



HAL
open science

Évolution spatio-temporelle de la sismicité de la zone Ubaye/Haute-Durance : apports pour la compréhension de la dynamique et de l'évolution des essaims de sismicité en domaine de faible déformation

Marion Baques

► **To cite this version:**

Marion Baques. Évolution spatio-temporelle de la sismicité de la zone Ubaye/Haute-Durance : apports pour la compréhension de la dynamique et de l'évolution des essaims de sismicité en domaine de faible déformation. Sciences de la Terre. Université Côte d'Azur, 2023. Français. NNT : 2023COAZ4008 . tel-04097963

HAL Id: tel-04097963

<https://theses.hal.science/tel-04097963v1>

Submitted on 15 May 2023

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 DE DOCTORAT

Evolution spatio-temporelle de la sismicité
de la zone Ubaye/Haute-Durance :
Apports pour la compréhension de la dynamique et de
l'évolution des essais de sismicité en domaine de faible
déformation

Marion BAQUES

Laboratoire Géoazur

**Présentée en vue de l'obtention
du grade de docteur en** Sciences de la Planète
et de l'Univers

d'Université Côte d'Azur

Dirigée par : Louis De Barros, Maxime
Godano, Hervé Jomard

Co-encadrée par : Clara Duverger

Soutenue le : 9 février 2023

Devant le jury, composé de :

Guillaume Daniel, IR, Electricité De France
(EDF)

Bertrand Delouis, Pr à l'Université Côte d'Azur

Jean-Luc Got, Pr à l'Université à l'Université de
Savoie Mont Blanc

Agnès Helmstetter, CR CNRS, ISTERre

Hélène Lyon-Caen, DR, Ecole Normale
Supérieure (ENS Paris)



Evolution spatio-temporelle de la sismicité de la zone Ubaye/Haute-Durance :

**Apports pour la compréhension de la dynamique et de
l'évolution des essaims de sismicité en domaine de faible
déformation**

Thèse présentée devant le jury composé de

Président du jury :

Bertrand Delouis, Professeur à l'Université Côte d'Azur

Rapporteurs :

Jean-Luc Got, Professeur à l'Université Savoie Mont Blanc

Hélène Lyon-Caen, Directrice de recherche, Ecole Normale Supérieure (Paris)

Examineurs :

Guillaume Daniel, Ingénieur de recherche, Electricité De France (EDF)

Agnès Helmstetter, Chargée de recherche CNRS, ISTerre

Directeur de Thèse :

Louis De Barros, Maître de conférences (HDR) à l'Université Côte d'Azur

Co-directeurs (Invités) :

Hervé Jomard, Chargé de recherche, Institut de radioprotection et de sûreté nucléaire (IRSN)

Maxime Godano, Maître de conférences à l'Université Côte d'Azur

Clara Duverger, Chargée de recherche, Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives (CEA)

Résumé

La région de l'Ubaye, située dans les Alpes à équidistance de Grenoble et Nice, est l'une des zones les plus sismiques de France. L'un des plus forts séismes enregistrés en France métropolitaine s'y est produit le 5 Avril 1959 ($M_{LDG}5,3$). Cette région est caractérisée par une activité sismique particulière composée d'un entremêlement de séismes principaux/répliques et d'essaims sismiques impliquant l'interaction de plusieurs processus moteurs (transfert de contraintes, pression de fluides, ...). Certains essaims sont caractérisés par des séismes de magnitude supérieure à 4 comme ce fut le cas pour la crise de 2012-2015, frappée par deux séismes de magnitude $M_{LDG}4,8$ (26/02/2012) et $M_{LDG}5,2$ (07/04/2014). Cette thèse a pour objectif de mieux comprendre les processus qui sont à l'origine de la sismicité et de faire le lien avec les structures connues de la région. L'étude de la sismicité historique et instrumentale a permis d'illuminer certaines zones plus actives que d'autres (Le Lauzet, Larche, Barcelonnette, St-Paul-sur-Ubaye, Guillestre) depuis le XVIII^e siècle. Malheureusement, les incertitudes de localisation et notre méconnaissance des structures profondes rendent très difficiles une association entre les failles visibles sur le terrain et la sismicité. Nous nous sommes concentrés par la suite sur les deux mois suivant le séisme du 7 Avril 2014. Les répliques montrent une organisation spatiale complexe, dans un volume autour de la faille principale. L'organisation de la sismicité pour cette crise a été quantifiée par une analyse de la géométrie des structures en jeu et par un calcul de 100 mécanismes au foyer. Durant les différentes périodes de crises, la présence de fluides a été mise en évidence et est l'un des principaux moteurs proposé pour expliquer le comportement de la sismicité. J'ai donc calculé les surpressions de fluides nécessaires pour activer la sismicité à partir de l'inversion des mécanismes au foyer et de l'état de contraintes. Trois résultats majeurs ressortent : 1) la majorité des événements (65%) requièrent entre 15 et 40 MPa de surpression de fluides ; 2) les plus forts séismes ont également besoin de surpression de fluides ; 3) l'évolution temporelle des surpressions est un indicateur du type de séquence sismique. A partir de ces résultats, un modèle conceptuel est proposé, basé sur le principe que l'activation d'une faille va permettre la libération de pression de fluides (« fault-valve behaviour », Sibson, 1990). Après cette étude détaillée sur les répliques du séisme de 2014, je me suis concentrée sur l'ensemble de la crise 2012-2015, en étudiant la période 2010-2019 pour faire le lien entre les structures préexistantes de la région et la chronologie de la crise. Une nouvelle relocalisation de la sismicité est alors réalisée sur cette période à partir du catalogue du LDG. L'ensemble de la région de l'Ubaye semble être touché par des essaims et plus particulièrement la Vallée de l'Ubaye. De plus, l'alignement de la sismicité permet d'émettre l'hypothèse de deux failles venant s'intersecter au niveau de la zone de l'essaim de 2012-2015. L'étude statistique de la distribution de magnitude (exposant b de la loi de Gutenberg-Richter) a permis d'identifier un comportement temporel générique pour les essaims marqué par une augmentation suivie d'une diminution de l'exposant b , associé à un processus de pression de fluides. La variation de l'exposant b est plus complexe pour les chocs principaux/répliques, avec des diminutions avant/après ainsi que des augmentations après le choc principal. L'association des résultats obtenus nous a permis de mieux comprendre le déroulement des séquences sismiques (choc principal/répliques et essaims) et nous a apporté des informations sur l'organisation des structures actives de la région de l'Ubaye. Cette meilleure compréhension des processus en jeu peut permettre, à terme, une meilleure prise en compte du risque sismique dans cette région.

