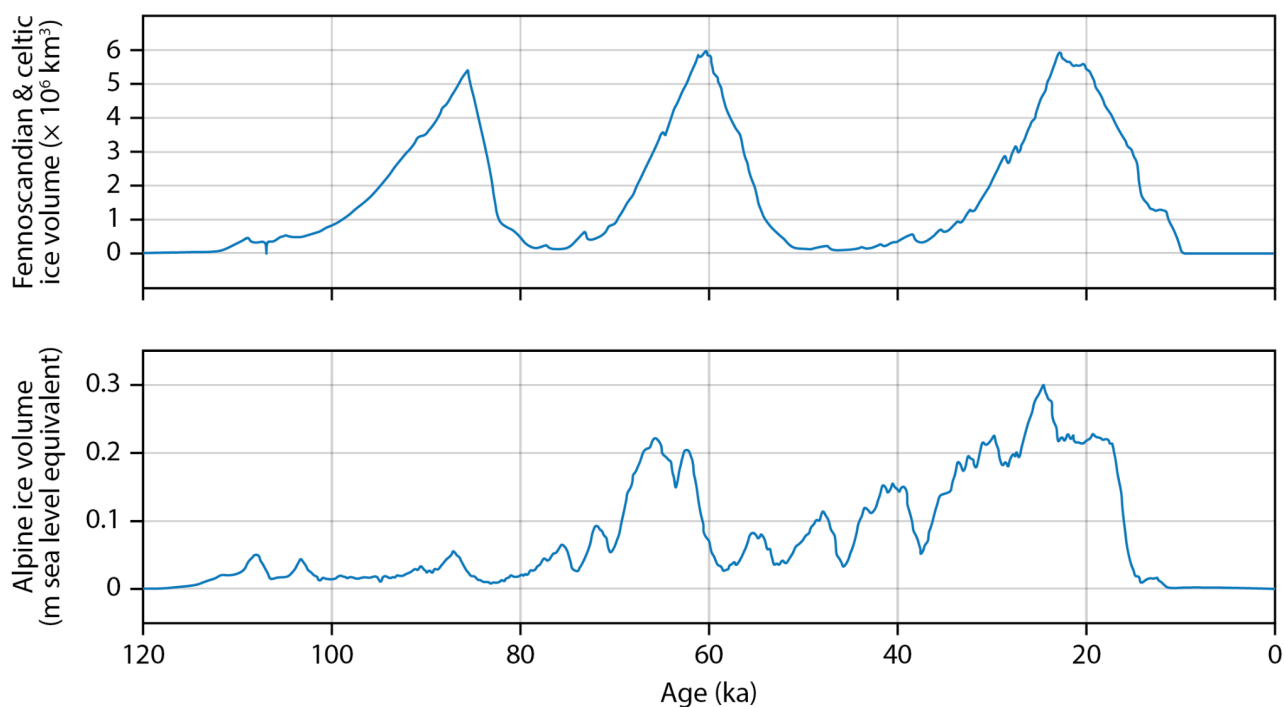


Figure 4.1. Reconstruction des volumes de glace des systèmes Fennoscandie-Îles Celtes et alpin au cours du temps depuis 120 ka, d’après Patton et al. (2017, 2016) et Vachon et al. (2022) pour la glaciation fennoscandienne et celte, et d’après Seguinot et al. (2018) pour la glaciation alpine.

Afin de modéliser les charges glaciaires induisant le GIA, nous utilisons des reconstructions numériques des englacements fennoscandien et celte sur les 120 derniers milliers d’années (Patton et al., 2017, 2016; Vachon et al., 2022) et de l’englacement alpin au dernier maximum glaciaire (simplifié par LGM pour “Last Glacial Maximum”), daté à 21 ka (Mey et al., 2016). Ces reconstructions sont basées sur des modèles d’accumulation glaciaire et des modèles thermomécaniques des englacements. D’après ces reconstructions, les englacements européens étudiés atteignent les dimensions suivantes au dernier maximum glaciaire, à 21 ka (fig. 4.2) :

- La calotte fennoscandienne s’étend sur 1900×1300 km et présente un profil ellipsoïdal d’épaisseur centrale d’environ 2 km.
- La calotte celte s’étend sur 1200×600 km et présente un profil ellipsoïdal d’épaisseur centrale d’environ 1 km.
- Le glacier alpin s’installe dans les vallées de la chaîne montagneuse du même nom, et s’étend jusqu’aux pieds de cette chaîne en langue et lobes glaciaires. Ses dimensions globales sont de 150-250×650 km, pour une épaisseur moyenne de 500 m, s’élevant à 2 km dans quelques rares vallées majeures.

À moindre amplitude, le Massif Central a aussi été englacé au cours du dernier épisode glaciaire (Ancrenaz et al., 2020; Etlicher and De Goër De Hervé, 1988). Du fait de sa proximité à notre zone d'étude, nous intégrons ce système glaciaire dans nos calculs de réponse flexurale afin d'en tester l'impact. La cartographie de marqueurs d'extension glaciaire par Etlicher and De Goër De Hervé (1988) nous permet de délimiter l'étendue de la glaciation du Massif Central. Cette glaciation se traduit par 7 glaciers de 10 à 100 km de large, dont nous fixons l'épaisseur à 300 m d'après les estimations de Ancrenaz et al. (2020) (fig. 4.2).

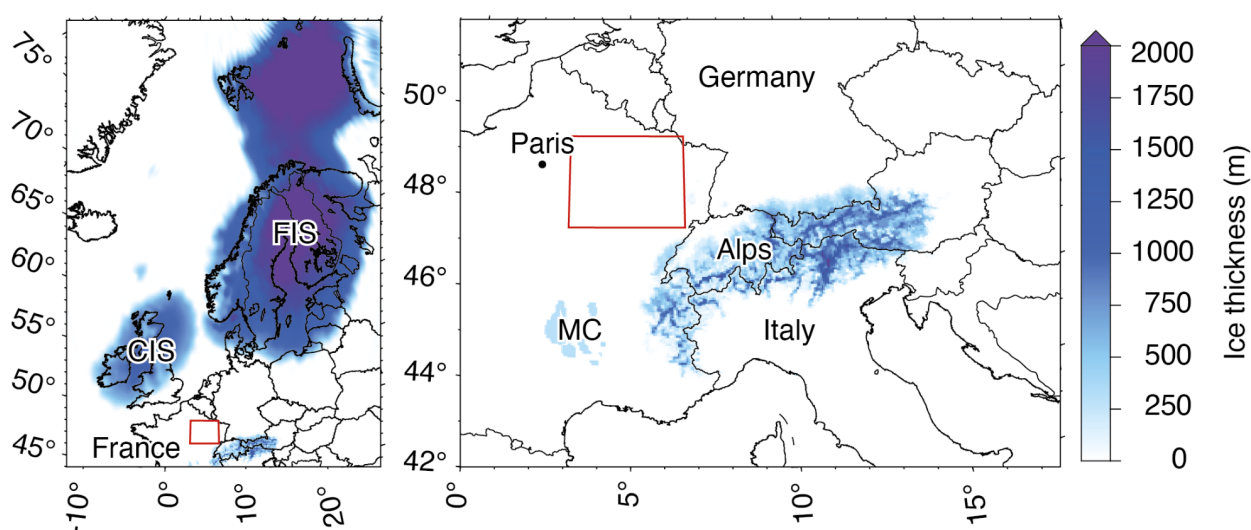


Figure 4.2. Épaisseur des englacements étudiés au dernier maximum glaciaire (21 ka). Rectangle rouge : zone d'étude. CIS : Celtic Ice Sheet, FIS : Fennoscandian Ice Sheet, MC : Massif Central. Modèles d'épaisseur et d'extension d'après Patton et al. (2017, 2016) pour le système Fennoscandie-Îles Celtes, et d'après Mey et al. (2016) pour les Alpes. Extension et épaisseur des glaciers du Massif Central d'après Ancrenaz et al. (2020) et Etlicher and De Goër De Hervé (1988).

Du fait de la viscosité du manteau et de la grande étendue des charges fennoscandienne et celte, un héritage de déformation se transmet de cycle glaciaire en cycle glaciaire d'après des modèles sur les 120 derniers milliers d'années (Vachon et al., 2022) (voir chapitre 3, section 3.1.2.1). Ainsi, pour prendre en compte cet héritage, nous calculons les déformations induites par les englacements fennoscandien et celte évoluant sur les 120 derniers milliers d'années (fig. 4.1). La reconstruction des calottes fennoscandienne et celte par Patton et al. (2017, 2016) inclut 3 périodes de glaciation durant 10-15 kyr chacune, dont l'amplitude maximale en termes d'extension des englacements est atteinte à 88, 60 et 23 ka. Chaque maximum glaciaire est suivi d'une fonte quasi-totale des calottes.

Au cours de la dernière déglaciation, les calottes ont persisté de 17 ka jusqu'à environ 10 ka (fig. 4.1).

Nous considérons donc qu'il n'y a pas d'héritage de déformation transmis au fur et à mesure des cycles glaciaires pour les systèmes alpin et du Massif Central, du fait de leur petite étendue (voir chapitre 3, section 3.1.2.2). Ainsi, nous ne nous intéressons qu'aux englacements alpin et du Massif Central pour le dernier cycle glaciaire (60-11 ka). Nous représentons les effets au dernier maximum glaciaire (21 ka) à l'aide du modèle de Mey et al. (2016) et de notre modèle des glaciers du Massif Central (fig. 4.2). Nous représentons les effets à l'actuel en considérant une fonte instantanée des englacements alpin et du Massif Central à 17 ka, d'après l'évolution suggérée par Seguinot et al. (2018) (fig. 4.1).

4.2 Flexure induite par les glaciations, perturbations de contraintes et impact sur la stabilité des failles étudiées

4.2.1 Flexure et champs de perturbations de contraintes calculés

Les figures 4.3 et 4.4 montrent les déformations et contraintes induites par les englacements étudiés au LGM, et les figures 4.5 et 4.6 montrent les déformations et contraintes induites par les englacements étudiés au présent, pour chaque englacement de façon individuelle dans un premier temps. Ainsi, il est facile d'identifier les effets respectifs des englacements fennoscandien, celte, alpin, et du Massif Central au niveau de notre zone d'étude.

Au LGM, l'est du Bassin de Paris se trouve dans le bourrelet flexural du GIA (Glacial Isostatic Adjustment) associé aux calottes fennoscandienne et celte, et dans le bourrelet flexural ou la déflexion centrale du GIA associé au glacier alpin en fonction de la rigidité lithosphérique considérée. Le GIA associé aux glaciers du Massif Central dans notre zone d'étude est si faible qu'il est négligeable. Ainsi, au LGM dans notre zone d'étude, nous prédisons :

- Pour le GIA fennoscandien et celte : environ 12, 10, et 7 mètres de surrection ; pour les modèles de rigidité lithosphérique minimum, intermédiaire et maximum, respectivement. Des perturbations de contraintes horizontales compressives de -1 à -3 MPa orientées N-S, associées à la calotte fennoscandienne, et une transition vers des perturbations de contraintes tensives d'environ 1 MPa orientées E-W, associée à la calotte celte, si l'on considère une forte rigidité lithosphérique.

Chapitre 4 : glaciations et impact sur la stabilité des failles de l'Est du Bassin de Paris

- Pour le GIA alpin : 0 à 2 mètres de surrection, environ 5 mètres de surrection, et entre 1 mètre de surrection à 15 mètres de subsidence pour les modèles de rigidité lithosphérique minimum, intermédiaire et maximum, respectivement. Les perturbations de contraintes associées sont de -1 MPa (compression), -1 à 5 MPa (compression à tension), 6 MPa (tension) et sont orientées NW-SE.
- Pour le GIA du Massif Central : moins d'un mètre de déplacement vertical, et à peine 0.5 MPa de tension NE-SW uniquement prédite si l'on considère une forte rigidité lithosphérique.

Les effets les plus impactant dans notre zone d'étude au LGM sont donc ceux du GIA fennoscandien / celte et du GIA alpin.

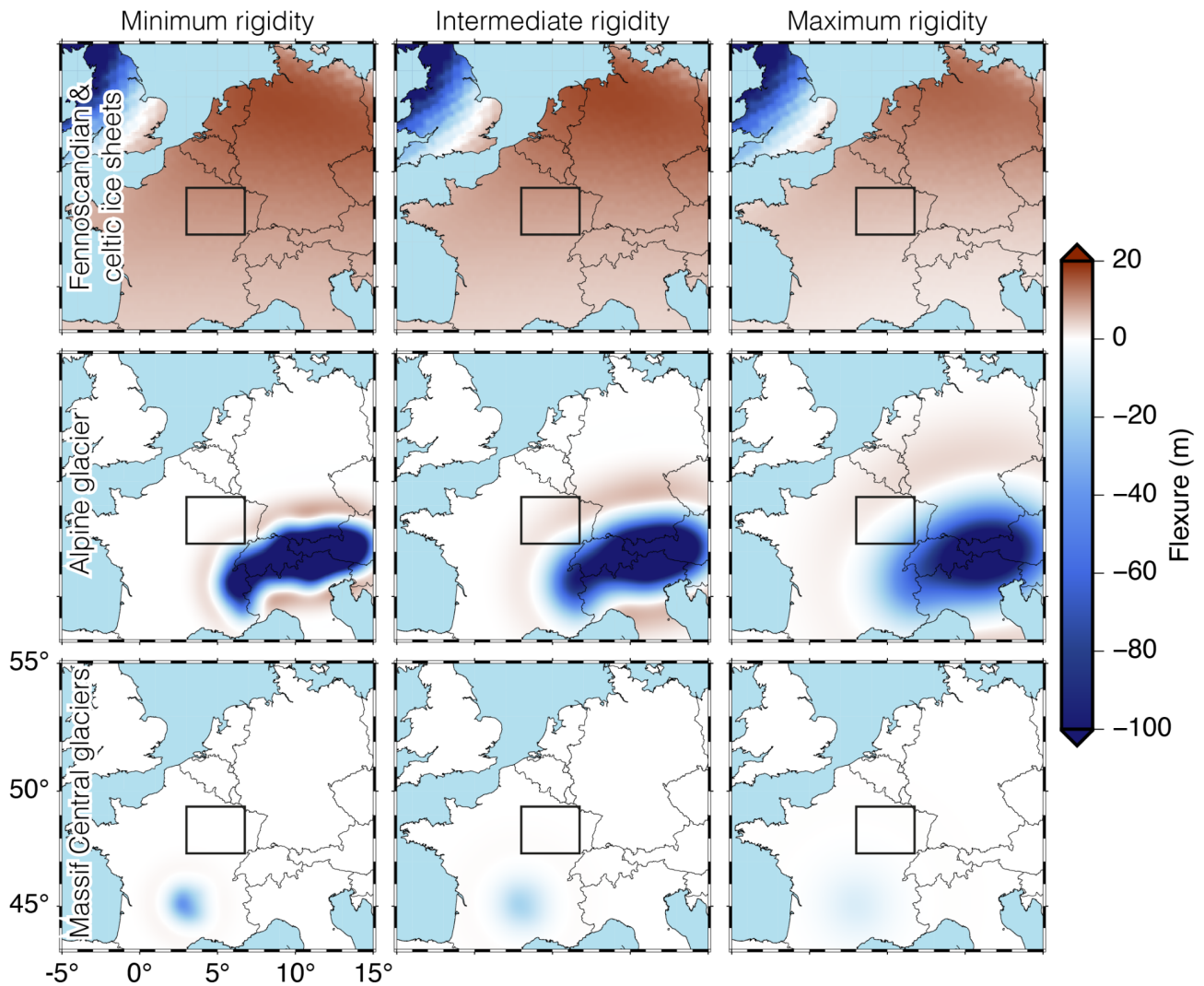


Figure 4.3. Flexure (déplacement vertical par rapport à un état initial) prédite par les modèles au moment du dernier maximum glaciaire (21 ka), pour les englacements fennoscandien et celtique (en haut), alpin (au milieu), du Massif Central (à droite), en fonction de nos modèles de rigidité lithosphérique (de gauche à droite : minimum, intermédiaire, maximum). Rectangle noir : zone d'étude.

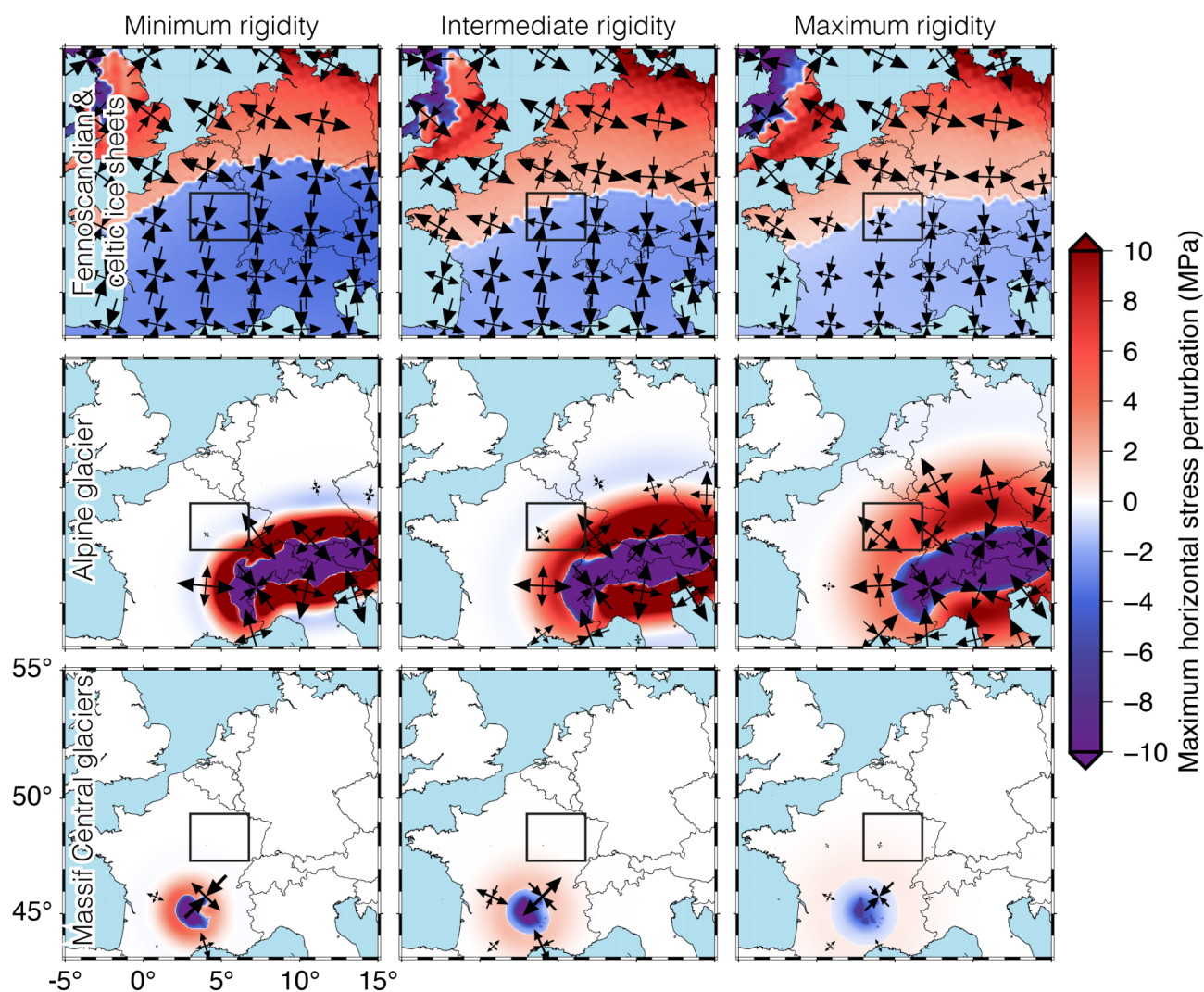


Figure 4.4. Champs de perturbations de contraintes prédits par les modèles au moment du dernier maximum glaciaire, associés aux englacements fennoscandien et celtique (en haut), alpin (milieu) et du Massif Central (en bas), en fonction de nos modèles de rigidité lithosphérique (de gauche à droite : minimum, intermédiaire, maximum). Rectangle noir : zone d'étude.

À l'actuel, l'est du Bassin de Paris est quasiment exclusivement soumis aux effets résiduels du GIA fennoscandien / celtique. En effet, nos modèles prédisent :

- Pour le GIA fennoscandien et celtique : une surrection d'environ 3, 5, 6 mètres ; pour les modèles de rigidité lithosphérique minimum, intermédiaire et maximum, respectivement. Des perturbations de contraintes en tension de 1 à 3 MPa orientées N-S, associées au GIA fennoscandien. Les effets associés au GIA celtique ne sont observés que dans la composante mineure des champs de perturbations de contraintes prédits, et se traduisent par une tension si l'on considère une faible rigidité lithosphérique ou une compression si l'on considère une rigidité lithosphérique intermédiaire ou forte.

- Pour le GIA alpin : une subsidence de 1 m prédite uniquement pour une forte rigidité lithosphérique, pas de perturbation de contrainte si l'on considère une faible rigidité lithosphérique, et des perturbations de contraintes en tension orientées NW-SE inférieures à 0.3 et inférieures à 0.8 MPa pour une rigidité lithosphérique intermédiaire et forte, respectivement.
- Pour le GIA du Massif Central : plus aucun effet n'est prédit dans notre zone d'étude.

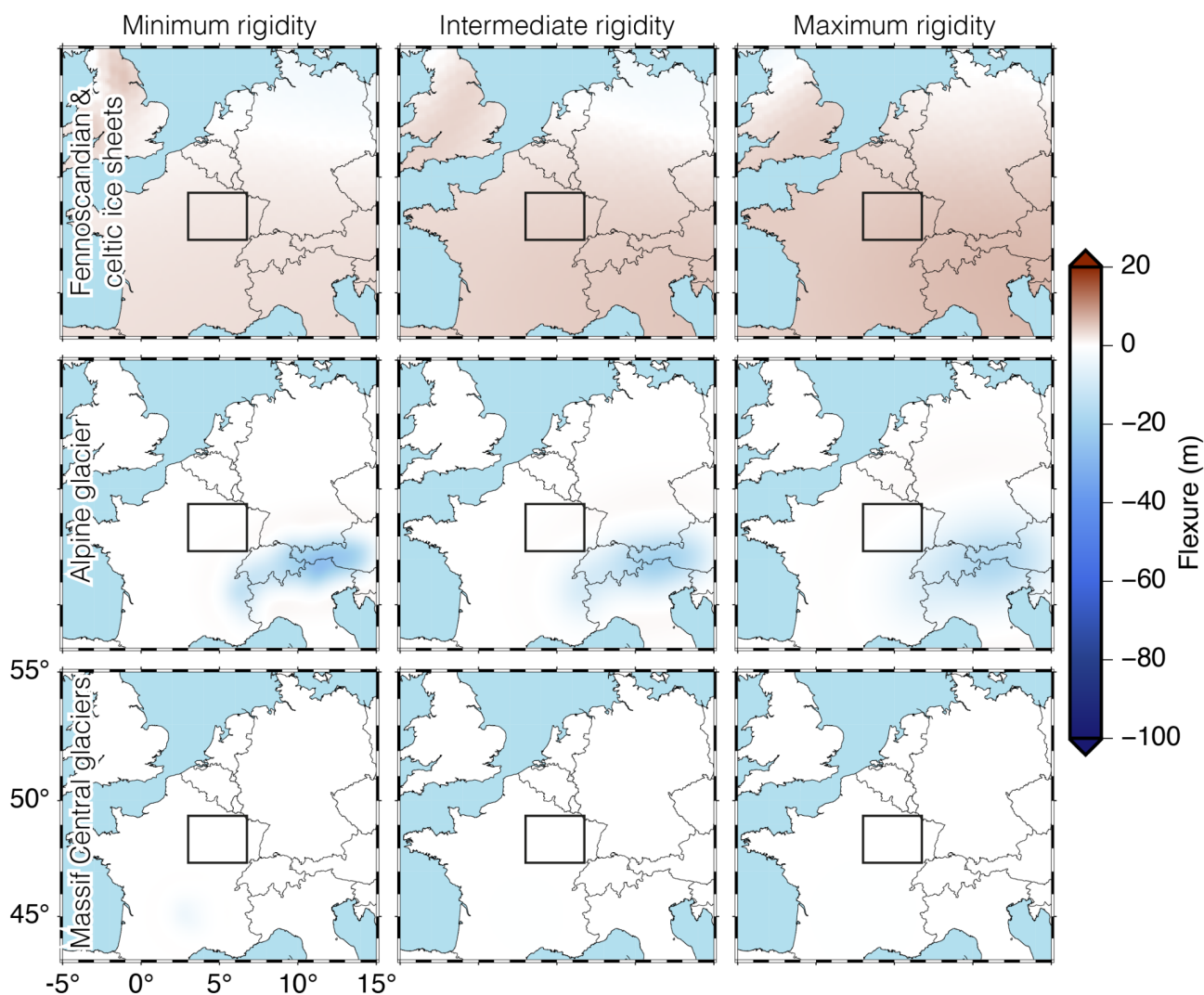


Figure 4.5. Flexure (déplacement vertical par rapport à un état initial) prédite par les modèles au présent, pour les englacements fennoscandien et celte (en haut), alpin (au milieu), du Massif Central (à droite), en fonction de nos modèles de rigidité lithosphérique (de gauche à droite : minimum, intermédiaire, maximum). Rectangle noir : zone d'étude.

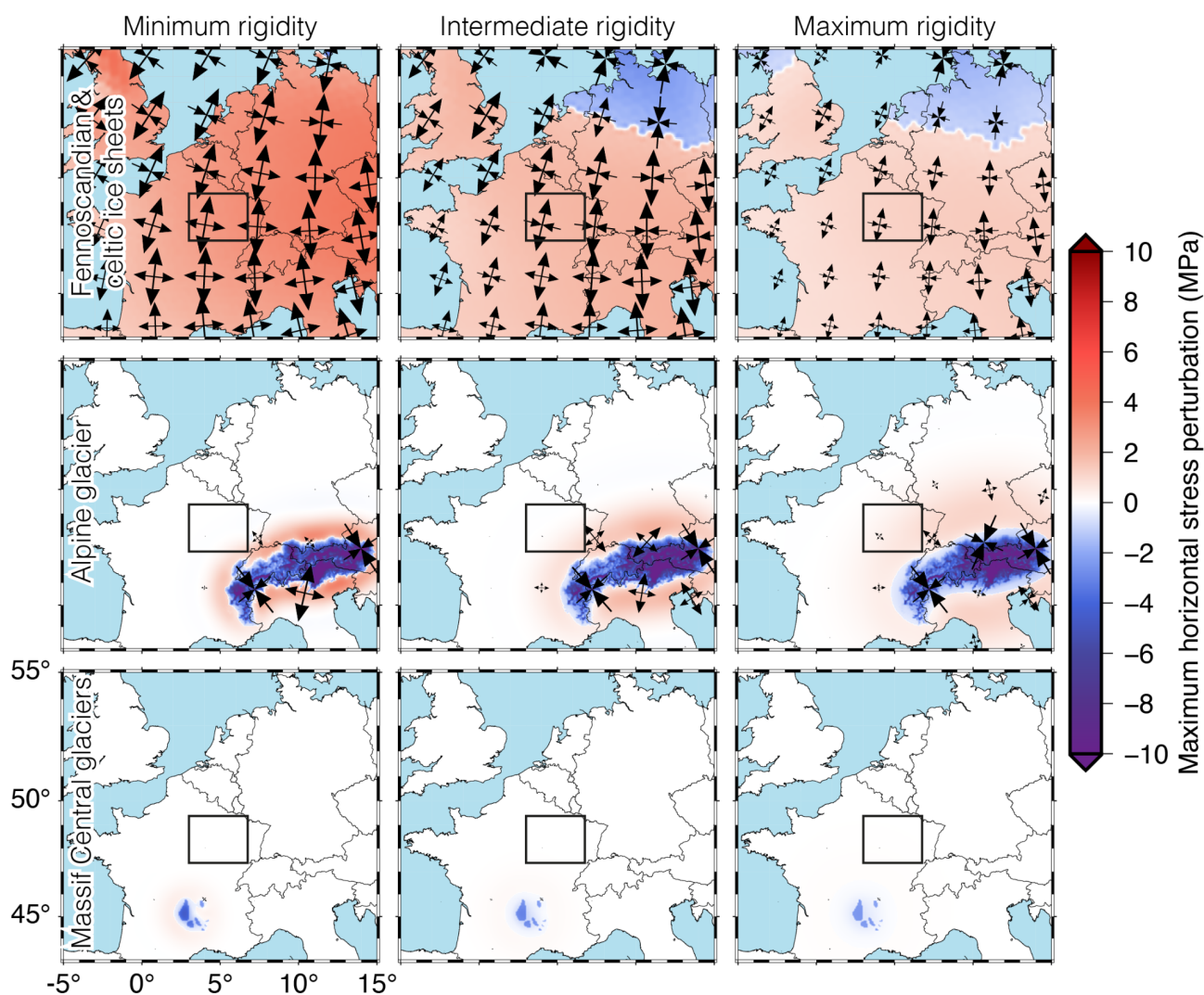


Figure 4.6. Champs de perturbations de contraintes prédits par les modèles à l'actuel, associés aux englacements fennoscandien et celtique (en haut), alpin (milieu) et du Massif Central (en bas), en fonction de nos modèles de rigidité lithosphérique (de gauche à droite : minimum, intermédiaire, maximum). Rectangle noir : zone d'étude.

La combinaison des effets des différents GIA modélisés résultent ainsi, au niveau du réseau de failles que nous étudions :

- Au LGM (fig. 4.7), en une interaction entre les GIA fennoscandien, celtique et alpin. Les déformations associées induisent une compression NNE-SSW (faible rigidité lithosphérique) ou une tension WNW-ESE (rigidité lithosphérique intermédiaire à forte). L'amplitude des perturbations de contraintes associées est d'environ -3 MPa (compression), -2 MPa (compression) à 2-5.5 MPa (tension), et 3 à 7 MPa (tension) ; pour les modèles de rigidité lithosphérique minimum, intermédiaire et maximum, respectivement.

- Au présent (fig. 4.8), en la prédominance des effets du GIA fennoscandien, résultant en une tension N-S de 2 à 3 MPa. Contrairement à ce qui est prédit pour l'état au LGM, l'amplitude des perturbations de contraintes prédites à l'actuel est plus importante pour une faible rigidité lithosphérique que pour une forte rigidité lithosphérique. Une faible rigidité lithosphérique permet une flexure plus importante qu'une forte rigidité lithosphérique. Le manteau visqueux prend alors plus de temps à retourner à son état initial sous cette forte déformation. Cela explique la relation inverse entre amplitude des perturbations de contraintes et rigidité lithosphérique à l'actuel.

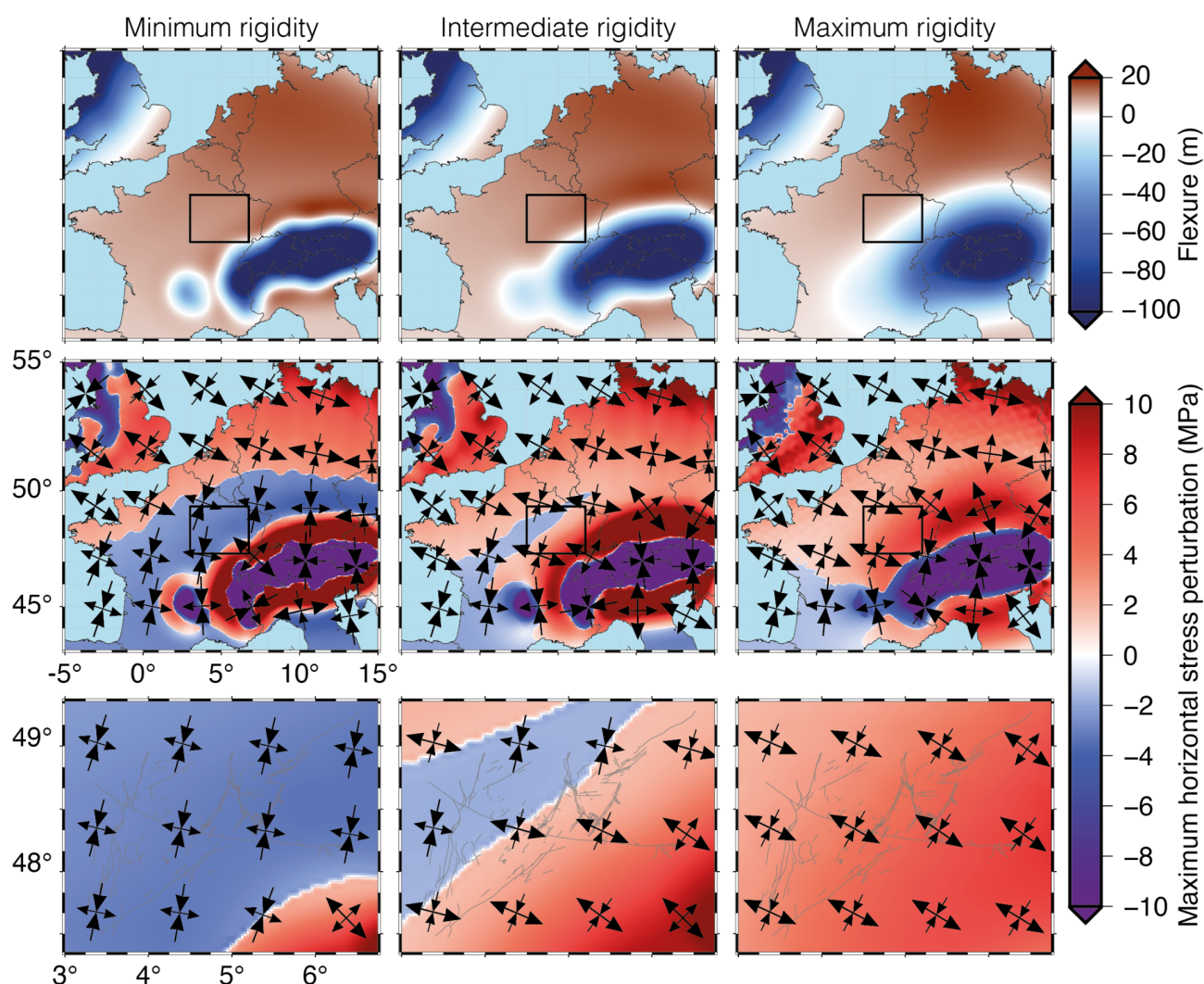


Figure 4.7. Effets combinés des différents GIA étudiés au moment du dernier maximum glaciaire. En haut : flexure (déplacement vertical par rapport à un état initial). Au milieu : champs de perturbations de contraintes. Le rectangle noir représente la zone d'étude. En bas : zoom sur les champs de perturbations de contraintes dans la zone d'étude. Le réseau de failles étudié est représenté en gris par les tracés de surface des failles cartographiées.

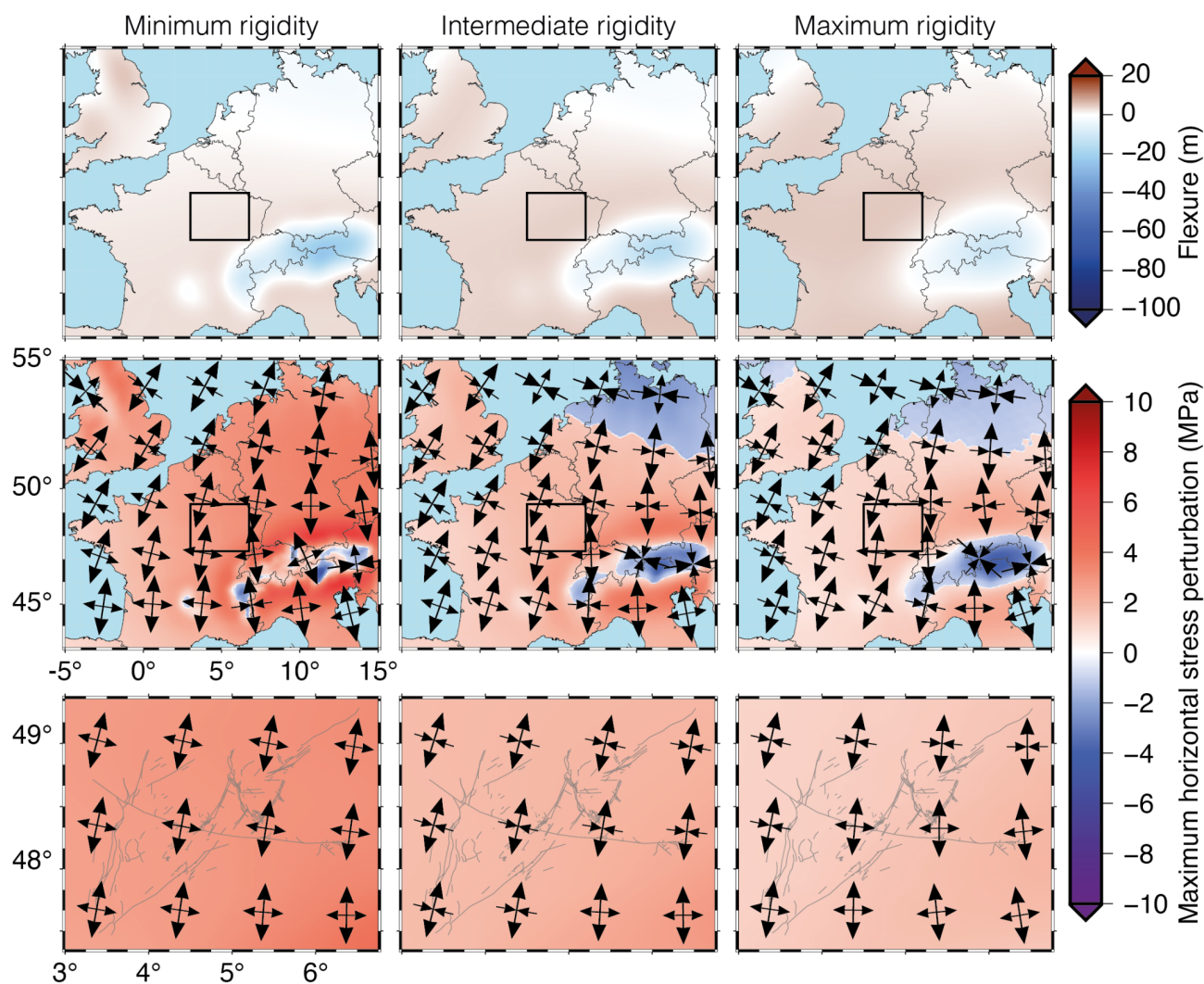


Figure 4.8. Effets combinés des différents GIA étudiés au présent. En haut : flexure (déplacement vertical par rapport à un état initial). Au milieu : champs de perturbations de contraintes. Le rectangle noir représente la zone d'étude. En bas : zoom sur les champs de perturbations de contraintes dans la zone d'étude. Le réseau de failles étudié est représenté en gris par les tracés de surface des failles cartographiées.

4.2.2 Perturbations de la Contrainte de Coulomb

Dans cette section, nous étudions les perturbations de la Contrainte de Coulomb. Nous notons ce paramètre " ΔCFS ". Ce paramètre informe sur la tendance à approcher (valeurs positives) ou éloigner (valeur négative) un plan de faille donné de son seuil de rupture. En revanche, ce paramètre n'informe pas sur l'état de stabilité absolu d'un plan de faille, mais bien seulement sur la tendance à approcher ou éloigner ledit plan de faille de son seuil de rupture. Afin d'estimer l'état de stabilité d'une faille à proprement parler, il convient de considérer le champ de contraintes ambiant, afin de

calculer la Contrainte de Coulomb totale, notée "CFS". Une valeur positive de CFS indique un dépassement du seuil de rupture d'un plan de faille, et une valeur négative indique la stabilité dudit plan de faille sous les contraintes auquel il est soumis. Nous traitons les prédictions de CFS et l'estimation de la stabilité des failles en section 4.2.3. Le détail du calcul des perturbations de la Contrainte de Coulomb et de la Contrainte de Coulomb totale est présenté dans le chapitre 3, section 3.3.

Afin d'étudier la variabilité spatiale des perturbations de la Contrainte de Coulomb, nous considérons cinq points d'investigation sur notre zone d'étude (fig. 4.9) (voir chapitre 3, section 3.3.6).

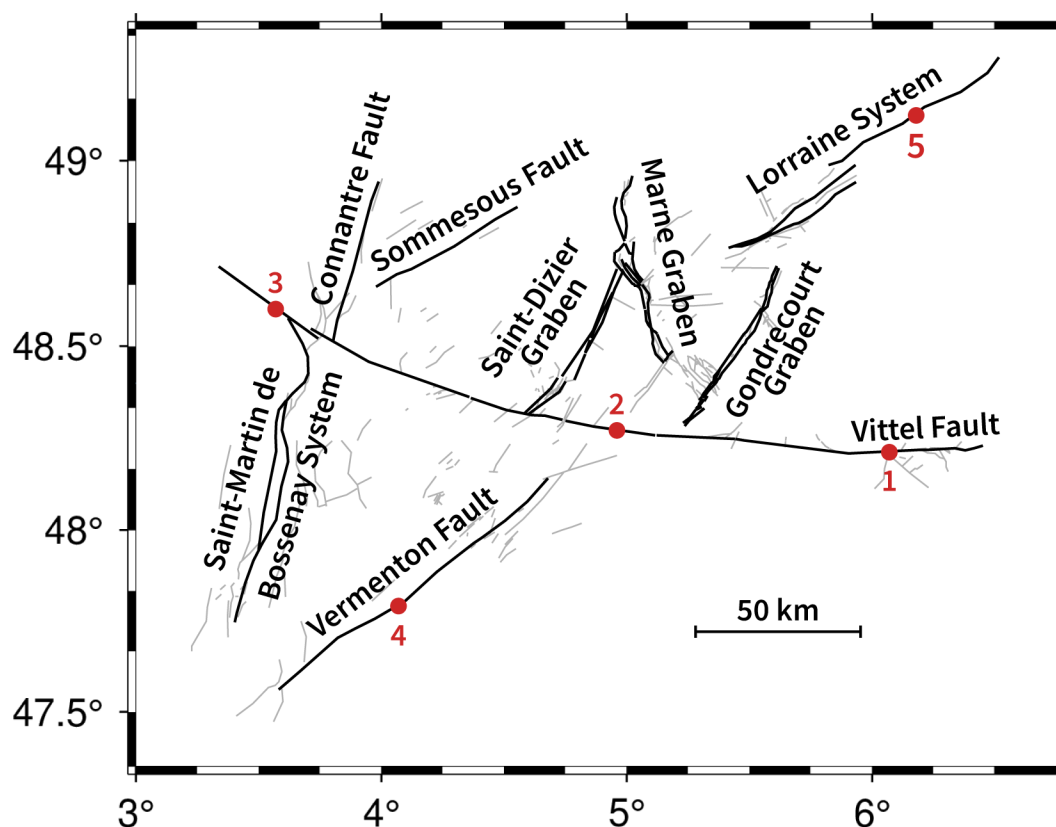


Figure 4.9. Points d'investigation pour le calcul de ΔCFS (points rouges numérotés) sur le réseau de failles de notre zone d'étude.