Mots-clés : Alpes du sud ; Séquence choc principal/répliques ; Essaim sismique ; Sismicité ; Processus.

Abstract

The Ubaye region, located in the Alps at mid-distance between Grenoble and Nice, is one of the most seismically active areas in France. One of the strongest earthquakes recorded in mainland France occurred on April 5, 1959 (M_{LDG} 5.3). This region is characterized by a particular seismic activity composed of intertwined mainshock/aftershocks and seismic swarm sequences, involving the complex interaction of several driving processes (stress transfer, fluid-pressure, etc). Some swarms contained earthquakes of magnitude greater than 4, like the 2012-2015 swarm, which is characterized by two mainshocks: M_{LDG} 4.8 (26/02/2012) and M_{LDG} 5.2 (07/04/2014). This PhD aims at better understanding the processes that drive the seismicity and relate it to known structures in the region. The study of historical and instrumental seismicity allowed to highlight the most active areas than others (Le Lauzet, Larche, Barcelonnette, St-Paul-sur-Ubaye, Guillestre) since the 18th century. Unfortunately, the uncertainties of location and our lack of knowledge of deep structures make it very difficult to relate outcropping faults with seismicity. We then focused on the two months aftershocks that followed the April 7, 2014 earthquake. The aftershock locations distribute in a wide volume around the main fault plane. The complex spatial organization of the seismicity was quantitatively analysed through the study of the geometry of the families that composed it and confirmed by the computation of 100 focal mechanisms. During the different crisis periods (2003-2004 & 2012-2015), the presence of fluids was highlighted as one of the main drivers to explain the behaviour of the seismicity. We then decided to calculate the fluid-overpressures required to trigger each event by inverting the focal mechanisms and the stress-state. Three main results emerge: 1) the majority of events (65%) requires between 15 and 40 MPa of fluid-overpressure; 2) the strongest earthquakes also require fluid-overpressures; 3) the temporal evolution of overpressure is an indicator of the type of seismic sequence. From these results, a conceptual model is proposed to conciliate fluid and the complex behaviour of the seismicity based on the fault-valve behaviour (Sibson, 1990). After concentrating only on the 2014 crisis, I focused on the 2010-2019 period to link the pre-existing structures of the region to the 2012-2015 crisis chronology. A new relocation of the seismicity is then performed on this period starting from the LDG catalogue. The full Ubaye region seems affected by swarms and more particularly the Ubaye Valley. Moreover, the alignment of the seismicity allows us to hypothesize two faults intersecting in the area of the 2012-2015 swarm. The statistical study of the magnitude distribution (exponent b of the Gutenberg-Richter law) has identified a generic temporal behaviour for swarms marked by an increase followed by a decrease in the exponent b , associated with a fluid pressure process. The variation of the b -exponent is more complex for mainshock/aftershocks, with decreases before/after as well as increases after the mainshock. The analysis of these different results allowed us to better understand the sequence of seismic events (mainshock/aftershocks and swarms) and gave us information on the organization of active structures in the Ubaye region. This improved understanding of the complex processes at play might then help improving the risk analysis in this area.

Keywords: Western Alps; Seismic swarms; Mainshock/aftershocks sequence; Seismicity; Processes.

« Je jure solennellement que mes intentions sont mauvaises. »

Harry Potter et le prisonnier d'Azkaban, J.K.Rowling

Remerciements

Tout d'abord, je souhaite remercier Françoise Courboux sans qui cette thèse n'aurait pas eu lieu et qui en a assuré la direction jusqu'à ce que Louis puisse en prendre la direction. Je tiens également à remercier mes encadrants de thèse qui m'ont soutenu tout au long de ces 3 ans. Merci Louis pour avoir cru en moi, dans un premier temps pour mon stage de master 2 et ensuite pour avoir cherché des financements pour ma thèse. Et merci pour toutes ces discussions qui partaient dans tous les sens mais extrêmement enrichissantes. Merci Maxime, pour m'avoir soutenu durant mon stage de master 2 et ma thèse. Et merci pour toutes ces discussions sur les relocalisations d'HypoDD qui n'est finalement pas aussi simple d'utilisation qu'on pensait. Merci Hervé pour avoir accepté de financer ma thèse. Et merci de m'avoir donné l'opportunité de rencontrer d'autres chercheurs de l'IRSN ainsi que d'autres laboratoires. Et surtout merci de m'avoir supporté durant notre terrain sur l'Ubaye. J'en garderais un souvenir impérissable. Merci Clara, pour avoir également accepté de financer ma thèse. Et merci de m'avoir fait découvrir d'autres domaines de recherche grâce à mes visites au CEA. Merci pour ton accueil et ta gentillesse. Merci à Christophe Larroque, pour toutes les discussions sur la géologie de la région de l'Ubaye et qui me suit aussi depuis mon master. Et merci de m'avoir donné l'opportunité de participer à la sortie d'équipe et de présenter ma zone d'étude. Je tiens également à remercier toutes les personnes avec qui j'ai pu discuter à l'IRSN et au CEA. Même si mes séjours étaient courts, j'ai énormément appris. Je tiens également à remercier mon Jury de thèse, sans qui je n'aurais pas pu soutenir. Je les remercie pour toutes les corrections et questions sur mon manuscrit et sur ma thèse en général qui montre qu'il y a encore pleins de choses à faire sur la région de l'Ubaye.