Les figures 4.10 et 4.11 présentent les perturbations de la Contrainte de Coulomb au moment du dernier maximum glaciaire et au présent, respectivement. Globalement, la majorité des géométries de failles testées montre des valeurs positives de perturbation de la Contrainte de Coulomb, indiquant une tendance du GIA à déstabiliser les failles du réseau étudié. Les prédictions en termes

de valeurs de ΔCFS ne varient que peu en fonction du point d'investigation considéré. Les valeurs de ΔCFS ne dépendent également que peu du pendage des failles testées. Ainsi, les paramètres de contrôle majeurs des perturbations de Contrainte de Coulomb induite par le GIA sont l'orientation des failles testées et la rigidité lithosphérique.

Au moment du LGM, la majorité des géométries de failles testées montrent des valeurs de perturbation de Contraintes de Coulomb positives, de l'ordre de 1 à 6 MPa. Ces valeurs sont croissantes avec la rigidité de la lithosphère, du fait de la signature plus importante des effets du GIA alpin dans la zone d'étude pour les plus fortes rigidités (fig. 4.3 et 4.4). On observe ainsi des valeurs de ΔCFS maximales de 2, 4 et 6 MPa pour nos modèles de rigidité lithosphérique minimum, intermédiaire, et maximum, respectivement. Seules quelques géométries de failles proches d'être perpendiculaires à la compression N-S induite par le GIA fennoscandien (fig. 4.4) montrent des valeurs de ΔCFS négatives. L'amplitude des valeurs négatives de ΔCFS atteint -0.3, -0.9 et -1 MPa, pour nos modèles de rigidité lithosphérique minimum, intermédiaire, et maximum, respectivement.

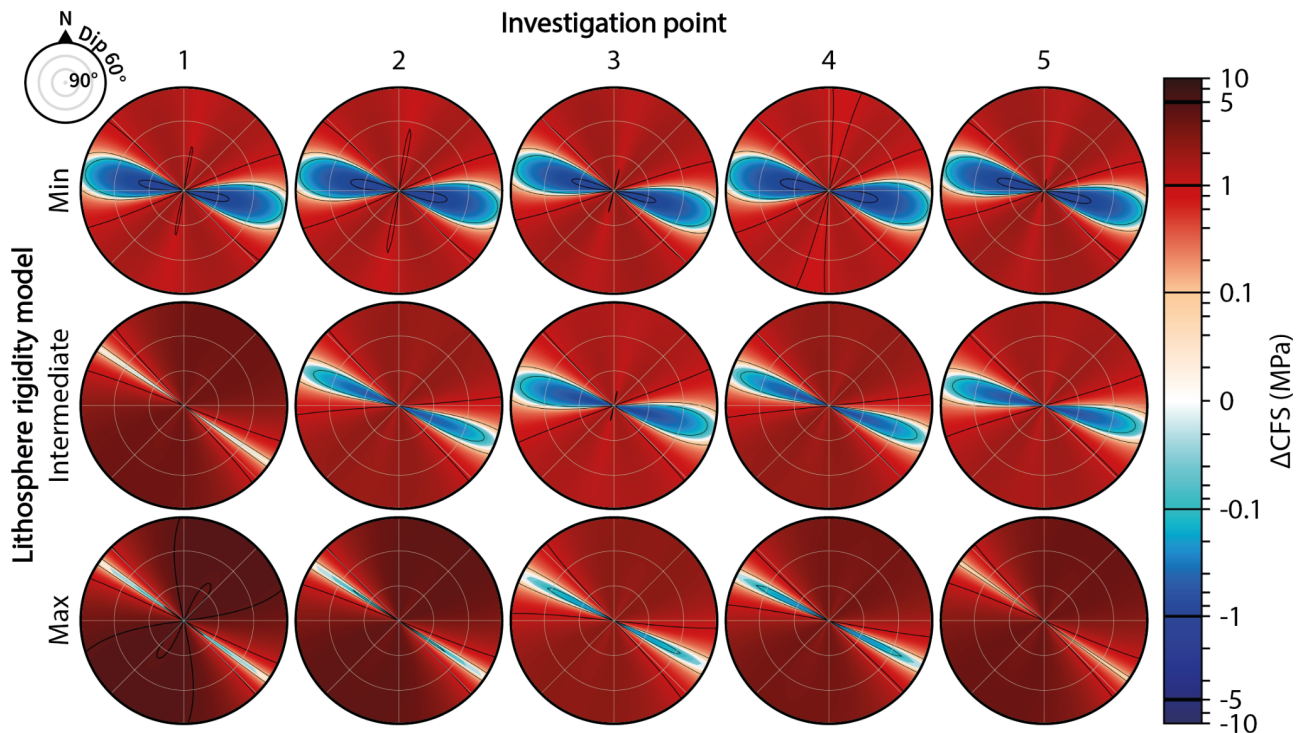


Figure 4.10. Perturbations de la Contrainte de Coulomb au moment du dernier maximum glaciaire, aux différents points d'investigation (colonnes) et en fonction de la rigidité de la lithosphère (lignes). Les valeurs de ΔCFS sont montrées en fonction de l'orientation (0-360°N) et du pendage (60° en bordure des stéréogrammes, 90° en leur centre) des géométries de failles testées. Les contours noirs dans les stéréogrammes indiquent les valeurs de CFS de ± 0.1 , ± 1 , ± 5 MPa (si calculées).

A l'actuel, la quasi-totalité des géométries testées montre des valeurs de ΔCFS positives, du fait de la tension N-S associée au GIA fennoscandien. L'amplitude de ces valeurs positives atteint 2 à 3 MPa au maximum. Seules quelques géométries de failles orientées N-S très isolées montrent des valeurs de ΔCFS négatives, dont l'amplitude atteint à peine -0.1 MPa, du fait d'une compression E-W résiduelle du GIA celte (fig. 4.11).

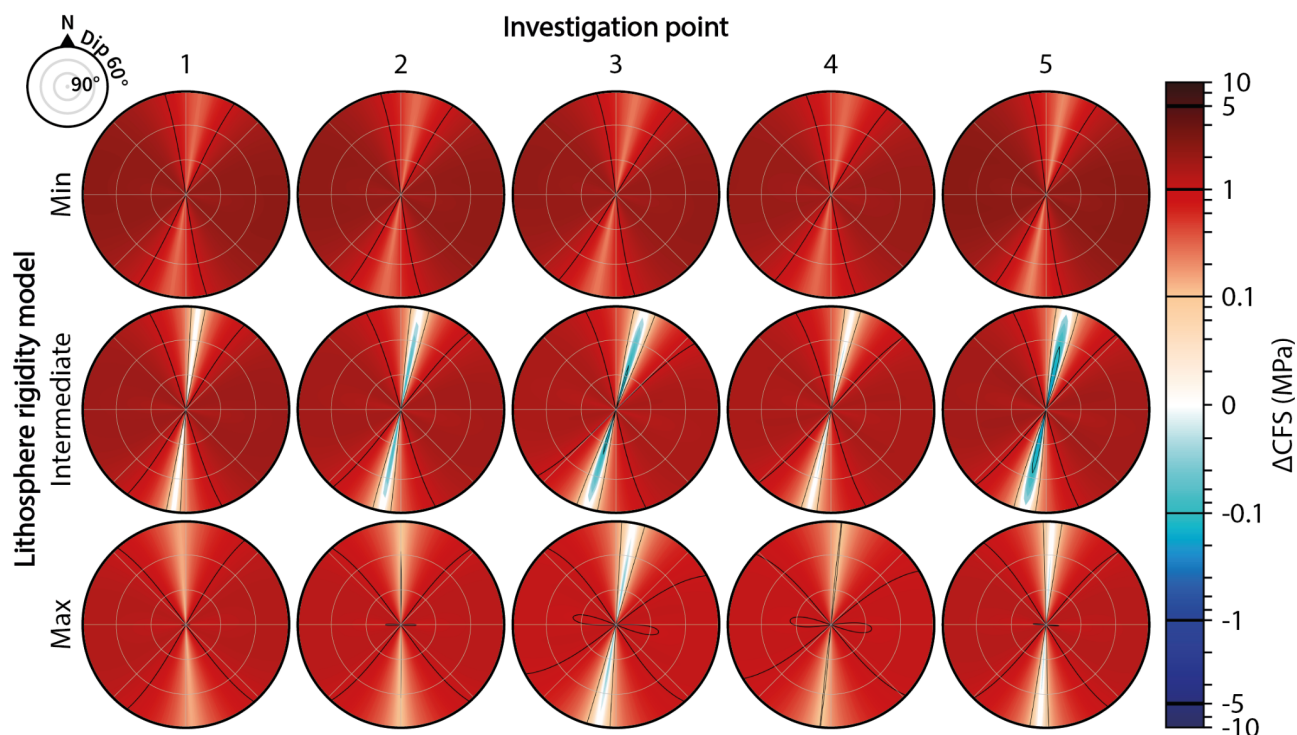


Figure 4.11. Perturbations de la Contrainte de Coulomb au présent, aux différents points d'investigation (colonnes) et en fonction de la rigidité de la lithosphère (lignes). Les valeurs de ΔCFS sont montrées en fonction de l'orientation ($0-360^\circ N$) et du pendage (60° en bordure des stéréogrammes, 90° en leur centre) des géométries de failles testées. Les contours noirs dans les stéréogrammes indiquent les valeurs de CFS de ± 0.1 , ± 1 , ± 5 MPa (si calculées).

4.2.3 Stabilité des failles étudiées dans un champ de contraintes perturbé par les glaciations

Du fait de la faible variabilité des prédictions de ΔCFS en fonction des points d'investigation considérés (fig. 4.10 et 4.11), nous travaillons par la suite uniquement sur le point d'investigation 2 (fig. 4.9). Ce point situé au milieu de la zone d'étude est représentatif de la tendance générale des perturbations de contraintes dans la zone d'étude. Ainsi, nous pouvons discuter des valeurs de la Contrainte de Coulomb sur les géométries testées en fonction de la rigidité de la lithosphère et du champ de contraintes ambiant.

Globalement, les géométries de failles testées potentiellement déstabilisées (montrant des valeurs de CFS positives) sont limitées. Les valeurs de CFS positives sont limitées du fait du champ ambiant critique que nous considérons. Sur les failles bien orientées dans ce champ ambiant, $CFS = 0$ (seuil de rupture), et toutes les autres géométries de failles montrent des valeurs de CFS négatives. Les perturbations de contraintes prédites ne permettent d'observer des valeurs de CFS positives que sur

des failles proches des failles bien orientées, andersonniennes (150°N , 60° de pendage ou $120/180^{\circ}\text{N}$, 90° de pendage ; voir chapitre 3, section 3.3.4).

Au moment du LGM, nous prédisons :

- Aucune géométrie de faille montrant une valeur de CFS positive pour les modèles de champ de contraintes ambiant caractérisés par une déformation décrochante (“ $R = 0.75$, SS” et “ $R = 0.5$, SS”).
- Pour des champs de contraintes caractérisés par une déformation extensive (“ $R = 0.75$, N” et “ $R = 0.5$, N”) ou transtensive (“ $R = 1$, N & SS”) :
 - Quasiment aucune géométrie montrant des valeurs positives de CFS pour une rigidité lithosphérique faible, seules quelques géométries d'orientation $150^{\circ}/330^{\circ}\text{N}$, pendage 60 à 62° montrent de très faibles valeurs de CFS positives, inférieures à 0.1 MPa.
 - Des valeurs de CFS positives s'élevant jusqu'à 0.5 - 1 MPa pour une rigidité lithosphérique intermédiaire, sur des géométries de faille d'orientation 135 à 185°N et de pendage 60 à 70° .
 - Des valeurs de CFS positives s'élevant jusqu'à 1 - 1.5 MPa pour une rigidité lithosphérique forte, sur des géométries de faille d'orientation 125 à 195°N et de pendage 60 à 75° (modèles “ $R = 1$, N & SS” et “ $R = 0.75$, N”) à des géométries d'orientation 135 à 215°N et de pendage 60 à 78° (modèle “ $R = 0.5$, N”).

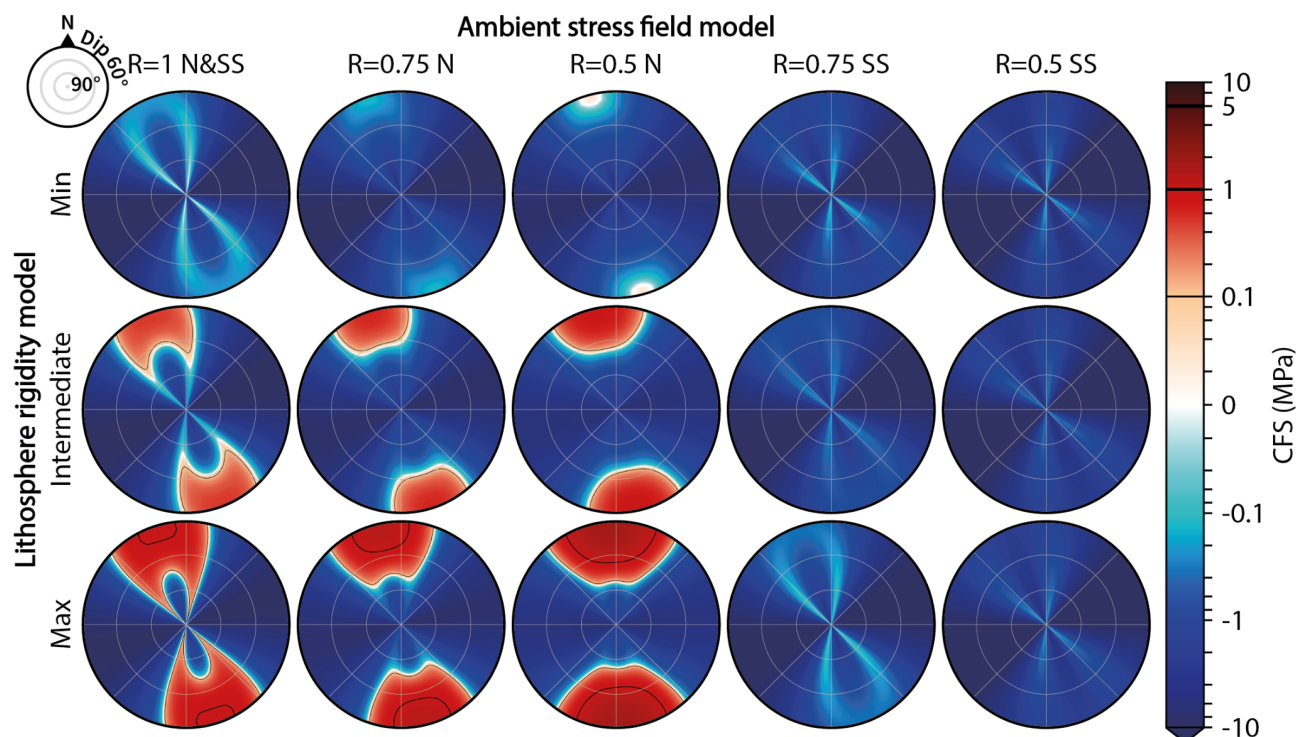


Figure 4.12. Contrainte de Coulomb au moment du LGM, à 1 km de profondeur (profondeur la plus superficielle de la sismicité intraplaque, Schulte and Mooney, 2005) en fonction du modèle de champ de contraintes ambiant (colonnes) et de la rigidité de la lithosphère (lignes). Les valeurs de CFS sont montrées en fonction de l'orientation (0-360°N) et du pendage (60° en bordure des stéréogrammes, 90° en leur centre) des géométries de failles testées. Les contours noirs dans les stéréogrammes indiquent des valeurs de CFS de 0.1, 1, 5 MPa (si calculées).

A l'actuel, nous prédisons :

- Pour notre modèle de rigidité lithosphérique minimum : des valeurs de CFS positives de 0.1-1.5 MPa sur des géométries de pendage 60 à 75° et d'orientation 125 à 175°N pour les modèles de champ de contraintes ambiant "N". Des valeurs de CFS positives de 0.1-0.5 MPa sur des géométries d'orientation 105 à 135°N / 165 à 195°N et de pendage 65-75 à 90° pour les modèles de champ de contraintes ambiant "SS".
- Pour notre modèle de rigidité lithosphérique intermédiaire : des valeurs de CFS positives de 0.1-0.9 MPa sur des géométries de pendage 60 à 70° et d'orientation 125 à 175°N pour les modèles de champ de contraintes ambiant "N". Des valeurs de CFS positives de 0.1-0.5 MPa sur des géométries d'orientation 110 à 130°N / 170 à 190°N et de pendage 75-80 à 90° pour les modèles de champ de contraintes ambiant "SS".
- Pour notre modèle de rigidité lithosphérique maximum : des valeurs de CFS positives de 0.1-0.5 MPa sur des géométries d'orientation 130 à 170°N et de pendage 60 à 70°

uniquement pour les modèles de champ de contraintes ambiant "N". Pour les modèles de champ de contraintes ambiant "SS", des valeurs de CFS positives sont prédites mais leur amplitude est quasiment nulle.

- Le modèle de champ de contraintes ambiant "R =1, N & SS" permet de joindre les géométries montrant des valeurs de CFS positives de observées pour les modèles de champ de contraintes ambiant "N" et "SS".

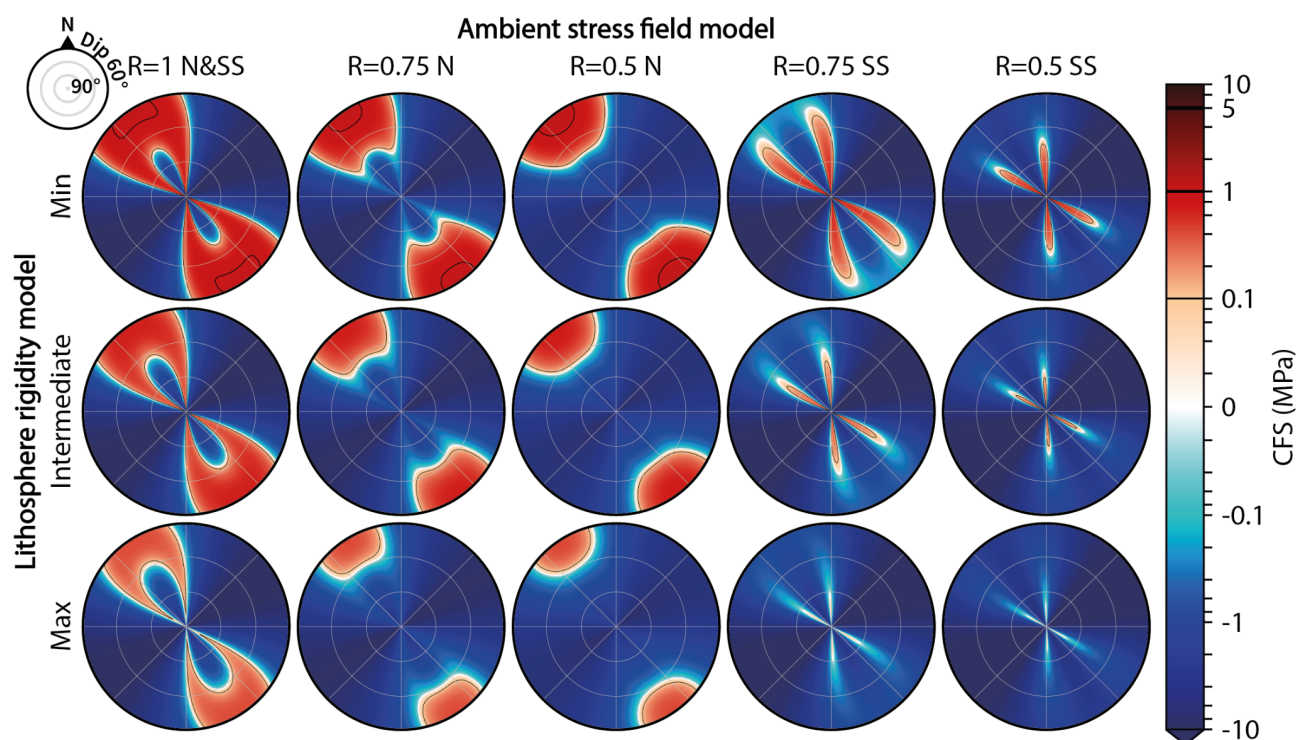


Figure 4.13. Contrainte de Coulomb à l'actuel, à 1 km de profondeur (profondeur la plus superficielle de la sismicité intraplaque, Schulte and Mooney, 2005), en fonction du modèle de champ de contraintes ambiant (colonnes) et de la rigidité de la lithosphère (lignes). Les valeurs de CFS sont montrées en fonction de l'orientation (0-360°N) et du pendage (60° en bordure des stéréogrammes, 90° en leur centre) des géométries de failles testées. Les contours noirs dans les stéréogrammes indiquent des valeurs de CFS de 0.1, 1, 5 MPa (si calculées).

En résumé, les failles pour lesquelles nous prédisons une Contrainte de Coulomb positive sont proches de géométries andersoniennes dans le champ ambiant, et sont orientées entre 120 et 180°N dans la plupart des cas. Seuls des cas extrêmes (exemple : scénario LGM, rigidité lithosphérique maximale, modèle de champ ambiant "R = 0.5, N", voir fig. 4.12) décalent l'orientation des failles montrant des valeurs de Contrainte de Coulomb positives entre 140 et 220°N. Également, à l'actuel, nous prédisons plus de géométries de failles montrant des valeurs de CFS positives qu'au LGM.

Nous prédisons notamment des failles subverticales (pendage entre 75 et 90°) comme instables à l'actuel alors qu'elles ne le sont pas au LGM.

Nos prédictions montrent un contrôle de premier ordre de l'orientation des failles dans notre zone d'étude sur leur caractère stable ou instable (CFS négatif / positif), dans un champ ambiant perturbé par les effets du GIA. Ainsi, les effets du GIA pourraient potentiellement déstabiliser des failles favorablement orientées dans le champ de contrainte ambiant.

Sur la figure 4.14, la résolution de CFS sur les failles cartographiées de notre zone d'étude (pendage moyen 80°, Rossi and Baudouy, 2015) permet de clairement mettre en avant le contrôle de nos prédictions sur l'état de stabilité des failles en fonction de leur orientation. En effet, nos prédictions indiquent des valeurs positives de CFS uniquement sur des familles de failles d'orientation proche ($\pm 15^\circ$) de 120, 150 et 180°N. Ces failles appartiennent aux systèmes de Connantre, Saint-Martin de Bossenay, Marne, et à l'extrémité Ouest de la faille de Vittel.

De plus, la figure 4.14 met en avant la plus grande amplitude des contraintes de Coulomb prédites et le plus grand nombre de failles potentiellement instables sur notre zone d'étude à l'actuel qu'au moment du LGM. Notamment, les failles du système de la Marne montrent des valeurs de CFS positives à l'actuel alors qu'elles n'en montrent pas au LGM. Cela suggère que le risque de réactivation des failles étudiées est plus grand dans la période postglaciaire que dans la période pléniglaciaire.

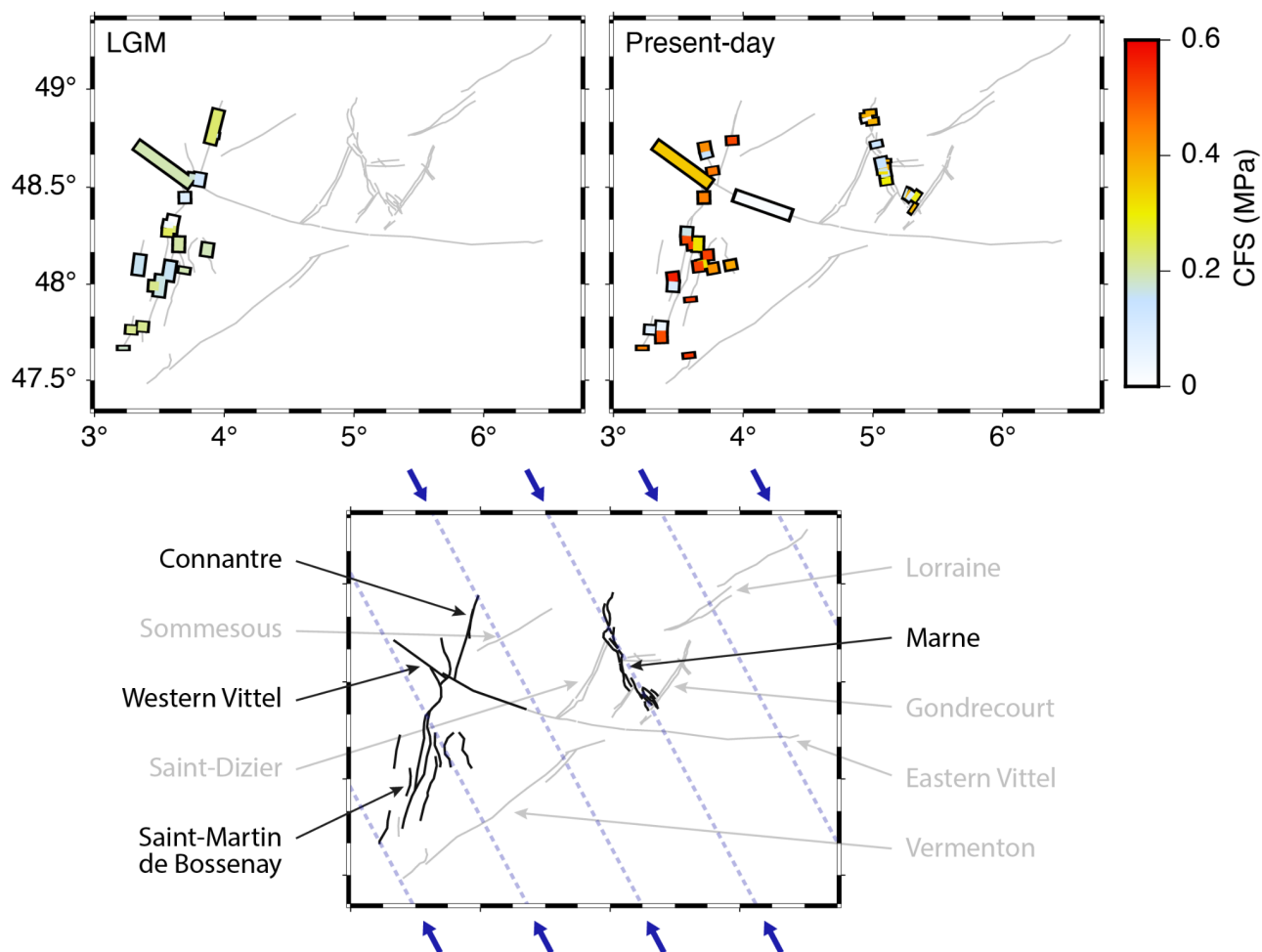


Figure 4.14. Contraintes de Coulomb sur les failles principales de notre zone d'étude, pour notre modèle de rigidité lithosphérique intermédiaire et notre modèle de champ de contraintes ambient "R = 1, N & SS", au moment du LGM et à l'actuel (en haut à gauche et en haut à droite, respectivement). Gris : traces de surface des failles du réseau étudié. En bas : cartographie des failles principales potentiellement déstabilisées par les effets du GIA (noir), et autres failles principales du réseau étudié (gris). Lignes bleues : orientation du champ de contraintes régional ambient (composante majeure).

4.3 Comparaison à des observations dans des zones de potentiels jeux de failles induits par les glaciations

Quelques études dans un contexte similaire à celui de l'Est du Bassin de Paris proposent une activité glaciotectonique en relation avec le dernier épisode glaciaire (Brandes et al., 2012; Houtgast et al., 2005; Štěpančíková et al., 2022) et nous permettent de discuter le timing de cette activité potentiellement associée au GIA.

Brandes et al. (2012) fournissent des âges pour des sédiments à proximité de failles du système d'Osning, en Allemagne, de 29 à 13 ka. D'après la géométrie des dépôts datés, les auteurs suggèrent que ces dépôts révèlent une inversion de failles à jeu chevauchant en failles à jeu normal. D'après leurs datations et la géométrie des dépôts datés, Brandes et al. (2012) proposent que l'inversion identifiée dans les dépôts sédimentaires serait associée au développement d'un bourrelet périphérique de GIA. Les auteurs placent le jeu de faille associé à l'inversion observée dans les phases tardiglaciaire à post-glaciaire du GIA.

Houtgast et al. (2005) se basent également sur des âges de dépôts sédimentaires pour estimer l'activité de la faille de Feldbiss, sur le système de rift de la vallée de la Rour, aux Pays-Bas. L'âge des sédiments est de 23 à 13.5 ka. La variation de l'épaisseur des dépôts au cours du temps est interprétée par les auteurs comme la création d'espace d'accommodation sédimentaire par le jeu de la faille de Feldbiss, bordière des sédiments déposés. Par l'analyse combinée des épaisseurs et des âges des dépôts, les auteurs proposent qu'une augmentation du taux de déplacement sur la faille de Feldbiss a eu lieu sur la période 10-15 ka. Les auteurs suggèrent que cette augmentation du taux de déplacement par rapport au taux long-terme moyen révèle l'occurrence d'un ou plusieurs séismes sans rupture de surface. En comparant leurs observations de terrain avec un modèle du GIA fennoscandien et celte, Houtgast et al. (2005) suggèrent que des contraintes en tension associées au bourrelet périphérique du GIA modélisé pourraient avoir permis une augmentation du taux de déplacement sur la faille de Feldbiss au cours de la déglaciation des englacements fennoscandien et celte, en accord avec leurs datations.

Štěpančíková et al. (2022) se basent sur un cône alluvial décalé de sa source pour estimer l'âge de l'activité d'une faille supposée responsable du décalage observé, à savoir la faille bordière des Sudètes, à la frontière entre la Croatie et la Pologne. Les auteurs datent le cône alluvial de 63-24 ka, et datent des sédiments non déformés recouvrant ce cône à 11 ka, suggérant que le décalage du cône

alluvial par le jeu de la faille a eu lieu entre 24 et 11 ka. Un modèle de GIA fennoscandien réalisé en parallèle suggère que des valeurs de Contrainte de Coulomb positives peuvent être observées sur la faille bordière des Sudètes jusqu'à 11 ka. En confrontant leurs observations aux prédictions de leur modèle de GIA, Štěpančíková et al. (2022) suggèrent que le décalage du cône alluvial observé pourrait être associé à une réactivation de failles induites par les effets du GIA fennoscandien, sur la phase tardi-glaciaire à postglaciaire de la calotte fennoscandienne.

Les trois études résumées ci-dessus dénotent une activité de faille au cours des phases pléniglaciaire à post-glaciaire du dernier cycle glaciaire, et les modèles réalisés dans ces études suggèrent que le GIA pourrait avoir déclenché cette activité. Cette observation est cohérente avec nos résultats, suggérant un potentiel de déstabilisation plus important dans la phase postglaciaire que dans la phase pléniglaciaire (fig. 4.14). En revanche, ce timing est en contradiction avec les résultats des modèles de Hampel et al. (2009) qui suggèrent qu'en périphérie d'un englacement, le GIA induit une augmentation puis une diminution des taux de déplacement sur faille au cours de la construction puis de la fonte des englacements, respectivement. Cette différence sur le timing du potentiel de déstabilisation maximal entre les différents travaux (incluant les nôtres) pourrait révéler l'impact de l'interaction entre plusieurs systèmes de GIA. Cette différence pourrait également révéler l'impact d'autres processus contrôlant la stabilité des failles.

Chapitre 5 : érosion et impact sur la stabilité des failles de l'Est du Bassin de Paris

Ce chapitre traite du forçage érosif, des déformations qu'il induit dans la zone d'étude, et de son impact sur la stabilité des failles étudiées. Dans la section 5.1, nous présentons un modèle d'érosion que nous construisons afin d'étudier les effets de ce forçage. Nous y présentons les données et la méthode utilisées pour construire le modèle, et proposons trois scénarios d'érosion à l'échelle de l'Europe de l'Ouest afin de considérer la variabilité de notre modèle du forçage. Dans la section 5.2, nous présentons nos prédictions de la flexure et contraintes engendrées par l'érosion, et leur impact sur la stabilité des failles de la zone d'étude. Dans la section 5.3, nous confrontons la surrection que nous prédisons à une carte des taux de surrection du Bassin de Paris basée sur l'incision de terrasses du système de la Seine.

5.1 Modèle d'érosion

Afin d'étudier les effets de la flexure induite par l'érosion sur les failles du Bassin de Paris, nous construisons dans un premier temps des cartes de taux d'érosion à l'échelle de la France métropolitaine et de son voisinage. L'objectif est de produire une estimation en carte des taux d'érosion, c'est-à-dire l'épaisseur de matériel évacué de la zone de modélisation en fonction du temps. Nous visons à estimer l'érosion sur un million d'années, en accord avec l'échelle de temps pour laquelle les évaluations de sécurité des infrastructures de stockage de déchets radioactifs sont calculées (International Atomic Energy Agency, 1995). L'érosion peut fondamentalement être de nature mécanique (abrasion) ou de nature chimique (dissolution), mais les deux types d'érosion jouent souvent ensemble. Afin d'estimer l'érosion induite par les processus mécaniques et chimiques, nous utilisons les taux de dénudation estimés par ^{10}Be cosmogénique de la base de données OCTOPUS (Codilean et al., 2022). À l'échelle de l'Europe de l'Ouest, cette base de données couvre des bassins sédimentaires (vallées de la Loire et du Rhône, plaine du Pô, Allemagne, Belgique, Tchéquie), des reliefs de socle cristallin d'élévation moyenne (500 à 1500 m, tels que le Massif Central, la Forêt Noire, l'est des Pyrénées, Corse), et de hauts reliefs alpins (de 1500 m à plus de 3000 m d'élévation). La majorité des mesures sont réalisées dans les Alpes et le Massif Central, et il n'y a que peu de mesures réalisées dans les bassins sédimentaires. La grande majorité de l'Europe de l'Ouest n'est pas couverte par des mesures de dénudation (fig. 5.1). Le Bassin de Paris est notamment couvert par quasiment aucune mesure. La construction de cartes de

taux d'érosion va nous permettre d'estimer les taux d'érosion dans les zones où il n'y a pas de mesures informant sur l'érosion desdites zones, mais ces estimations seront basées sur des mesures en périphérie de ces zones. Nous considérons l'érosion dans un rayon de 800 km autour de la zone d'étude, afin de prendre en compte la moindre déformation induite par l'érosion pouvant impacter la stabilité des failles de la zone d'étude (voir section 5.1.3).

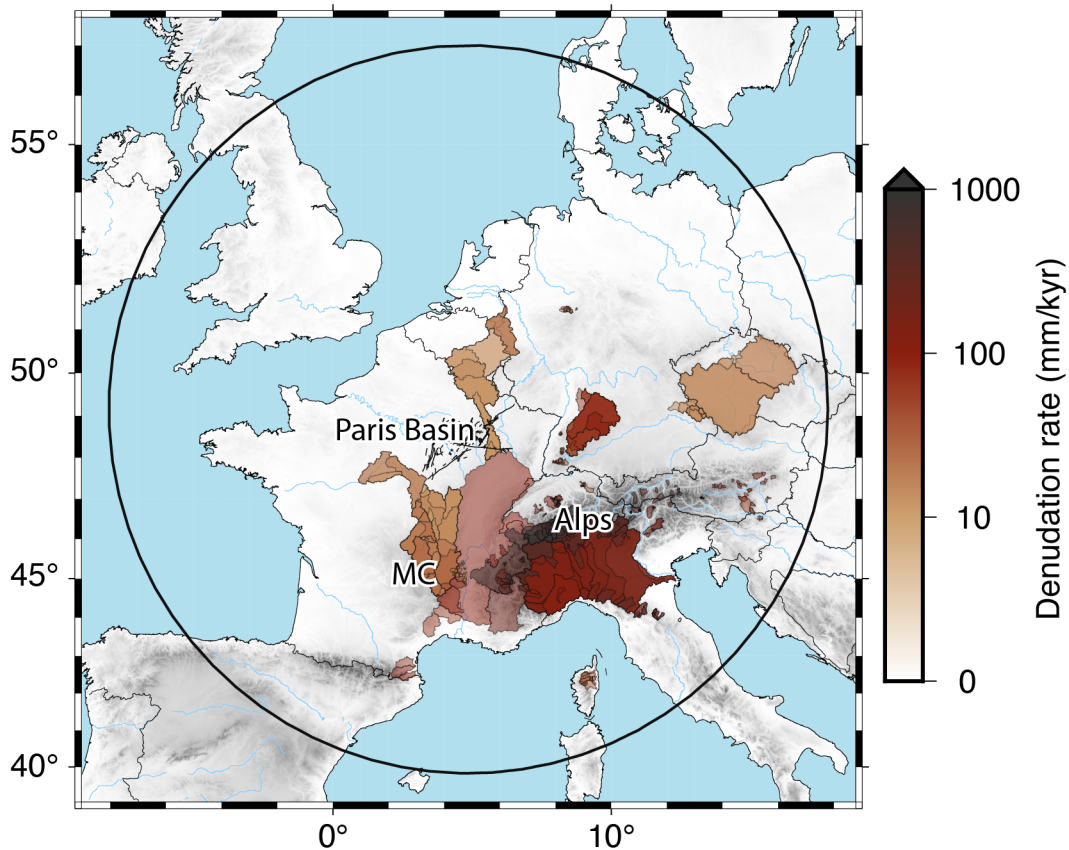


Figure 5.1. Taux de dénudation de la base de données OCTOPUS sur la France et son voisinage. Lignes noires : failles de l'est du Bassin de Paris (zone d'étude). Cercle noir : délimitation des cartes d'érosion réalisées (voir section 5.1.3). MC : Massif Central.

Les données d'OCTOPUS informent sur la dénudation, c'est-à-dire l'épaisseur de matériel dénudé sur une zone donnée, mais différent de l'érosion que nous cherchons à estimer, dans la mesure où le matériel dénudé n'est pas forcément évacué de la zone de mesure. Nous rejetons alors certaines mesures que nous considérons comme non représentatives de l'érosion (fig. 5.2) :

- Les mesures associées à bassins versants trop petits pourraient être non-représentatifs de l'érosion grande longueur d'onde (à l'échelle des dizaines aux centaines de kilomètres), étant potentiellement impactées par des processus d'érosion locaux et sporadiques

(éboulements, glissements de terrain) ou bien biaisées dans les taux de dénudation du fait d'un faible mélange des échantillons pour les mesures de ^{10}Be cosmogénique (Meyer et al., 2010; Savi et al., 2014). Nous utilisons un seuil inférieur de 100 km^2 .

- Les mesures réalisées en aval de très grands bassins versants ne rendent pas compte de la localisation de l'érosion. Nous considérons un plafond sur l'aire des bassins versants de $30\,000 \text{ km}^2$.
- Les mesures résultant en de forts taux de dénudation supérieurs à 1500 mm/kyr fournissent une estimation de l'érosion sur de courtes périodes de 400 ans et moins, non représentatives de l'érosion mais plutôt d'évènements quasi-instantanés (éboulements, effondrements, glissements de terrain), d'après l'équation 5.1 (relation entre temps d'intégration et taux de dénudation, Dunai, 2010) :

$$T_i = \frac{\Lambda}{\rho \times E} \quad (5.1)$$

avec T_i le temps d'intégration (kyr), E le taux de dénudation (mm/kyr), Λ la longueur d'atténuation effective de neutrons haute énergie (1600 g.mm^{-2}), ρ la densité du matériel érodé (fixée à 2.7 g.mm^{-3} , valeur moyenne d'après Turcotte and Schubert, 2002).

- Les mesures réalisées dans les Apennins, qui sont potentiellement impactées par la tectonique active dans cette région (Battaglia et al., 2004; Farolfi et al., 2019; Nocquet, 2012) (fig. 5.3 et 5.4).

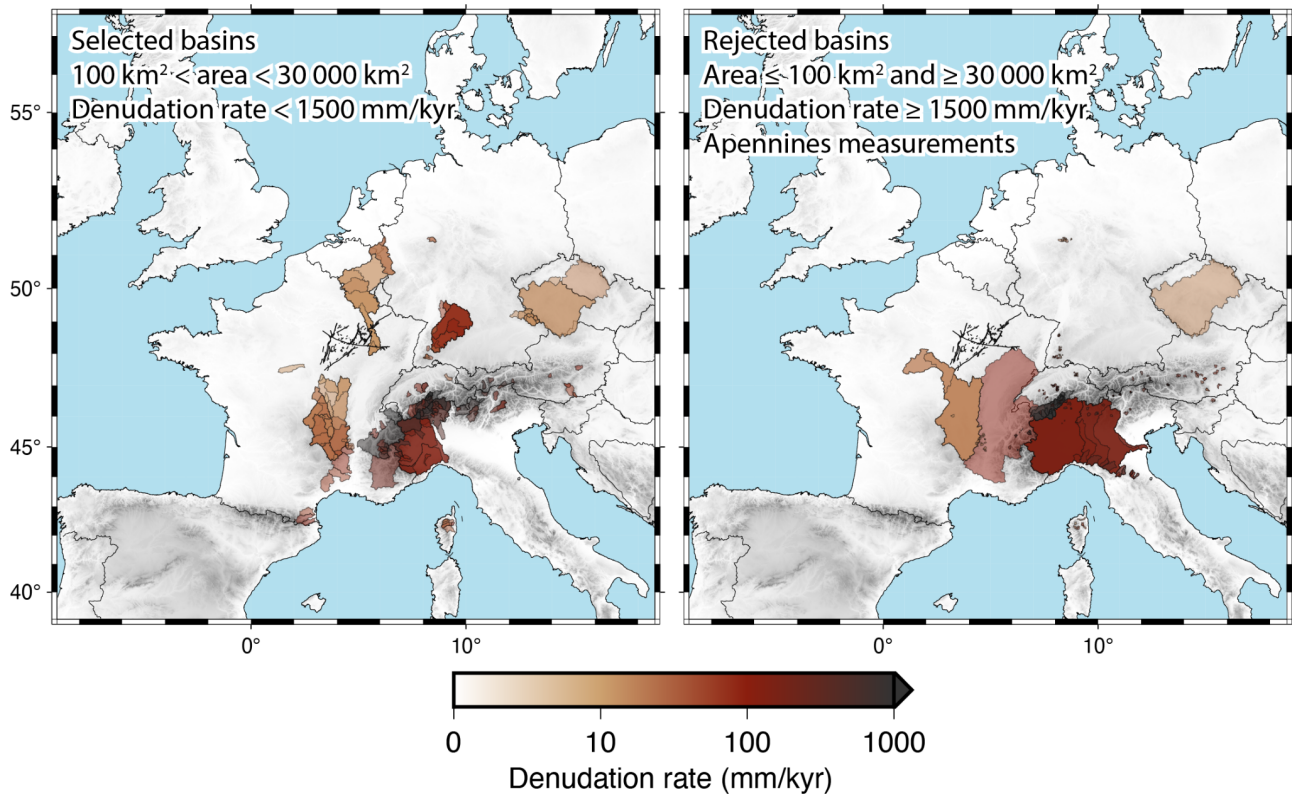


Figure 5.2. Bassins sélectionnés (à gauche) et rejetés (à droite).

5.1.1 Régression de l'érosion sur l'élévation et la pente

Afin d'estimer le taux d'érosion dans les régions où aucune mesure n'a été réalisée, nous testons la régression des taux d'érosion disponible en fonction de l'élévation et la pente moyennes des bassins versants associés aux mesures de ^{10}Be cosmogénique. Ces deux paramètres géomorphologiques sont communément considérés comme des facteurs de contrôle de l'érosion (Ahnert, 1970; Binnie et al., 2007; Carretier et al., 2013; Pinet and Souriau, 1988; Roering et al., 1999). Afin de calculer l'élévation et la pente moyenne, nous utilisons le MNT AW3D30 (résolution horizontale 30 m, OpenTopography, 2016). Nous considérons trois modèles, respectivement de faible, moyenne et forte érosion, dont l'enveloppe couvre $\sim 85\text{-}90\%$ des mesures disponibles (fig. 5.3 et 5.4).

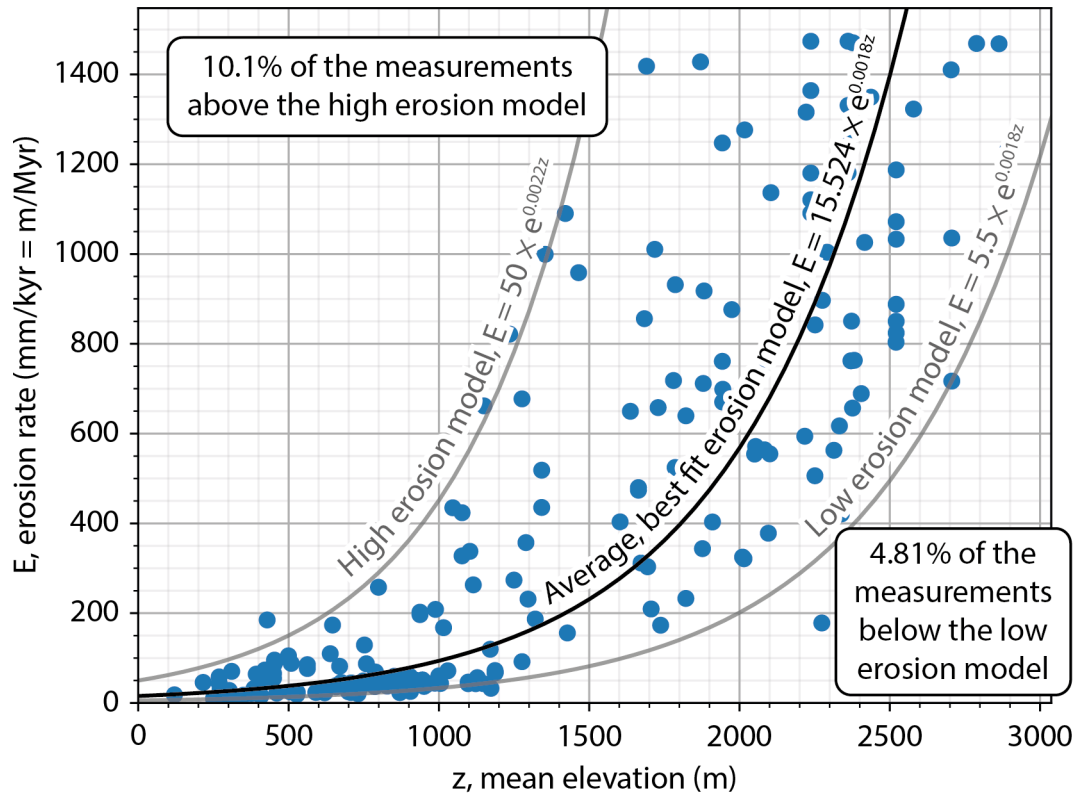


Figure 5.3. Taux d'érosion en fonction de l'élévation moyenne des bassins versants retenus (points) et régressions sur l'élévation (courbes). Courbe noire : meilleur ajustement. Courbes grises : régressions inférieure et supérieure.

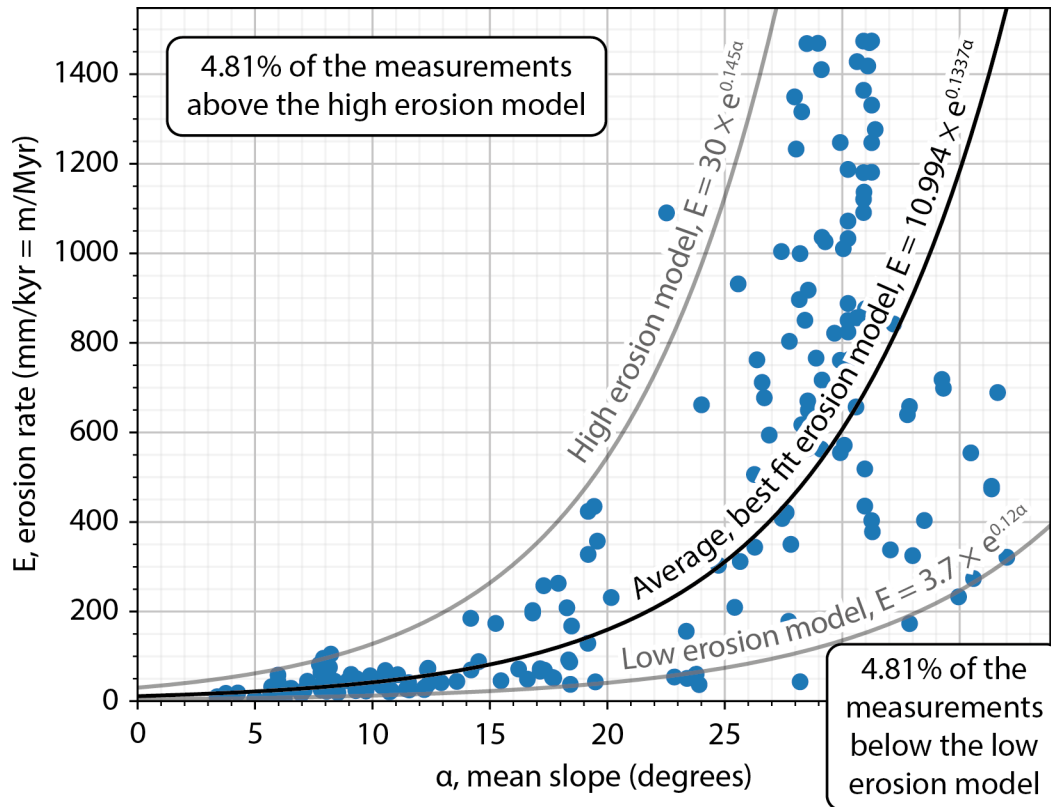


Figure 5.4. Taux d'érosion en fonction de la pente moyenne des bassins versants retenus (points) et régressions sur la pente (courbes). Courbe noire : meilleur ajustement. Courbes grises : régressions inférieure et supérieure.

5.1.2 Sensibilité des régressions à la sélection des bassins

La figure 5.5 montre l'impact de la sélection des bassins versants de la base de données OCTOPUS en fonction de leur surface. Le rejet de petits ($\leq 100 \text{ km}^2$) et grands ($\geq 30\,000 \text{ km}^2$) bassins versants impacte fortement la régression offrant le meilleur ajustement aux données de plusieurs dizaines de pourcents, de façon relative par rapport à une régression basée sur l'ensemble des bassins. Néanmoins, cette différence est associée à un grand nombre de petits bassins versants ($< 100 \text{ km}^2$) présentant de faibles taux d'érosion que l'on considère comme non représentatifs de l'érosion grande échelle que nous cherchons à modéliser. Cela dit, on observe également une irrégularité dans la population des bassins versants : la grande majorité présente des taux d'érosion inférieurs à 200 mm/kyr, alors que seuls 10-20% présentent des taux d'érosion entre 200 et 1500 mm/kyr. Les régressions sont donc potentiellement biaisées par la forte population de bassins présentant des faibles taux d'érosion. Plus de mesures dans des bassins versants présentant de forts taux de

dénudation seraient nécessaires pour rééquilibrer la population des mesures, et possiblement mieux ajuster les régressions aux mesures.

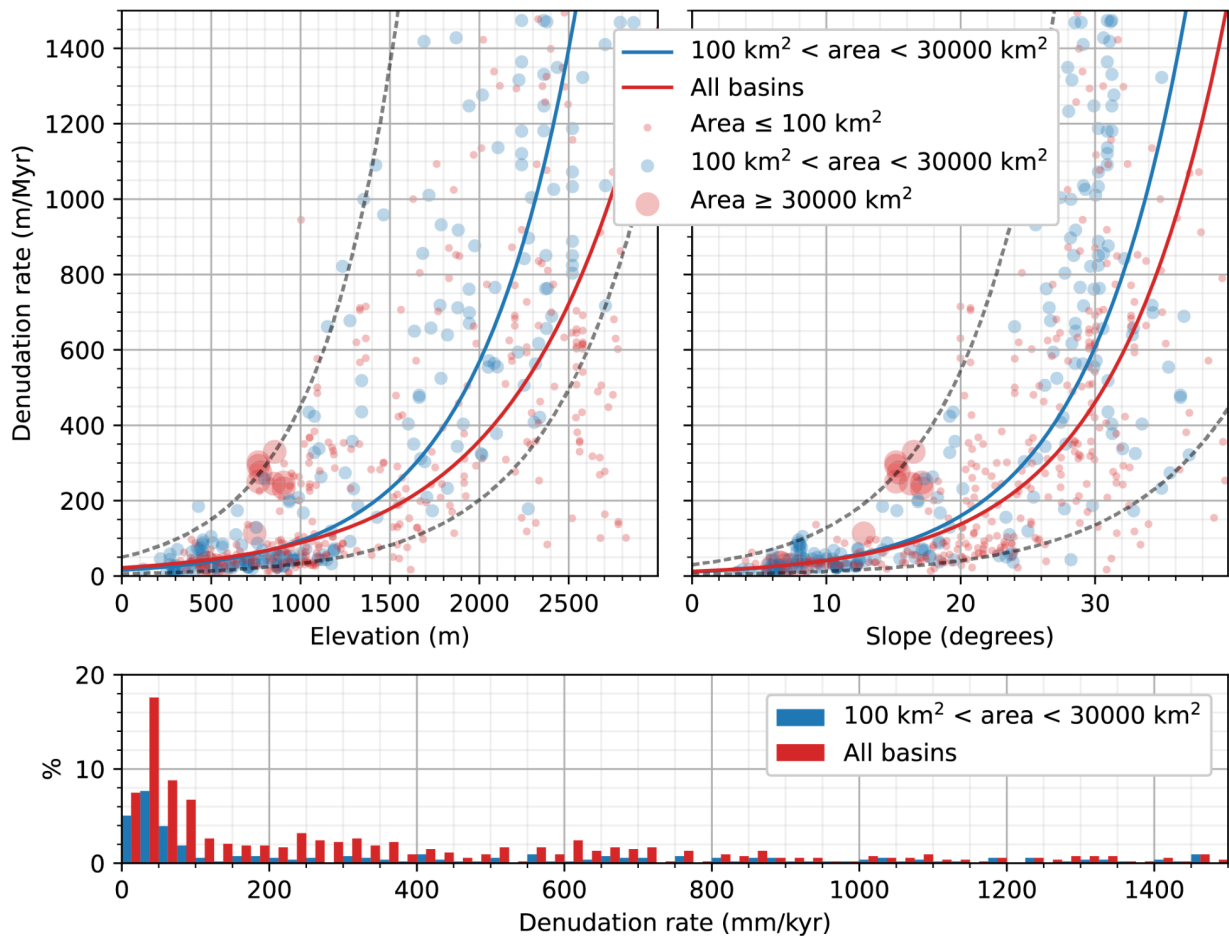


Figure 5.5. Impact de la sélection des bassins versants en fonction de leur superficie sur les régressions sur l'élévation (gauche) et la pente (droite). En haut : taux de dénudation mesurés en fonction de l'élévation et de la pente (points) et régressions offrant le meilleur ajustement (courbes). Points bleus et rouges : taux de dénudation pour les bassins sélectionnés et les bassins rejetés, respectivement. Courbes bleues et rouges : régressions pour bassins sélectionnés et pour l'ensemble des bassins, respectivement. Pointillés : enveloppes de régressions d'après nos modèles de faible et forte érosion. En bas : répartition des taux de dénudation pour les bassins sélectionnés uniquement et pour l'ensemble des bassins.

Si l'on considère d'autres plafonds sur les données ^{10}Be utilisées pour les régressions, les régressions montrant le meilleur ajustement aux données peuvent différer entre elles de plusieurs dizaines de pourcents (fig. 5.6). Les régressions sur l'élévation ne montrent quasiment pas de différence entre elles, avec la majorité des régressions testées différant entre elles de moins de 5%,

et seule une régression se détachant de la tendance générale avec une différence relative variant entre 0 et 25% (entre 0 et 3000 m d'élévation, respectivement). Concernant les régressions sur la pente, des différences relatives variant entre 20 et 50% sont observées entre des valeurs de pente de 0 à 40°, respectivement. Les plus fortes valeurs de différence relative se localisent au niveau des fortes pentes ($> 20-25^\circ$). Cette observation image encore une fois l'observation réalisée à partir de la figure 5.5, que les régressions sont contrôlées par une forte population de mesures de faibles taux d'érosion, impactant fortement l'ajustement des régressions aux mesures de forts taux d'érosion. Toutefois, la régression de référence obtenue pour un plafond des données ^{10}Be à 1500 mm/kyr est bien comprise dans l'enveloppe de variabilité définie par les autres régressions obtenues pour les autres plafonds testés. Nous considérons donc notre régression de référence comme satisfaisante.

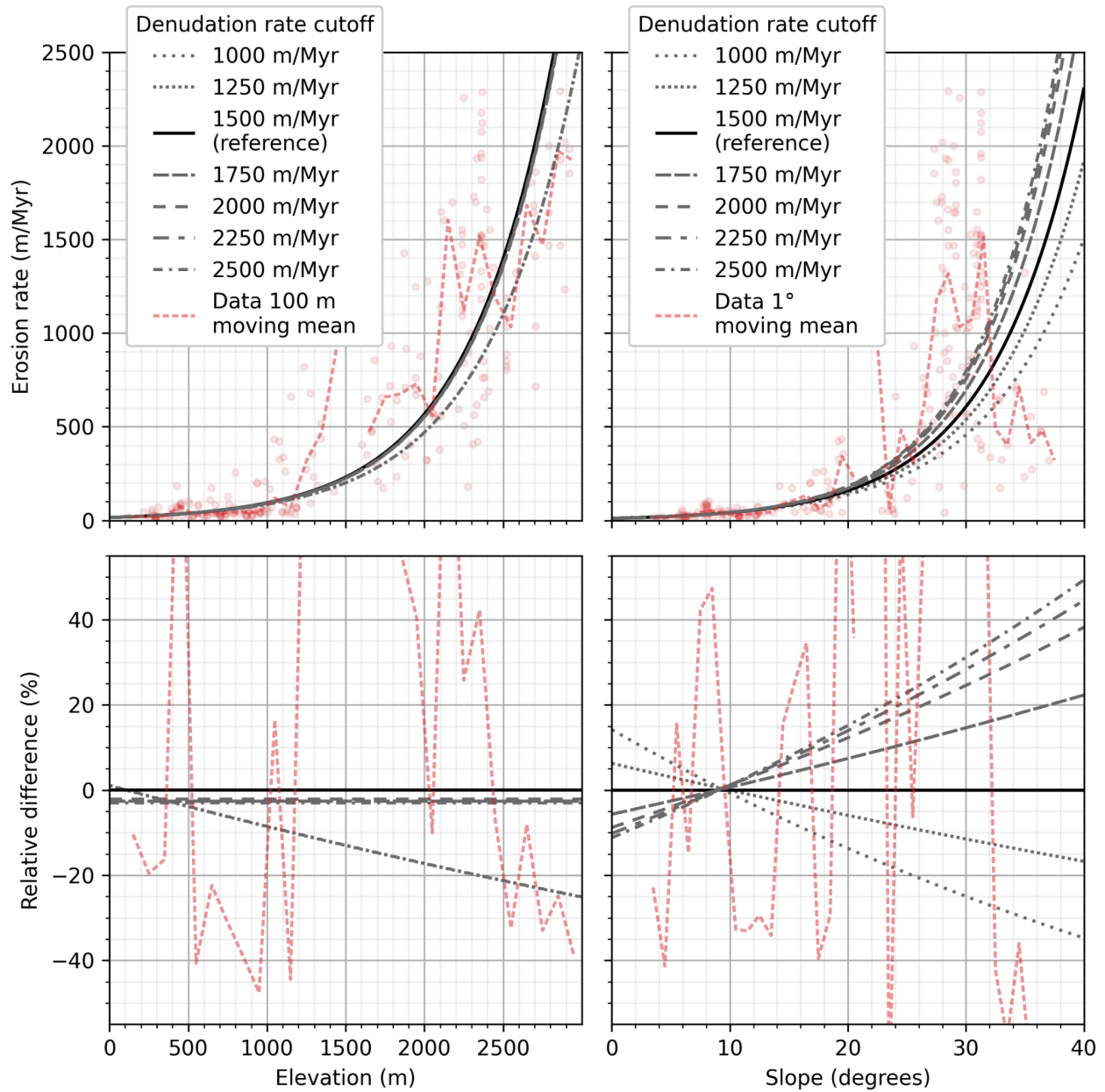


Figure 5.6. Régressions offrant le meilleur ajustement aux données OCTOPUS plafonnées entre 1000 et 2500 mm/kyr pour l'élévation et la pente (première ligne). Différences relatives entre les régressions de référence (données OCTOPUS plafonnées à 1500 mm/kyr) et les autres régressions testées (seconde ligne). Rouge : données OCTOPUS et leurs moyennes glissantes.

5.1.3 Grille et étendue du modèle d'érosion

Nous décidons d'utiliser une grille dont la surface de chaque maille correspond à la superficie médiane des bassins sélectionnés. De la sorte, la superficie de sur laquelle nous prédisons les taux d'érosion est cohérente avec les superficies sur lesquelles sont réalisées les mesures de dénudation. Sur la base des travaux de Birch et al. (2007), nous utilisons une grille hexagonale afin d'obtenir le meilleur échantillonnage surfacique du MNT que nous utiliserons pour construire nos modèles d'érosion. Nous utilisons donc une grille hexagonale dont les mailles ont une superficie de 508 km², soit un espacement longitudinal et latitudinal de 24 km environ.

Afin de définir l'étendue requise du modèle d'érosion en vue de son implémentation dans des modèles de flexure et de perturbation de la stabilité de faille associée, nous testons l'amplitude des contraintes flexurales en fonction de la distance à une zone en érosion (fig. 5.7). Pour ce faire, nous calculons la contrainte flexurale induite par un domaine en érosion à une distance testée entre 0 et 1000 km d'un point de référence représentant notre zone d'étude.

Nous testons deux scénarios pour le domaine en érosion :

- Un domaine de 500 km de large, érodé avec des taux faibles à modérés de 0 à 100 m/Myr, représentatif des grands domaines européens de basse à moyenne altitude (0-1500 m d'élévation, tels que le Bassin de Paris, le Bassin d'Aquitaine, le Massif Central, l'Allemagne).
- Un domaine de 25 km de large, érodé avec des taux s'élevant jusqu'à 1000 m/Myr, correspondant à la résolution de la grille utilisée pour construire le modèle d'érosion, servant donc de test de la sensibilité minimale des calculs de flexure, pour des taux d'érosion forts et localisés tels que mesurés dans les Alpes et Pyrénées.

Nous considérons un seuil de signifiante des contraintes associées à la flexure induite par l'érosion vis-à-vis de la stabilité de faille de 0.1 MPa. Ce seuil correspond à l'ordre de grandeur des chutes de contraintes cosismiques à l'échelle du globe (Courboulex et al., 2016) et aux perturbations de contraintes observées dans des zones dans lesquelles de l'activation de faille a été observée (Stein et al., 1992; Zhang et al., 2008) (voir chapitre 3, section 3.3.5). Nous considérons une épaisseur élastique équivalente de 60 km, afin de rendre compte de la plus forte transmission latérale de l'érosion (rigidité flexurale maximale d'après nos estimations). Nous intégrons l'érosion sur 1 Myr comme durée d'intérêt (International Atomic Energy Agency, 1995).

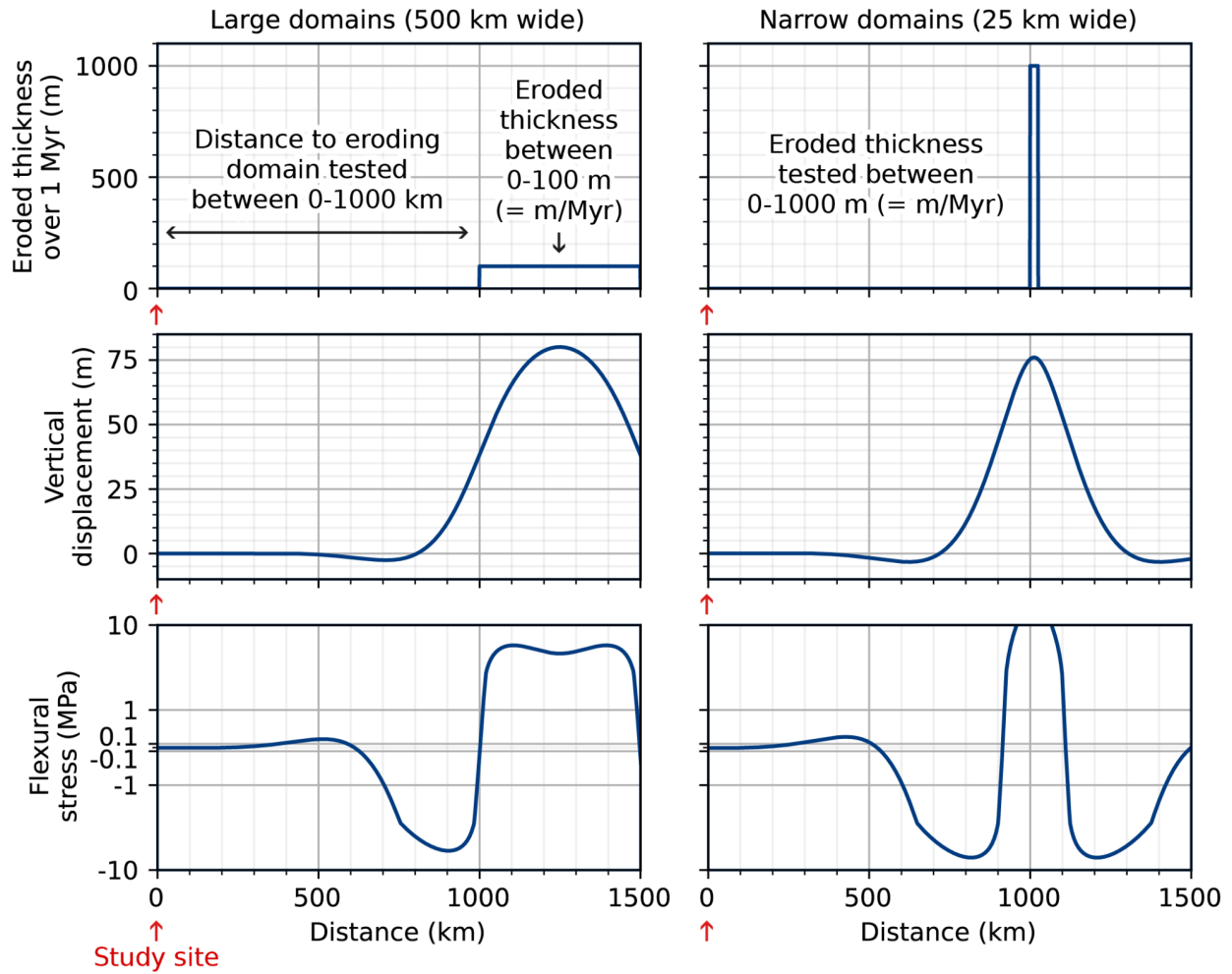


Figure 5.7. Configuration du modèle de test de l'impact de la distance à un domaine en érosion.

La figure 5.8 montre que les contraintes flexurales dues à la flexure induite par l'érosion sur 1 Myr peuvent être significatives pour un domaine en érosion distant de la zone d'étude jusqu'à ~800 km. Nous considérons cette valeur comme étendue maximale pour la construction de notre modèle d'érosion.

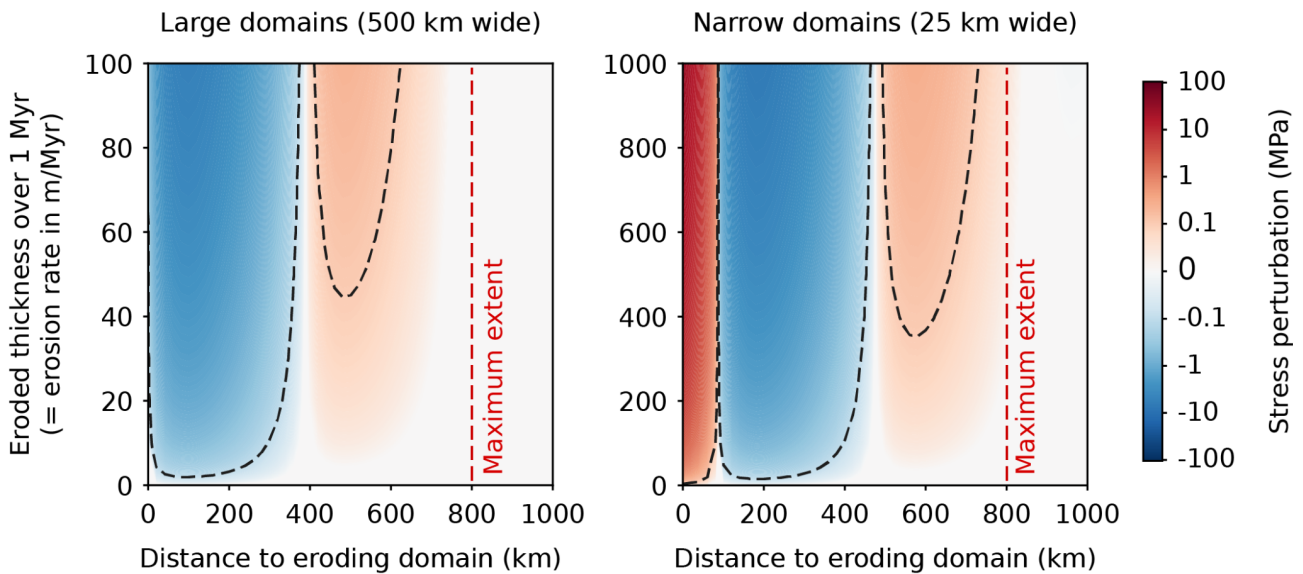


Figure 5.8. Contraintes flexurales dues à la flexure induite par l'érosion après 1 Myr, en fonction de la distance au domaine d'érosion et du taux d'érosion de ce domaine. Gauche : scénario d'érosion sur un domaine large (500 km de large) avec des taux faibles à moyens (0-100 m/Myr). Droite : scénario d'érosion sur un domaine de petite taille (25 km de large) avec des taux d'érosion forts (0-1000 m/Myr). Tiretés noirs : contours à ± 0.1 MPa (seuil de signifiante).

5.1.4 Cartes de taux d'érosion

Afin de construire nos cartes d'érosion, nous utilisons le MNT AW3D30 (OpenTopography, 2016). Nous rejetons dans un premier temps des cellules de la grille utilisées pour lesquelles nous considérons l'érosion négligeable : élévation moyenne inférieure au niveau marin, couverture par des terres émergées inférieure à la moitié de la cellule (fig. 5.9).

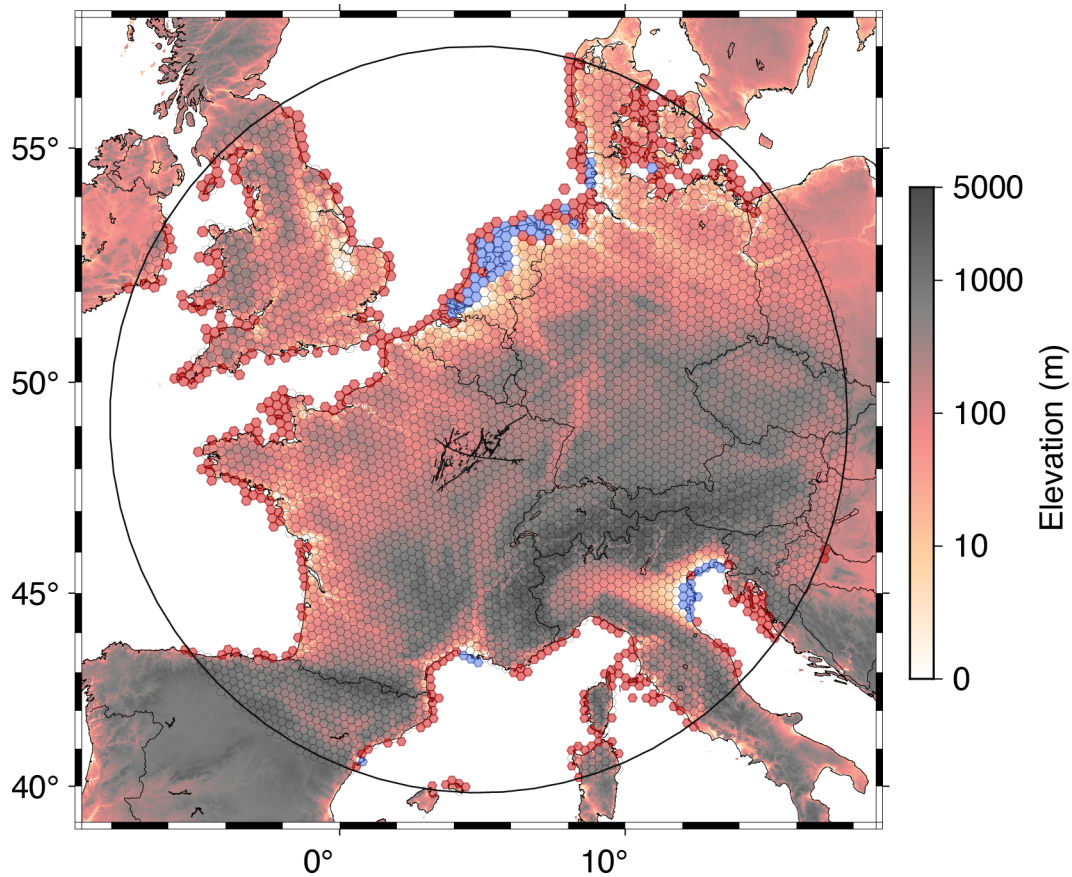


Figure 5.9. Grille de nos cartes d'érosion. Bleu : cellules dont l'élévation moyenne est inférieure au niveau marin, que nous considérons comme non affectées par l'érosion. Rouge : cellules couvertes à moins de la moitié par des surfaces émergées, dont nous considérons l'érosion négligeable.

Nous calculons ensuite l'élévation et la pente moyennes sur les cellules de la grille utilisée (fig. 5.10), puis nous appliquons les régressions définies précédemment sur cette grille (fig. 5.11). Les taux d'érosion estimés d'après l'élévation sont dans tous les cas plus forts que les taux d'érosion estimés d'après la pente dans le Bassin de Paris d'environ 10-20% (fig. 5.12). En revanche, en zone montagneuse, les taux d'érosion basés sur l'élévation sont plus localisés sur les hauts reliefs que ne le sont ceux basés sur la pente. On observe donc une forte différence relative entre les taux d'érosion basés sur l'élévation et sur la pente pouvant dépasser les $\pm 100\%$ en bordure des zones de moyenne et haute montagne (Massif Central, Pyrénées, Alpes, Apennins) (fig. 5.12).

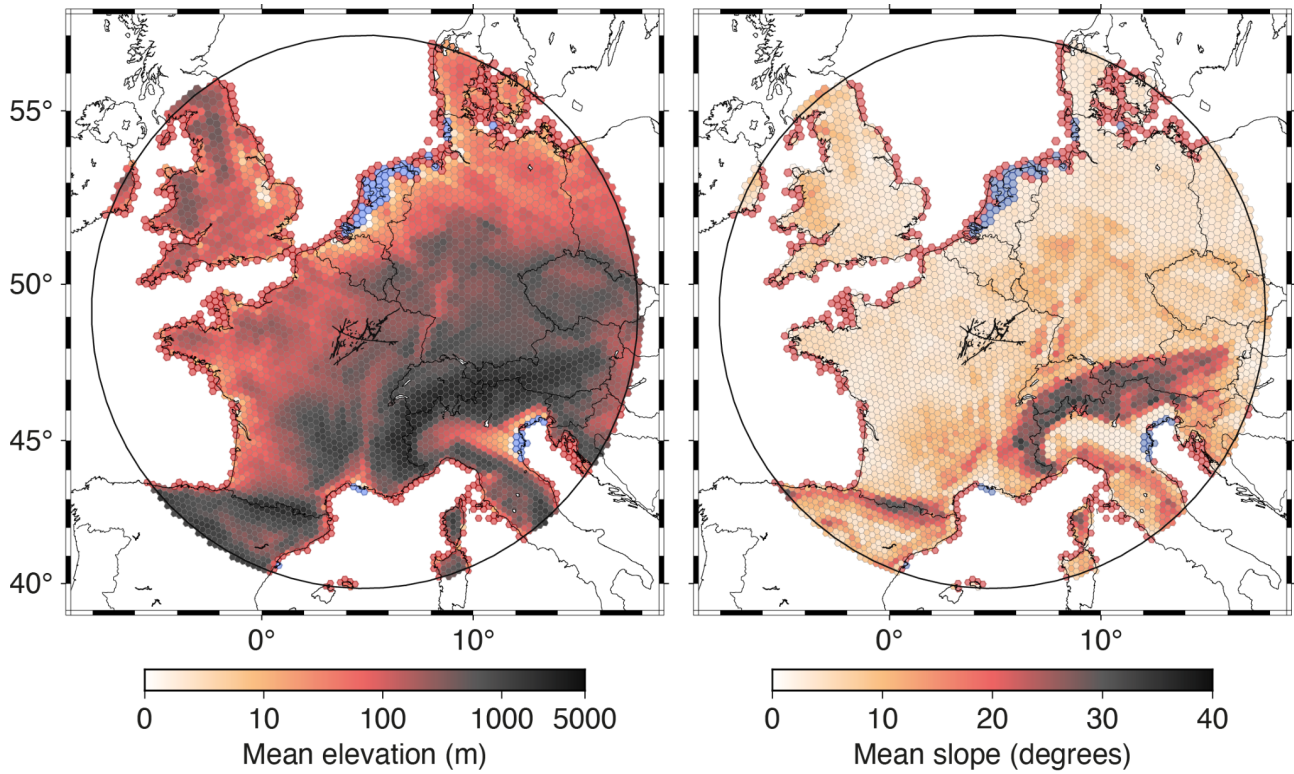


Figure 5.10. Élévation et pente moyennes sur la grille de notre modèle d'érosion, d'après le MNT AW3D30.

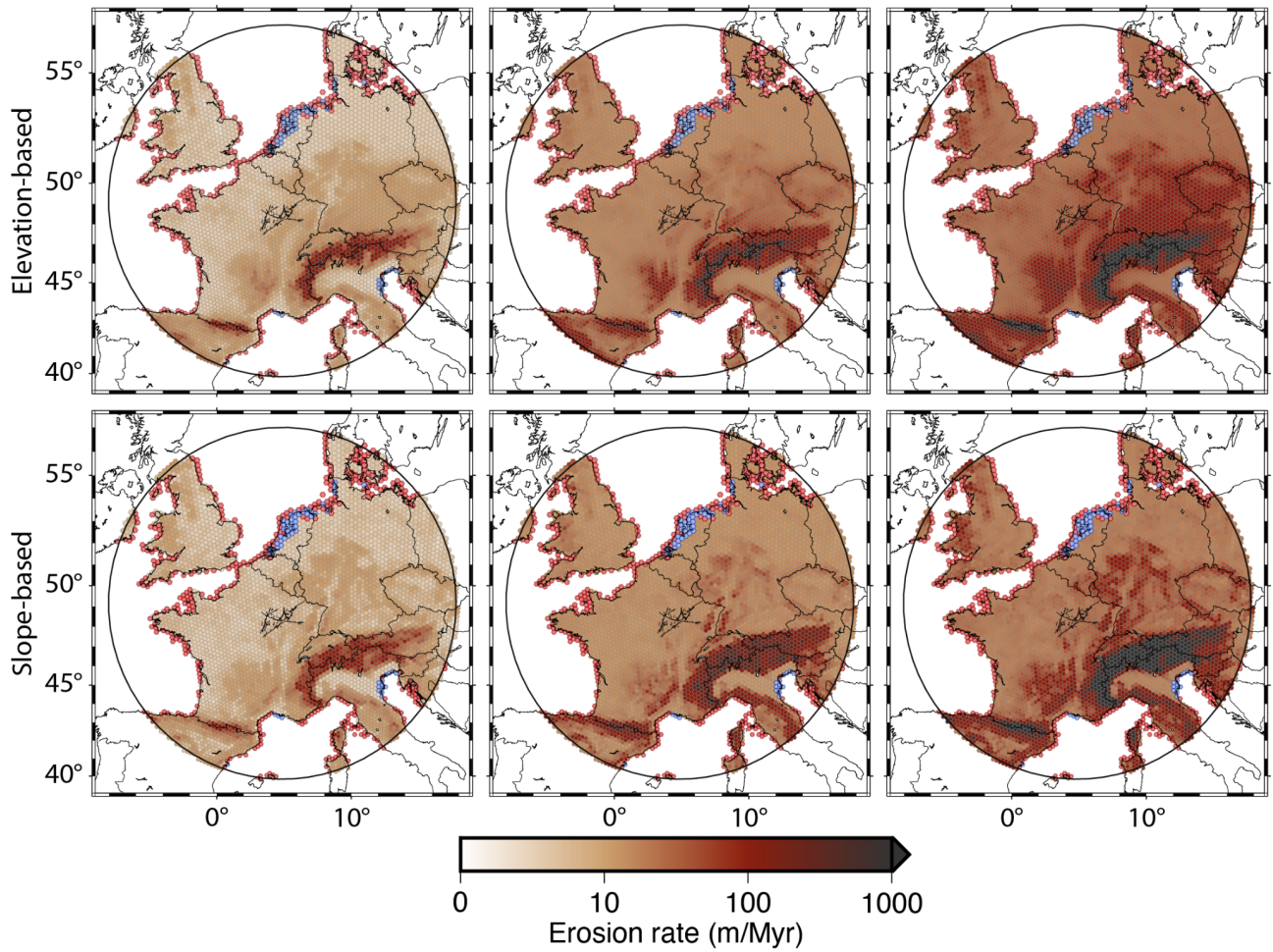


Figure 5.11. Cartes de taux d'érosion d'après les régressions calculées sur l'élévation (première ligne) et la pente (deuxième ligne). De gauche à droite : scénarios de faible, moyenne et forte érosion.