Dans un deuxième temps, j'aimerais également remercier les autres personnes de mon laboratoire avec qui j'ai passé ces 3 ans. Merci à tous ceux avec qui j'ai mangé ces trois dernières années qui m'ont aidé à décompresser et à relativiser. Merci Daniel d'avoir été là avec moi pour être les représentants des doctorants de l'équipe Séismes. Et merci pour cette aventure qu'a été la création des mini-vidéos Youtube qui ne sont d'ailleurs pas sur Youtube. Et je suis ravie d'avoir partagé cette aventure de fin de thèse avec toi. Merci Philippe pour tous ces trajets en voiture le matin qui me pousser et me motiver sur la dernière ligne droite. Et merci pour l'organisation des nombreuses soirées plages. Merci Alexandre pour toutes ces discussions profondes qui m'ont permis d'avancer et de me pousser vers le haut. Merci à Caro, Nico, Pierre et Florian pour les après-midi jeux qui m'ont permis de découvrir qu'il y avait tellement de jeux encore à découvrir. Merci à Andréa, Chloé et Marie pour ces soirées filles du cercle guindé. Merci aussi aux filles de la danse (Christelle, Frichnel, Marie, Laeticia, Yevgeniya, Albane, Alexita, Lise) d'avoir enrichie mes connaissances en danse tahitienne, pôle dance, zumba, et danse contemporaine les jeudis soirs. Merci Albane, pour tous ces repas desquels je repartais avec la chanson de Scooby-doo dans la tête pour l'après-midi. Et merci Alexita d'y avoir participé. Merci Christelle d'avoir été là sur la fin de thèse et d'avoir répondu à toutes les questions que je me posais sur le manuscrit, la soumission du manuscrit et la soutenance. Ça été un plaisir de t'accueillir dans notre bureau. Merci à Marie, ma deuxième partenaire officielle de danse sans qui cette dernière année n'aurait vraiment pas été aussi joyeuse et mouvementée. Et merci pour toutes nos discussions qui ont été presque vitales et qui m'ont apporté soutien et joie. Et surtout un énorme merci à ma co-bureau Laeticia sans qui cette thèse n'aurait pas été aussi réussie. Merci pour toutes ces discussions sur la thèse et sur tous les autres sujets qui nous passe par la tête. Et surtout merci pour m'avoir aidé à ne pas commencer de rééquilibrage alimentaire grâce aux pains aux chocolats que tu ramènes presque une fois sur deux.

Dans un troisième temps, je souhaite également remercier mes amis pour m'avoir supporté depuis toujours. Merci à Laure qui m'a poussé à réfléchir si je voulais vraiment faire une thèse et qui m'a supporté dans cette voie. Merci pour ces appels toujours bienvenus. Merci aux Choux sans qui je ne serais pas là aujourd'hui. Merci à David qui m'a permis de rencontrer quelqu'un d'autre qui n'aime pas les oignons et qui m'a permis de me dire que je ne suis pas seule. Merci Céline, ma exo-l avec qui les délires sur la kpop m'ont fait tenir durant ces trois ans. Merci Andréa (kookie) pour se soutenir toujours présent même si on ne se parle/voit pas aussi souvent qu'on aurait envie. Merci Ericka, pour ton soutien toujours présent et qui me pousse à toujours me dépasser. Et surtout un grand merci à Lauriane, pour tous nos Skype qui sont toujours trop courts en dépit des 5h en moyennes. Merci d'avoir été là durant le 3^{ème} confinement et qui m'a permis de garder la motivation de continuer. Et merci pour tous les voyages, discussion et jeux ainsi que de m'avoir accueillie à chaque fois que je venais à Paris. Merci à Marylou de m'avoir fait découvrir la danse, sans laquelle je n'aurais pas aussi bien vécu cette fin de thèse. Merci à Julien, pour m'avoir poussé à danser encore plus et pour toutes nos discussions philosophiques (ou pas) jusqu'à tard le soir (même très tard), jusqu'à même en tombé malade. Elles m'ont permis de tenir sur la dernière ligne droite.

Et dernièrement, merci à ma famille de m'avoir soutenu toutes ces années. Merci à ma sœur, Lisa (ou Zouzou pour les intimes) pour toutes tes aventures loufoques qui m'ont permis de relativiser sur le fait que ma thèse, en fait ça va. Merci à mes grands-parents (Papi et Mamie St-Clément et Papi et Mamie Boirargues) qui m'ont soutenu et j'espère qu'ils sont fiers de leur petite-fille. Merci à ma famille (Tatie et Tonton, Tatie Véro et Tonton Michel) d'avoir fait le déplacement pour assister à ma soutenance. Merci à Papa, de m'avoir toujours soutenu et d'avoir un esprit cartésien, que j'utilise aujourd'hui. Merci à Maman, sans qui je ne serais pas aujourd'hui en géosciences. Merci Maman et Papa, pour m'avoir supporté lorsque je n'ai pas eu ma thèse du premier coup et de m'avoir encouragé à aller à Malte.

Et pour finir, merci à toutes les personnes que j'ai rencontré dans cette thèse et avec qui j'ai pu discuter.

Méfaits accomplis.