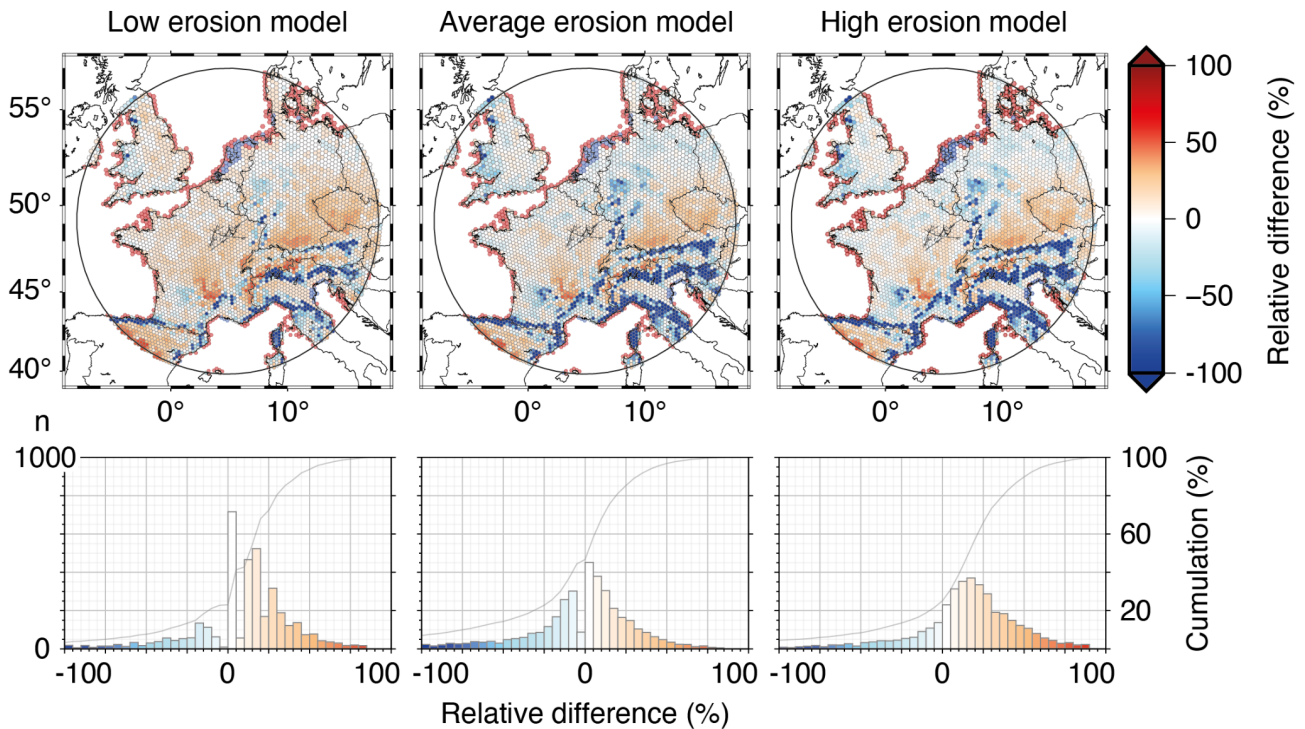


Figure 5.12. Différence relative entre scénarios d'érosion basés sur l'élévation et la pente, pour les trois scénarios d'érosion considérés (de gauche à droite). Première ligne : différence relative sur la grille des modèles d'érosion. Deuxième ligne : histogramme des différences relatives sur la grille des modèles et cumul. Valeurs de différence relative positives : taux d'érosion estimé d'après l'élévation supérieur au taux d'érosion estimé d'après la pente, et inversement.

En vue de l'implémentation des scénarios d'érosion dans des calculs de réponse flexurale, il nous faut définir la masse volumique du matériel érodé. Nous considérons deux catégories de roches à l'affleurement pour la définition de la masse volumique du matériel érodé : (1) les roches sédimentaires et (2) les roches volcaniques, métamorphiques ou plutoniques. Les masses volumiques que nous définissons pour ces deux catégories sont 2350 et 2650 kg.m^{-3} , respectivement, d'après les valeurs moyennes issues de Turcotte and Schubert (2002). La cartographie de ces deux catégories de roches à l'affleurement est basée sur des cartes géologiques (carte géologique de la France au millionième, BRGM (1996), carte lithologique de surface de l'Europe au millionième, EGDI, <https://www.europe-geology.eu/>) et est présentée sur la figure 5.13.

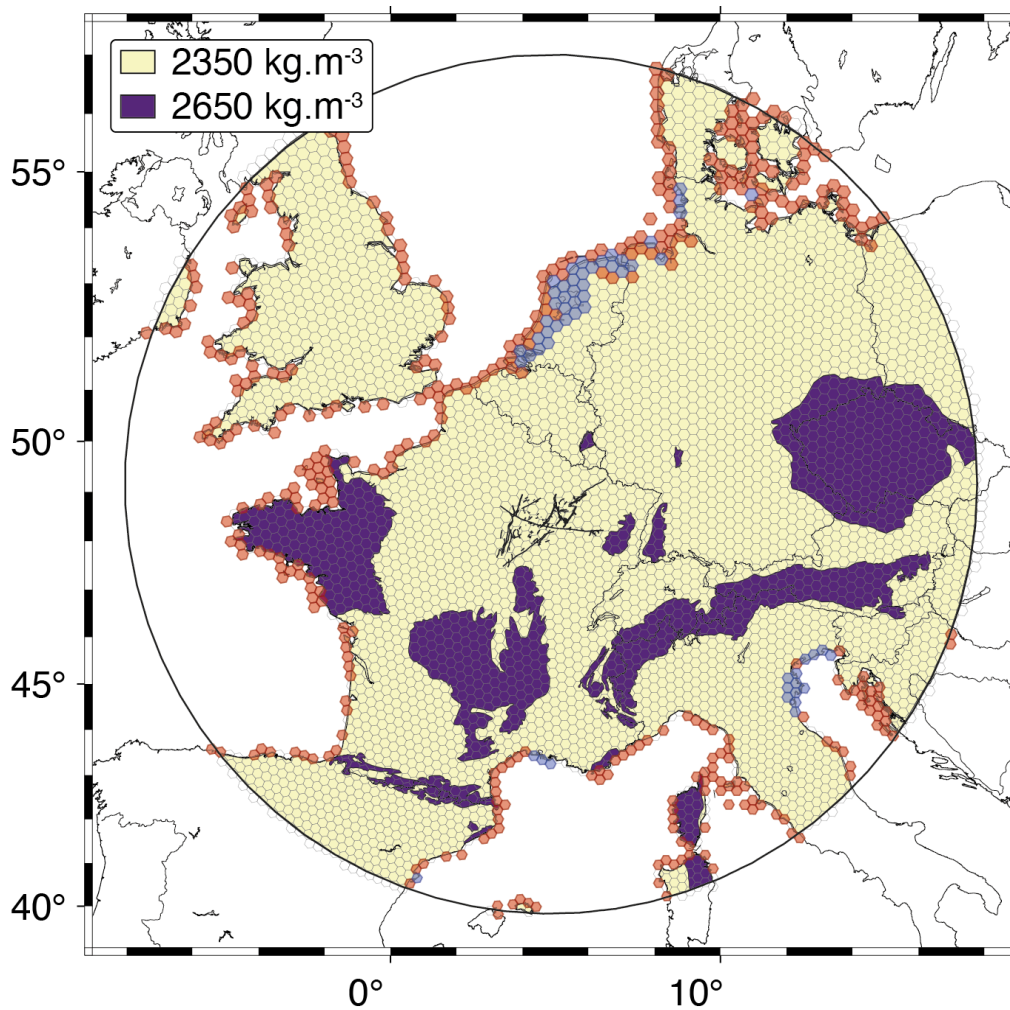


Figure 5.13. Masse volumique du matériel érodé implémentée dans nos calculs de déchargement érosif. Jaune : roches sédimentaires, violet : roches volcaniques, métamorphiques ou plutoniques.

5.1.5 Comparaison à d'autres estimations du taux d'érosion

Nous confrontons nos cartes d'érosion à des estimations de l'érosion dans des contextes climatiques et tectoniques différents de celui de la zone couverte par nos cartes. Nous confrontons également nos cartes à des estimations de l'érosion réalisées sur des périodes de temps à l'échelle de l'année et du million d'années, différentes de celles sur lesquelles les données de dénudation ^{10}Be utilisées pour la construction des cartes nous renseignent (échelles du millier d'années et de la dizaine de milliers d'années). De la sorte, nous pouvons confronter nos cartes à de potentielles variations climatiques et tectoniques à l'échelle de l'année au million d'années.

5.1.5.1 Zones de bassins à faible relief

Corbel (1959) mesure les taux d'érosion chimique par la quantité de charges dissoutes transportées par des cours d'eau à l'échelle de l'année, et les extrapole au millier d'années. Dans des domaines similaires au Bassin de Paris, à savoir la Belgique et l'Irlande (bassins sédimentaires, élévation de quelques centaines de mètres au plus), l'érosion chimique estimée explique 90-95% de l'érosion totale, d'après des taux d'érosion mécaniques également proposés par Corbel (1959). Corbel (1959) indique que dans des régions de faibles reliefs (exemple des Calanques), l'érosion mécanique ne dépasse pas 1 mm/kyr. Ainsi, dans les bassins sédimentaires à affleurement calcaire de la zone couverte par nos cartes, l'érosion serait majoritairement due à la dissolution des carbonates. Sous d'autres climats que ceux régnants sur la zone couverte par nos cartes de taux d'érosion, allant des climats extrêmement froids à permafrost à des climats tropicaux, les taux de dissolution des carbonates varient globalement entre 0 et 60 mm/kyr, environ, toujours d'après Corbel (1959). Nos scénarios d'érosion couvrent bien cette gamme de taux d'érosion au niveau du Bassin de Paris et au niveau des zones de bassin à affleurement calcaire voisines (Bassin d'Aquitaine, Belgique, Grande-Bretagne). Seules quelques exceptions à cette gamme sont observées dans des zones à climat très froid et forte concentration de CO₂ des cours d'eau échantillonnés, avec des taux de dissolution estimés s'élevant à 400-700 mm/kyr.

Roy et al. (1999) conduisent des travaux similaires dans le Bassin de Paris, en mesurant la concentration de carbonates en solution et en suspension dans le système fluvial de la Seine, et en estimant le taux de dissolution de la zone drainée en rapportant les mesures à la superficie de ladite zone drainée. Sur la base de leurs données, Roy et al. (1999) estiment l'érosion du bassin versant de la Seine à 25 mm/kyr. Cela correspond à la valeur de taux d'érosion suggérée dans le Bassin de Paris d'après nos scénarios d'érosion intermédiaire.

Quesnel (1997) estime l'épaisseur de craies dissoute dans le Nord-Ouest du Bassin de Paris à partir de l'épaisseur de résidus de dissolution desdites craies, en place dans le NO du bassin actuellement. Cette approche suppose donc une érosion uniquement associée à de la dissolution, mais pas d'évacuation par abrasion mécanique. À l'aide de datations relatives des craies-mères saines, par la microfaune fossile présente dans lesdites craies-mères, Quesnel (1997) estime la durée et le taux de dissolution des craies. Les taux de dissolution alors obtenus couvrent plusieurs périodes à l'échelle du million d'années, et sont associés aux climats régnant à ces périodes :

- 10 m/Ma au Quaternaire (2.3-0.8 Ma), sous climat tempéré à méditerranéen.
- 5 à 15 m/Ma au Plio-quaternaire (3.5-0.8 Ma), sous climat tempéré à méditerranéen.
- 0.9 m/Ma à l'Oligo-miocène (37-5 Ma), sous climat tropical sec à méditerranéen.

- 2.5 m/Ma au Paléocène et à l'Éocène (65-37 Ma), sous climat tropical humide à sec.

Nos scénarios d'érosion faible et intermédiaire prédisent des taux d'érosion similaires à ceux estimés pour l'érosion des craies. Toutefois, ces taux d'érosion sont limités à la lithologie particulière que représentent les craies du Bassin de Paris, mais ils ne traitent pas de la dissolution des autres dépôts carbonatés. Concernant la dissolution des carbonates au sens large, nous devons ainsi nous contenter des estimations de Corbel (1959), en périphérie du bassin, et des quelques mesures éparses de Roy et al. (1999) dans le Seine, limitées à quelques années de mesure.

5.1.5.2 Zones montagneuses

Fox et al. (2015) estiment l'érosion long-terme (plusieurs millions d'années) des Alpes à partir de modèles d'exhumation basés sur des mesures thermochronologiques. Les données qu'ils utilisent leur permettent de remonter à des estimations jusqu'à 34 Ma. Les résultats de leurs modèles montrent que sur les 10 derniers millions d'années, les taux d'érosion sont relativement stables sur l'ensemble des Alpes, et sont de l'ordre 200-400 m/Myr. On observe de tels taux d'érosion pour nos scénarios intermédiaires. En revanche, les calculs suggèrent de forts taux d'érosion atteignant 1 km/Myr et plus au niveau de la partie Ouest des Alpes (Mont Blanc, Belledonne, Mercantour), entre 2 Ma et l'actuel. Les auteurs interprètent cette anisotropie comme le jeu combiné de d'un détachement de slab et de l'érosion glaciaire. Le détachement de slab induirait une surrection des Alpes de l'Ouest et les glaciers quaternaires de cette section des Alpes se retrouveraient alors perchés, augmentant leur surface d'accumulation et l'érosion glaciaire associée Braun et al. (1999). La cryoclastie pourrait également augmenter les taux d'érosion dans des domaines de forte élévation Hales and Roering (2009), supportant les forts taux d'érosion estimés par Fox et al. dans l'Ouest des Alpes. Toutefois, la relation entre taux d'érosion et englacement n'est pas claire, et plusieurs travaux soulignent que les budgets sédimentaires de bassins englacés et non englacés ne montrent pas de dépendance évidente à la surface englacée (Andrews et al., 1994; Harbor and Warburton, 1993; Hicks et al., 1990). Nos scénarios de forte érosion s'accordent avec les forts taux d'érosion suggérés par Fox et al. (2015), nous permettant de modéliser une telle érosion intense, mais la pertinence de tels taux d'érosion reste en suspens quant à l'incertitude sur la nature des taux d'exhumation menant à ces forts taux d'érosion.

Carretier et al. (2013) estiment les taux d'érosion le long des Andes chiliennes et les confrontent aux caractéristiques climatiques variant au long de la chaîne de montagne (désertique à humide), afin de tester l'impact du climat sur les taux d'érosion. Les auteurs estiment les taux d'érosion à l'aide de mesures de dénudation ^{10}Be (échelle millénale) et par la quantité de matière en

suspension dans les cours d'eau (échelle décennale). De la sorte, les auteurs testent la variabilité des données en fonction de leur couverture temporelle. Les taux d'érosion estimés montrent un contrôle majeur par la pente des reliefs sur lesquels sont réalisées les mesures, à tel point que la pluviométrie annuelle (variant de proche de 0 à 500 mm/an le long de la zone d'étude) ne montre quasiment aucun contrôle sur les taux d'érosion. Seulement dans les zones arides, où les précipitations sont faibles et se présentent sous forme d'événements isolés, une corrélation entre pluviométrie et taux d'érosion se dénote. Les auteurs suggèrent alors que la pente est un facteur de contrôle majeur des taux d'érosion. Ce contrôle est aussi bien observable dans les taux d'érosion basés sur ^{10}Be que dans les taux basés sur la quantité de matière en suspension. Cette similarité entre les données millénales et décennales est interprétée par les auteurs comme une stabilité des taux d'érosion à l'échelle du millier d'années à quelques milliers d'années. Ainsi en zone montagneuse, le climat n'aurait qu'un faible impact sur les taux d'érosion, du fait du contrôle majoritaire de la pente des reliefs.

5.1.5.3 Sensibilité des taux d'érosion à l'activité tectonique

Hecht and Oguchi (2017) confrontent des estimations des taux d'érosion (basées sur ^{10}Be et bilans sédimentaires) à des proxys de l'activité tectonique (distance aux frontières de plaques, Peak Ground Acceleration (PGA)). Ils identifient une corrélation entre ces deux proxys et les taux d'érosion des bassins étudiés. Ces corrélations suggèrent qu'une forte variation des proxys identifiés est nécessaire pour observer une variation des taux d'érosion :

- Pour passer de taux d'érosion de 15-25 mm/kyr à 50-300 mm/kyr, le PGA doit augmenter de 0-0.68 g à 0.68-2 g et plus.
- Pour passer de taux d'érosion de 15-300 mm/kyr à 300-1000 mm/kyr et plus, la distance à une frontière de plaque doit passer de plus de 1000 km à moins de 100 km.

Sur la zone couverte par nos cartes d'érosion, Danciu et al. (2021) estiment la valeur du PGA probablement dépassée à 10% sur les 500 prochains ans à 0.05-0.3 g. La distance à toute frontière de plaques varie entre ~200 km (Corse - frontières entre les plaques Eurasie et Afrique) et plusieurs milliers de kilomètres (distance à la dorsale médio-Atlantique), sur notre zone d'étude. De plus, Hecht and Oguchi (2017) mettent en avant une forte corrélation entre distance aux frontières de plaques / PGA et pente des bassins, suggérant un fort contrôle des taux d'érosion par la pente. Cette pente pourrait alors être l'expression de l'activité tectonique, comme le soulignent les fortes pentes des Alpes et Pyrénées héritées de l'orogénèse respective de ces chaînes de montagnes. De telles pentes sont donc héritées d'une activité tectonique datant d'il y a plusieurs millions d'années, et leur évolution, ainsi que l'évolution des taux d'érosion associés, sont donc relativement peu susceptibles

de montrer une forte variation sur le prochain million d'années (durée d'intérêt pour la sécurisation du projet Cigéo).

5.1.6 Sélection du paramètre de régression des taux d'érosion

Nous discutons ici les paramètres choisis pour la régression des taux d'érosion, à savoir l'élévation et la pente. Alors que l'élévation moyenne sur les mailles de notre grille ne présente un plafond que du fait de la limite de l'élévation de la zone couverte par nos cartes d'érosion, la pente moyenne semble très vite montrer un plafond aux alentours de 30-35° dès des altitudes de 1500 m environ (fig. 5.14). Le caractère non linéaire de la relation élévation-pente induit des taux d'érosion plus élevés pour les modèles basés sur l'élévation que pour les modèles basés sur la pente. Les prédictions des taux d'érosion basés sur l'élévation peuvent très largement dépasser, au niveau des sommets alpins, les taux maximaux proposés dans la littérature (environ 1000 m/Myr d'après Fox et al., 2015), au point d'atteindre plusieurs kilomètres par millier d'années, contrairement aux modèles basés sur la pente (fig. 5.14). De ce fait, nous préférons utiliser les prédictions des taux d'érosion basés sur la pente moyenne dans nos calculs de réponse flexurale.

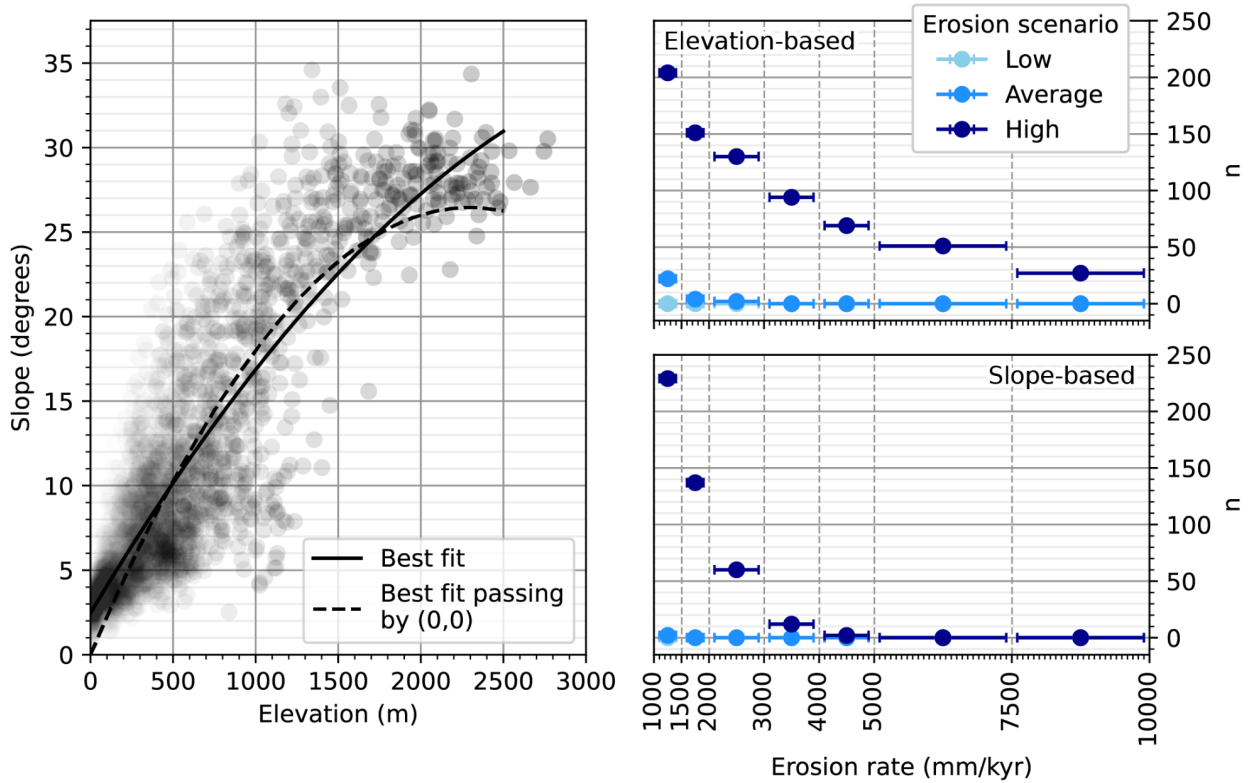


Figure 5.14. Pente moyenne en fonction de l'élévation moyenne sur les cellules de notre grille de modélisation de l'érosion (points), et régressions ajustant au mieux la relation élévation-pente (courbes) (à gauche), montrant le plafonnement des pentes. Nombre de cellules affichant des taux d'érosion super à 1000 mm/kyr pour nos différents scénarios, d'après l'élévation moyenne (en haut à droite) et d'après la pente moyenne (en bas à droite).

5.1.6 Conclusions et modèles d'érosion finaux

Nous avons testé la régression des taux d'érosion dérivés de mesures de dénudation par ^{10}Be , sur l'élévation et la pente des reliefs d'Europe de l'Ouest. Nous sélectionnons finalement la pente comme paramètre de régression, par souci d'accord des taux d'érosion prédits aux taux suggérés par les données ^{10}Be elles-mêmes ainsi qu'aux taux disponibles dans la littérature. Les cartes de taux d'érosion finales que nous considérons sont présentées sur la figure 5.15. La comparaison des cartes à des estimations de l'érosion basées sur d'autres données que le ^{10}Be nous permet d'extrapoler nos prédictions de l'érosion au million d'années : nos scénarios d'érosion couvrent bien la variabilité climatique et tectonique des taux d'érosion suggérée par la littérature, ainsi que la variabilité temporelle des taux d'érosion sur des échelles plus court-terme (année) et plus long-terme (million d'années) que l'échelle de temps couverte par les données ^{10}Be utilisées pour la construction des cartes (millier d'années). Le scénario d'érosion intermédiaire représente le meilleur ajustement des

données ^{10}Be et s'accorde bien avec les estimations des taux d'érosion basées sur d'autres données disponibles. Les scénarios de faible et forte érosion sont extrêmes et représentent les taux d'érosion auxquels on peut s'attendre sous des conditions climatiques extrêmes (de climats très froids à englacement permanent, avec cryofracturation et érosion glaciaire à des climats tropicaux limitant très fortement la dissolution des carbonates en domaines de bassins à affleurement calcaire) ou sous l'action de la tectonique alpine interagissant avec l'érosion glaciaire des Alpes, pendant les épisodes glaciaires. La seule limite à ces modèles extrêmes est que notre scénario de faible érosion n'est représenté par aucune estimation de l'érosion en zones montagneuses, contrairement aux zones de bassins. Cela peut s'expliquer par un taux d'érosion seuil des zones montagneuses par la forte pente de ces zones. Notre scénario de forte érosion peut quant à lui être observé dans les zones de bassin comme dans les zones montagneuses.

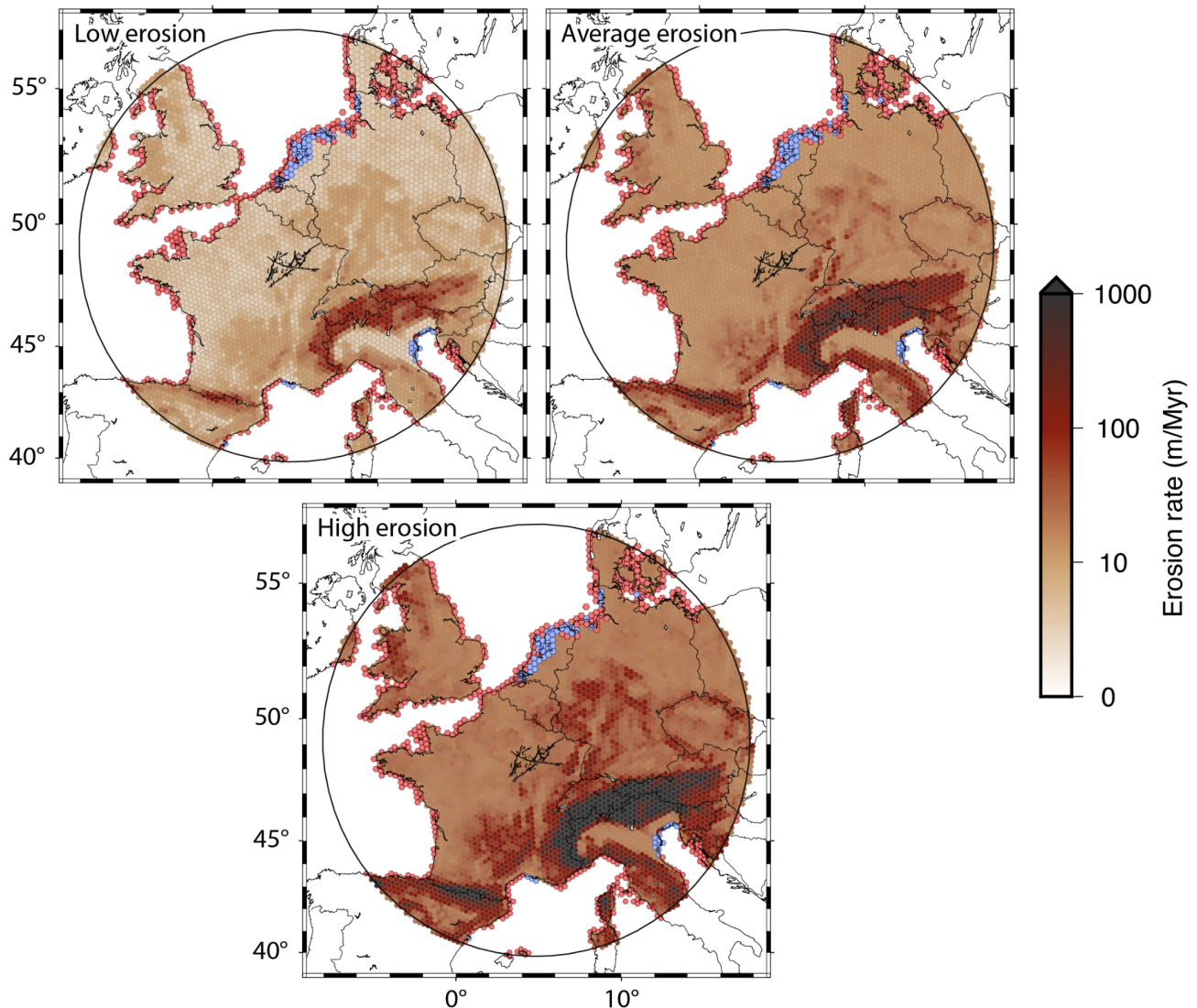


Figure 5.15. Modèles d'érosion finaux utilisés pour les calculs de réponse flexurale.

5.2 Flexure induite par l'érosion, perturbations de contraintes et impact sur la stabilité des failles étudiées

5.2.1 Flexure et perturbations de contraintes calculées

Les résultats des modèles de flexure associée à l'érosion sont présentés en fonction du scénario d'érosion et de la rigidité de la lithosphère, en termes de vitesses (fig. 5.16) et de taux de perturbations de contraintes (fig. 5.17 et 5.18).

Au niveau du Bassin de Paris, la réponse modélisée de la lithosphère soumise à érosion s'exprime par un soulèvement isostatique. Les taux de soulèvement associés atteignent des amplitudes d'environ 5 mm/kyr pour les scénarios de faible érosion, ~15 mm/kyr pour les scénarios d'érosion moyenne et environ 45 mm/kyr pour les scénarios de forte érosion. Plus l'érosion est intense, plus les taux de soulèvement et de perturbation de contraintes sont importants. Sur la zone couverte par nos cartes d'érosion, l'emplacement des taux d'érosion reste le même pour nos trois scénarios d'érosion et seule l'amplitude des taux d'érosion varie entre ces différents scénarios. Ainsi, la variation des déformations et perturbations de contraintes en fonction du scénario d'érosion implémenté n'est exprimée qu'en termes d'amplitude.

L'orientation des perturbations de contraintes associées à la déformation flexurale due à l'érosion indiquent que les déformations induites par l'érosion de différents domaines interagissent (fig. 5.17 et 5.18). Cette interaction est indiquée sur la zone d'étude par une orientation relativement hétérogène des tenseurs de contraintes, dont l'hétérogénéité varie en fonction de la rigidité lithosphérique considérée :

- on observe de façon récurrente une orientation NW-SE de la perturbation de contraintes horizontale maximale, signature des effets alpins,
- mais on observe également des orientations très hétérogènes associées à l'érosion de la zone d'étude elle-même et des régions qui lui sont limitrophes, particulièrement pour une faible rigidité lithosphérique (la lithosphère modélisée étant alors très sensible aux variations spatiales de l'érosion) (fig. 5.18),
- et finalement, pour une forte rigidité lithosphérique, les effets alpins prennent très largement le dessus sur les effets associées à d'autres domaines en érosion, comme le montrent alors les orientations de la contrainte principale très homogènes, orientées NW-SE, la déformation associée à l'érosion alpine se propageant jusqu'au Bassin de Paris (fig. 5.17 et 5.18).

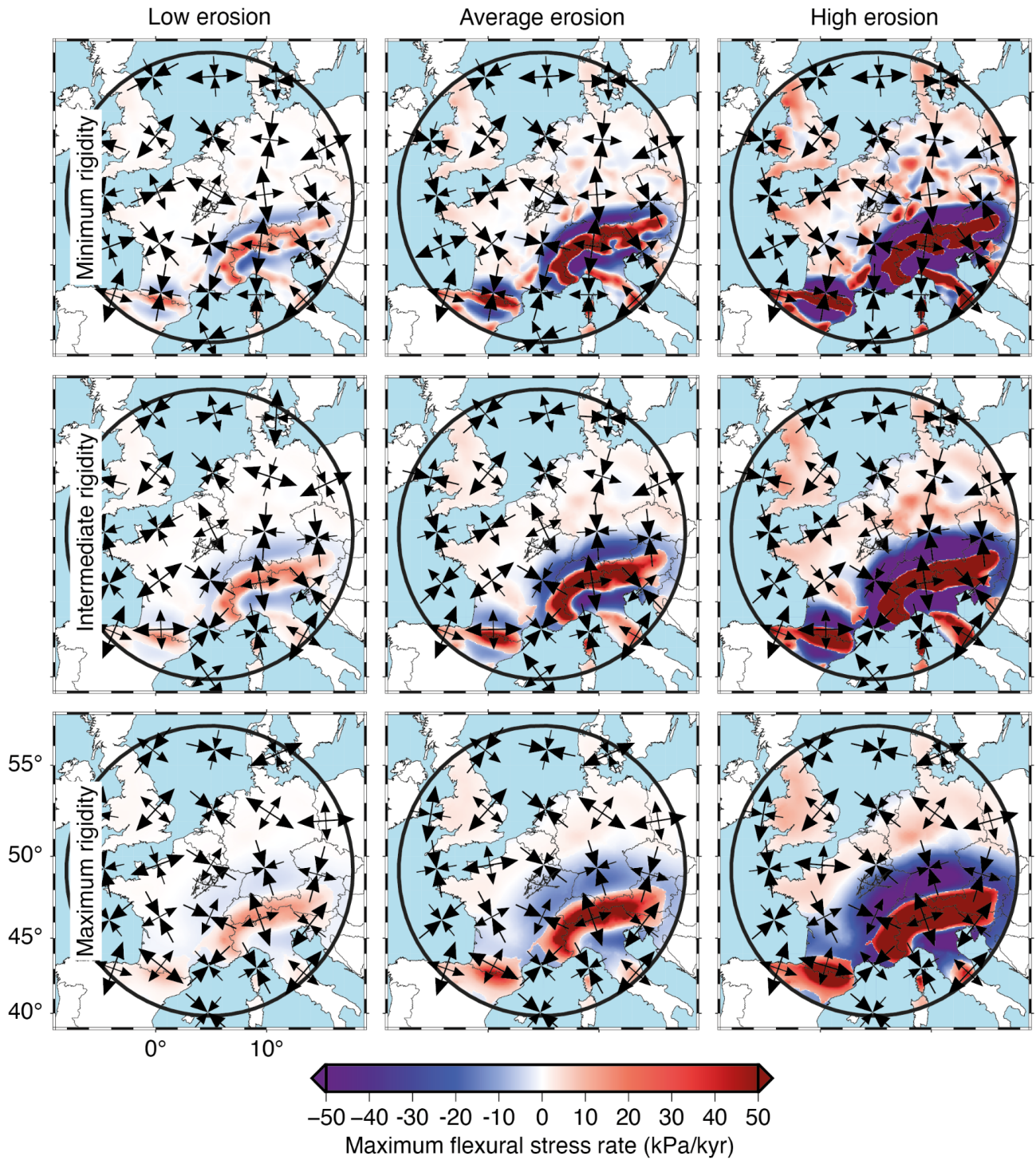


Figure 5.17. Champs de perturbations de contraintes horizontales associés à la flexure modélisée due à l'érosion. Valeurs positives : tension, valeurs négatives : compression.

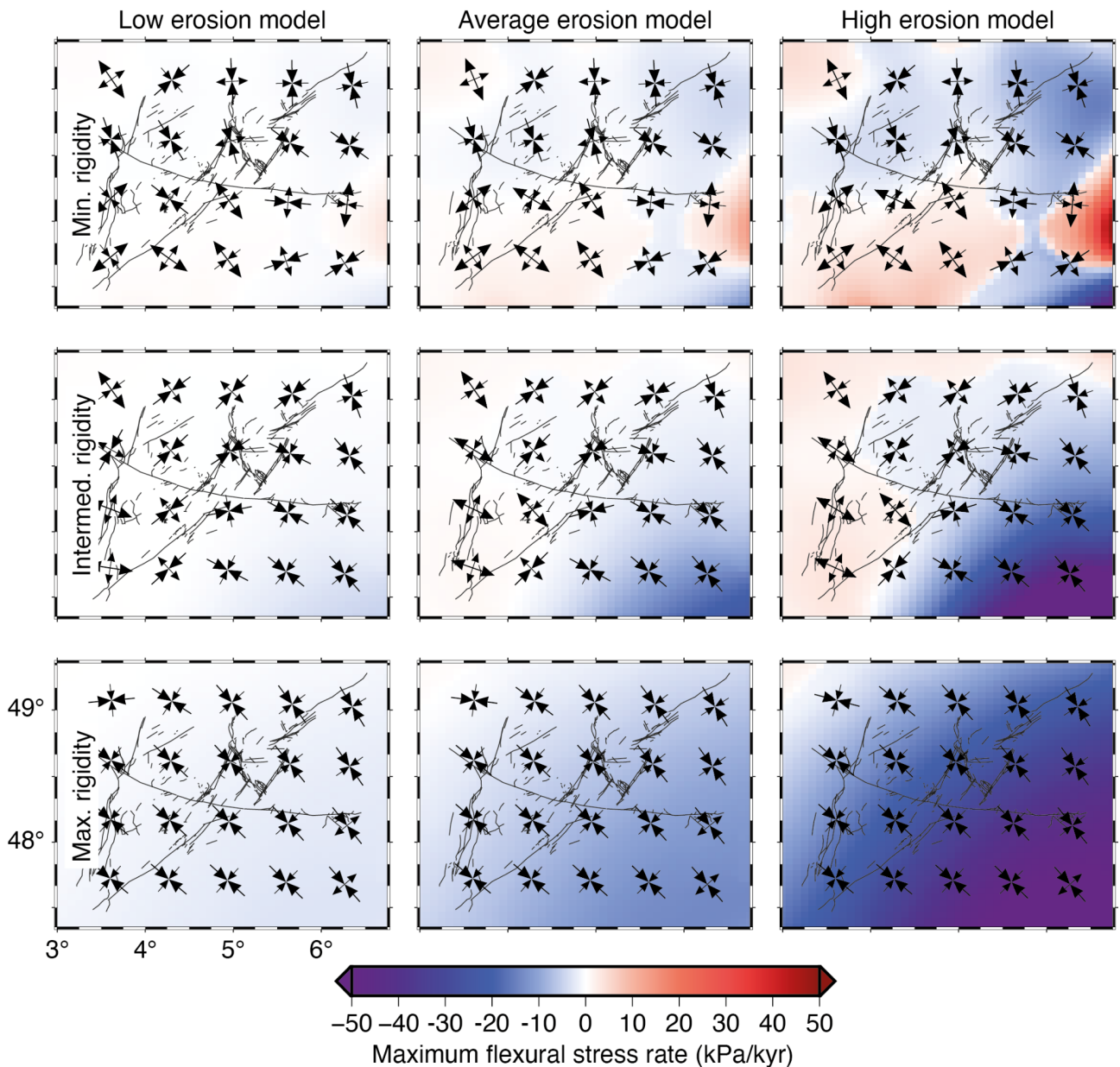


Figure 5.18. Zoom sur les champs de perturbations de contraintes horizontales au niveau de la zone d'étude.

Les gammes d'amplitude des contraintes flexurales horizontales induites par les déformations dues à l'érosion sont indiquées dans le tableau 5.1, pour chaque scénario d'érosion et de rigidité lithosphérique. Les contraintes associées à la déformation due à l'érosion sont majoritairement négatives, indiquant de la compression. Cette compression est principalement associée à la déformation périphérique aux Alpes (bourrelet flexural). Les contraintes flexurales compressives montrent des amplitudes entre -2.7 à -5.2 kPa/kyr pour une érosion faible, -11.9 à -24 kPa/kyr pour notre scénario d'érosion moyen, et -45.2 à 93.2 kPa/kyr pour une érosion forte. De fortes tensions ne sont observées que si l'on considère une faible rigidité lithosphérique, due à la capacité de la

lithosphère à exprimer de fortes flexions par sa faible rigidité. Autrement, les contraintes flexurales n'induisent que de faibles tensions peinant à dépasser quelques kPa/kyr.

		Scénario d'érosion		
		Faible	Intermédiaire	Fort
Rigidité de la lithosphère	Minimum	-2.7 à 4 kPa/kyr	-11.9 à 15.8 kPa/kyr	-45.2 à 54.3 kPa/kyr
	Intermédiaire	-5.2 à 0.3 kPa/kyr	-24 à 1.3 kPa/kyr	-93.2 à 4.48 kPa/kyr
	Maximum	-3.1 à 0.2 kPa/kyr	-14.3 à 0.7 kPa/kyr	-55.1 à 1.9 kPa/kyr

Tableau 5.1. Gammes d'amplitude des contraintes horizontales induites par la déformation flexurale due à l'érosion, en fonction du scénario d'érosion (colonnes) et de la rigidité de la lithosphère (lignes).

La diminution de la contrainte verticale (déchargement par érosion et évacuation du matériel) associée à l'érosion atteint sur la zone d'étude des amplitudes d'environ 0.15, 0.5 et 1.5 kPa/kyr en moyenne, pour les scénarios de faible, moyenne et forte érosion, respectivement (fig. 5.19). Cette diminution de la contrainte verticale est largement plus faible que les contraintes flexurales horizontales, avec une amplitude jusqu'à plusieurs dizaines de fois plus petite que l'amplitude des contraintes flexurales.

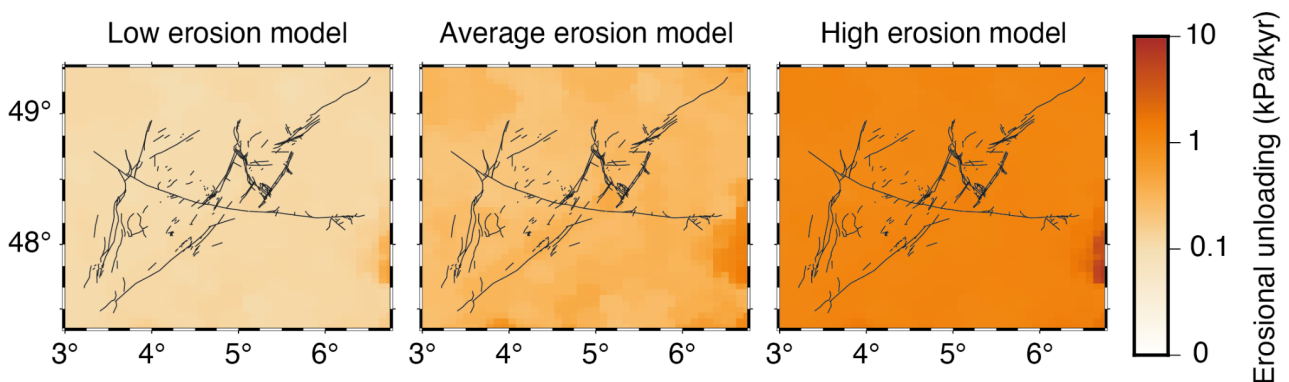


Figure 5.19. Taux de diminution de la contrainte verticale induite par l'érosion sur la zone d'étude.

5.2.2 Perturbations de la Contrainte de Coulomb

Dans cette section, nous étudions les perturbations de la Contrainte de Coulomb. Nous notons ce paramètre " ΔCFS ". Ce paramètre informe sur la tendance à approcher (valeurs positives) ou éloigner (valeur négative) un plan de faille donné de son seuil de rupture. En revanche, ce paramètre n'informe pas sur l'état de stabilité absolu d'un plan de faille, mais bien seulement sur la tendance à approcher ou éloigner ledit plan de faille de son seuil de rupture. Afin d'estimer l'état de stabilité d'une faille à proprement parler, il convient de considérer le champ de contraintes ambiant, afin de calculer la Contrainte de Coulomb totale, notée "CFS". Une valeur positive de CFS indique un dépassement du seuil de rupture d'un plan de faille, et une valeur négative indique la stabilité dudit plan de faille sous les contraintes auquel il est soumis. Nous traitons les prédictions de CFS et l'estimation de la stabilité des failles en section 5.2.3. Le détail du calcul des perturbations de la Contrainte de Coulomb et de la Contrainte de Coulomb totale est présenté dans le chapitre 3, section 3.3.