Sommaire

Résumé	iii
Abstract	v
Remerciements	viii
Liste des Figures	xi
Liste des Tableaux	xv
Chapitre 1 : Etat de l'art : séquence choc principal/répliques et essaims sismiques	1
1.1 Introduction générale.....	1
1.2 Les Séismes.....	2
1.2.1 Qu'est-ce qu'un séisme ?	2
1.2.2 Localisation de la sismicité	6
1.2.3 Séquences sismiques.....	7
1.3 Processus moteurs de la sismicité.....	11
1.3.1 Transferts de contraintes (interaction entre séismes).....	12
1.3.2 Glissement asismique.....	12
1.3.3 Diffusion de pression de fluides	13
1.3.4 Effets de charge.....	18
1.3.5 Conclusion des processus moteurs de la sismicité.....	19
1.3.6 Description des processus par distribution spatio-temporelle	19
1.4 Aléa sismique : paramètres étudiés durant cette thèse	21
1.5 Problématique du manuscrit.....	23
Chapitre 2 : Etat de l'art sur la région de l'Ubaye	26
2.1 Introduction.....	26
2.2 Article de Synthèse.....	26
2.2.1 Abstract	27
2.2.2 Introduction.....	28
2.2.3 Geological context.....	30
2.2.4 Seismicity.....	32
2.2.5 Discussion	45
2.2.6 Conclusion	49
2.2.7 Acknowledgements.....	50
Chapitre 3 : Analyse fine des répliques de 2014	52

3.1	Introduction.....	52
3.2	Relocalisation par double différence des deux mois de sismicité suivant le séisme de 2014. 54	
3.3	Géométrie générale de la sismicité relocalisée.....	57
3.3.1	Analyse des structures 3D décrite par la sismicité (Str3D).....	57
3.3.2	Analyse des structures par la méthode des 3 points (M3P, Fehler et al., 1987).....	60
3.3.3	Analyse des structures avec la méthode des ellipsoïdes (EL)	60
3.3.4	Proposition d'un modèle conceptuel pour illustrer les différents types de géométries 62	
3.4	Analyse des alignements des répliques de 2014 par les mécanismes au foyer.....	63
3.4.1	Introduction.....	63
3.4.2	Méthode du calcul de mécanisme au foyer	64
3.4.3	Estimation des incertitudes d'un mécanisme au foyer	65
3.4.4	Application de la méthode	65
3.4.5	Présentation des mécanismes au foyer des répliques de 2014	67
3.4.6	Comparaison analyse de structures – mécanismes au foyer	70
3.4.7	Orientations des plans principaux.....	78
3.4.8	Reclassification en sous-familles	78
3.5	Lien géométrie – géologie – mécanisme au foyer	80
3.5.1	Grande échelle (régionale).....	80
3.5.2	Echelle des crises sismiques de 2003-2004 et 2012-2015	80
3.5.3	Géométrie des familles relocalisées (crise de 2014) – Complexité des structures.....	81
3.6	Processus moteurs de la crise de 2014	83
3.6.1	Transfert de contraintes – choc principal/répliques	83
3.6.2	Glissement asismique.....	84
3.6.3	Pression de fluides.....	85
3.6.4	Double processus	86
3.6.5	Schéma simplifié : processus – structures – comportement	86
3.7	Conclusion	88
Chapitre 4 : Etat de contraintes, pression et processus fluides.....		90
4.1	Introduction du chapitre	90
4.2	Abstract	91
4.3	Introduction.....	91
4.4	Seismo-tectonic context and data.....	93
4.4.1	Tectonic context	93
4.4.2	Seismic context.....	97

4.4.3	Focal mechanisms	98
4.5	Methods	100
4.5.1	Stress-state	100
4.5.2	Fluid-pressure	101
4.6	Results	103
4.6.1	Stress-state orientation and magnitude.....	103
4.6.2	Fluid-overpressure.....	106
4.7	Discussion	110
4.7.1	Source of uncertainties	111
4.7.2	Stress-state	111
4.7.3	Fluid-pressure values.....	112
4.7.4	Origin of pressurised fluids.....	113
4.7.5	Mechanisms for fluid-driven aftershock seismicity and swarms	114
4.8	Conclusion	116
4.9	Acknowledgements	117
4.10	Data Availability.....	117
Chapitre 5 : Analyse structurale à partir de la sismicité instrumentale (2010-2019)		119
5.1	Introduction.....	119
5.2	Relocalisation de la sismicité pour la période 2010-2019.....	119
5.2.1	Choix des stations.....	120
5.2.2	Tests de relocalisation	121
5.2.3	Analyse des résultats de la relocalisation.....	132
5.3	Moment sismique.....	140
5.4	Conclusion	145
Chapitre 6 : Etude statistique de la sismicité sur la période 1965-2019 à partir de la loi de Gutenberg-Richter		147
6.1	Introduction.....	147
6.2	Zonage sismotectonique	147
6.3	Définition de la loi Gutenberg-Richter	149
6.4	Définition de la b-value	149
6.5	Méthodes de calcul de la b-value.....	151
6.5.1	Description des différentes méthodes	151
6.5.2	La méthode b-positive.....	153
6.6	Résultats b-value	154
6.6.1	Analyse de la b-value à l'échelle de la région de l'Ubaye (1965-2019).....	154
6.6.2	Analyse de l'évolution temporelle de la b-value	157