Afin d'étudier la variabilité spatiale des perturbations de la Contrainte de Coulomb, nous considérons comme pour le GIA cinq points d'investigation sur notre zone d'étude (fig. 5.20) (voir chapitre 3, section 3.3.6).

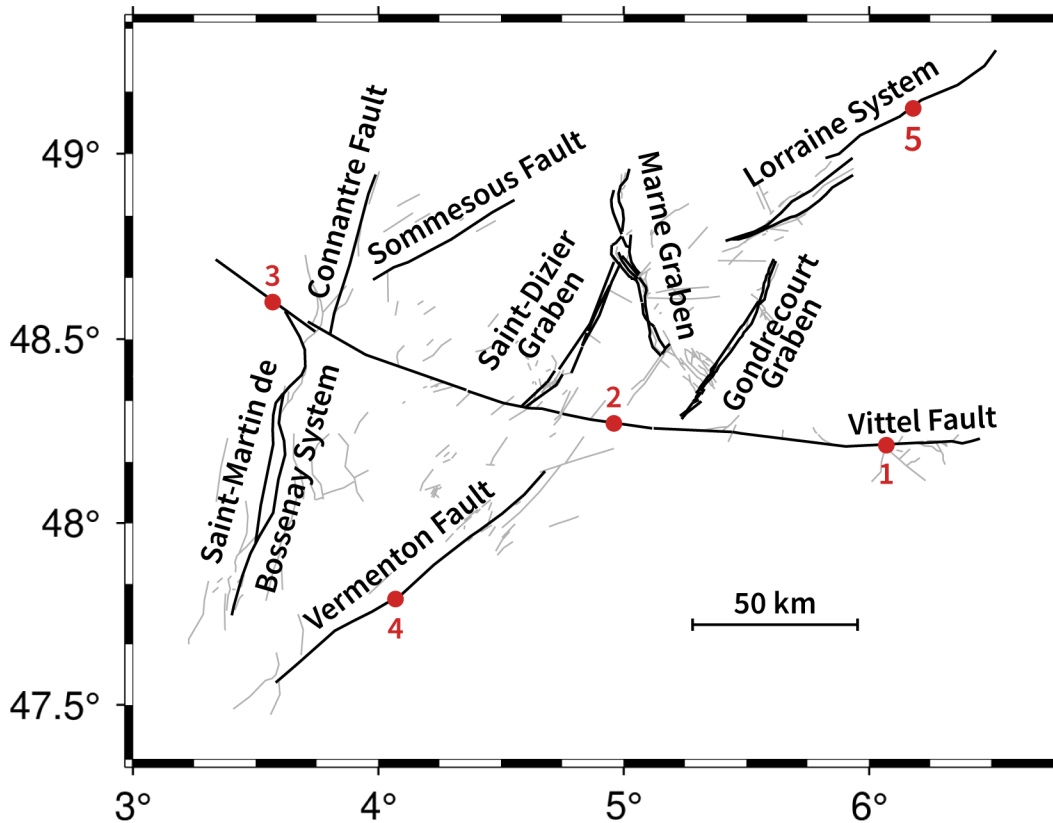


Figure 5.20. Points d'investigation pour le calcul de ΔCFS (points rouges numérotés) sur le réseau de failles de notre zone d'étude.

A l'image des perturbations de contraintes analysées dans la section précédente, les perturbations de la Contrainte de Coulomb n'évoluent qu'en termes d'amplitude en fonction du scénario d'érosion considéré.

En revanche, comme pour les champs de perturbations de contraintes, les perturbations de la Contrainte de Coulomb sont relativement hétérogènes à l'échelle de notre zone d'étude. Les géométries de failles bien orientées (azimut et pendage) et le style de contrainte (compression ou décompression) observé sur les failles varient ainsi fortement en fonction de la position dans la zone d'étude et du modèle de rigidité lithosphérique. On peut alors observer, si l'on considère une rigidité lithosphérique faible ou intermédiaire (fig. 5.21 et 5.22, respectivement), plusieurs scénarios de perturbation de la Contrainte de Coulomb :

- soit des géométries des failles testées affichant exclusivement des valeurs de ΔCFS positives (tenseur de perturbations de contraintes indiquant de la tension selon ses deux composantes horizontales),

- soit des valeurs de ΔCFS négatives sur quelques unes des géométries de failles testées seulement (tenseur de perturbations de contraintes suggérant de la compression selon une de ses deux composantes horizontales uniquement),
- soit un part prépondérante de géométries testées affichant des valeurs de ΔCFS négatives (tenseur de perturbations de contraintes suggérant de la compression selon ses deux composantes horizontales).

Si l'on considère une forte rigidité lithosphérique, les tenseurs de perturbations de contraintes homogènes sur la zone affichent de la compression selon leurs deux axes, ce qui se retrouve dans les styles de contraintes les géométries de failles testées (fig. 5.23) : on observe une tendance à l'éloignement du seuil de rupture (ΔCFS négatif) sur les géométries dont l'azimut est proche d'être perpendiculaire à l'azimut d'une des deux composantes des tenseurs de perturbation de contraintes. Les autres géométries affichent des valeurs de ΔCFS positives du fait des contraintes tangentielles aux plans de faille testés.

L'amplitude des perturbations positives et négatives de la Contrainte de Coulomb sont similaires et varient relativement peu en fonction de la rigidité de la lithosphère considérée, par comparaison aux variations en fonction du scénario d'érosion considéré. Les gammes de valeurs absolues des perturbations de la Contrainte de Coulomb sont alors 0.1-1 kPa/kyr, 0.25-2.5 kPa/kyr et 1-10 kPa/kyr pour les scénarios de faible, moyenne et forte érosion, respectivement.

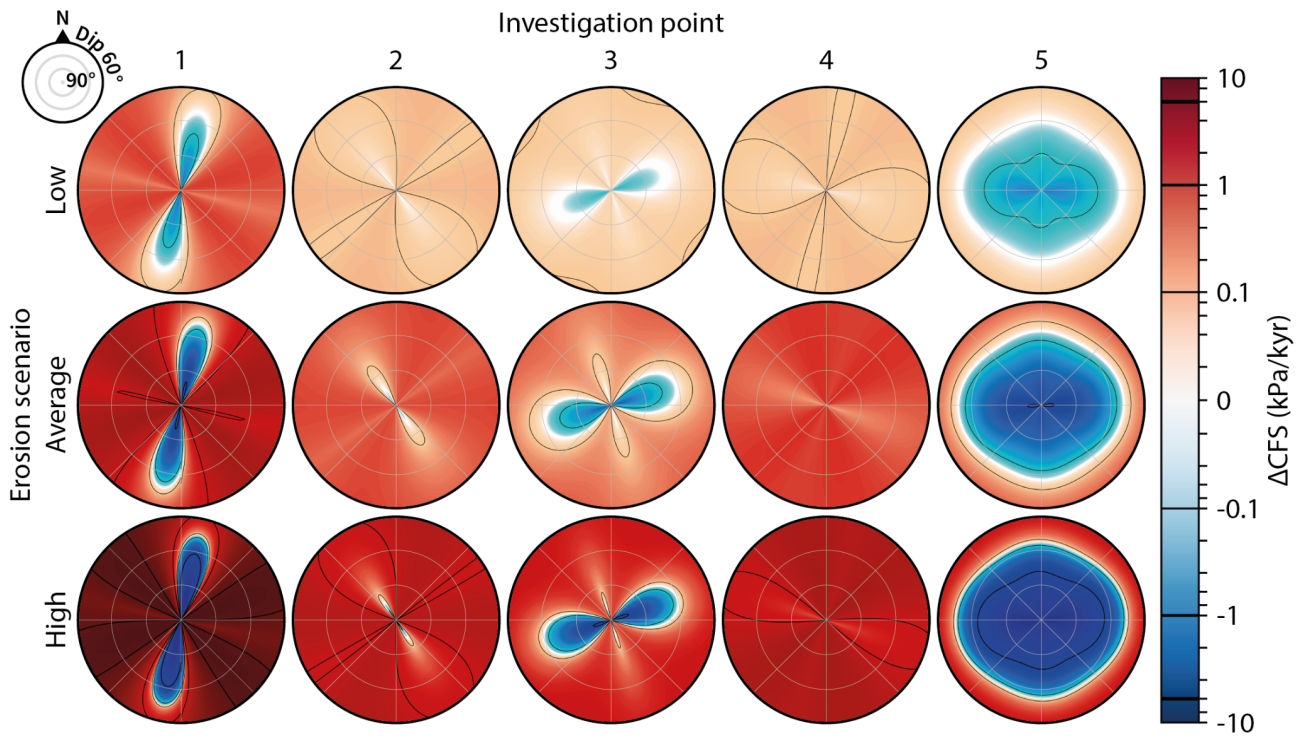


Figure 5.21. Taux de perturbation de la Contrainte de Coulomb pour notre modèle de rigidité lithosphérique minimum, en fonction de l'orientation (0-360°N) et du pendage (60-90°) des failles, sur les 5 points d'investigation sur le réseau de failles de notre zone d'étude. Valeurs négatives : éloignement du plan de faille testé du seuil de rupture, valeurs positives : rapprochement du plan de faille testé du seuil de rupture. Les contours noirs dans les stéréogrammes indiquent les valeurs de CFS de ± 0.1 , ± 1 , ± 5 MPa (si calculées).

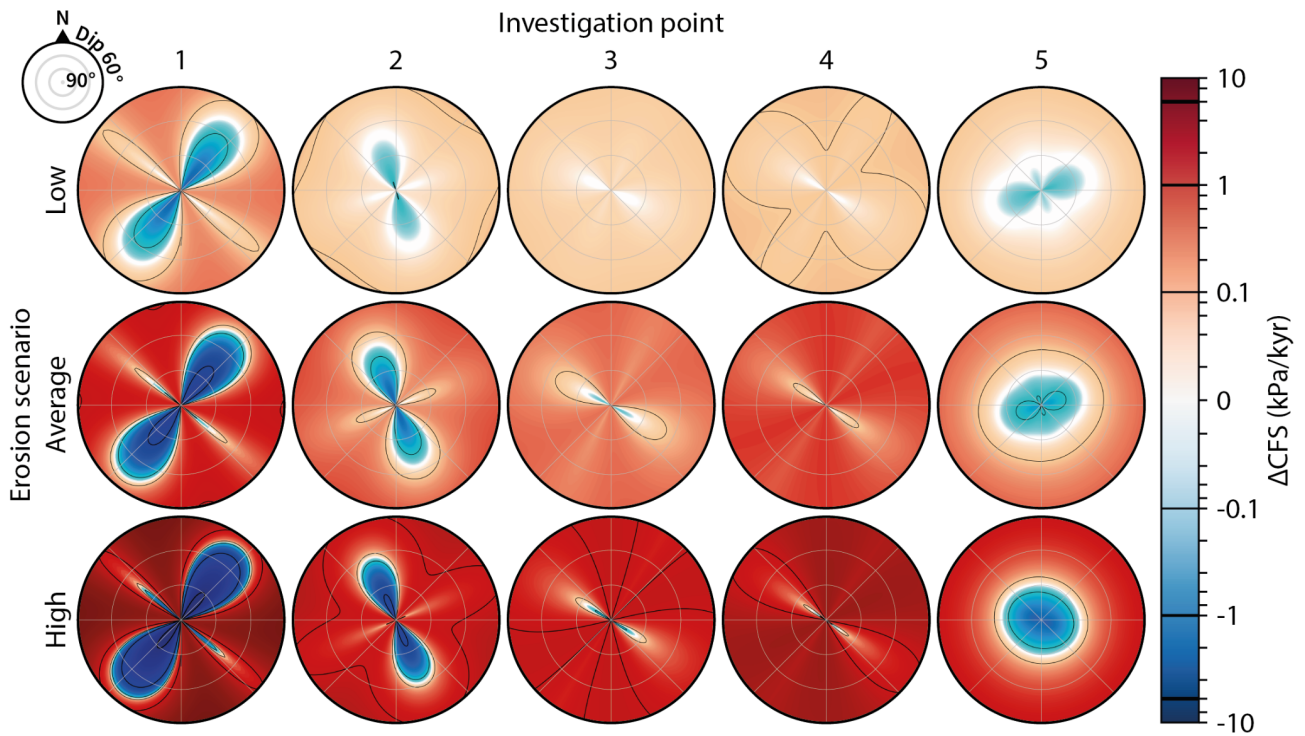


Figure 5.22. Taux de perturbation de la Contrainte de Coulomb pour notre modèle de rigidité lithosphérique intermédiaire, en fonction de l'orientation (0-360°N) et du pendage (60-90°) des failles, sur les 5 points d'investigation sur le réseau de failles de notre zone d'étude. Valeurs négatives : éloignement du plan de faille testé du seuil de rupture, valeurs positives : rapprochement du plan de faille testé du seuil de rupture. Les contours noirs dans les stéréogrammes indiquent les valeurs de CFS de ± 0.1 , ± 1 , ± 5 MPa (si calculées).

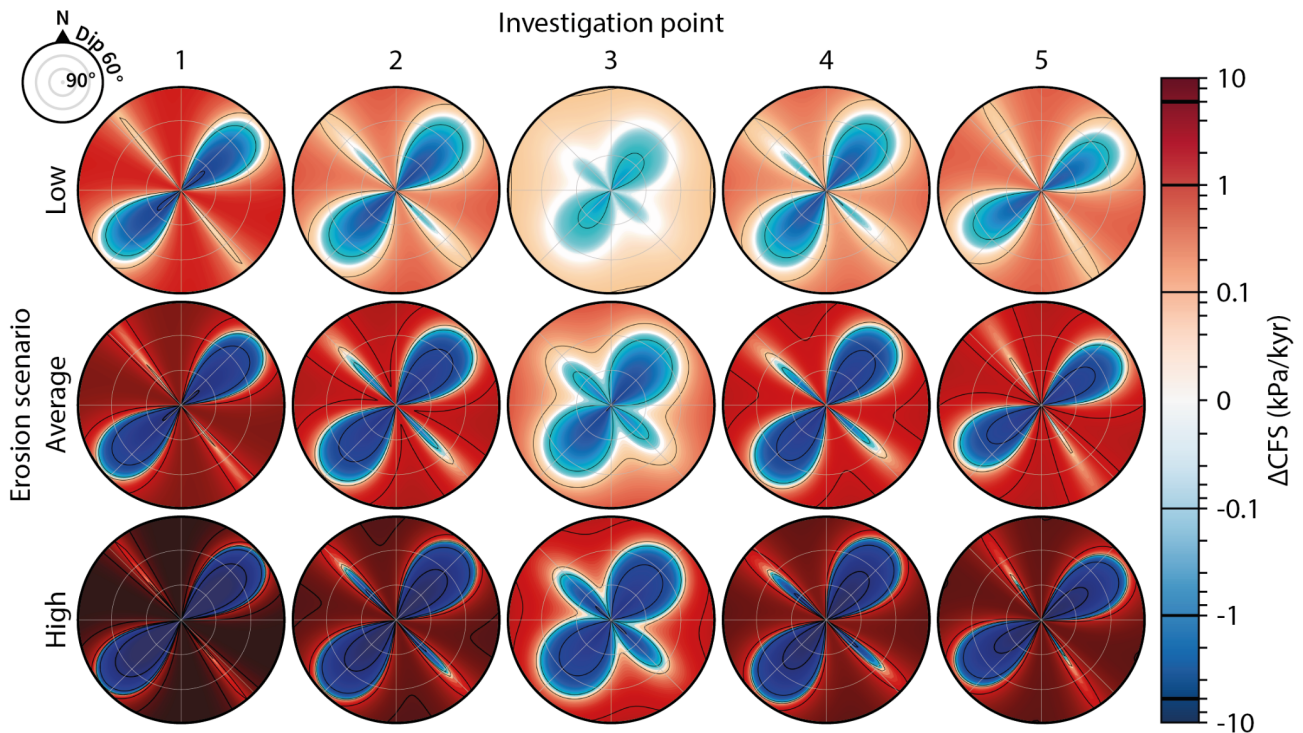


Figure 5.23. Taux de perturbation de la Contrainte de Coulomb pour notre modèle de rigidité lithosphérique maximum, en fonction de l'orientation (0-360°N) et du pendage (60-90°) des failles, sur les 5 points d'investigation sur le réseau de failles de notre zone d'étude. Valeurs négatives : éloignement du plan de faille testé du seuil de rupture, valeurs positives : rapprochement du plan de faille testé du seuil de rupture. Les contours noirs dans les stéréogrammes indiquent les valeurs de CFS de ± 0.1 , ± 1 , ± 5 MPa (si calculées).

5.2.3 Stabilité des failles étudiées dans un champ de contraintes perturbé par les déformations induites par l'érosion

Afin d'estimer l'impact des perturbations de contraintes dues à l'érosion sur la Contrainte de Coulomb (CFS pour Coulomb Failure Stress), nous considérons un cumul des perturbations de contraintes induites par les déformations dues à l'érosion sur 1 Myr (durée d'intérêt). Dans un premier temps, les résultats sont présentés sous forme de stéréogrammes de la Contrainte de Coulomb totale de la même façon que les perturbations de la Contrainte de Coulomb (section précédente) : aux 5 points sur notre zone d'étude et en fonction du scénario d'érosion, pour nos trois modèles de rigidité lithosphérique (minimum, intermédiaire et maximum, en figures 5.24, 5.25 et 5.26, respectivement).

Globalement, les géométries de failles testées potentiellement déstabilisées (montrant des valeurs de CFS positives) sont limitées. Les contraintes ambiantes compressives limitent fortement les valeurs positives de CFS, et on observe ainsi des valeurs de CFS positives seulement sur des géométries proches des géométries andersonniennes (voir chapitre 3, section 3.3.4, figure 3.32).

Dans les résultats ci-dessous, nous considérons notre modèle de champ de contraintes ambiant "R=1, N & SS" (voir chapitre 3, section 3.3.4), afin d'étudier un scénario pour lequel le plus de géométries de failles sont potentiellement déstabilisées (chargement critique sur les géométries andersonniennes pour un jeu normal ou décrochant : 150°N, pendage 60° et 120/180°N, pendage 90°). L'impact de nos autres modèles à R=0.75 ou R=0.5 n'est que de restreindre les géométries montrant des valeurs CFS positives aux géométries proches des géométries andersonniennes pour un jeu normal (150°N, pendage 60°) ou décrochant (120/180°N, pendage 90°), respectivement pour nos modèles de champs ambiants favorisant le jeu normal ("N") ou décrochant ("SS").

La rigidité lithosphérique est le facteur de variabilité de CFS le plus important. À l'image des champs de perturbation de contraintes calculés, les contraintes s'appliquant sur les failles sont fortement contrôlées par la flexion de la lithosphère en termes de localisation et d'amplitude, faisant de la rigidité de la lithosphère un paramètre de variabilité majeur.

Plus le scénario d'érosion considéré est intense, plus le nombre de géométries testées montrant des valeurs de CFS positives est grand, sous réserve de perturbations de contraintes permettant d'obtenir des valeurs de CFS positives. Cette observation s'explique par le fait que l'amplitude des perturbations de contraintes croît avec l'intensité de l'érosion considérée.

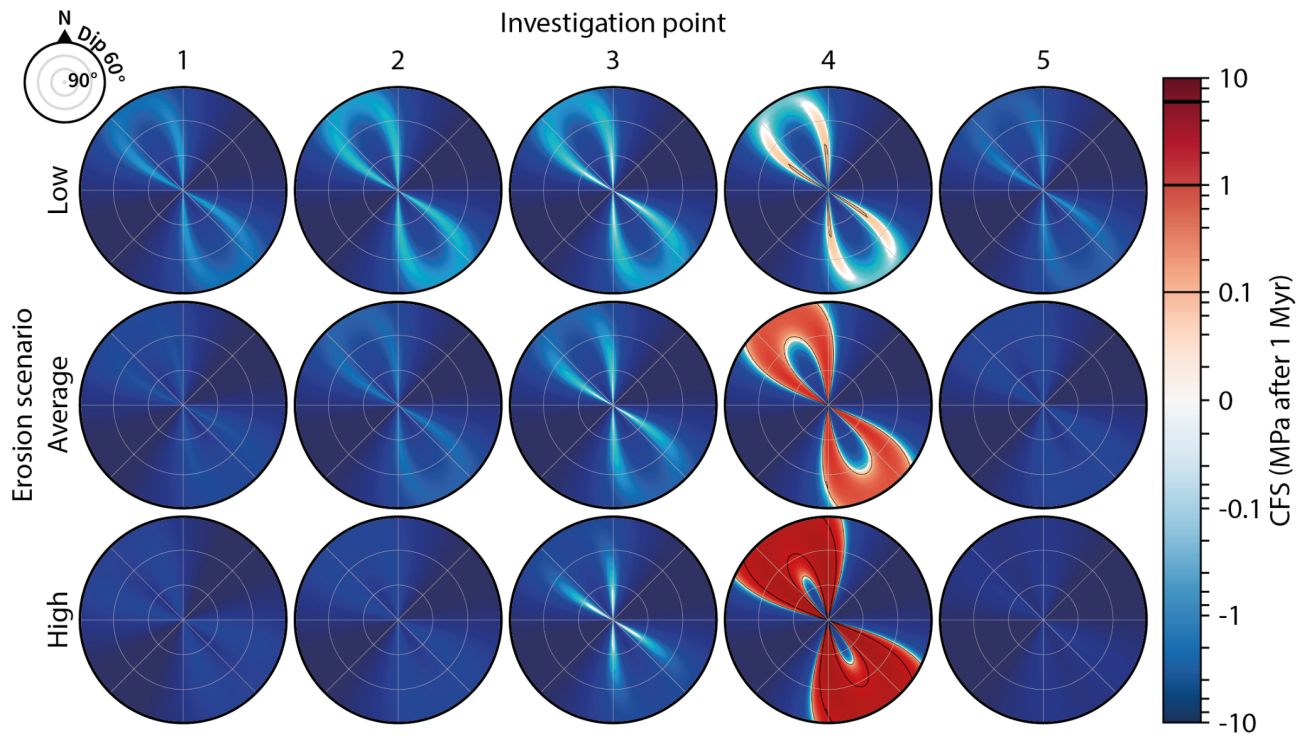


Figure 5.24. Contrainte de Coulomb perturbées par 1 Myr de déformation associée à l'érosion, pour un champ ambiant dont $R=1$ (chargement critique sur les géométries andersonniennes pour un jeu normal ou décrochant), pour notre modèle de rigidité lithosphérique minimum. Valeurs négatives : plan de faille testé comprimé (glissement inhibé), valeurs positives : plan de faille testé décompressé (glissement potentiel). Les contours noirs dans les stéréogrammes indiquent des valeurs de CFS de 0.1, 1, 5 MPa (si calculées).

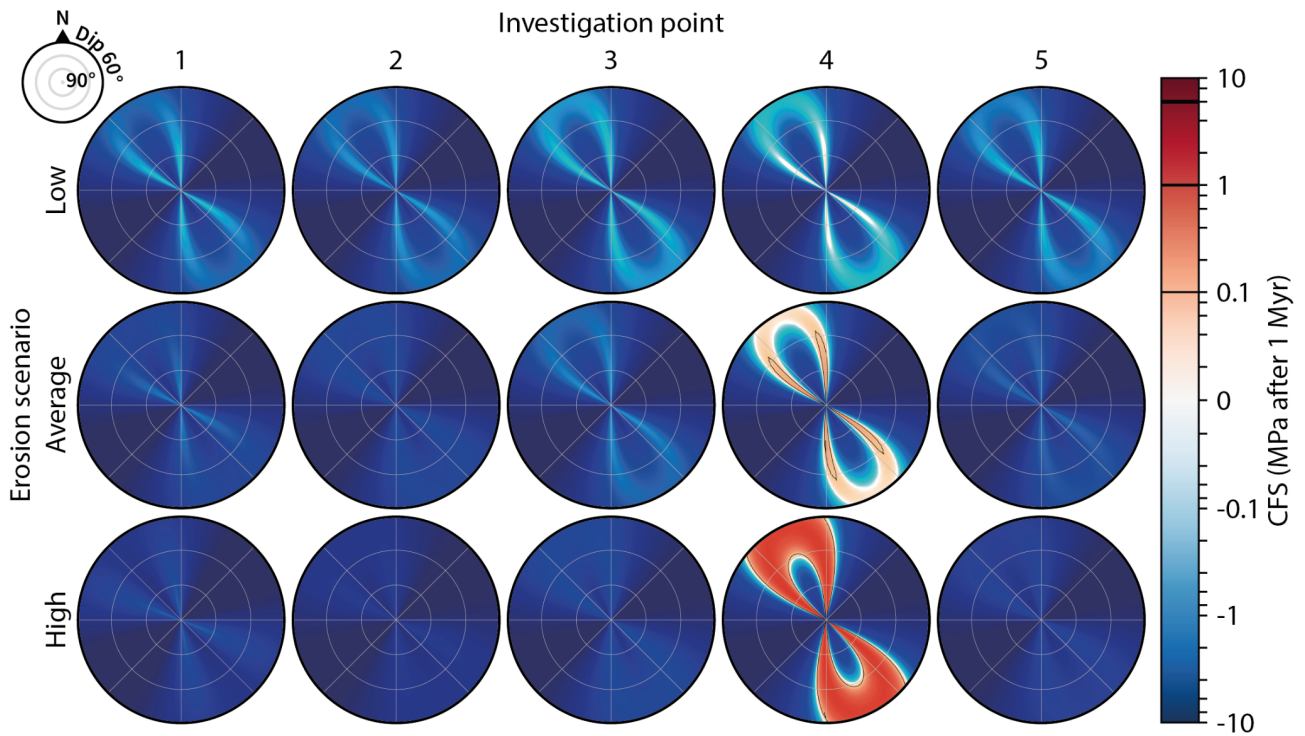


Figure 5.25. Contrainte de Coulomb perturbées par 1 Myr de déformation associée à l'érosion, pour un champ ambiant dont $R=1$ (chargement critique sur les géométries andersonniennes pour un jeu normal ou décrochant), pour notre modèle de rigidité lithosphérique intermédiaire. Valeurs négatives : plan de faille testé comprimé (glissement inhibé), valeurs positives : plan de faille testé décompressé (glissement potentiel). Les contours noirs dans les stéréogrammes indiquent des valeurs de CFS de 0.1, 1, 5 MPa (si calculées).

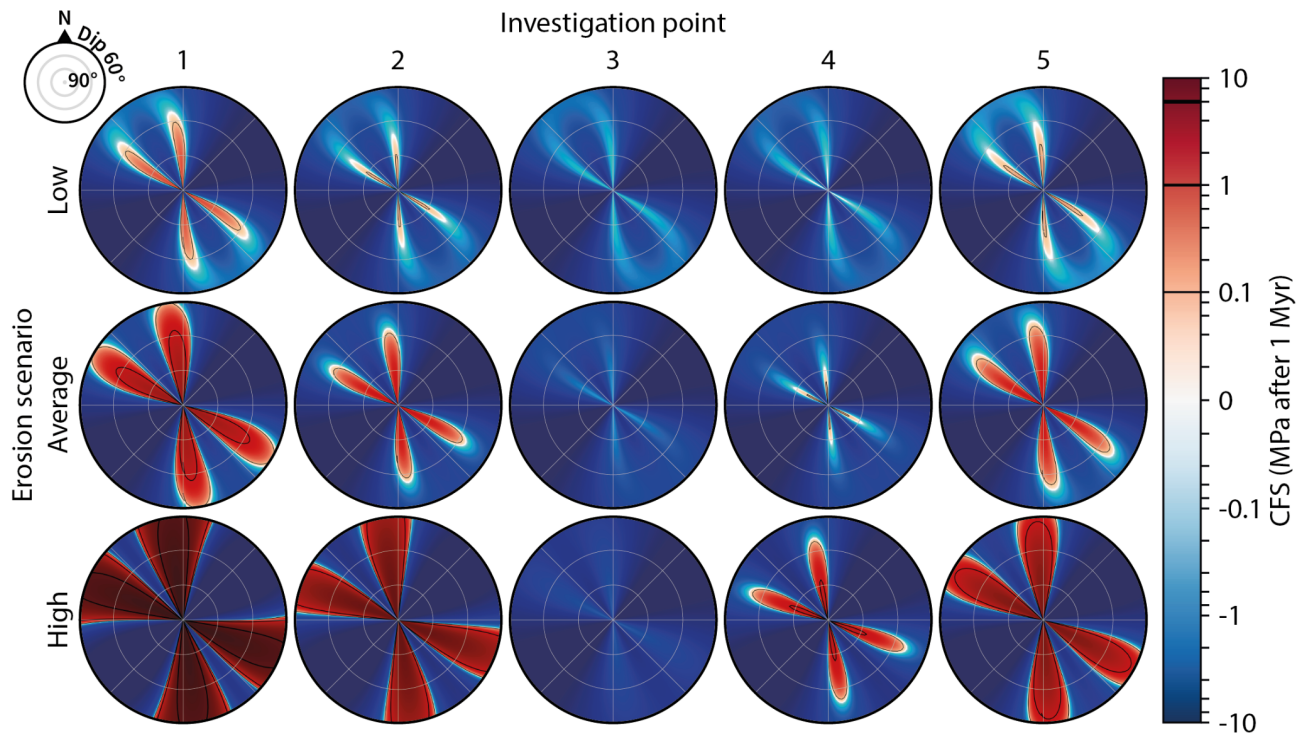


Figure 5.26. Contrainte de Coulomb perturbées par 1 Myr de déformation associée à l'érosion, pour un champ ambiant dont $R=1$ (chargement critique sur les géométries andersonniennes pour un jeu normal ou décrochant), pour notre modèle de rigidité lithosphérique maximum. Valeurs négatives : plan de faille testé comprimé (glissement inhibé), valeurs positives : plan de faille testé décompressé (glissement potentiel). Les contours noirs dans les stéréogrammes indiquent des valeurs de CFS de 0.1, 1, 5 MPa (si calculées).

Après 1 Myr de cumul, on observe majoritairement des failles potentiellement déstabilisées pour des géométries $120/180^{\circ}N \pm 20^{\circ}$ de pendage 65 à 90° . On observe également des valeurs de CFS positives pour des géométries proches de $150^{\circ}N$ avec des pendages de $60-70^{\circ}$, ainsi que quelques cas isolés de géométries $120/180^{\circ}N \pm 25^{\circ}$ de pendage 60° , moyennant un scénario de perturbations de contraintes extrêmes (forte érosion et forte rigidité lithosphérique, fig. 5.26). Les valeurs de CFS positives sont comprises entre 0.1-2, 0.1-0.4 et 0.2-9 MPa pour les modèles de rigidité lithosphérique minimum, intermédiaire et maximum, respectivement. En fonction du scénario d'érosion, les valeurs de CFS positives sont d'environ 0.1, 0.1-2 et 0.4-9 MPa pour les scénarios de faible, moyenne et forte érosion.

Afin d'étudier l'évolution de CFS en fonction du temps de cumul des perturbations de contraintes dues aux déformations induites par l'érosion, nous étudions les valeurs de CFS sur quelques failles sélectionnées de notre zone d'étude. Cette approche nous permet d'alléger les résultats en

considérant l'ensemble des gammes de valeurs des paramètres impactant CFS de façon simultanée, ce que ne permet pas de faire la représentation en stéréogrammes utilisée jusqu'à présent. Le calcul de CFS est réalisé sur des segments rectilignes représentatifs de l'orientation globale des failles sélectionnées (fig. 5.27). Les failles ont été sélectionnées pour leur position permettant de considérer la variabilité spatiale sur la zone d'étude, ainsi que pour leur orientation, permettant de considérer des failles proches d'une orientation préférentielle dans le champ de contrainte régional ambiant (120, 150 ou 180°N) ou non. Afin de considérer la variabilité globale de valeurs de CFS, nous affichons l'enveloppe de variabilité de CFS en fonction du temps pour la totalité des combinaisons de valeurs des paramètres entrant en compte dans nos modèles de déformation et de champs de contraintes ambiants (figure 5.28).

Parmi les failles sélectionnées, Malnoue, Poissons et Revigny sont bien orientées dans le champ ambiant et affichent des valeurs de Contrainte de Coulomb proches de zéro lorsqu'il n'y a pas de perturbation par les effets de l'érosion, contrairement aux autres failles sélectionnées.

L'évolution de la gamme de variabilité de CFS en fonction du temps nous indique que le temps minimal de cumul des contraintes induites par l'érosion pour obtenir des valeurs de CFS positives sur une faille préférentiellement orientée (Malnoue, Poissons, Revigny) est d'environ 100 kyr à 1 Myr. Ce temps minimal est une borne extrême pour obtenir des valeurs de CFS positives, car elle considère notre scénario de forte érosion. Pour notre modèle d'érosion intermédiaire, un cumul des perturbations de contraintes induites par les déformations dues à l'érosion d'environ 1 Myr ou plus est nécessaire pour induire des valeurs de la Contrainte de Coulomb positives et significatives (>0.1 MPa, voir chapitre 3, section 3.3.5). Notre scénario de faible érosion ne permet d'atteindre des valeurs de CFS que très légèrement supérieures à 0 pour un cumul sur plusieurs millions d'années, et ce seulement sur des failles bien orientées dans le champ de contraintes ambiant.

Toutefois, ces durées minimales pour atteindre des valeurs de CFS significatives considèrent l'ensemble des combinaisons de paramètres possibles (modèle d'érosion, de rigidité de la lithosphère, de champ de contraintes ambiant et pendage). Mais, si l'on considère les modèles intermédiaires pour le scénario d'érosion et la rigidité de la lithosphère, on n'obtient quasiment en aucun cas des valeurs de CFS positives sur l'intervalle de temps testé (10 kyr-10 Myr), et ce peu importe le modèle de champ de contraintes ambiant et le pendage des failles considéré (fig. 5.29). Ce résultat nous indique qu'une déstabilisation de faille induite par les déformations dues à

l'érosion requiert l'implémentation de valeurs extrêmes d'érosion et/ou de rigidité de la lithosphère dans nos modèles.

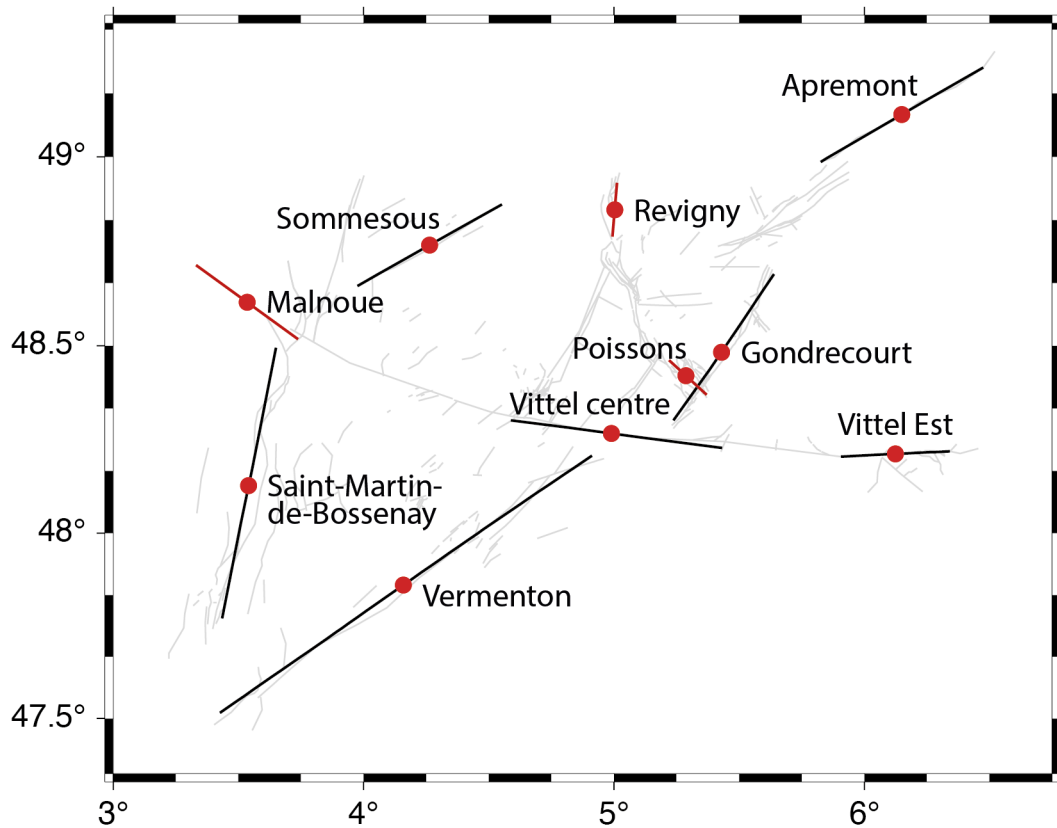


Figure 5.27. Failles sélectionnées pour l'analyse de CFS. Rouge : failles proches des géométries andersonniennes.

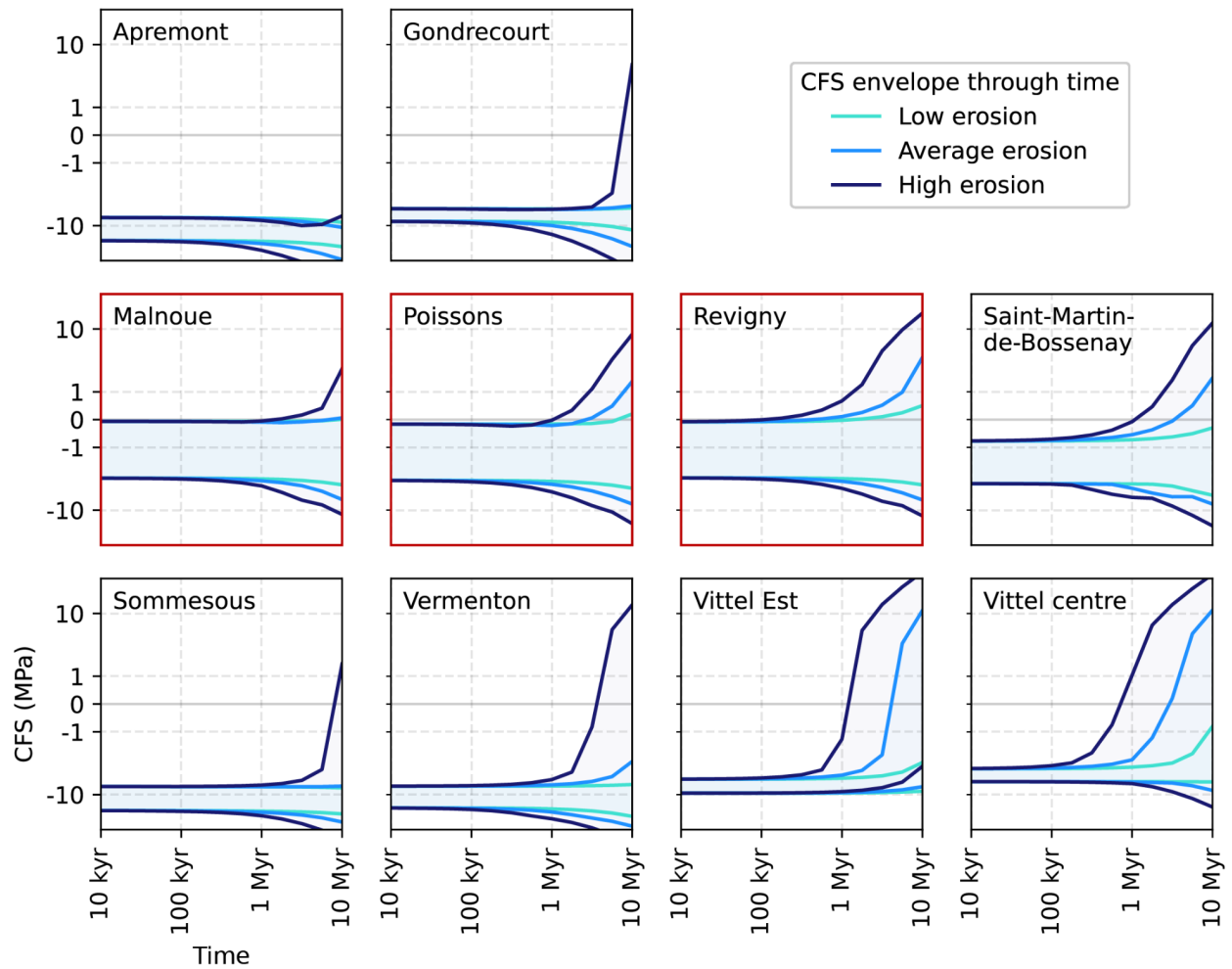


Figure 5.28. Enveloppe de variabilité de CFS tous paramètres confondus pour nos trois scénarios d'érosion (turquoise : faible érosion, bleu moyen : érosion intermédiaire, bleu sombre : forte érosion), en fonction du temps de cumul des perturbations de contraintes induites par les déformations dues à l'érosion, pour les différentes failles sélectionnées. Diagrammes à bord rouge : résultats sur failles bien orientées dans le champ de contraintes ambiant.