6.7	Conclusion	169
Chapitre 7	Synthèse des résultats et perspectives	172
7.1	Synthèse des résultats.....	172
7.1.1	Analyse structurale de la région de l'Ubaye.....	172
7.1.2	Comportement de la sismicité dans la région de l'Ubaye.....	173
7.1.3	Processus moteurs	173
7.2	Perspectives.....	177
7.2.1	Étude approfondie de la b-value	177
7.2.2	Aléa sismique.....	178
7.2.3	Périodicité de la sismicité	179
7.2.4	Base de données de mécanismes au foyer	180
7.2.5	Densification du réseau	180
7.2.6	Augmentation du nombre de séismes détectés par template-matching	181
7.2.7	Utilisation des données GPS.....	182
7.2.8	Volume de fluides.....	183
7.3	Conclusion finale	183
Annexes	:	181
A.	Méthode de calcul de l'incertitude relative pour les relocalisations de 2014	181
B.	Cross-corrélation entre chaque événement : Reclassification en sous-familles	182
C.	Matériels supplémentaires de l'article en révision (Chapitre 4)	182
a.	Introduction	182
b.	Supplementary materials : Figures and Tables	183
D.	Catalogue de sismicité	197
a.	SisFrance	198
b.	SIHex20	199
c.	FCAT-17	199
d.	LDG	199
e.	Sismoazur	199
f.	Catalogue de 2003-2004 (relocalisation par Daniel et al. (2011))	200
g.	Catalogue de 2012-2015 (relocalisation par Thouvenot et al. (2016))	200
h.	Catalogue des répliques relocalisées de 2014 (De Barros et al., 2019)	200
Références Bibliographiques	201

Liste des Figures

Figure 1.1 : Les dix catastrophes naturelles les plus meurtrières sur la période 1980-2019.....	1
Figure 1.2 : Représentation des différents types d'ondes sismiques.....	2
Figure 1.3 : Sismogramme représentant les différents types d'ondes sismiques.....	3
Figure 1.4 : Radiation des ondes sismiques et sismogrammes.	4
Figure 1.5 : Représentation des différents paramètres décrivant le glissement sur une faille.	5
Figure 1.6 : Carte de la sismicité mondiale de 1964 à mai 2022.....	6
Figure 1.7 : Schéma simplifié du cycle sismique présentant la contrainte en fonction du temps.	7
Figure 1.8 : Distribution temporelle schématique d'une séquence sismique de type choc principal (mainshock)/répliques (aftershocks).	8
Figure 1.9 : Distribution temporelle schématique d'une séquence sismique type pré-choc/choc principal/répliques.....	9
Figure 1.10 : Exemple schématique d'une distribution temporelle pour une séquence sismique de type essaim.....	10
Figure 1.11 : Distributions temporelles pour 10 essaims sismiques s'étant produit en Californie du sud.	11
Figure 1.12 : Schéma représentant les origines des fluides pour la zone de Vogtland.	15
Figure 1.13 : Schéma illustrant le modèle proposé pour expliquer la séquence sismique de Mogul (Nevada, Etats-Unis) en 2008.....	16
Figure 1.14 : Schéma illustrant le modèle de « fault-valve behaviour » de Sibson (1990).....	17
Figure 1.15 : Instantané de la distribution spatiale (a) du glissement asismique et (b) du glissement sismique sur la faille à la fin de l'injection. (c) Emplacement et temps d'occurrence des événements sismiques avec une magnitude de moment (M_w) supérieure à -1,6, ainsi que la zone rompue et l'amplitude du glissement sismique pour chaque événement individuel.	18
Figure 1.16 : Distribution spatio-temporelle d'un essaim sismique s'étant produit dans le Golfe de Corinthe (Grèce) en octobre 2015.	20
Figure 2.1 : Topographic map of the Ubye Region, with the main cities, rivers, massifs and geothermal springs.....	29
Figure 2.2 : Structural scheme of the Ubye Region showing the main geological units and the main fault traces.....	31
Figure 2.3 : Location map of the historical seismicity.	34
Figure 2.4 : Temporal distribution of the seismicity.....	35
Figure 2.5 : Location map of the instrumental seismicity.	39
Figure 2.6 : Location map of the 2003-2004 swarm, in green from Daniel et al. (2011), and of the 2012-2015 (blue, Thouvenot et al., 2016).	41
Figure 2.7 : Temporal distribution of the seismicity during a) The 2003-2004 and b) The 2012-2015 swarms.	42
Figure 2.8 : Spatio-temporal distribution of the seismicity, shown as distance-time plot.	43
Figure 3.1 : Cartes des différentes stations utilisées dans cette thèse.....	53
Figure 3.2 : Schéma reprenant la méthode utilisée pour les relocalisations des répliques de 2014 sur la période du 10 avril au 15 juin par De Barros et al. (2019).	55
Figure 3.3 : Carte des relocalisations des hypocentres des familles.	56
Figure 3.4 : Carte des répliques de 2014 relocalisées.....	58
Figure 3.5 : Coupes verticales des répliques de 2014 relocalisées.	59
Figure 3.6 : Stéréogrammes obtenus avec la méthode des 3 points (M3P).....	60
Figure 3.7 : Représentation 3D orientée N070° des familles ayant des plans orientés N150-170°.	61