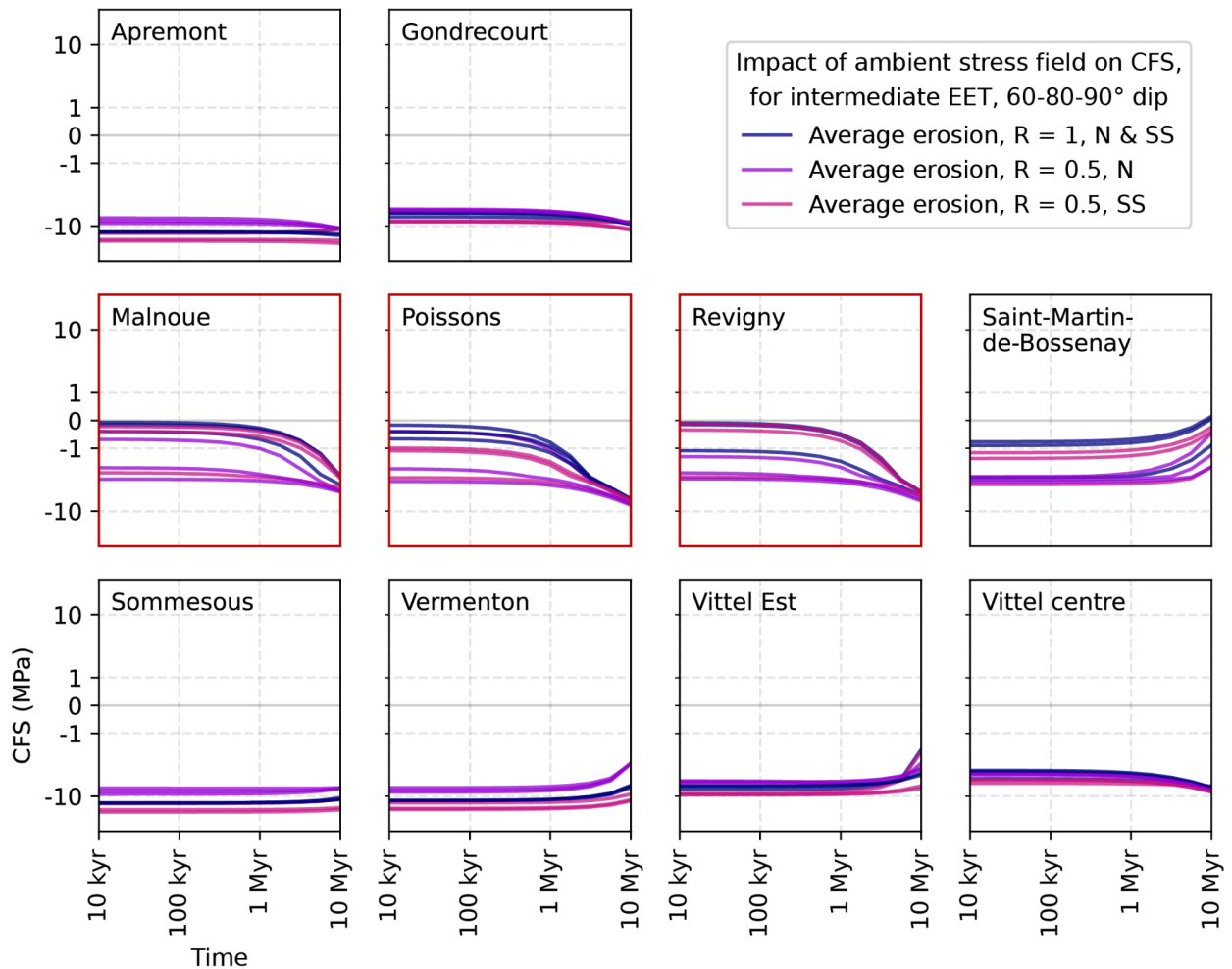


Figure 5.29. Évolution des valeurs de CFS au cours du temps pour nos modèles d'érosion et de rigidité lithosphérique intermédiaires, en fonction du champ de contraintes considérés (bleu sombre : $R = 1$, N & SS, violet : $R = 0.5$, N, rose : $R = 0.5$, SS) et du pendage de faille considéré (trois courbes pour chaque modèle de champ de contraintes ambiant, montrant la variabilité considérant des pendages de 60, 80 et 90°), pour les différentes failles sélectionnées. Diagrammes à bord rouge : résultats sur failles bien orientées dans le champ de contraintes ambiant.

5.3 Comparaison des taux de surrection modélisés à des taux de surrection estimés dans le Bassin de Paris par l'incision de terrasses

Beucher et al. (2013) ont cartographié et daté (par ESR, OSL et U/Th sur dents fossiles) les terrasses du réseau hydrographique du Bassin de Paris dans l'optique d'estimer la surrection du bassin d'après l'incision des terrasses identifiées. Pour ce faire, les auteurs ont estimé les taux d'incision des terrasses par leur étagement. Ils proposent ensuite une déconvolution des signaux enregistrés par l'incision du système de terrasses étagées, afin d'extraire un signal de surrection du

signal de variations eustatiques et des captures de certains bras du réseau hydrographique. À l'arrivée, Beucher et al. (2013) proposent une carte de taux de surrection au niveau du système hydrographique du Bassin de Paris présentant des valeurs variant entre 40 et 70 m/Myr (fig. 5.30). Sur le Bassin de Paris, nos modèles flexuraux prédisent une surrection de 5, 10-20 et 45 m/Myr, pour nos scénarios d'érosion faible, intermédiaire et forte, respectivement (fig. 5.31). Nos prédictions suggèrent des taux de surrection plus faibles que les taux de surrection estimés d'après l'incision du réseau hydrographique du Bassin de Paris. Nos prédictions peuvent notamment être plus de deux fois plus faibles que les taux de surrection dérivés de l'incision des terrasses, et ce même pour notre modèle d'érosion intermédiaire. Cette différence entre les prédictions de nos modèles et les estimations de Beucher et al. (2013) suggère que l'érosion seule ne permet pas d'expliquer le signal de surrection mis en avant par l'incision des terrasses. Beucher et al. (2013) suggèrent que trois sources de surrection pourraient expliquer la surrection dénotée par leurs résultats : un flambage lithosphérique associée à la compression alpine, et deux panaches mantelliques au niveau de l'Eifel et du Massif Central induisant. En revanche, Beucher et al. (2013) terminent leurs travaux en suggérant que l'impact de ces processus sur la déformation, la surrection, et les contraintes, doivent être testées à l'aide de modèles numériques, ne l'ayant pas fait dans leur étude.

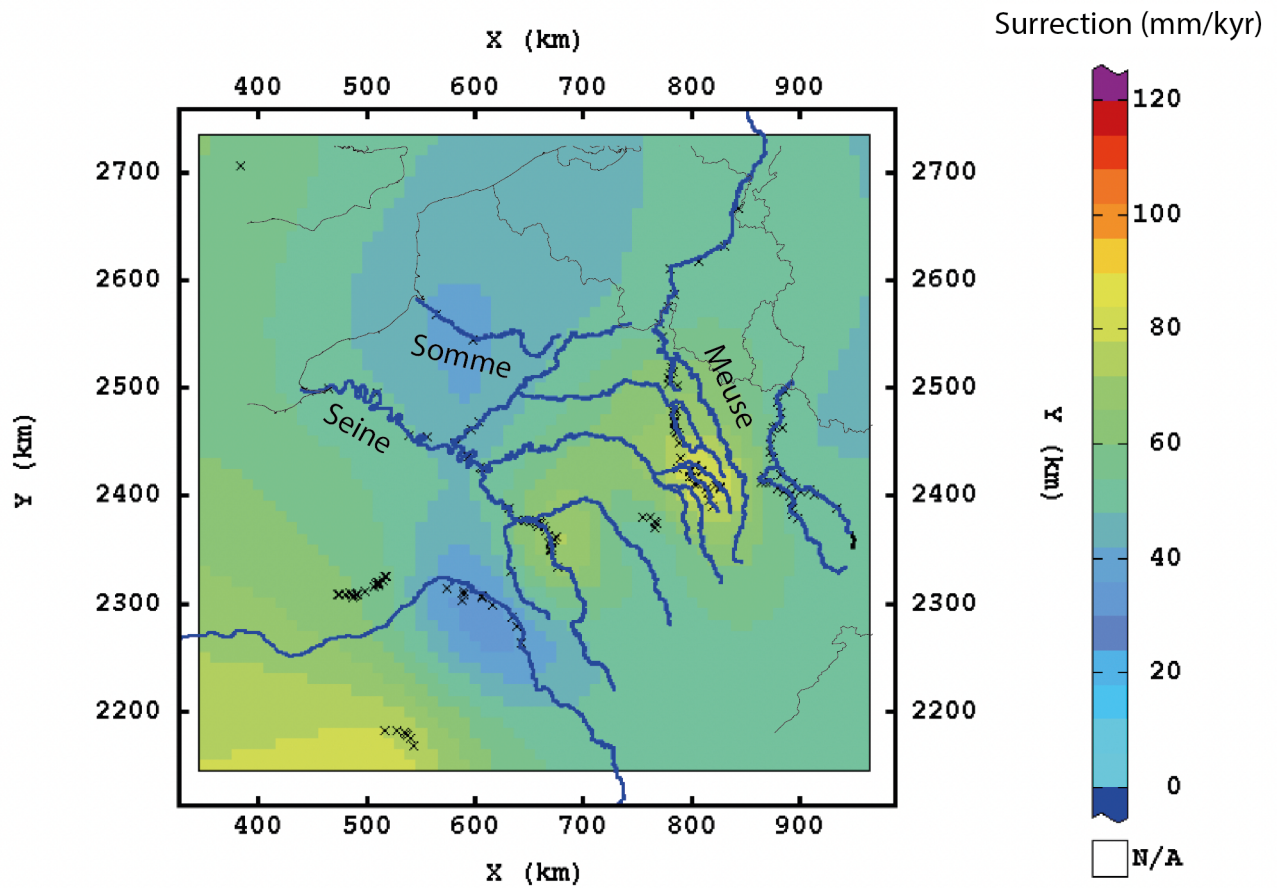


Figure 5.30. Taux de surrection estimés dans le Bassin de Paris d'après l'incision des terrasses du système hydrographique du bassin. Figure modifiée d'après Beucher et al. (2013).

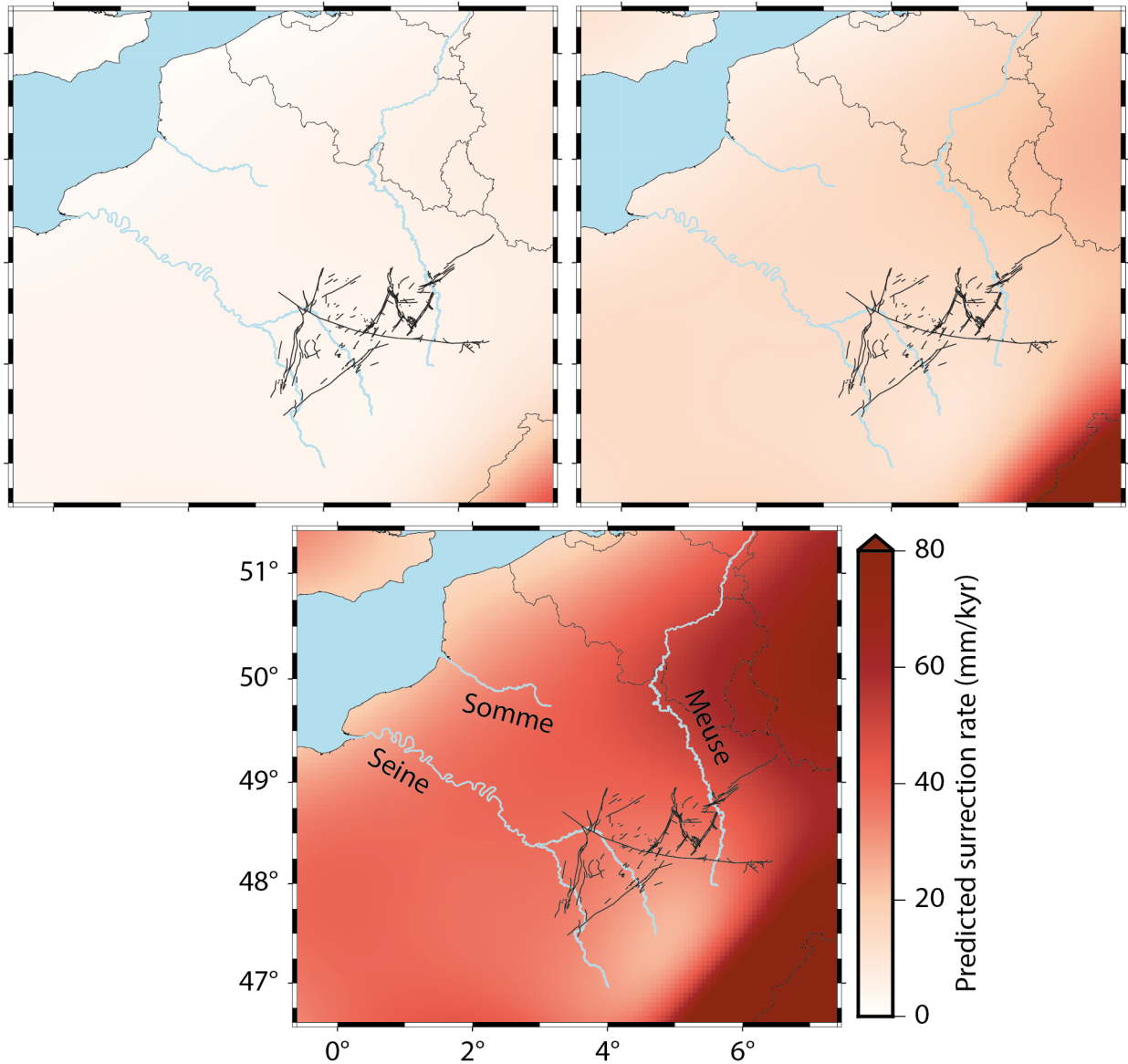


Figure 5.31. Taux de déplacement vertical prédits par nos modèles, pour une rigidité lithosphérique intermédiaire, et pour nos scénarios de faible érosion (en haut à gauche), d'érosion intermédiaire (en haut à droite) et de forte érosion (en bas).

Chapitre 6 : discussion

Dans ce chapitre, nous réalisons une carte du potentiel de réactivation de failles de l'Est du Bassin de Paris, sur la base des Contraintes de Coulomb calculées sur ces failles sous les effets de glaciations et de l'érosion. Nous étudions également la variabilité temporelle des effets des glaciations et de l'érosion, ainsi que l'impact de leur interaction sur les contraintes prédites, n'ayant pour l'instant étudié que les effets isolés des deux forçages. Pour finir, nous comparons la localisation des failles potentiellement instables d'après nos modèles à la sismicité instrumentale à l'échelle du Nord de la France, et suggérons que d'autres processus que ceux étudiés dans le cadre de cette thèse impacte ladite sismicité.

6.1 Potentiel de réactivation des failles de l'Est du Bassin de Paris associé aux glaciations et à l'érosion

Nos résultats (chapitres 4 et 5) montrent que les glaciations et l'érosion peuvent induire des déformations suffisantes pour impacter la stabilité des failles dans l'Est du Bassin de Paris. Les perturbations de contraintes associées aux déformations sous chargement / déchargement glaciaire atteignent des amplitudes s'élevant à quelques mégapascals, qui sont donc supérieures à l'amplitude de perturbations de contraintes connues pour avoir réactivé des failles (de l'ordre de 0.1 MPa, Stein et al. (1992), Zhang et al. (2008)). Les perturbations de contraintes induites par la flexure sous déchargement érosif sont quant à elles dépendantes du temps de cumul de l'érosion. Leur amplitude est alors exprimée en taux et est comprise entre 0 et 10 kPa/kyr pour un scénario d'érosion faible ou intermédiaire, et atteint quelques dizaines de kPa/kyr pour un scénario de forte érosion. Avec de tels taux, les perturbations de contraintes induites par l'érosion dans l'Est du Bassin de Paris atteignent une amplitude de 0.1 MPa, suffisante pour potentiellement réactiver des failles, au bout de 10 à 100 kyr. Sur la période de travail pour la sécurisation du projet Cigéo, de 1 Myr, le cumul de la déformation flexurale sous déchargement érosif élève l'amplitude des perturbations de contraintes entre 0 et 10 MPa.

En revanche, l'amplitude des contraintes prédites (0-10 MPa) est relativement faible comparée à l'amplitude des contraintes crustales ambiantes, estimées quant à elles entre 7 et 35 MPa à 1 km de profondeur, 40 et 190 MPa à 5 km de profondeur, et 85 et 400 MPa à 10 km de profondeur. Les effets des perturbations de contraintes prédites par nos calculs ne sont alors susceptibles de pousser à réactivation que des failles proches de leur état de rupture et bien orientées

dans le champ de contraintes ambiant. En calculant la Contrainte de Coulomb (CFS) sur les plans de failles identifiés dans notre zone d'étude, nous observons indépendamment des variations dues au forçage ou à la rigidité lithosphérique, des failles d'orientation commune qui montrent des valeurs de CFS positives, indiquant donc une potentielle réactivation dans la configuration de champ critique que nous modélisons (fig. 6.1). La combinaison de nos différents modèles nous permet de réaliser une estimation du potentiel de réactivation des failles étudiées, que nous présentons en figure 6.2. Les failles dont nous estimons le plus fort potentiel de réactivation sont localisées dans les systèmes de la Marne, Saint-Martin de Bossenay, Connantre, et l'extrémité Ouest de la faille de Vittel (fig. 6.2).

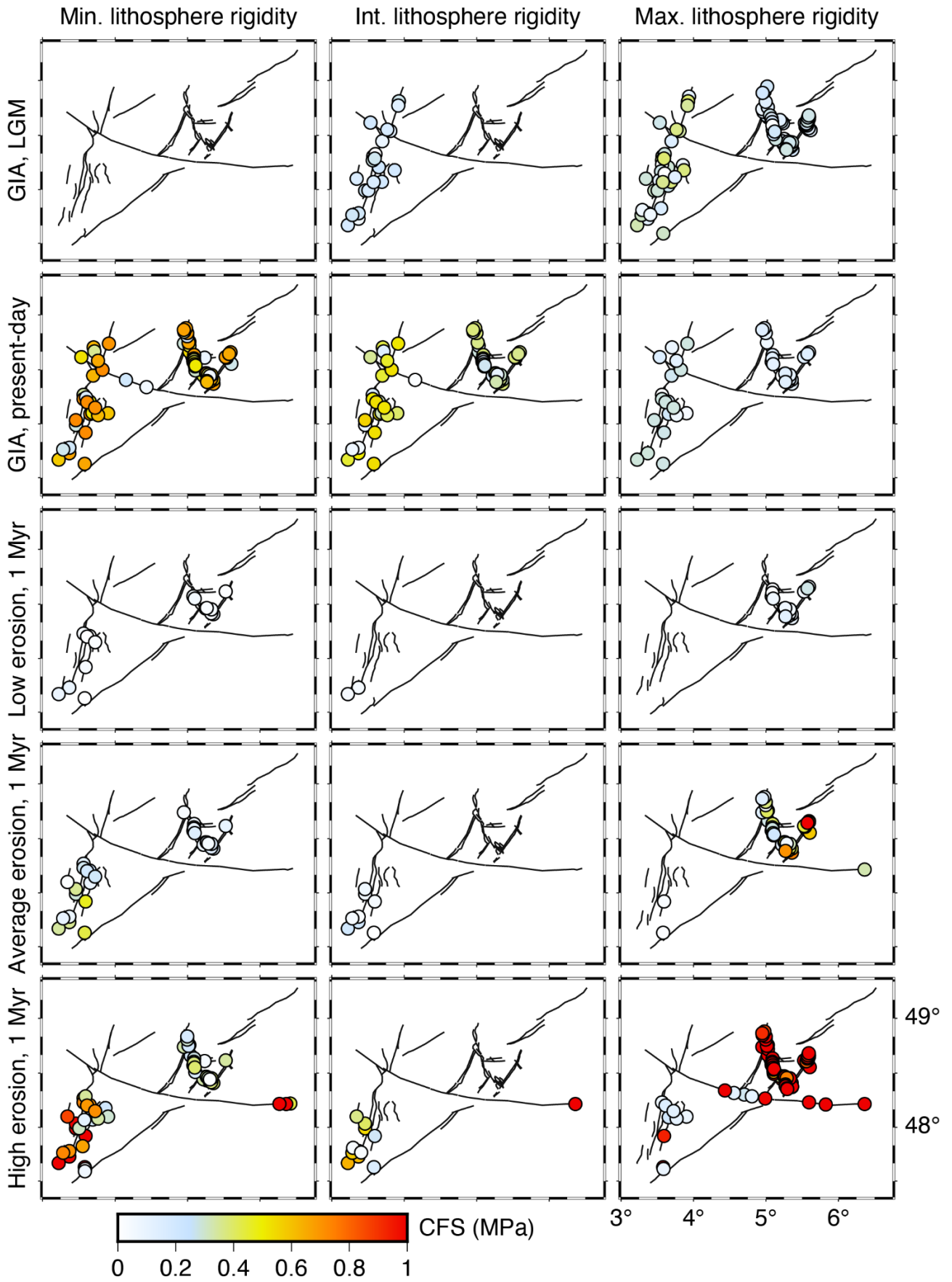


Figure 6.1. (page précédente) Contrainte de Coulomb sur les failles de la zone d'étude (pendage 80°, d'après Rossi and Baudouy, 2015) pour le modèle de champ de contraintes ambiant "R=1" (voir chapitre 3, section 3.3.4), en fonction du forçage (de haut en bas : glaciaire au LGM, glaciaire au présent, sous cumul de 1 Myr d'une érosion faible, moyenne, forte) et de la rigidité lithosphérique (de gauche à droite : minimum, intermédiaire, maximum). Seules les valeurs positives de CFS sont représentées, afin de mettre en avant les failles potentiellement instables. La Contrainte de Coulomb est calculée pour chaque segment des tracés des failles identifiées, et chaque point coloré représente la valeur de CFS sur un de ces segments.

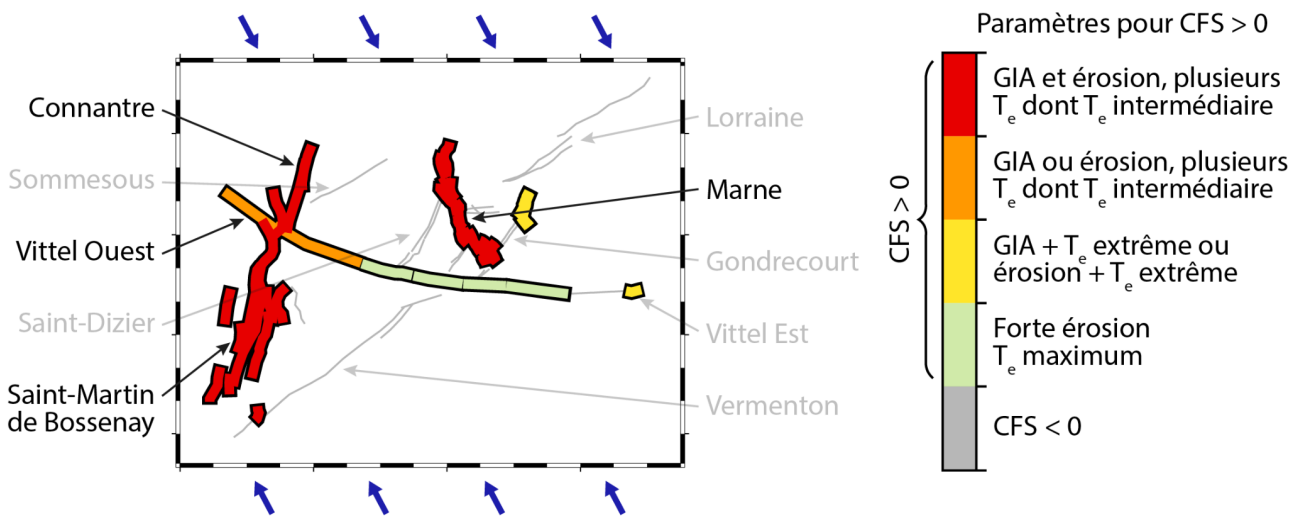


Figure 6.2. Potentiel de réactivation des failles étudiées sous les effets induits par les processus de surface modélisés. Le code de couleurs indique les cas de réactivation : gris, pas de réactivation ; vert et jaune : réactivation uniquement associée à des modèles considérés comme "extrêmes" ; orange et rouge, réactivation associée à plusieurs modèles considérés comme "intermédiaires". Flèches bleues : orientation de la composante horizontale majeure du champ de contraintes ambiant (150°N).

Toutefois, le champ de contraintes de l'Est du Bassin de Paris et la proximité des failles étudiées à la rupture ne sont pas connus. Nos résultats ne peuvent donc pas être considérés comme une définition directe de la stabilité / instabilité des failles de la zone d'étude, mais bien seulement comme un indicateur de la tendance desdites failles à être rapprochées de la rupture. La seule évidence dont nous disposons à cet égard est qu'aucun indice de rupture sismique importante dans la zone d'étude n'est connu sur la période couverte par nos calculs, que ce soit dans la sismicité instrumentale et historique ou dans les observations géomorphologiques :

- La sismicité instrumentale (1962-2009) du Bassin de Paris est limitée à quelques dizaines de séismes de magnitude inférieure à 3 et la sismicité historique (463-2007) n'indique que deux séismes de magnitude comprise entre 4 et 5 en bordure de la zone d'étude (catalogue FCAT, Manchuel et al., 2018).
- Les structures géomorphologiques décrites dans la base de données Néopal (Bertrand et al., 2007) ne suggèrent que de l'affaissement karstique ou cryogénique, des changements du réseau hydrographique pouvant être expliqués par la dynamique fluviale, des décalages topographiques sans évidence de déformation, ou bien de l'érosion différentielle. La prospection de traces d'activité sur la faille de Vittel par Combes et al. (2008) ne suggère également que la mise au jour d'escarpements associés à la faille par érosion différentielle et les auteurs ne rapportent aucune évidence de jeu quaternaire de la faille.

6.2 Évolution temporelle des effets prédits

L'évolution temporelle des effets des glaciations est complexe et résulte de la relaxation du manteau et de l'interaction des différentes sources de GIA considérées. Cette interaction provoque notamment un changement du style et de l'orientation des tenseurs de perturbations de contraintes entre le dernier maximum glaciaire et l'actuel. Dans la zone d'étude, au dernier maximum glaciaire, les glaciations scandinave et celte induisent une compression NE-SW interagissant avec de la tension NW-SE induite par la glaciation des Alpes, alors qu'à l'actuel, les effets des GIA induisent des perturbations de contraintes en tension N-S et en tension ou compression E-W, en fonction du modèle de rigidité lithosphérique considéré. Au dernier maximum glaciaire comme à l'actuel, les perturbations de contraintes prédites par la flexure de la lithosphère sous le poids des englacements ont une amplitude significative quant à la stabilité des failles, atteignant quelques MPa. Cela souligne que le forçage glaciaire peut impacter la stabilité des failles étudiées sur une large partie du cycle de déformation sous chargement / déchargement glaciaire (plusieurs dizaines de milliers d'années). La comparaison des valeurs de Contrainte de Coulomb prédites sur les failles de notre zone d'étude au LGM et à l'actuel indique un potentiel de réactivation plus important à l'actuel qu'au dernier maximum glaciaire (fig. 6.3).

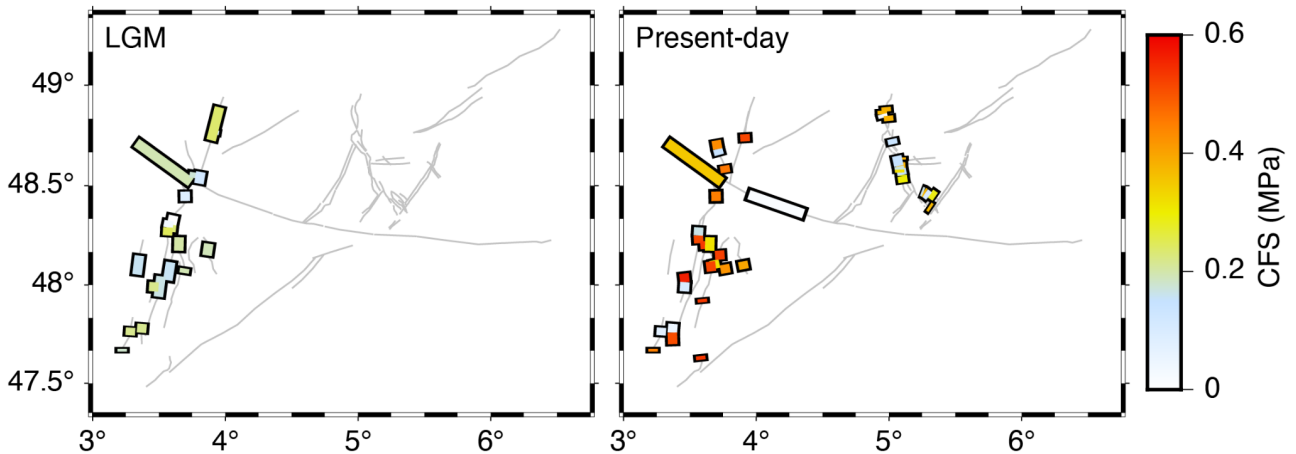


Figure 6.3. Contrainte de Coulomb calculée sur les failles de la zone d'étude, pour notre modèle de champ de contraintes ambiant "R=1" perturbé par les effets du forçage glaciaire pour notre modèle de rigidité lithosphérique intermédiaire, au dernier maximum glaciaire (à gauche) et à l'actuel (à droite). D'autres exemples de comparaison entre la Contrainte de Coulomb calculée au LGM et à l'actuel sont visibles sur les deux premières rangées dans la figure 6.1.

Concernant l'érosion, l'évolution temporelle est numériquement plus simple, car nous supposons un cumul linéaire de la quantité de matériel érodé et donc, de la déformation et des contraintes induites. En revanche, une des questions principales soulevées est : sur quelle durée la déformation et les contraintes induites peuvent être accommodées par la lithosphère avant qu'il n'y ait relaxation des contraintes, et potentiellement rupture et sismicité ? Nous avons approché le problème en testant la durée de cumul des perturbations de contraintes érosives et montrons que, au minimum, 10 à 100 kyr sont nécessaires pour atteindre des perturbations de contraintes supérieures à 0.1 MPa (voir chapitre 5, section 5.2.3, fig. 5.28). Ainsi, une réactivation de failles sous les perturbations de contraintes induites par l'érosion pourrait avoir lieu au niveau du Bassin de Paris avec une récurrence minimum de 10 à 100 kyr.

En revanche, une seconde question reste en suspens : quelle est la durée du cumul acquis actuellement ? Cette durée de cumul acquis contrôle l'amplitude des contraintes accumulées sur les failles et leur proximité à leur seuil de rupture, et donc la date d'occurrence d'une future rupture potentielle. Ce paramètre n'est pas connu car, dans le Bassin de Paris, aucun enregistrement de rupture périodique n'est connu, ce qui empêche d'estimer une potentielle récurrence sismique du fait de l'érosion, ainsi que la position dans ce potentiel cycle de récurrence. Il est possible que la durée de cumul des effets de l'érosion dépasse largement les durées testées, l'érosion se mettant en place dès lors que les terres se retrouvent émergées. Dans le Bassin de Paris, la transition d'un régime de dépôt sédimentaire à un régime érosif s'est faite au début de l'Oligocène, avec la dernière

régression marine connue (Guillocheau et al., 2000). Dans ce cas, l'érosion du Bassin de Paris a débuté il y a environ 34 Ma. Si l'on se réfère aux taux de perturbation de contraintes induits par l'érosion dans l'Est du Bassin de Paris, une érosion cumulée sur plusieurs dizaines de millions d'années induirait des contraintes crustales par flexure de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de MPa. Avec une telle amplitude, les contraintes induites par l'érosion atteignent une amplitude similaire aux contraintes "ambiantes", et l'érosion pourrait elle-même être un des facteurs principaux à l'origine de ce champ de contraintes ambiant. Dans ce cas, notre approche considérant les contraintes induites par l'érosion comme des perturbations ne serait alors plus valable, et il faudrait estimer le champ de contraintes ambiant à l'aide d'un modèle dédié au calcul du tenseur de contraintes en fonction de l'érosion cumulée. La réalisation d'un tel modèle nécessiterait d'estimer la rhéologie "long-terme" de la lithosphère, notamment en calculant la rigidité de lithosphère pour des taux de déformations dérivés de la sismicité. Les taux de déformation dérivés de l'intégration des catalogues de sismicité couvrent une plus grande période et suggèrent des taux dans des cratons de l'ordre de 10^{-11} yr^{-1} (Mazzotti and Gueydan, 2018), soit deux ordres de grandeur plus faible que les taux de déformation dérivés de vitesses GPS utilisés dans nos calculs rhéologiques (voir chapitre 3, section 3.1.1.2, tableau 3.3). Une question à traiter sera également : est-il possible de cumuler et maintenir des contraintes élastiques sur 35 Ma ?

6.3 Interaction entre les forçages glaciaire et érosif

Dans la section 6.2, nous avons estimé l'impact des perturbations de contraintes induites par les glaciations et l'érosion sur la stabilité des failles indépendamment. Ici, nous testons l'impact de l'interaction entre les champs de perturbations de contraintes prédits pour les deux forçages, pour voir si les prédictions de la stabilité des failles diffèrent des prédictions réalisées pour les effets isolés des glaciations et de l'érosion. Les forçages glaciaire et érosif jouant sur des échelles de temps s'entrecroisant (10-100 kyr pour les glaciations, contre une durée de cumul de l'érosion testée entre 0 kyr à 1 Myr dans nos calculs), il est tout naturel de se demander comment les deux forçages interagissent. Nous abordons ce problème en sommant les effets des glaciations au dernier maximum glaciaire avec les effets d'une érosion cumulée sur 1 Myr. De la sorte, nous testons la combinaison des effets maximums induits par les deux forçages sur la période de temps considérée pour la sécurisation du projet Cigéo, à titre de test préliminaire de l'importance de l'interaction entre ces deux forçages quant à l'impact sur la stabilité des failles de notre zone d'étude.

Les champs de perturbations de contraintes prédits pour les deux forçages montrent dans une grande partie des cas un style de déformation opposé (tension ou compression), les deux forçages induisant des réponses opposées (glaciation : chargement et subsidence ; érosion : déchargement et surrection) (fig. 6.4). Dans ces cas, la somme des perturbations de contraintes induites par les deux forçages résulte en des perturbations de contraintes de plus faible amplitude que les perturbations individuelles. Toutefois, on observe également des zones où les perturbations de contraintes individuelles sont du même style, auquel cas leur somme résulte en des perturbations de contraintes de plus grande amplitude que les perturbations individuelles. Il convient d'étudier l'impact de ces plus grandes perturbations de contraintes, car elles pourraient constituer un plus grand risque de réactivation de failles. Pour ce qui est de l'orientation des tenseurs de perturbation de contraintes résultant de la somme des effets propres aux glaciations et à l'érosion, les tenseurs individuels sont dans la plupart des cas proches d'être colinéaires et l'orientation des tenseurs sommés est similaire à celle des tenseurs individuels ($\pm 10^\circ$), ou bien les perturbations sont de faible amplitude pour le forçage érosif comparé au forçage glaciaire, auquel cas les tenseurs sommés ont une orientation proche ($\pm 10^\circ$) des tenseurs associés aux glaciations. Seuls dans certains cas pour lesquels les perturbations de contraintes individuelles sont d'amplitude similaire, la somme des perturbations de contraintes résulte en des tenseurs de perturbation d'orientation fortement différente (plusieurs dizaines de degrés) des tenseurs individuels. Une telle variation de l'orientation suggère une potentielle forte différence de la perturbation de la stabilité des failles par rapport à une perturbation sous les effets isolés des glaciations ou de l'érosion, soulignant l'importance d'étudier l'interaction entre les deux processus.

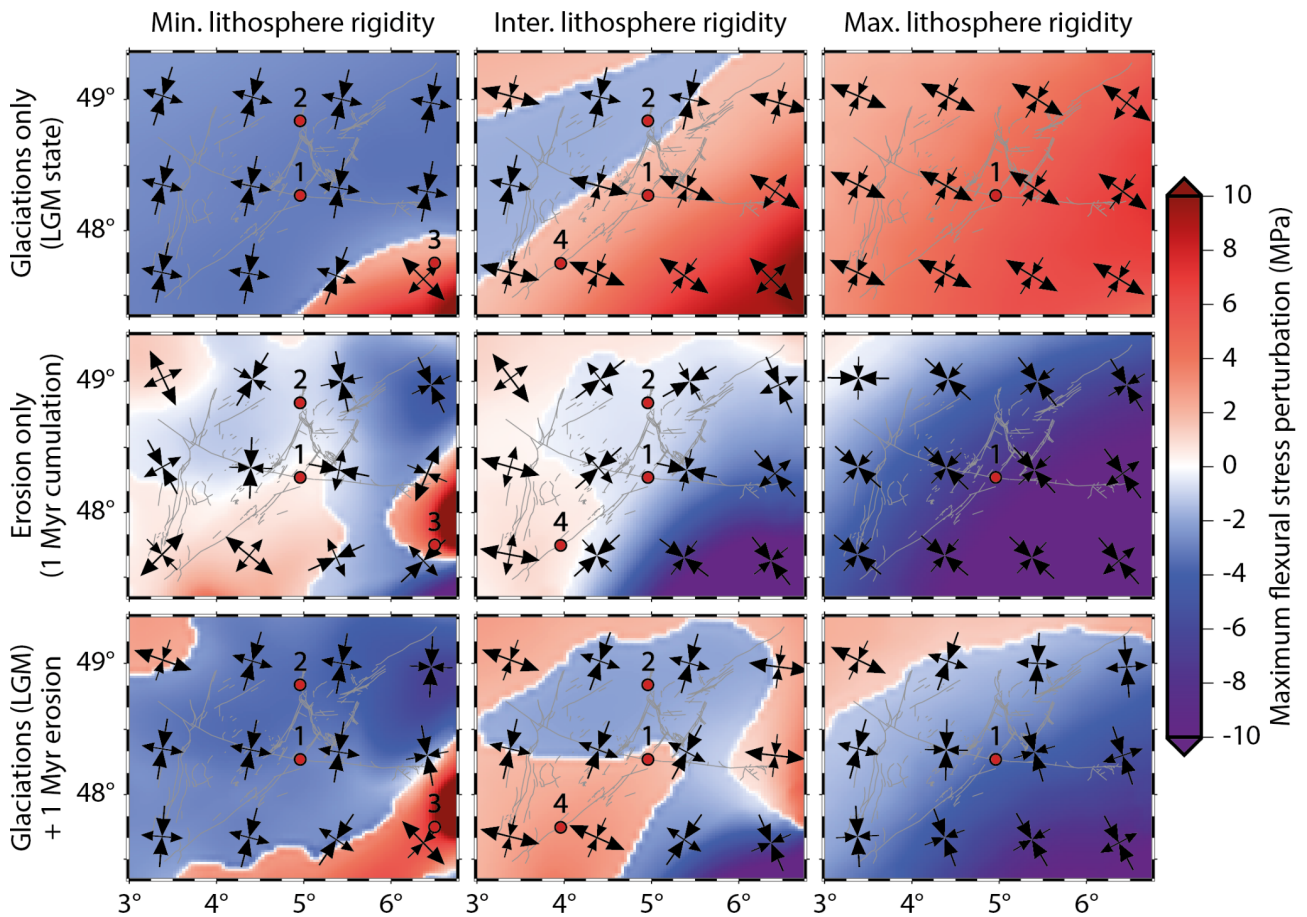


Figure 6.4. Champs de perturbation de contraintes horizontaux, pour les déformations induites : en haut, par les glaciations au LGM ; au milieu, par l'érosion cumulée sur 1 Myr selon notre modèle d'érosion intermédiaire ; en bas, par la combinaison des déformations induites par les deux forçages (toujours pour les glaciations au LGM et notre modèle d'érosion intermédiaire cumulée sur 1 Myr). De gauche à droite : champs calculés pour nos modèles de rigidité lithosphérique minimum, intermédiaire et maximum, respectivement. Points numérotés : points d'investigation de l'impact sur la stabilité des failles, utilisés sur les figures 6.5 à 6.7.

Les perturbations de la Contrainte de Coulomb montrent les mêmes tendances que les perturbations de contraintes calculées : une grande partie des cas montrent une amplitude sommée plus faible que les amplitudes induites par les glaciations et l'érosion individuellement (fig. 6.5), et les gammes de géométries de failles potentiellement instables sont dramatiquement réduites (fig. 6.6). Dans les cas d'une somme résultant en des perturbations de contraintes de plus grande amplitude que les perturbations de contraintes induites par les glaciations et l'érosion individuellement, l'impact sur la stabilité des failles est complexe. Dans le cas d'une somme résultant en d'une plus grande compression, les gammes de géométries de failles montrant une

valeur de CFS positives sont réduites (fig 6.7). Dans le cas d'une somme résultant en une plus grande tension, les gammes de géométries de failles montrant une valeur de CFS positives peuvent aussi bien être réduites qu'être les mêmes que celles dues aux effets des chacun des deux processus pris individuellement et montrer uniquement une plus grande amplitude (fig 6.7).

En résumé, l'impact de l'interaction entre les effets induits par les glaciations et l'érosion dépend fortement de la position dans la zone d'étude ainsi que de la rigidité lithosphérique, et dépendent aussi probablement fortement du scénario d'érosion et de la temporalité dans cycle glaciaire et dans le cumul de l'érosion considérés. Notre étude préliminaire suggère que cette interaction peut aussi bien induire une réduction qu'une augmentation du nombre de failles potentiellement déstabilisées dans la zone d'étude. Nous n'avons pas pu tester la totalité des configurations possibles par faute de temps, mais il est nécessaire de les étudier afin de bien comprendre l'interaction entre les effets induits par les glaciations et l'érosion et d'estimer proprement les effets sur les failles étudiées sur le prochain million d'années. Une des prochaines étapes de ce travail est de produire une carte du potentiel de réactivation de failles similaire à la carte présentée en figure 6.2. basée sur l'ensemble des scénarios de perturbation calculés.

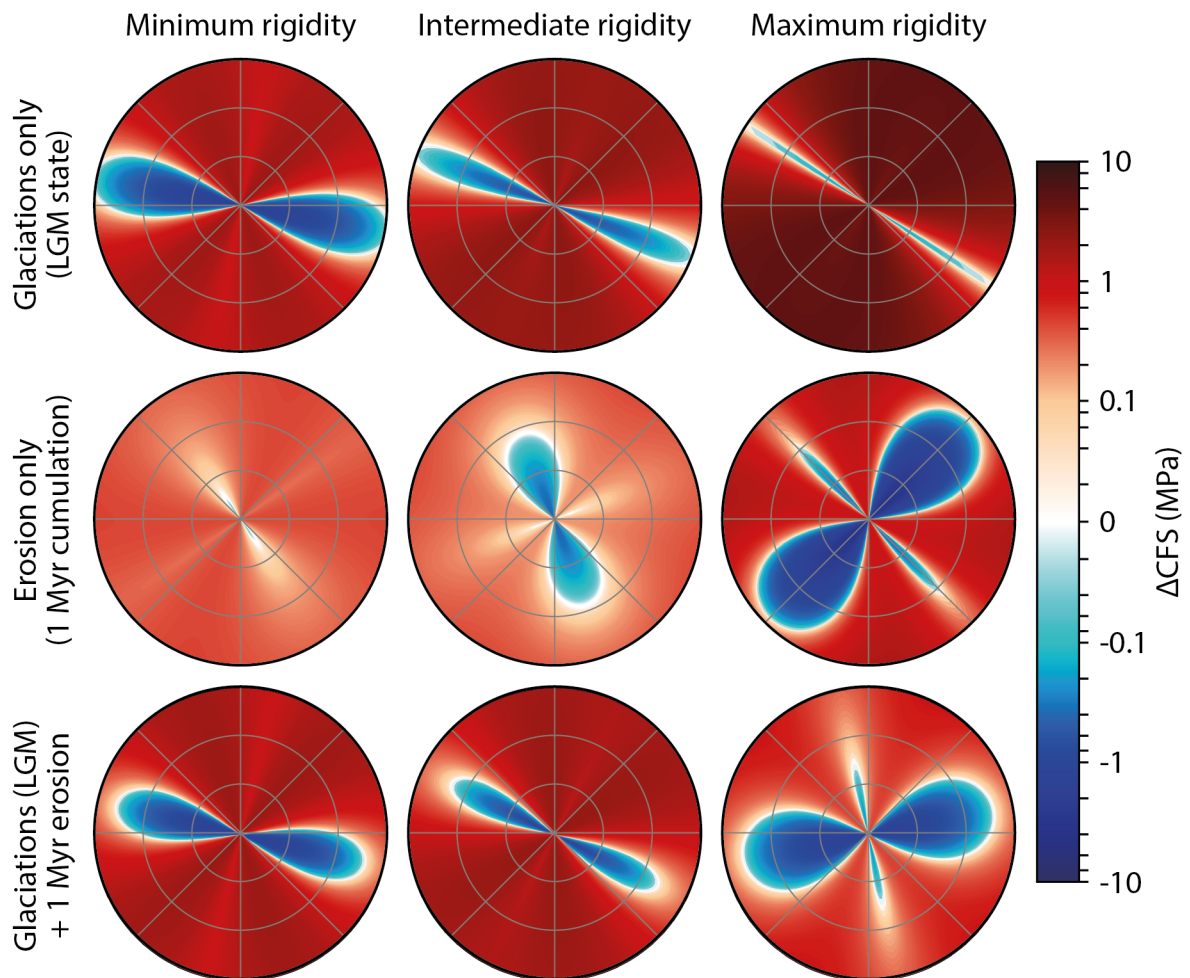


Figure 6.5. Perturbations de la Contrainte de Coulomb calculées pour le point d’investigation 1 (voir fig. 6.4), en réponse à la déformation induite par les glaciations au LGM (en haut), à l’érosion (scénario intermédiaire) cumulée sur 1 Myr (au milieu), et pour la somme des effets de deux forçages glaciaire et érosif (en bas). De gauche à droite : rigidité lithosphérique minimum, intermédiaire et maximum, respectivement.

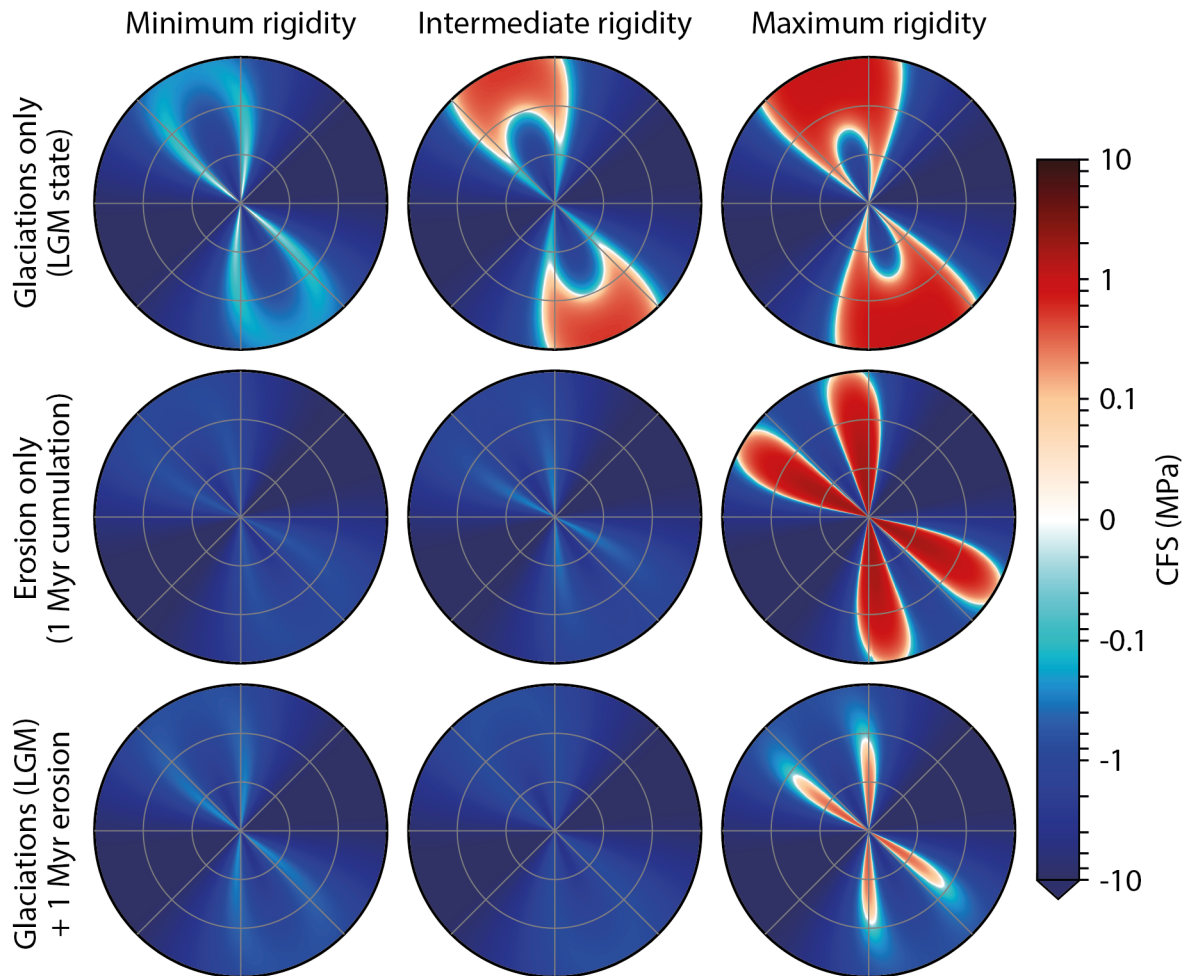


Figure 6.6. Valeurs de Contrainte de Coulomb calculées pour le point d’investigation 2 (voir fig. 6.4), dans notre modèle de champ de contraintes ambiant “R=1” perturbé par les effets induits par les glaciations au LGM (en haut), l’érosion (scénario intermédiaire) cumulée sur 1 Myr (au milieu), et les effets sommés des deux forçages glaciaire et érosif (en bas). De gauche à droite : rigidité lithosphérique minimum, intermédiaire et maximum, respectivement.

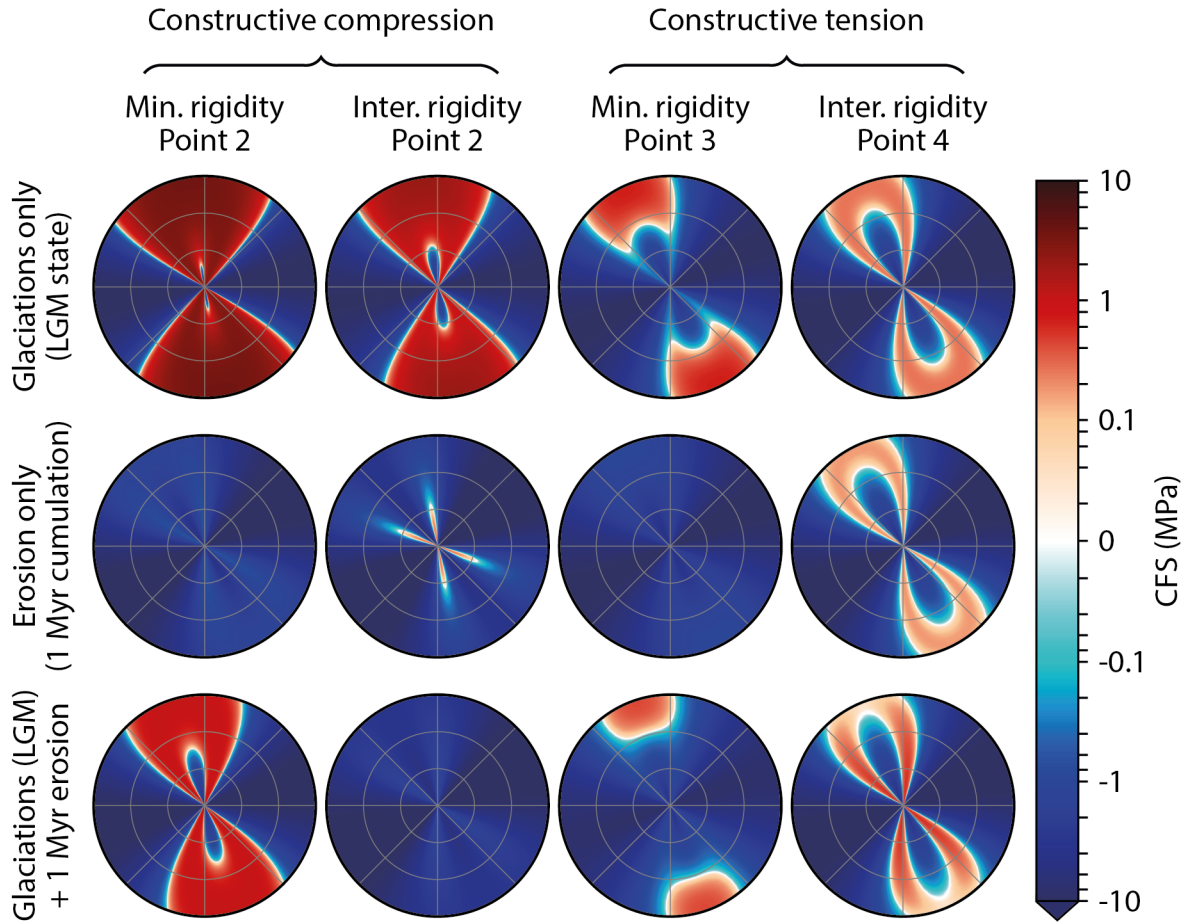


Figure 6.7. Valeurs de Contrainte de Coulomb calculées pour des cas d’interaction d’effets compressifs (deux colonnes de gauche) et tensifs (deux colonnes de droite) induits pour les glaciations et l’érosion. Calculs réalisés pour notre modèle de champ de contraintes ambiant “R=1” perturbé par les effets induits par les glaciations au LGM (en haut), l’érosion (scénario intermédiaire) cumulée sur 1 Myr (au milieu), et les effets sommés des deux forçages glaciaire et érosif (en bas). De gauche à droite : rigidité lithosphérique minimum, intermédiaire et maximum, respectivement. Les champs de perturbations de contraintes et les points d’investigation sont en figure 6.4.

6.4 Autres facteurs de contrôle des contraintes et de la sismicité du Bassin de Paris

La confrontation de nos prédictions aux observables suggère que plusieurs processus doivent jouer dans la zone d'étude pour expliquer la déformation marquée dans la géomorphologie (chapitre 4, section 4.3 et chapitre 5, section 5.3). En comparant la cartographie de failles potentiellement déstabilisées par les contraintes induites par les glaciations et l'érosion à la sismicité mesurée instrumentalement dans le Nord de la France, nous mettons en avant une disparité. Les effets des glaciations et de l'érosion à l'échelle du Nord de la France étant relativement similaires à ceux que nous prédisons dans l'Est du Bassin de Paris, nous estimons que seules les failles proches des géométries andersoniennes à $\pm 15^\circ\text{N}$ ($105\text{-}195^\circ\text{N}$) peuvent potentiellement être déstabilisées sous les effets induits par les forçages étudiés, comme globalement indiqué par les résultats obtenus dans notre zone d'étude. Sur la base de cette hypothèse, des failles cartographiées potentiellement instables existent dans des zones sismiquement actives telles que le Massif Armoricaïn et le Graben du Rhin, mais des failles cartographiées potentiellement instables existent également dans le Bassin de Paris alors qu'aucune sismicité n'est mesurée à leur proximité (fig. 6.8). Les effets induits par les glaciations et l'érosion étant relativement homogènes entre le Bassin de Paris et le Massif Armoricaïn, en termes d'amplitude (chapitre 4, fig. 4.7-4.8 et chapitre 5, fig. 5.17), la différence entre la localisation de la sismicité et les failles prédites comme potentiellement instables ne peut pas être expliquée par une hétérogénéité dans les effets induits par les forçages environnementaux. Cela suggère que d'autres processus doivent jouer pour expliquer le motif de la sismicité mesurée à l'échelle du Nord de la France, et notamment l'absence de sismicité associée aux failles étudiées dans l'Est du Bassin de Paris. Cette hypothèse est en accord avec la confrontation des observables à nos prédictions (chapitre 4, section 4.3 et chapitre 5, section 5.3), suggérant le jeu de plusieurs processus dans le Bassin de Paris.

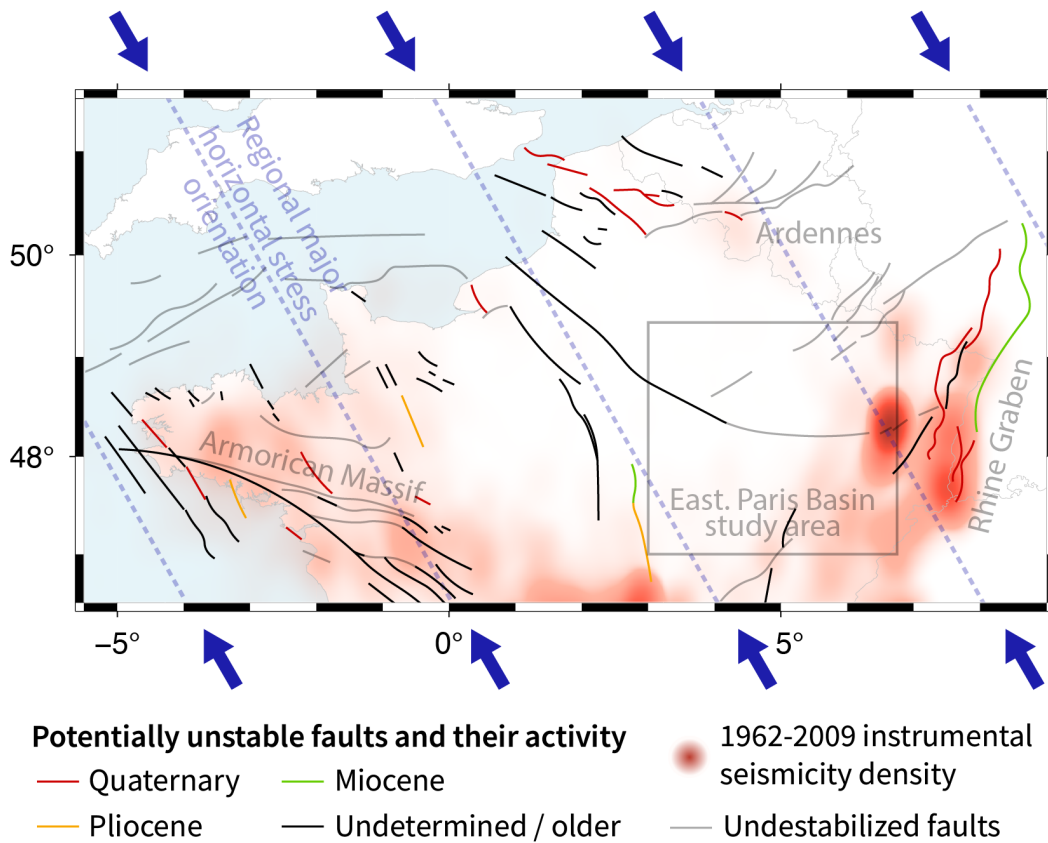


Figure 6.8. Sismicité instrumentale sur la période 1962-2009 (base de données SI-Hex, Cara et al., 2015) et failles majeures à l'échelle du Nord de la France (base de données BDFa, IRSN, 2022). Les failles colorées sont préférentiellement orientées pour une potentielle instabilité sous les effets des glaciations et de l'érosion, avec la couleur correspondant à l'âge du dernier jeu estimé (rouge : quaternaire, orange : pliocène, vert : miocène, noir : indéterminé / plus ancien). Les failles grises ne sont pas rendues instables par les effets des glaciations et de l'érosion, d'après nos prédictions.

Dans le Bassin de Paris, des travaux mettent en avant des déformations induites par le pompage d'aquifères (Fruneau et al., 2005), suggèrent le jeu de fluage et décollement dans les niveaux sédimentaires "faibles" du bassin (argilites jurassiques, sels triasiques) à comportement viscoélastique (Magenet et al., 2017; Wileveau et al., 2007), ou proposent un possible jeu de la dynamique mantellique sur la déformation (Faccenna et al., 2014). Ces processus n'ont pas été testés ici. Les mesures GPS montrent une saisonnalité annuelle suggérant que des processus hydrologiques (naturels comme anthropiques) pourraient contribuer à la déformation observée (Masson, 2019). Les mesures en forage au niveau du site Cigéo indiquent clairement une anisotropie de l'amplitude des contraintes à travers les dépôts sédimentaires du Bassin de Paris, suggérant une localisation de la déformation dans certains niveaux tels que les argilites jurassiques (Gunzburger and Cornet, 2007; Gunzburger and Magenet, 2014; Magenet et al., 2017). La

potentielle déformation du Bassin de Paris du fait de la convection mantellique proposée par Faccenna et al. (2014) n'a en revanche jamais été estimée, mais le forçage étant proposé comme facteur de déformation du territoire français (Mazzotti et al., 2020), il conviendra de tester l'impact de ce processus sur la stabilité des failles étudiées.

D'autre part, la rhéologie du Bassin de Paris lui-même pourrait agir comme un contrôle sur l'état de contrainte et la sismicité de la zone d'étude, par l'hétérogénéité des contraintes dans la couverture sédimentaire associée aux variations lithologiques dont les comportements mécaniques diffèrent (Wileveau et al., 2007). Les variations rhéologiques peuvent être très peu profondes, associées aux dépôts sédimentaires (argilites jurassiques à environ 500 m de profondeur au niveau de Cigéo), limitant leur impact à une éventuelle déstabilisation de failles très superficielle. Les variations rhéologiques peuvent être plus profondes, associées aux niveaux basaux du bassin, à savoir les sels triasiques décollant, qui pourraient impacter l'état de contraintes des failles et la sismicité de la couverture sédimentaire du bassin. L'hypothèse de l'absence de sismicité dans le Bassin de Paris par le maintien du socle sous une forte cohésion induite par l'empilement sédimentaire du bassin proposée par Petit et al. (2019) est également envisageable, mais des mesures en forages réalisées dans un contexte géologique similaire à celui du Bassin de Paris (Allemagne, forage KTB) suggèrent que la croûte serait proche de son état de rupture sur des failles préférentiellement orientées (Brudy et al., 1997; Townend and Zoback, 2000; Zoback and Healy, 1992). L'augmentation de la cohésion proposée par Petit et al. (2019) pourrait alors ne résulter qu'en une résistance à la rupture importante du socle du Bassin de Paris, mais n'implique en aucun cas l'écart de la couverture et du socle du bassin à leur seuil de rupture.

Pour finir, des travaux suggèrent également que les failles majeures, enracinées dans le socle, peuvent localiser la déformation et la sismicité (Mazzotti and Gueydan, 2018; Tarayoun et al., 2019, 2018). Là où les travaux cités mettent clairement en avant cet effet dans un contexte sismiquement actif, l'absence de sismicité ou des marqueurs de déformation quaternaire clairs dans le Bassin de Paris ne permet d'estimer ce potentiel effet associée aux failles majeures étudiées, dans les systèmes de Vittel, de la Marne, ou de Saint-Martin de Bossenay.

Afin de pouvoir mieux estimer la stabilité des failles du Bassin de Paris, il faudrait modéliser les effets de chacun des phénomènes de contrôle de l'état de contraintes et de la stabilité de failles envisagés (pompage d'aquifères, variations rhéologiques en relation avec les dépôts sédimentaires du bassin, héritage structural, dynamique mantellique). De la sorte, d'autres scénarios du potentiel de réactivation des failles du Bassin de Paris pourrait être calculés, permettant une estimation plus poussée que celle proposée à l'issue de ces travaux se focalisant sur les forçages environnementaux.

Chapitre 7 : conclusion et ouverture

7.1 Conclusion sur l'impact des glaciations et de l'érosion sur la stabilité des failles de l'Est du Bassin de Paris

Nos travaux montrent que les glaciations et l'érosion peuvent favoriser la rupture de certaines failles spécifiques dans un modèle du champ de contraintes crustales régional que nous estimons sur la base des informations disponibles dans l'Est du Bassin de Paris. Cette tendance à la déstabilisation requiert un préchargement critique par les contraintes crustales (état proche de la rupture). Les géométries de failles dont la rupture est favorisée sont :

- Pour les glaciations, les failles d'orientation $150\pm 15^\circ\text{N}$ à $175\pm 40^\circ\text{N}$ avec un pendage de $60-75^\circ$ et les failles d'orientation 120 ou $180\pm 15^\circ\text{N}$ avec un pendage de $75-90^\circ$.
- Pour l'érosion, les failles d'orientation $150\pm 30^\circ\text{N}$ avec un pendage de $60-70^\circ$ et les failles d'orientation 120 ou $180\pm 15^\circ\text{N}$ à 120 ou $180\pm 25^\circ\text{N}$ avec un pendage de $70-90^\circ$.

Dans l'Est du Bassin de Paris, quelques failles connues des systèmes de la Marne, Saint-Martin de Bossenay, Connantre et Vittel sont dans ces gammes d'orientation et de pendage (fig. 7.1). Les glaciations et l'érosion peuvent donc favoriser la rupture des ces failles si elles sont au préalable proches de la rupture. Les autres failles de la zone d'étude sont stabilisées par les contraintes crustales que nous estimons.

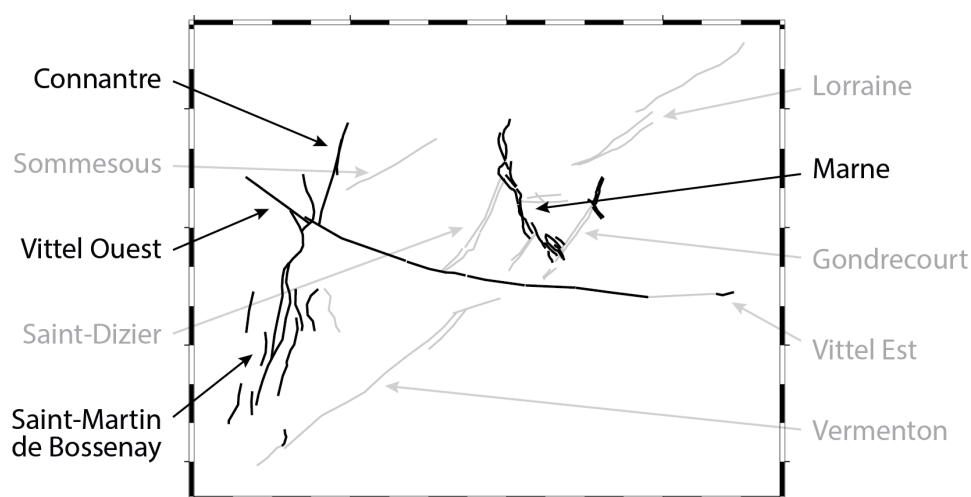


Figure 7.1. Failles de la zone d'étude dont la rupture est favorisée par les effets des glaciations et de l'érosion en considérant un préchargement critique (état proche de la rupture) (traits noirs). Traits gris : autres failles de la zone d'étude, stabilisées par les contraintes crustales.

Les perturbations de contraintes associées aux glaciations sont comprises entre 0 et 10 MPa pour le dernier cycle glaciaire (120 derniers milliers d'années), et les perturbations de contraintes associées à l'érosion sont comprises entre 0 MPa et plusieurs dizaines de mégapascals pour une érosion cumulée sur 1 Myr. L'amplitude de ces perturbations de contraintes est similaire ou supérieure aux perturbations de contraintes pouvant provoquer la réactivation de failles à l'état critique (de l'ordre de 0.1 MPa) (Stein et al., 1992; Zhang et al., 2008), ainsi qu'aux chutes de contraintes cosismiques à l'échelle du globe (0.1-10 MPa) (Courboux et al., 2016). Nous considérons donc que, dans l'Est du Bassin de Paris, les perturbations de contraintes induites par les glaciations et l'érosion sont suffisantes pour amener au déclenchement de séismes uniquement sur des failles dans les gammes d'orientation et de pendage décrites précédemment et à l'état critique (proches de l'état de rupture).

Dans l'Est du Bassin de Paris, l'état de contraintes des failles et leur proximité à la rupture ne sont pas connus. Nous obtenons nos résultats en considérant un champ de contraintes dans lequel seules les failles préférentiellement orientées sont au seuil de rupture. Faute de savoir si cette hypothèse est juste, nos résultats ne peuvent pas être considérés comme une estimation directe de la stabilité des failles de la zone d'étude, mais seulement comme un indicateur de leur tendance à être rapprochées ou éloignées de la rupture. Aucun indice de rupture sismique importante dans la zone d'étude n'est connu sur la période couverte par nos modèles, que ce soit dans la sismicité instrumentale et historique ou dans les observations géomorphologiques.

La réalisation de mesures de contraintes du Bassin de Paris en forages profonds, dans le socle, nous renseignerait sur le champ de contraintes crustal et le préchargement des failles de la zone d'étude. Pour l'instant, les mesures de contraintes dans le Bassin de Paris sont limitées à la couverture sédimentaire du bassin (Wileveau et al., 2007). Autrement, la carte des failles approchées de la rupture en figure 7.1 peut d'ores et déjà servir de guide pour d'éventuelles prospections de marqueurs d'activité récente (holocène à quaternaire) des failles de la zone d'étude.

7.2 Ouverture

À l'échelle du Nord de la France, nos prédictions indiquent que les glaciations et l'érosion favorisent la rupture de failles critiqueusement préchargées au niveau du Massif Armoricaire, du Bassin de Paris et du Graben du Rhin. Toutefois, de la sismicité n'est observée qu'en périphérie du Bassin de Paris (Massif Armoricaire, Massif Central et Graben du Rhin), mais pas au niveau des failles de notre zone d'étude dans l'Est du Bassin de Paris (sismicité instrumentale, catalogue SI-Hex, Cara et

al., 2015). Cela suggère que d'autres facteurs sont nécessaires pour expliquer le motif de la sismicité du Nord de la France. Des processus tels que la transmission de contraintes depuis les frontières de plaques (Gölke and Coblenz, 1996; Müller, 1992), la convection mantellique sous le territoire français (Faccenna et al., 2014), les forces associées à la topographie et aux contrastes de densité lithosphériques (Assameur and Mareschal, 1995; Ghosh et al., 2006; Maury et al., 2014) ou l'activité anthropique (Foulger et al., 2018) sont suggérés comme des processus moteurs de la déformation et de la sismicité en France (Mazzotti et al., 2020). Des hétérogénéités rhéologiques associées aux dépôts sédimentaires du Bassin de Paris lui-même (Petit et al., 2019; Wileveau et al., 2007) ou la localisation de la déformation et de la sismicité au niveau de failles héritées majeures (Mazzotti and Gueydan, 2018; Tarayoun et al., 2019, 2018) pourraient également participer au motif de sismicité observé. Il convient d'estimer les contraintes qu'impliquent ces phénomènes sur les failles de la zone d'étude, et du territoire français au sens plus large, afin d'identifier leur impact et leur potentielle implication dans la sismicité de la France.

Nos résultats dans l'Est du Bassin de Paris montrent que les glaciations peuvent impacter la stabilité de failles à grande distance (plusieurs centaines de kilomètres) des zones anciennement englacées. Nos prédictions suggèrent notamment que l'interaction entre plusieurs systèmes de GIA implique un timing du potentiel de déstabilisation de failles maximal différent de celui estimé pour une seule charge glaciaire. Hampel et al. (2009), considérant une unique charge glaciaire, montrent que l'activité de failles en périphérie d'une zone englacée intervient durant la phase de construction glaciaire. Nos modèles prédisent un potentiel de déstabilisation de failles plus important au cours de la période post-glaciaire dans certains cas (modèles de rigidité lithosphérique intermédiaire et minimum). Cela soulève la question du timing de potentiel de déstabilisation de failles maximal : est-il associé à une phase particulière du cycle glaciaire, ou peut-il intervenir en plusieurs épisodes du fait de l'interaction complexe de plusieurs systèmes de GIA ?

Références

- Adams, J., Wetmiller, R.J., Hasegawa, H.S., Drysdale, J., 1991. The first surface faulting from a historical intraplate earthquake in North America. *Nature* 352, 617–619.
<https://doi.org/10.1038/352617a0>
- Ahnert, F., 1970. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science* 268, 243–263.
<https://doi.org/10.2475/ajs.268.3.243>
- Ancrenaz, A., Defive, E., Poiraud, A., 2020. Fluctuations glaciaires au Pléistocène supérieur dans les Monts d’Aubrac (Massif central, France) : nouvelles données. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 26. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.14516>
- Anderson, E.M., 1905. The dynamics of faulting. *TRNED* 8, 387–402.
<https://doi.org/10.1144/transed.8.3.387>
- ANDRA, 2023. Les installations et leur localisation [WWW Document]. URL <https://www.andra.fr/cigeo/les-installations-et-le-fonctionnement-du-centre/les-installations-et-leur-localisation> (accessed 8.17.23).
- André, G., Hibsich, C., Fourcade, S., Cathelineau, M., Buschaert, S., 2010. Chronology of fracture sealing under a meteoric fluid environment: Microtectonic and isotopic evidence of major Cainozoic events in the eastern Paris Basin (France). *Tectonophysics* 490, 214–228.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.05.016>
- André, G., Proudhon, B., Rebours, H., Wileveau, Y., 2006. Paramètres contrôlant la distribution de la fracturation : exemple dans une série marno-calcaire du Jurassique supérieur (Est du bassin de Paris). *Comptes Rendus Geoscience - C R GEOSCI* 338, 931–941.
<https://doi.org/10.1016/j.crte.2006.06.005>
- Andrews, J.T., Milliman, J.D., Jennings, A.E., Rynes, N., Dwyer, J., 1994. Sediment Thicknesses and Holocene Glacial Marine Sedimentation Rates in Three East Greenland Fjords (ca. 68°N). *The Journal of Geology* 102, 669–683. <https://doi.org/10.1086/629711>
- Artemieva, I., Thybo, H., Kaban, M., 2006. Deep Europe today: Geophysical synthesis of the upper mantle structure and lithospheric processes over 3.5 Ga. *Geological Society London Memoirs* 32, 11–41. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.02>
- Artemieva, I.M., 2019. Lithosphere structure in Europe from thermal isostasy. *Earth-Science Reviews* 188, 454–468. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.11.004>
- Assameur, D.M., Mareschal, J.-C., 1995. Stress induced by topography and crustal density

- heterogeneities: implication for the seismicity of southeastern Canada. *Tectonophysics* 241, 179–192. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00202-K](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00202-K)
- Audet, P., 2014. Toward mapping the effective elastic thickness of planetary lithospheres from a spherical wavelet analysis of gravity and topography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 226, 48–82. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2013.09.011>
- Bångtsson, E., Lund, B., 2008. A comparison between two solution techniques to solve the equations of glacially induced deformation of an elastic Earth. *International Journal for Numerical Methods in Engineering* 75, 479–502. <https://doi.org/10.1002/nme.2268>
- Bardainne, T., Dubos-Sallée, N., Sénéchal, G., Gaillot, P., Perroud, H., 2008. Analysis of the induced seismicity of the Lacq gas field (Southwestern France) and model of deformation. *Geophysical Journal International* 172, 1151–1162. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03705.x>
- Battaglia, M., Murray, M.H., Serpelloni, E., Bürgmann, R., 2004. The Adriatic region: An independent microplate within the Africa-Eurasia collision zone. *Geophysical Research Letters* 31. <https://doi.org/10.1029/2004GL019723>
- Baudouy, L., Duvail, C., 2015. Retraitement et interprétation de profils de sismique réflexion en Champagne (No. F.RP.0GTR.15.0001).
- Baykiev, E., Guerri, M., Fulla, J., 2018. Integrating Gravity and Surface Elevation With Magnetic Data: Mapping the Curie Temperature Beneath the British Isles and Surrounding Areas. *Frontiers in Earth Science* 6.
- BCSF RENASS, 2022. franceseisme.fr [WWW Document]. URL <https://renass.unistra.fr/fr/zones/> (accessed 7.7.22).
- Beccaletto, L., Hanot, F., Serrano, O., Marc, S., 2011. Overview of the subsurface structural pattern of the Paris Basin (France): Insights from the reprocessing and interpretation of regional seismic lines. *Marine and Petroleum Geology, Thematic Set on the Implications of basin dynamics on petroleum systems* 28, 861–879. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.11.006>
- Bellier, O., Bertrand, G., Bollinger, L., Cushing, E., Durouchoux, C., Herniot, P., Hollender, F., Meyer, B., Sabouraut, P., Schlupp, A., Sebrier, M., n.d. NéoPal : Base de données nationale des déformations néotectoniques et des paléoséismes [WWW Document]. URL <https://www.irsn.fr/recherche/neopal-base-donnees-nationale-deformations-neotectoniques-paleoseismes-0> (accessed 8.30.23).
- Bertrand, G., Bellier, O., Bollinger, L., Cushing, E., Durouchoux, C., Hollender, F., Meyer, B., Sabouraut, P., Schlupp, A., Sébrier, M., Herniot, P., 2007. NéoPal : Base de données

nationale des déformations néotectoniques et des paléoséismes.

- Beucher, H., Gojan, I., Mehl, C., 2013. Surrection tectonique dans le Bassin de Paris (No. C.RP.0ARM.12.0002).
- Bills, B.G., Adams, K.D., Wesnousky, S.G., 2007. Viscosity structure of the crust and upper mantle in western Nevada from isostatic rebound patterns of the late Pleistocene Lake Lahontan high shoreline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112. <https://doi.org/10.1029/2005JB003941>
- Binnie, S., Phillips, W., Summerfield, M., Fifield, L., 2007. Tectonic uplift, threshold hillslopes, and denudation rates in a developing mountain range. *Geology* 35. <https://doi.org/10.1130/G23641A.1>
- Birch, C.P.D., Oom, S.P., Beecham, J.A., 2007. Rectangular and hexagonal grids used for observation, experiment and simulation in ecology. *Ecological Modelling* 206, 347–359. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2007.03.041>
- Blaise, T., Khoudja, S., Carpentier, C., Brigaud, B., Missenard, Y., Mangenot, X., Boulvais, P., Landrein, P., Cochard, J., 2022. Far-field brittle deformation record in the eastern Paris Basin (France). *Geological Magazine* 1–15. <https://doi.org/10.1017/S0016756822000772>
- Bourgeois, O., Ford, M., Diraison, M., Veslud, C.L.C. de, Gerbault, M., Pik, R., Ruby, N., Bonnet, S., 2007. Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 96, 1003–1031. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0202-2>
- Brandes, C., Steffen, H., Steffen, R., Wu, P., 2015. Intraplate seismicity in northern Central Europe is induced by the last glaciation. *Geology* 43. <https://doi.org/10.1130/G36710.1>
- Brandes, C., Winsemann, J., Roskosch, J., Meinsen, J., Tanner, D.C., Frechen, M., Steffen, H., Wu, P., 2012. Activity along the Osning Thrust in Central Europe during the Lateglacial: ice-sheet and lithosphere interactions. *Quaternary Science Reviews* 38, 49–62. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.01.021>
- Braun, J., Zwart, D., Tomkin, J.H., 1999. A new surface-processes model combining glacial and fluvial erosion. *Annals of Glaciology* 28, 282–290. <https://doi.org/10.3189/172756499781821797>
- BRGM, 1996a. Carte géologique de la France à 1 000 000 - 6e édition.
- BRGM, 1996b. Simulation des mouvements verticaux liés à l'isostasie glaciaire en Europe du Nord au cours du dernier cycle climatique (No. B.RP.0.ANT.95.174/A).
- Bruce Worden, C., Thompson, E.M., Hearne, M.G., Wald, D.J., 2023. 2.4. Ground Motion Model Selection — ShakeMap Documentation documentation [WWW Document]. URL

- https://usgs.github.io/shakemap/manual4_0/tg_select.html (accessed 9.14.23).
- Brudy, M., Zoback, M.D., Fuchs, K., Rummel, F., Baumgärtner, J., 1997. Estimation of the complete stress tensor to 8 km depth in the KTB scientific drill holes: Implications for crustal strength. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102, 18453–18475. <https://doi.org/10.1029/96JB02942>
- Burov, E.B., Diament, M., 1995. The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100, 3905–3927. <https://doi.org/10.1029/94JB02770>
- Byerlee, J., 1978. Friction of rocks 116, 12.
- Calais, E., Camelbeeck, T., Stein, S., Liu, M., Craig, T., 2016. A New Paradigm for Large Earthquakes in Stable Continental Plate Interiors. *Geophysical Research Letters* 43. <https://doi.org/10.1002/2016GL070815>
- Calais, E., Freed, A., Arsdale, R., Stein, S., 2010. Triggering of New Madrid Seismicity by late-Pleistocene erosion. *Nature* 466, 608–11. <https://doi.org/10.1038/nature09258>
- Cara, M., Cansi, Y., Schlupp, A., Arroucau, P., Béthoux, N., Beucler, E., Bruno, S., Calvet, M., Chevrot, S., Deboissy, A., Delouis, B., Denieul, M., Deschamps, A., Doubre, C., Fréchet, J., Godey, S., Golle, O., Grunberg, M., Guilbert, J., Woerd, K., 2015. SI-Hex: A new catalogue of instrumental seismicity for metropolitan France. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 186, 3–19. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.1.3>
- Carretier, S., Regard, V., Vassallo, R., Aguilar, G., Martinod, J., Riquelme, R., Pepin, E., Charrier, R., Hérail, G., Farias, M., Guyot, J.-L., Easton, G., Lagane, C., 2013. Slope and climate variability control of erosion in the Andes of Central Chile. *Geology* 41, 195–198. <https://doi.org/10.1130/G33735.1>
- Carter, N.L., Tsenn, M.C., 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics* 27–63.
- Cazes, M., Mascle, A., Torreilles, X., Bois, C., Damotte, X., Matte, P., Raoult, X., Pham, V.N., Hirn, A., Galdeano, X., 1986. Large Variscan overthrusts beneath the Paris Basin. *Nature* 323, 144–147. <https://doi.org/10.1038/323144a0>
- Chamorro, C.R., García-Cuesta, J.L., Mondéjar, M.E., Pérez-Madrado, A., 2014. Enhanced geothermal systems in Europe: An estimation and comparison of the technical and sustainable potentials. *Energy* 65, 250–263. <https://doi.org/10.1016/j.energy.2013.11.078>
- Chéry, J., Genti, M., Vernant, P., 2016. Ice cap melting and low-viscosity crustal root explain the narrow geodetic uplift of the Western Alps. *Geophys. Res. Lett.* 43, 3193–3200. <https://doi.org/10.1002/2016GL067821>
- Clark, D., McPherson, A., Allen, T., 2014. Intraplate Earthquakes in Australia, in: *Intraplate*

- Earthquakes. pp. 8–49. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139628921.003>
- Clauser, C., 2011. Radiogenic Heat Production of Rocks. *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics* 1018–1024. https://doi.org/10.1007/978-90-481-8702-7_74
- Cloetingh, S., Ziegler, P.A., Bogaard, P., Andriessen, P., Artemieva, I., Bada, G., Van Balen, R., Beekman, F., Ben-Avraham, Z., Brun, J.-P., Bunge, H., Burov, E., Carbonell, R., Facenna, C., Friedrich, A., Gallart, J., Green, A.G., Heidbach, O., Jones, A., Wolf, D., 2007. TOPO-EUROPE: The geoscience of coupled deep Earth-surface processes. *Global and Planetary Change* 58, 1–118. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.02.008>
- Codilean, A.T., Munack, H., Saktura, W.M., Cohen, T.J., Jacobs, Z., Ulm, S., Hesse, P.P., Heyman, J., Peters, K.J., Williams, A.N., Saktura, R.B.K., Rui, X., Chishiro-Dennelly, K., Panta, A., 2022. OCTOPUS database (v.2). *Earth System Science Data* 14, 3695–3713. <https://doi.org/10.5194/essd-14-3695-2022>
- Combes, P., Emonin, Y., Rossi, F., Noverre, F., 2008. Etude de la faille de Vittel : recherche et analyses de traces d'activité récente (No. C.RP.0GTR.08.0001). ANDRA.
- COMSOL AB, 2022. COMSOL Multiphysics®.
- Corbel, J., 1959. Érosion en terrain calcaire (vitesse d'érosion et morphologie). *Annales de géographie* 68, 97–120. <https://doi.org/10.3406/geo.1959.16541>
- Costain, J., 2008. Intraplate Seismicity, Hydroseismicity, and Predictions in Hindsight. *Seismological Research Letters - SEISMOL RES LETT* 79, 578–589. <https://doi.org/10.1785/gssrl.79.4.578>
- Courboux, F., Vallée, M., Causse, M., Chounet, A., 2016. Stress-Drop Variability of Shallow Earthquakes Extracted from a Global Database of Source Time Functions. *Seismological Research Letters* 87, 912–918. <https://doi.org/10.1785/0220150283>
- Craig, T.J., Chanard, K., Calais, E., 2017. Hydrologically-driven crustal stresses and seismicity in the New Madrid Seismic Zone. *Nat Commun* 8, 2143. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-01696-w>
- Crone, A., De Martini, P.M., Machette, M., Okumura, K., Prescott, J., 2003. Paleoseismicity of Two Historically Quiescent Faults in Australia: Implications for Fault Behavior in Stable Continental Regions. *Bulletin of the Seismological Society of America* 93, 1913–1934. <https://doi.org/10.1785/0120000094>
- Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Hsieh, M.-L., Willett, S.D., Hu, J.-C., Horng, M.-J., Chen, M.-C., Stark, C.P., Lague, D., Lin, J.-C., 2003. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature* 426, 648–651. <https://doi.org/10.1038/nature02150>