Figure 3.8 : Représentation schématique simplifiée montrant les différentes géométries de la sismicité associées aux répliques de 2014.....	63
Figure 3.9 : Sismogramme pour les trois composantes (Z, N et E) de la station SURF pour le séisme du 23 avril 2014 de magnitude ML 1,48.....	66
Figure 3.10 : Exemple de résultat de mécanisme au foyer (23 avril 2014).	67
Figure 3.11 : a) Histogramme polaire des azimuts des plans nodaux des mécanismes au foyer calculés pour les répliques de 2014. b) Stéréodiagramme des pôles des plans nodaux des mécanismes au foyer des répliques de 2014. c) Diagramme de Kaverina (programme FMC, Álvarez-Gómez (2019)) pour les mécanismes au foyer des répliques de 2014.	69
Figure 3.12 : Distribution de l'angle de glissement des plans nodaux des répliques de 2014.	69
Figure 3.13 : Cartes et coupes orientées illustrant les différentes méthodes de définition du plan principal d'une famille.	76
Figure 3.14 : Représentation en carte (a, c, e) et en coupe (b, d, f) des sous-familles.	79
Figure 3.15 : Représentation d'une famille de séismes proche du choc principal.	81
Figure 3.16 : Intersection de failles en échelon avec un autre plan de faille.....	82
Figure 3.17 : Représentation 3D des sous-familles définies de la famille 1.	82
Figure 3.18 : Distribution temporelle de la sismicité suivant le choc principal de 2014.	84
Figure 3.19 : Modèle conceptuel prenant en compte les géométries des alignements de la sismicité ainsi que les processus générant la sismicité.	87
Figure 4.1 : a) Simplified geological map of the Ubaye Region with focus on the late Alpine faults. (red lines, from Tricart, 2004).	95
Figure 4.2 : a) Map of the instrumental seismicity since 1965 (LDG catalogue, http://www-dase.cea.fr).	96
Figure 4.3 : Map of the aftershocks relocated by De Barros et al. (2019) in the two months following the 7 April 2014 mainshock, with a subset of 32 (out of 100) computed focal mechanisms.	99
Figure 4.4 : Polar view of the stress-state orientations (circle for σ_1 , diamond for σ_2 , and stars for σ_3).	104
Figure 4.5 : Fluid-pressure versus depth (left panels: a, c, e) and histograms of overpressure ratios (right panels: b, d, f), for the Ubaye Valley (a, b), the Serenne area (c, d), and the 2014 aftershocks (e, f).	105
Figure 4.6 : Map view of the overpressure ratio (%) for the Ubaye Valley (a), the Serenne area (b), and the 2014 relocated aftershocks (c). In c), the red star shows the location of the 2014 mainshock (Thouvenot et al., 2016).	106
Figure 4.7 : Fluid-overpressure (MPa) versus depth for the Ubaye Valley (a), the Serenne area (b), and the 2014 relocated aftershocks (c).	107
Figure 4.8 : Overpressure ratio as function of local magnitude for the Ubaye Valley (a), the Serenne area (b), the 2003-2004 swarm (c), and after the 2012 mainshock (d).	108
Figure 4.9 : Distribution of overpressure obtained by the inversion of 1000 perturbed catalogues of focal mechanisms.	109
Figure 4.10 : Overpressure ratio as function of time for the 2003-2004 swarm (a) and after the 2012 mainshock (b).	110
Figure 4.11 : Conceptual model to explain the different behaviours of the seismicity in the Ubaye Valley.	116
Figure 5.1 : Carte des stations dans la région de l'Ubaye sur la période 2010-2019.	120
Figure 5.2 : Disponibilité des stations sismiques sur la période 2010-2019.	121
Figure 5.3 : Représentation des différents modèles de vitesses testés et décrits dans le Tableau 5.2	122

Figure 5.4 : Cartes des localisations initiales du catalogue LDG (a) et du nouveau catalogue NLDG (b) obtenu avec l’algorithme NonLinLoc (Lomax et al., 2000).	124
Figure 5.5 : Histogrammes des profondeurs pour le catalogue du LDG (bleu) et le nouveau catalogue NLDG (rouge) obtenu par NonLinLoc (Lomax et al., 2000).	125
Figure 5.6 : Cartes des localisations du catalogue NLDG (a, 4697 séismes) et des relocalisations NLDGr (b, 2783 séismes).	126
Figure 5.7 : Carte des épacentres des événements communs entre les différents catalogues de relocalisations : NLDGr, relocalisation du catalogue NLDG ; Th1215, (Thouvenot et al., 2016) ; DB14, (De Barros et al., 2019).	127
Figure 5.8 : Positions hypocentrales des événements communs entre les différents catalogues de relocalisations : NLDGr, relocalisation du catalogue NLDG ; Th1215, (Thouvenot et al., 2016); DB14, (De Barros et al., 2019).	128
Figure 5.9 : Coupe orientée N075° pour les différents catalogues de relocalisation.	129
Figure 5.10 : Différence de temps d’arrivées des ondes P et S pour chaque station.	130
Figure 5.11 : Incertitudes moyennes sur les 558 600 solutions (2793 séismes et 200 inversions) pour chacune des composantes : longitude, latitude et profondeur.	132
Figure 5.12 : Distribution temporelle des évènements sur la période 2010-2019.	133
Figure 5.13 : Carte des séismes relocalisés pour la zone de l’Ubaye (gauche) et de Serenne (droite) et colorés en fonction de différentes données : profondeur (a et b), temps (c et d), magnitude (e et f). 135	
Figure 5.14 : Carte des séismes relocalisés de la période 2010-2019 pour la zone de la Vallée de l’Ubaye.	136
Figure 5.15 : Coupes orientées pour différentes zones.	137
Figure 5.16 : Carte des séismes relocalisés de la période 2010-2019 pour la zone de Serenne.	139
Figure 5.17 : Carte des moments sismiques cumulés (a) et corrigés de l’incertitude de localisation (b) pour le catalogue du LDG sur la période de 1965 à 2019.	141
Figure 5.18 : Carte de densité moyenne d’évènements pour la période 1965-2019 (a) et pour la période 2010-2019 (b).	143
Figure 5.19 : Carte des moments sismiques cumulés (a) et corrigés de l’incertitude de localisation (b) pour le catalogue des relocalisations (NLDGr) sur la période 2010-2019.	144
Figure 6.1 : Cartes des zones sismotectoniques. a) Zonage réalisé par le BRGM (Le Goff et al., 2009).	148
Figure 6.2 : Représentation d’une distribution fréquence-magnitude (rouge) et d’une distribution fréquence-magnitude non-cumulée (bleu) pour le zonage Zoneless du catalogue LDG sur la période 1965-2019.	149
Figure 6.3 : a) Distribution des b-values déduites à partir de données échantillonnées de manière aléatoire et tirées d’une distribution de Gutenberg-Richter, montrant la convergence de la b-value avec l’augmentation de la taille de l’échantillon.	151
Figure 6.4 : Distribution FMD pour un catalogue synthétique de 1 000 séismes ayant une b-value de 1.	152
Figure 6.5 : Schéma illustrant la manière dont les fenêtres sont définies lors du calcul de la b-value temporelle.	154
Figure 6.6 : b-value pour les différentes zones sismiques.	155
Figure 6.7 : Distribution fréquence-magnitude pour l’ensemble des zones définies par le BRGM (Fig.6.1.a) et les zones Zoneless (Région de l’Ubaye), Interne et Externe (Fig.6.1.b).	156
Figure 6.8 : Carte des zones du BRGM (Fig.6.1.a) colorées par leur valeur de b-value.	156
Figure 6.9 : Variation temporelle de la b-value pour les différentes zones sismiques : a) Zoneless ; b) Interne ; c) Externe.	159

Figure 6.10 : Différents types de variations temporelles de <i>b</i> -values observées dans les différentes zones. a) Cas 1 : diminution de la <i>b</i> -value avant et augmentation après le choc principal (07/04/2014, ML 5,2) ; b) Cas 2 : diminution de la <i>b</i> -value avant le choc principal suivie d'une diminution puis d'une augmentation (26/02/2012, ML 4,8).	160
Figure 6.11 : Variation temporelle de la <i>b</i> -value pour la zone Externe sur la période 2001-2006.....	162
Figure 6.12 : Variation temporelle de la <i>b</i> -value (a) et distribution temporelle (b) pour la zone Externe sur la période 2010 à décembre 2019.	164
Figure 6.13 : Reconstruction des magnitudes locales pour le catalogue des répliques de 2014 à partir du catalogue Sismalp (Thouvenot et al., 2016) pour les mêmes séismes.	166
Figure 6.14 : Comparaison des magnitudes locales du LDG et des magnitudes locales recalculées pour le catalogue relocalisé des répliques de 2014.	167
Figure 6.15 : Variation temporelle de la <i>b</i> -value (a) et distribution temporelle (b) pour les répliques relocalisées de 2014 par De Barros et al. (2019) et de la zone Externe.	168
Figure 6.16 : <i>b</i> -value pour les différentes familles sismiques de la crise de 2014.	169
Figure 7.1 : Modèles schématiques illustrant l'interaction sismicité-processus pour la crise de 2014.	175
Figure 7.2 : Carte de la sismicité sur la période du 1 janvier 2020 au 15 novembre 2022.	178
Figure 7.3 : Lien entre précipitation et activité sismique pour la séquence sismique en 2002 du Mont Hochstaufen.	179
Figure 7.4 : Carte des stations permanentes actuelle (2022) et des sites pour de nouvelles stations.	181
Figure 7.5 : Carte des localisations des sites GPS dans la zone de Briançon et de l'Ubaye.	182

Liste des Tableaux

Tableau 2.1 : <i>Swarms and group of events in the Ubaye Region</i>	37
Tableau 3.1 : <i>Tableau reprenant le nombre de mécanismes au foyer des répliques de 2014 associés au type de mouvement</i>	70
Tableau 3.2 : <i>Tableau récapitulatif des familles</i>	70
Tableau 3.3 : <i>Tableau récapitulatif du nombre de familles ayant un plan principal défini</i> . 77	
Tableau 5.1 : <i>Modèles de vitesses disponibles dans la région de l'Ubaye pour les profondeurs -5 à 50 km</i>	122
Tableau 5.2 : <i>Nombre d'évènements relocalisés à partir des différents modèles de vitesses disponibles dans la région de l'Ubaye en utilisant les mêmes critères de relocalisations</i>	123
Tableau 5.3 : <i>Différence médiane de localisation entre chaque catalogue</i>	125
Tableau 6.1 : <i>Récapitulatif des différents cas de variation de b-value associée à un choc principal pour chaque zone et période</i>	160

Chapitre 1 : Etat de l'art : séquence choc principal/répliques et essais sismiques

1.1 Introduction générale

La Terre est soumise à plusieurs types de catastrophes naturelles telles que les inondations, ouragans, sécheresses, incendies, séismes, tsunamis, etc. Ces catastrophes peuvent endommager les zones anthropisées, causant à la fois des dommages matériels et humains. Il est donc important de mieux comprendre ce qui génère et contrôle ces phénomènes pour mieux protéger la population. Entre 1980 et 2019, la moitié des catastrophes naturelles les plus meurtrières sont des séismes (Fig.1.1). Certains séismes sont suffisamment forts pour affecter toute une région tels que le séisme du 12 janvier 2010 en Haïti de magnitude Mw 7,0 (e.g. Margesson and Taft-Morales, 2010) qui a causé plus de 200 000 morts et fait plus de 8 milliard d'euros de dégâts. D'autres séismes plus petits (moins forts) peuvent également, s'ils se produisent à forte proximité de zones d'habitations, conduire à des pertes significatives tels que le séisme du 6 avril 2009 de Mw 6,3 de L'Aquila en Italie qui a causé plus de 300 morts et laissé 60 000 personnes sans domicile (e.g. Chiarabba et al., 2009) ou celui du 11 novembre 2019 de Mw 4,9 du Teil en France qui a causé des dégâts significatifs dans les villes autour de l'épicentre (e.g. Cornou et al., 2021). Les séismes de plus faibles magnitudes sont souvent moins dangereux pour la population, cependant ils peuvent être ressentis et donc donner lieu à des interrogations, des peurs et des demandes d'explications. La compréhension des différents paramètres générant et contrôlant les séismes est donc un des éléments essentiels pouvant nous permettre d'anticiper au mieux et prévenir les catastrophes sismiques et leurs conséquences, qu'elles soient d'ordre humaines ou économiques.