- Danciu, L., Nandan, S., Reyes, C., Basili, R., Weatherill, G., Beauval, C., Rovida, A., Vilanova, S., Sesetyan, K., Bard, P.-Y., Cotton, F., Wiemer, S., Giardini, D., 2021. The 2020 update of the European Seismic Hazard Model - ESHM20: Model Overview.
- De Wever, P., Guillocheau, F., Reynaud, J.-Y., Vennin, E., Robin, C., Cornée, A., Rouby, D., 2002. Deux siècles de stratigraphie dans le bassin de Paris. *Comptes Rendus Palevol* 1, 399–414. [https://doi.org/10.1016/S1631-0683\(02\)00071-4](https://doi.org/10.1016/S1631-0683(02)00071-4)
- Di Giacomo, D., Engdahl, E.R., Storchak, D.A., 2018. The ISC-GEM Earthquake Catalogue (1904–2014): status after the Extension Project. *Earth Syst. Sci. Data* 10, 1877–1899. <https://doi.org/10.5194/essd-10-1877-2018>
- Dunai, T.J., 2010. *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511804519>
- Dziewonski, A.M., Anderson, D.L., 1981. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 25, 297–356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)
- EGDI – European Geological Data Infrastructure, n.d. URL <https://www.europe-geology.eu/> (accessed 9.5.23).
- EPOS, 2022. EPOS GNSS [WWW Document]. URL <https://gnss-epos.eu/> (accessed 1.31.22).
- Etlicher, B., De Goër De Hervé, A., 1988. La déglaciation würmienne dans le Massif Central français, le point des travaux récents / The Würmian déglaciation in the French Massif-Central, review of recent works., *Quaternaire* 25, 103–110. <https://doi.org/10.3406/quate.1988.1871>
- Faccenna, C., Becker, T., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.-P., Capitanio, F.A., Funiciello, F., Horvath, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, Rossetti, F., Serpelloni, E., 2014. Mantle dynamics in the Mediterranean. *Review of Geophysics*.
- Farolfi, G., Piombino, A., Catani, F., 2019. Fusion of GNSS and Satellite Radar Interferometry: Determination of 3D Fine-Scale Map of Present-Day Surface Displacements in Italy as Expressions of Geodynamic Processes. *Remote Sensing* 11(4). <https://doi.org/10.3390/rs11040394>
- Flament, N., Gurnis, M., Müller, R.D., 2013. A review of observations and models of dynamic topography. *Lithosphere* 5, 189–210. <https://doi.org/10.1130/L245.1>
- Foulger, G.R., Wilson, M.P., Gluyas, J.G., Julian, B.R., Davies, R.J., 2018. Global review of human-induced earthquakes. *Earth-Science Reviews* 178, 438–514. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.008>
- Fox, M., Herman, F., Kissling, E., Willett, S.D., 2015. Rapid exhumation in the Western Alps driven

- by slab detachment and glacial erosion. *Geology* 43, 379–382.
<https://doi.org/10.1130/G36411.1>
- Fruneau, B., Deffontaines, B., Rudant, J.-P., Parmentier, A.-M.L., 2005. Monitoring vertical deformation due to water pumping in the city of Paris (France) with differential interferometry. *Comptes Rendus. Géoscience* 337, 1173–1183.
<https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.05.014>
- García, D., Wald, D.J., Hearne, M., 2012. A Global Earthquake Discrimination Scheme to Optimize Ground-Motion Prediction Equation Selection. *Bulletin of the Seismological Society of America* 102, 185. <https://doi.org/10.1785/0120110124>
- Garcin, M., Courbouleix, S., 1992. Isostasie glaciaire - Implications en France et en Europe (No. 620.RP.BRG.92–014).
- Genti, M., Chery, J., Vernant, P., Rigo, A., 2016. Impact of gravity forces and topography denudation on normal faulting in Central–Western Pyrenees: Insights from 2D numerical models. *Comptes Rendus Geoscience, From rifting to mountain building: the Pyrenean Belt* 348, 173–183. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.08.004>
- Ghosh, A., Holt, W.E., Flesch, L.M., Haines, A.J., 2006. Gravitational potential energy of the Tibetan Plateau and the forces driving the Indian plate. *Geology* 34, 321–324.
<https://doi.org/10.1130/G22071.1>
- Gölke, M., Coblentz, D., 1996. Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics, Dynamics of Extensional Basins and Inversion Tectonics* 266, 11–24.
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00180-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00180-1)
- Grosset, J., Mazzotti, S., Vernant, P., 2023. Glacial isostatic adjustment strain rate – stress paradox in the Western Alps, impact on active faults and seismicity.
<https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-538>
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenber, R., Garcia, J., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta - GEODIN ACTA* 13, 189–245. <https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105372>
- Gunzburger, Y., Cornet, F.H., 2007. Rheological characterization of a sedimentary formation from a stress profile inversion. *Geophysical Journal International* 168, 402–418.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03140.x>
- Gunzburger, Y., Magnenet, V., 2014. Stress inversion and basement-cover stress transmission across weak layers in the Paris basin, France. *Tectonophysics* 617, 44–57.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.016>

- Hales, T.C., Roering, J.J., 2009. A frost “buzzsaw” mechanism for erosion of the eastern Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology* 107, 241–253.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.12.012>
- Hampel, A., Hetzel, R., Maniatis, G., Karow, T., 2009. Three-dimensional numerical modeling of slip rate variations on normal and thrust fault arrays during ice cap growth and melting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 114. <https://doi.org/10.1029/2008JB006113>
- Hansen, F.D., Carter, N.L., 1982. Creep of selected crustal rocks at 1000 MPa. *Eos. Trans. Am. Geophys. Union* 437.
- Harbor, J., Warburton, J., 1993. Relative Rates of Glacial and Nonglacial Erosion in Alpine Environments. *Arctic and Alpine Research* 25, 1–7. <https://doi.org/10.2307/1551473>
- Hasterok, D., Gard, M., Webb, J., 2018. On the radiogenic heat production of metamorphic, igneous, and sedimentary rocks. *Geoscience Frontiers, Reliability Analysis of Geotechnical Infrastructures* 9, 1777–1794. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.10.012>
- Hecht, H., Oguchi, T., 2017. Global evaluation of erosion rates in relation to tectonics. *Progress in Earth and Planetary Science* 4, 40. <https://doi.org/10.1186/s40645-017-0156-3>
- Heidbach, O., Rajabi, M., Reiter, K., Ziegler, M., WSM Team, 2016. World Stress Map Database Release 2016. <https://doi.org/10.5880/WSM.2016.001>
- Hicks, D.M., McSaveney, M.J., Chinn, T.J.H., 1990. Sedimentation in Proglacial Ivory Lake, Southern Alps, New Zealand. *Arctic and Alpine Research* 22, 26–42.
<https://doi.org/10.2307/1551718>
- Hirth, G., Kohlstedt, D.L., 1996. Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 144, 93–108. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(96\)00154-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00154-9)
- Hofmeister, A.M., 1999. Mantle Values of Thermal Conductivity and the Geotherm from Phonon Lifetimes. *Science* 283, 1699–1706. <https://doi.org/10.1126/science.283.5408.1699>
- Hough, S., Page, M., 2011. Toward a consistent model for strain accrual and release for the New Madrid Seismic Zone, central United States. *Journal of Geophysical Research* 116.
<https://doi.org/10.1029/2010JB007783>
- Hough, S.E., Seeber, L., Armbruster, J.G., 2003. Intraplate Triggered Earthquakes: Observations and Interpretation. *Bulletin of the Seismological Society of America* 93, 2212–2221.
<https://doi.org/10.1785/0120020055>
- Houtgast, R.F., Van Balen, R.T., Kasse, C., 2005. Late Quaternary evolution of the Feldebiss Fault (Roer Valley Rift System, the Netherlands) based on trenching, and its potential relation to glacial unloading. *Quaternary Science Reviews, Neotectonics and Quaternary*

- fault-reactivation in Europe's intraplate late lithosphere 24, 489–508.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.01.012>
- Huang, Y., Chubakov, V., Mantovani, F., Rudnick, R.L., McDonough, W.F., 2013. A reference Earth model for the heat-producing elements and associated geoneutrino flux. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14, 2003–2029. <https://doi.org/10.1002/ggge.20129>
- ICONS, 2022. ICONS basin atlas: European region [WWW Document]. URL <https://www.earthbyte.org/Resources/ICONS/EUR/EUR.2m.html> (accessed 2.2.22).
- International Atomic Energy Agency, 1995. Principles of Radioactive Waste Management Safety Fundamentals (Text), Principles of Radioactive Waste Management Safety Fundamentals. International Atomic Energy Agency.
- IRSN, 2022. BDFA [WWW Document]. URL <https://bdfa.irsn.fr/> (accessed 10.26.22).
- Johnston, A.C., 1989. The Seismicity of 'Stable Continental Interiors,' in: *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 299–327. https://doi.org/10.1007/978-94-009-2311-9_18
- Johnston, A.C., Kanter, L.R., Coppersmith, K.J., Cornell, C.A., 1994. The earthquakes of stable continental regions. Volume 1, Assessment of large earthquake potential, Final report (No. EPRI-TR-102261-V1). Electric Power Research Inst. (EPRI), Palo Alto, CA (United States); Memphis State Univ., TN (United States). Center for Earthquake Research and Information; Geomatrix Consultants, Inc., San Francisco, CA (United States); Cornell (C.A.), Portola Valley, CA (United States).
- Kaban, M.K., Chen, B., Tesauro, M., Petrunin, A.G., Khrepy, S.E., Al-Arifi, N., 2018. Reconsidering Effective Elastic Thickness Estimates by Incorporating the Effect of Sediments: A Case Study for Europe. *Geophysical Research Letters* 45, 9523–9532. <https://doi.org/10.1029/2018GL079732>
- King, S., 1995. Models of Mantle Viscosity. <https://doi.org/10.1029/RF002p0227>
- Kirchhoff, G., 1850. Über das Gleichgewicht und die Bewegung einer elastischen Scheibe. *Journal für die reine und angewandte Mathematik (Crelles Journal)* 1850, 51–88. <https://doi.org/10.1515/crll.1850.40.51>
- Klose, C., Seeber, L., 2007. Shallow Seismicity in Stable Continental Regions. *Seismological Research Letters* 78, 554–562. <https://doi.org/10.1785/gssrl.78.5.554>
- Kreemer, C., Blewitt, G., Klein, E.C., 2014. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15, 3849–3889. <https://doi.org/10.1002/2014GC005407>
- Kreemer, C., Haines, J., Holt, W.E., Blewitt, G., Lavalée, D., 2000. On the determination of a

- global strain rate model. *Earth Planets Space* 52, 765–770.
<https://doi.org/10.1186/BF03352279>
- Lambeck, K., Purcell, A., Zhao, S., 2017. The North American Late Wisconsin ice sheet and mantle viscosity from glacial rebound analyses. *Quaternary Science Reviews* 158, 172–210.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.033>
- Lévy, F., Jaupart, C., Mareschal, J.-C., Bienfait, G., Limare, A., 2010. Low heat flux and large variations of lithospheric thickness in the Canadian Shield. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115. <https://doi.org/10.1029/2009JB006470>
- Li, Q., Liu, M., Stein, S., 2009. Spatiotemporal Complexity of Continental Intraplate Seismicity: Insights from Geodynamic Modeling and Implications for Seismic Hazard Estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America* 99, 52–60.
<https://doi.org/10.1785/0120080005>
- Love, A.E.H., 1888. The Small Free Vibrations and Deformation of a Thin Elastic Shell. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. A* 179, 491–546.
- Lucazeau, F., Vasseur, G., 1989. Heat flow density data from France and surrounding margins. *Tectonophysics* 164, 251–258. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90018-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90018-8)
- Lund, B., Schmidt, P., Hieronymus, C., 2009. Stress evolution and fault stability during the Weichselian glacial cycle (No. 1404– 0344). Sweden.
- Mackwell, S.J., Zimmerman, M.E., Kohlstedt, D.L., 1998. High-temperature deformation of dry diabase with application to tectonics on Venus. *J Geophysical Research* 103, 975–984.
<https://doi.org/10.1029/97jb02671>
- Magnet, V., Cornet, F.H., Fond, C., 2017. A Nontectonic Origin for the Present-Day Stress Field in the Paris Basin (France). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122, 9313–9327.
<https://doi.org/10.1002/2017JB014345>
- Majer, E.L., Baria, R., Stark, M., Oates, S., Bommer, J., Smith, B., Asanuma, H., 2007. Induced seismicity associated with Enhanced Geothermal Systems. *Geothermics* 36, 185–222.
<https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2007.03.003>
- Majorowicz, J., Polkowski, M., Grad, M., 2019. Thermal properties of the crust and the lithosphere–asthenosphere boundary in the area of Poland from the heat flow variability and seismic data. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 108, 649–672.
<https://doi.org/10.1007/s00531-018-01673-8>
- Majorowicz, J., Wybraniec, S., 2011. New terrestrial heat flow map of Europe after regional paleoclimatic correction application. *International Journal of Earth Sciences* 100, 881–887.
<https://doi.org/10.1007/s00531-010-0526-1>

- Manchuel, K., Traversa, P., Baumont, D., Cara, M., Nayman, E., Durouchoux, C., 2018. The French seismic CATalogue (FCAT-17). *Bull Earthquake Eng* 16, 2227–2251.
<https://doi.org/10.1007/s10518-017-0236-1>
- Maniatis, G., Kurfeß, D., Hampel, A., Heidbach, O., 2009. Slip acceleration on normal faults due to erosion and sedimentation---Results from a new three-dimensional numerical model coupling tectonics and landscape evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 284, 570–582. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.024>
- Mareschal, J.-C., Jaupart, C., 2013. Radiogenic heat production, thermal regime and evolution of continental crust. *Tectonophysics, Moho: 100 years after Andrija Mohorovicic* 609, 524–534. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.001>
- Masson, C., 2019. Perfectionnement des méthodes d’analyse GPS pour l’étude de la déformation intraplaque : cas de la France (These de doctorat). Montpellier.
- Masson, C., Mazzotti, S., Vernant, P., Doerflinger, E., 2019. Extracting small deformation beyond individual station precision from dense Global Navigation Satellite System (GNSS) networks in France and western Europe. *Solid Earth* 10, 1905–1920.
<https://doi.org/10.5194/se-10-1905-2019>
- Matte, P., Hirn, A., 1988. Seismic signature and tectonic cross section of the Variscan Crust in western France. *Tectonics* 7, 141–155. <https://doi.org/10.1029/TC007i002p00141>
- Maury, J., Cornet, F.H., Cara, M., 2014. Influence of the lithosphere–asthenosphere boundary on the stress field northwest of the Alps. *Geophysical Journal International* 199, 1006–1017.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggu289>
- Mazzotti, S., Aubagnac, C., Bollinger, L., Coca Oscanoa, K., Delouis, B., Do Paco, D., Doubre, C., Godano, M., Jomard, H., Larroque, C., Laurendeau, A., Masson, F., Sylvander, M., Trilla, A., 2021. FMHex20: An earthquake focal mechanism database for seismotectonic analyses in metropolitan France and bordering regions. *Bulletin de la Société Géologique de France* 192, 10. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020049>
- Mazzotti, S., Gueydan, F., 2018. Control of tectonic inheritance on continental intraplate strain rate and seismicity. *Tectonophysics, Understanding geological processes through modelling - A Memorial Volume honouring Evgenii Burov* 746, 602–610.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.12.014>
- Mazzotti, S., Jomard, H., Masson, F., 2020. Processes and deformation rates generating seismicity in metropolitan France and conterminous Western Europe. *BSGF - Earth Sciences Bulletin* 191. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020019>
- Mazzotti, S., Vergeron, X., Malcles, O., Grosset, J., Vernant, P., 2023. Impact of long-term erosion

- on crustal stresses and seismicity in stable continental regions. *Geology* 51.
<https://doi.org/10.1130/G51327.1>
- McKenzie, D., 1977. Surface deformation, gravity anomalies and convection. *Geophysical Journal International* 48, 211–238. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1977.tb01297.x>
- Mégnien, C., 1980. Synthèse géologique du Bassin de Paris. Mém. BRGM 101.
- Mey, J., Scherler, D., Wickert, A.D., Egholm, D.L., Tesauro, M., Schildgen, T.F., Strecker, M.R., 2016. Glacial isostatic uplift of the European Alps. *Nature Communications* 7.
<https://doi.org/10.1038/ncomms13382>
- Meyer, H., Hetzel, R., Strauss, H., 2010. Erosion rates on different timescales derived from cosmogenic ¹⁰Be and river loads: implications for landscape evolution in the Rhenish Massif, Germany. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 99, 395–412.
<https://doi.org/10.1007/s00531-008-0388-y>
- Mielke, P., Bär, K., Sass, I., 2017. Determining the relationship of thermal conductivity and compressional wave velocity of common rock types as a basis for reservoir characterization. *Journal of Applied Geophysics* 140, 135–144. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.04.002>
- Mitrovica, J.X., 1996. Haskell [1935] revisited. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101, 555–569. <https://doi.org/10.1029/95JB03208>
- Muir Wood, R., Mallard, D.J., 1992. When is a fault ‘extinct’? *Journal of the Geological Society* 149, 251–254. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.2.0251>
- Muir-Wood, R., 2000. Deglaciation Seismotectonics: a principal influence on intraplate seismogenesis at high latitudes. *Quaternary Science Reviews* 19, 1399–1411.
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00069-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00069-X)
- Müller, B., 1992. Regional patterns of tectonic stress in Europe. *Journal of Geophysical ...*
- Müller, D., Seton, M., Gaina, C., Roest, W., 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the World’s ocean crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 8150.
<https://doi.org/10.1029/2007GC001743>
- Nagale, D.S., Kannaujiya, S., Gautam, P.K., Taloor, A.K., Sarkar, T., 2022. Impact assessment of the seasonal hydrological loading on geodetic movement and seismicity in Nepal Himalaya using GRACE and GNSS measurements. *Geodesy and Geodynamics* 13, 445–455.
<https://doi.org/10.1016/j.geog.2022.02.006>
- NOAA, 2022. National Oceanic and Atmospheric Administration [WWW Document]. URL <https://www.noaa.gov/> (accessed 3.29.21).
- Nocquet, J.-M., 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics* 579, 220–242. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.037>

- Norden, B., Förster, A., 2006. Thermal conductivity and radiogenic heat production of sedimentary and magmatic rocks in the Northeast German Basin. *Aapg Bulletin - AAPG BULL* 90, 939–962. <https://doi.org/10.1306/01250605100>
- Nurmi, P., Oy, 2021. Preliminary evaluation of the Estonian geoenery potential and overview of available technologies, expert opinion for using those technologies in the Estonian geological conditions, suggestions for possible further actions and examples of case studies. *OpenTopography*, 2016. ALOS World 3D - 30m. <https://doi.org/10.5069/G94M92HB>
- Patton, H., Hubbard, A., Andreassen, K., Auriac, A., Whitehouse, P.L., Stroeven, A.P., Shackleton, C., Winsborrow, M., Heyman, J., Hall, A.M., 2017. Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex. *Quaternary Science Reviews* 169, 148–172. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.019>
- Patton, H., Hubbard, A., Andreassen, K., Winsborrow, M., Stroeven, A.P., 2016. The build-up, configuration, and dynamical sensitivity of the Eurasian ice-sheet complex to Late Weichselian climatic and oceanic forcing. *Quaternary Science Reviews* 153, 97–121. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.10.009>
- PC, FP, LBA, DBA, 2019. Analyse de l'influence des cycles climatiques et des différents mécanismes de déformation transitoire sur la variation du champ de contraintes local et régional (No. CGRPFS3C190028).
- Peltier, W., Argus, D., Drummond, R., 2014. Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120. <https://doi.org/10.1002/2014JB011176>
- Peltier, W., Argus, D., Drummond, R., 2013. The new ICE-6G (VM5a) model of the Global Process of Glacial Isostatic Adjustment 6299.
- Petit, C., De Barros, L., Duclaux, G., Mazabraud, Y., 2019. Why Are There No Earthquakes in the Intracratonic Paris Basin? Insights from Flexural Models.
- Pinet, P., Souriau, M., 1988. Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics* 7, 563–582. <https://doi.org/10.1029/TC007i003p00563>
- Quesnel, F., 1997. Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'Ouest du bassin de Paris (phdthesis). Université de Rouen.
- Ranalli, G., 1995. Rheology of the earth, 2nd ed. ed. Chapman & Hall, London ; New York.
- Ritz, J.-F., Baize, S., Ferry, M., Larroque, C., Audin, L., Delouis, B., Mathot, E., 2020. Surface rupture and shallow fault reactivation during the 2019 Mw 4.9 Le Teil earthquake, France. *Communications Earth & Environment* 1. <https://doi.org/10.1038/s43247-020-0012-z>
- Roering, J.J., Kirchner, J.W., Dietrich, W.E., 1999. Evidence for nonlinear, diffusive sediment

- transport on hillslopes and implications for landscape morphology. *Water Resources Research* 35, 853–870. <https://doi.org/10.1029/1998WR900090>
- Rossi, F., Baudouy, L., 2015. Modèle structural régional et local révisé (No. F.RP.0GTR.14.0004). ANDRA.
- Roy, S., Gaillardet, J., Allègre, C.J., 1999. Geochemistry of dissolved and suspended loads of the Seine River, France: anthropogenic impact, carbonate and silicate weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 1277–1292. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00099-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00099-X)
- Rudnick, R., Fountain, D., 1995. Nature and Composition of the Continental-Crust—a Lower Crustal Perspective. *Reviews of Geophysics - REV GEOPHYS* 33. <https://doi.org/10.1029/95RG01302>
- Savi, S., Norton, K., Picotti, V., Brardinoni, F., Akçar, N., Kubik, P.W., Delunel, R., Schlunegger, F., 2014. Effects of sediment mixing on ^{10}Be concentrations in the Zielbach catchment, central-eastern Italian Alps. *Quaternary Geochronology, Tracking the pace of Quaternary landscape change with cosmogenic nuclides* 19, 148–162. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2013.01.006>
- Schmidt, P., Lund, B., Hieronymus, C., 2012. Implementation of the glacial rebound prestress advection correction in general-purpose finite element analysis software: Springs versus foundations. *Computers & Geosciences - COMPUT GEOSCI* 40. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2011.07.017>
- Schotman, H.H.A., Wu, P., Vermeersen, L.L.A., 2008. Regional perturbations in a global background model of glacial isostasy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors, Recent Advances in Computational Geodynamics: Theory, Numerics and Applications* 171, 323–335. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.02.010>
- Schulte, S.M., Mooney, W.D., 2005. An updated global earthquake catalogue for stable continental regions: reassessing the correlation with ancient rifts. *Geophysical Journal International* 161, 707.
- Seguinot, J., Ivy-Ochs, S., Jouvét, G., Huss, M., Funk, M., Preusser, F., 2018. Modelling last glacial cycle ice dynamics in the Alps. *The Cryosphere* 12, 3265–3285. <https://doi.org/10.5194/tc-12-3265-2018>
- Shelton, G.L., Tullis, J., 1981. Experimental flow laws for crustal rocks. *Eos. Trans. Am. Geophys. Union* 396.
- Sibuet, J.-C., 1974. Histoire tectonique du golfe de Gascogne 297–312.
- Singh, S.K., Pacheco, J., Bansal, B.K., Pérez-Campos, X., Dattatrayam, R., Suresh, C., 2004. A Source Study of the Bhuj, India, Earthquake of 26 January 2001 (M_w 7.6). *Bulletin of the*

Seismological Society of America 94.

SisFrance [WWW Document], n.d. URL <https://www.sisfrance.net/> (accessed 9.4.23).

Spada, G., Barletta, V.R., Klemann, V., Riva, R.E.M., Martinec, Z., Gasperini, P., Lund, B., Wolf, D., Vermeersen, L.L.A., King, M.A., 2011. A benchmark study for glacial isostatic adjustment codes. *Geophysical Journal International* 185, 106–132.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.04952.x>

Steer, P., Jeandet, L., Cubas, N., Marc, O., Meunier, P., Simoes, M., Cattin, R., Shyu, J.B.H., Mouyen, M., Liang, W.-T., Theunissen, T., Chiang, S.-H., Hovius, N., 2020. Earthquake statistics changed by typhoon-driven erosion. *Sci Rep* 10, 10899.

<https://doi.org/10.1038/s41598-020-67865-y>

Steer, P., Simoes, M., Cattin, R., Shyu, J.B., 2014. Erosion influences the seismicity of active thrust faults. *Nature communications* 5, 5564. <https://doi.org/10.1038/ncomms6564>

Steffen, H., Kaufmann, G., 2005. Glacial isostatic adjustment of Scandinavia and northwestern Europe and the radial viscosity structure of the Earth's mantle. *Geophysical Journal International* 163, 801–812. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02740.x>

Steffen, R., Steffen, H., Wu, P., Eaton, D.W., 2015. Reply to comment by Hampel et al. on “Stress and fault parameters affecting fault slip magnitude and activation time during a glacial cycle.” *Tectonics* 34, 2359–2366. <https://doi.org/10.1002/2015TC003992>

Steffen, R., Steffen, H., Wu, P., Eaton, D.W., 2014. Stress and fault parameters affecting fault slip magnitude and activation time during a glacial cycle. *Tectonics* 33, 1461–1476.

<https://doi.org/10.1002/2013TC003450>

Stein, R.S., King, G.C.P., Lin, J., 1992. Change in Failure Stress on the Southern San Andreas Fault System Caused by the 1992 Magnitude = 7.4 Landers Earthquake. *Science* 258, 1328–1332.

<https://doi.org/10.1126/science.258.5086.1328>

Štěpančíková, P., Rockwell, T.K., Semberk, J., Rhodes, E.J., Hartvich, F., Luttrell, K., Myers, M., Tábořík, P., Rood, D.H., Wechsler, N., Nývlt, D., Ortuño, M., Hók, J., 2022. Acceleration of Late Pleistocene activity of a Central European fault driven by ice loading. *Earth and Planetary Science Letters* 591, 117596. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117596>

Storchak, D.A., Di Giacomo, D., Bondar, I., Engdahl, E.R., Harris, J., Lee, W.H.K., Villasenor, A., Bormann, P., 2013. Public Release of the ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009). *Seismological Research Letters* 84, 810–815.

<https://doi.org/10.1785/0220130034>

Storchak, D.A., Di Giacomo, D., Engdahl, E.R., Harris, J., Bondár, I., Lee, W.H.K., Bormann, P., Villaseñor, A., 2015. The ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue

- (1900–2009): Introduction. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 239, 48–63.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.06.009>
- 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. *J Seismol* 17, 523–544. <https://doi.org/10.1007/s10950-012-9335-2>
- Talwani, P., 1999. Fault geometry and earthquakes in continental interiors. *Tectonophysics* 305, 371–379. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00024-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00024-4)
- Tarayoun, A., Mazzotti, S., Craymer, M., Henton, J., 2018. Structural Inheritance Control on Intraplate Present-Day Deformation: GPS Strain Rate Variations in the Saint Lawrence Valley, Eastern Canada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.
<https://doi.org/10.1029/2017JB015417>
- Tarayoun, A., Mazzotti, S., Gueydan, F., 2019. Quantitative impact of structural inheritance on present-day deformation and seismicity concentration in intraplate deformation zones. *Earth and Planetary Science Letters* 518, 160–171. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.04.043>
- Tesauro, M., Audet, P., Kaban, M.K., Cloetingh, S., 2012a. The effective elastic thickness of the continental lithosphere: Comparison between rheological and inverse approaches. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13. <https://doi.org/10.1029/2012GC004162>
- Tesauro, M., Kaban, M.K., Cloetingh, S.A.P.L., 2013. Global model for the lithospheric strength and effective elastic thickness. *Tectonophysics, TOPO-EUROPE III* 602, 78–86.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.006>
- Tesauro, M., Kaban, M.K., Cloetingh, S.A.P.L., 2012b. Global strength and elastic thickness of the lithosphere. *Global and Planetary Change, Coupled deep Earth and surface processes in System Earth: monitoring, reconstruction and process modeling* 90–91, 51–57.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.12.003>
- Tesauro, M., Kaban, M.K., Cloetingh, S.A.P.L., 2009a. How rigid is Europe's lithosphere? *Geophysical Research Letters* 36. <https://doi.org/10.1029/2009GL039229>
- Tesauro, M., Kaban, M.K., Cloetingh, S.A.P.L., 2009b. A new thermal and rheological model of the European lithosphere. *Tectonophysics* 476, 478–495.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.022>
- Tesauro, M., Kaban, M.K., Cloetingh, S.A.P.L., 2008. EuCRUST-07: A new reference model for the European crust. *Geophysical Research Letters* 35. <https://doi.org/10.1029/2007GL032244>

- Townend, J., Zoback, M.D., 2000. How faulting keeps the crust strong. *Geology* 28, 399–402.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<399:HFKTCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<399:HFKTCS>2.0.CO;2)
- Turcotte, D.L., Schubert, G., 2002. *Geodynamics*, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge.
<https://doi.org/10.1017/CBO9780511807442>
- Vachon, R., Schmidt, P., Lund, B., Plaza, A., Patton, H., Hubbard, A., 2022. Glacially induced stress across the Arctic from the Eemian interglacial to the present - implications for faulting and methane seepage. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 127.
<https://doi.org/10.1029/2022JB024272>
- Veikkolainen, T., Kukkonen, I., Tiira, T., 2017. Heat flow, seismic cutoff depth and thermal modeling of the Fennoscandian Shield. *Geophysical Journal International* 211, 1414–1427.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggx373>
- Vernant, P., Hivert, Chery, J., Steer, Cattin, R., Rigo, A., 2013. Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. *Geology* 41, 467–470.
<https://doi.org/10.1130/G33942.1>
- Watts, A., 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*.
- Watts, A., Zhong, S., 2002. Observations of flexure and the rheology of oceanic lithosphere. *Geophysical Journal International* 142, 855–875.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00189.x>
- Wdowinski, S., 1998. A theory of intraplate tectonics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103, 5037–5059. <https://doi.org/10.1029/97JB03390>
- Wickert, A.D., 2016. Open-source modular solutions for flexural isostasy: gFlex v1.0. *Geoscientific Model Development* 9, 997–1017. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-997-2016>
- Wileveau, Y., Cornet, F.H., Desroches, J., Blumling, P., 2007. Complete in situ stress determination in an argillite sedimentary formation. *Physics and Chemistry of The Earth* 32, 866–878.
<https://doi.org/10.1016/j.pce.2006.03.018>
- Wu, P., 2004. Using commercial finite element packages for the study of earth deformations, sea levels and the state of stress. *Geophysical Journal International* 158, 401–408.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02338.x>
- Wu, P., 1992. Deformation of an incompressible viscoelastic flat earth with powerlaw creep: a finite element approach. *Geophysical Journal International* 108, 35–51.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00837.x>
- Zhang, Z., Chen, J., Lin, J., 2008. Stress interactions between normal faults and adjacent strike-slip faults of 1997 Jiashi earthquake swarm. *Science in China Series D Earth Sciences* 51, 431–440. <https://doi.org/10.1007/s11430-008-0023-6>

- Zoback, M.D., Healy, J.H., 1992. In situ stress measurements to 3.5 km depth in the Cajon Pass Scientific Research Borehole: Implications for the mechanics of crustal faulting. *Journal of Geophysical Research* 97, 5039.
- Zoback, M.L., 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97, 11703–11728.
<https://doi.org/10.1029/92JB00132>

Remerciements

Tout d'abord, Stéphane et Philippe, je tiens à vous remercier pour votre encadrement. J'en tire beaucoup, scientifiquement parlant évidemment, mais aussi humainement, et c'est plutôt pour cet aspect que je vous remercie. On a développé une relation de confiance que j'ai beaucoup appréciée et qui a été très formatrice d'un point de vue professionnel et quant aux échanges sur des sujets sérieux, tels que ceux qu'on a approché au cours de la thèse. J'ai également apprécié les moments de bavardage et de rire qu'on a partagés en dehors du cadre scientifique, que ce soit dans une voiture sur le retour d'une mission à Chambéry ou en direction de Viviers, ou à la table d'un restaurant. Vous avez fait de très bons collègues¹, plus que de simples "directeurs de thèse" à mes yeux. Accessoirement (ironie doublée d'atténuation), je tiens à vous remercier pour notre collaboration qui a permis à ce projet de voir le jour, et maintenant, sa finalisation.

Frédéric et David, il en va bien évidemment de même pour vous deux. Votre participation à ces travaux de thèse a permis d'y donner l'aspect appliqué que je recherchais dans mon travail scientifique, c'est un premier point pour lequel je vous remercie. J'ai particulièrement apprécié votre gentillesse et votre calme qui ont participé à rendre cette thèse agréable sur toute sa durée, et je vous remercie pour cela également. Pour un peu d'humour comme on a pu en avoir dans nombreuses de nos interactions, voyez que j'utilise toujours l'appellation "Bassin de Paris" et pas "Bassin Parisien" !

Rémi, Juliette, Oswald, collaborer avec vous est également un bon souvenir méritant largement son "merci". Vous m'avez tous les trois aidé à la réalisation de mes travaux, et la fin de notre collaboration se solde à mes yeux par le souvenir d'échanges scientifiquement fructueux, agréables et dans lesquels on pouvait toujours trouver un petit moment sympa, qu'il fut fait de bavardages sur nos vies respectives ou d'une rigolade sur fond scientifique bancal.

Riccardo, Stéphane B., Jeff, j'ai apprécié échanger sur les problématiques sur lesquelles vous travaillez, qui m'intéressent également. De plus, je garde clairement de superbes souvenirs de nos interactions sur le terrain, que ce soit dans le Mercantour, en Ardèche ou dans les neiges des Aiguilles Rouges. Merci pour ces opportunités !

¹ À interpréter avec les deux définitions données par le Robert : 1) Personne qui appartient au même établissement, 2) Camarade (définition régionale dans le Midi).

Maman, Papa, c'est un merci tout particulier que je tiens à vous faire. Car c'est celui qui va remonter le plus loin dans le temps. C'est depuis ma naissance jusqu'à mon départ pour Montpellier en 2018 que vous m'avez offert un cadre de développement qui m'a permis d'acquérir des valeurs que j'estime beaucoup aujourd'hui. Les nombreux voyages qu'on a fait m'ont permis de découvrir beaucoup de choses et de développer mon ouverture d'esprit, votre sens des priorités et votre rigueur m'ont appris à cadrer ce que je fais de ma vie, et pour finir votre soutien et la confiance que vous avez placée en moi on fait un très bon carburant pour mon avancement dans les aventures de la vie jusqu'à ces remerciements. Il est sûr que votre rôle de parents a bien été mené et que vous avez participé à l'aboutissement de cette thèse en me donnant la matière grise qu'il fallait pour en arriver là. J'en profite pour simplement vous dire que je vous aime. Merci à vous deux.

Papi Bob, Mamie Gisou, Papi Jean-Claude, Mamie Ninja, Ambre, merci à vous aussi, car vous avez toujours été derrière moi, aussi loin que je puisse m'en rappeler, et vous n'avez pas manqué de me le rappeler au cours de cette thèse.

Florent et Simon, vous avez été là tout au long de ces 3 ans quand j'avais besoin de discuter. Même si lorsque nous nous sommes vus nous profitions plutôt de la vie comme à notre habitude, à refaire le monde pendant des heures par téléphone ou à manger de la poudreuse (Flo), ou bien à explorer l'Auvergne ou se partager des sons de métal toujours plus prenants (Simon), je n'oublie pas les moments de soutien que vous m'avez offerts.

Camille et Martin, on a développé une belle proximité, passant par votre soutien et les moments partagés, que ce soit autour d'une Malpolon, devant un épisode de South Park ou sur une dalle aux micro-grattons, et bien d'autres encores. Vous êtes des gars réfléchis et les aventures qu'on partage sont sources de découverte et d'apprentissage. Je l'apprécie particulièrement.

Florian et Romain. Côté thèse, vous avez fait un très bon support que j'ai beaucoup apprécié. En dehors du cadre de la thèse, pour les repas dignes de grands chefs qu'on a élaboré et dégusté ensemble, les fous rires qu'on a partagé, nos discussions profondes et nos retrouvailles à Lille, vous avez clairement participé à faire de la période de cette thèse une période agréable. Pour tout ça, merci ! N'oublions pas une musique parlant d'un certain "Picasso", qui passe de temps à autres, et qui me fait penser à tout ça dès que je l'entends.

Houssine, tu a été d'un soutien sans faille depuis bien plus longtemps que le début de cette thèse, et tu as clairement participé à ce que j'en arrive ici. Tout au long des 3 ans de cette thèse, les aventures que nous avons vécues ensemble, sur une patinoire, en bord de route à photographier le ciel profond, devant je ne sais combien d'épisodes de Rick et Morty, et bien d'autres, ont rendu

cette période agréable. Lisa, j'apprécie également ton soutien et les sessions de jeux de société qu'on a partagé, qui ont eux aussi participé à faire de ces 3 ans de thèse une période sympathique.

Concernant vous huit, en mélangeant le soutien que vous constituez et les bons moments qu'on partage, vous représentez à mes yeux ce que j'appelle de très bons amis. Merci pour ça !

Laurine, nos pauses thé, nos repas de fin de thèse, notre soutien mutuel ont donné un aspect particulier à ces 3 ans, auxquels il manquerait clairement quelque chose sans toi. J'ai particulièrement apprécié de t'avoir comme acolyte pour cette grande aventure, car en plus de ces moments se rapportant à nos thèses, on a partagé de nombreux moments dont je garde de bons souvenirs, devant des puzzles jusqu'au parking d'un garage au Mont-Dore. Merci pour tout ça !

Mélissa, le stock de Cacolac, de thé et des gâteaux que tu m'as offert pour la fin de thèse a été un bon carburant pour ma persévérance sur la dernière ligne droite qu'est la finalisation de ce manuscrit. Les moments et discussions qu'on a partagé ainsi que les aventures délirantes qu'on a vécues ont clairement fait de la période de fin de thèse une période bien moins stressante qu'elle aurait pu l'être, en plus d'être sources de très bons souvenirs. De plus, tu m'as apporté un soutien quasi quotidien. Je te remercie chaleureusement pour tout ça.

Au laboratoire, il y a beaucoup de monde que je tiens à remercier, car vous avez participé à faire de cette thèse une aventure mémorable, pour des raisons propres à chacun.

Il y a deux "équipes" que je tiens particulièrement à remercier. La première est l'équipe du fond du 4^{ème}, composée de Clément et nos belles parties de SUTOM, Lise et ses bêtises, Martin et son énergie de gnôme démesurée, Camille et sa prune, Fabien et ses nombreux cakes, Isabelle et sa bonne humeur inébranlable, Maxime et sa passion pour le Rougail-Saucisse, Nicolas et son humour si particulier. La deuxième est l'équipe du fond du 3^{ème}, composée de Céline et son parmesan, Thierry et son humour incomparable, Laurine et sa collection de thé, Clément et nos nombreuses parties de basket, Florian et nos traquenards de fin de journée. Merci à vous tous, vous avez apporté l'aspect convivial et jovial qu'il fallait à ces 3 ans !

Il y a évidemment une "vraie" équipe du labo que je tiens à remercier dans sa totalité : l'équipe IGS. Vous êtes assurément une équipe agréable et à l'écoute, dont je suis heureux d'avoir fait partie. Je vous remercie pour tous les moments qu'on a passés ensemble, des bureaux de chacun d'entre vous jusqu'à la Sicile, ainsi que pour votre soutien scientifique comme moral. Stéphane D., je tiens particulièrement à te remercier pour les expériences plus ou moins scientifiques que nous avons réalisées, de la chambre de brouillard à la naissance de Bananaman. Ces expériences ont

ajouté du panache à la période de la thèse, en plus de m'avoir particulièrement intéressé. Sans oublier la superbe expérience d'une soirée face à l'Etna en éruption !

Cécilia, Nestor, Roger, Diane, Serge, Rodolphe, je tiens à vous remercier pour les stages que vous m'avez permis de réaliser, car cela m'a aidé à me placer sur les rails qui m'ont mené à cette thèse. D'ailleurs, au cours de cette thèse vous m'avez tous aidé à votre échelle quant aux problématiques scientifiques sur lesquelles j'ai travaillé, et parfois quant aux problématiques administratives de la thèse.

Pour finir, il y a quelques personnes que je tiens à remercier également pour leur soutien et quelques bons moments passés ensemble : Adèle et nos parties de Yams endiablées, Buck et notre "century ride" seulement à moitié réussi, Margaux et son caractère chaleureux, Amélie et Clémence pour leur bonne humeur et leurs farces, Antoine, Aimée, Éric, Lucie, Quentin et Jeanne pour votre bonne humeur et le soutien sincère que vous m'avez apporté quasiment à chaque fois qu'on se croisait.

À tous, merci d'avoir participé à ce que j'eusse eu la banane pendant ces 3 ans de thèse.