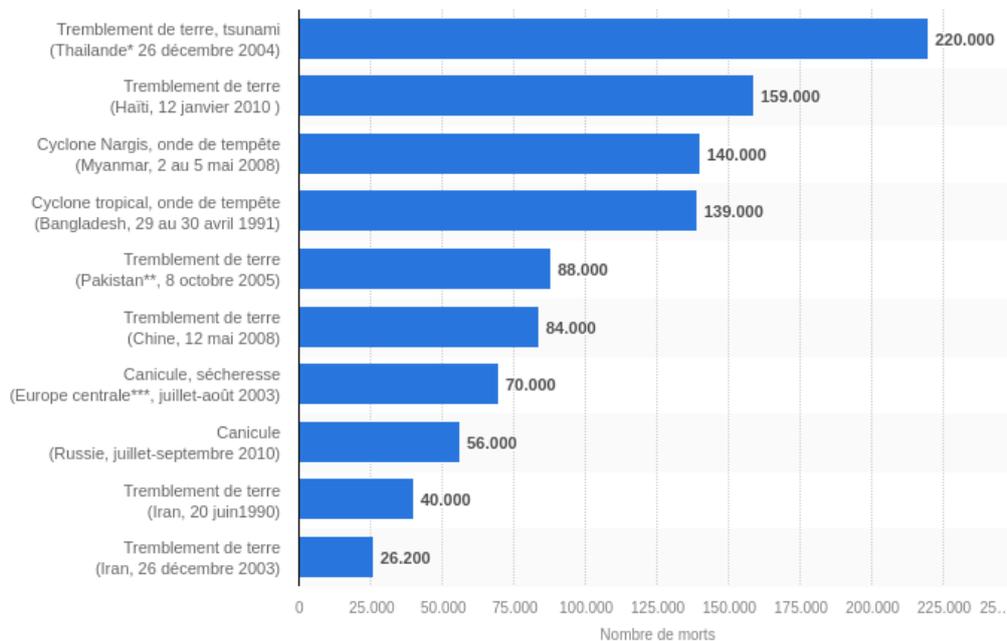


Figure 1.1 : Les dix catastrophes naturelles les plus meurtrières sur la période 1980-2019. Source : Figure provenant du site Statista (<https://fr.statista.com/statistiques/658314/catastrophes-naturelles-le-plus-de-morts/>).

1.2 Les Séismes

1.2.1 Qu'est-ce qu'un séisme ?

Les roches de la croûte supérieure présentent des zones de fractures organisées que les géologues appellent des failles. Les processus dynamiques de la tectonique des plaques engendrent des contraintes qui créent des failles et les réactivent. La réactivation de ces failles se traduit par un séisme qui va permettre de relâcher l'énergie accumulée précédemment. Pendant le séisme, une partie de ce relâchement d'énergie va se faire sous forme d'ondes élastiques. Deux catégories d'ondes sismiques existent : les ondes de volume et les ondes de surface.

Parmi les ondes de volume, on distingue les ondes P et S. Les ondes P (primaires) sont des ondes de pression («pression» en anglais) qui lors de leur passage vont dilater et compresser le sol successivement, dans la direction de propagation (Fig.1.2). Ces ondes sont les premières enregistrées sur les sismogrammes (Fig.1.3). Les ondes S (secondaires) sont des ondes de cisaillement («shear» en anglais) qui lors de leur passage font vibrer le sol dans un plan perpendiculaire à la direction de propagation (Fig.1.2). Ces ondes sont les secondes à arriver et être vues sur les sismogrammes (Fig.1.3). L'une de leurs particularités est qu'elles ne se propagent pas dans les milieux liquides.

Il existe aussi deux types d'ondes de surface, les ondes de Love et les ondes de Rayleigh. Ces ondes sont moins rapides que les ondes de volume, mais présentent une amplitude (énergie) plus importante et sont, dans la majorité des cas, les plus destructrices (Fig.1.3). Les ondes de Love induisent un déplacement du sol dans un plan horizontal selon une direction perpendiculaire à la propagation de l'onde (Fig.1.2). Les ondes de Rayleigh induisent dans le plan vertical de propagation, un déplacement elliptique du sol (Fig.1.2).

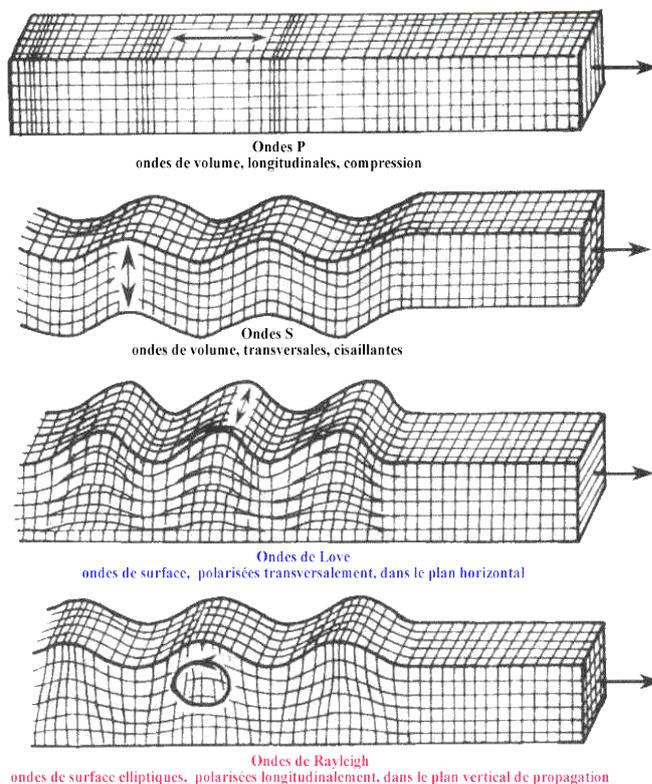


Figure 1.2 : Représentation des différents types d'ondes sismiques. Source: Figure provenant du site de planète-terre de l'ENS de Lyon (<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/pendule.xml>).

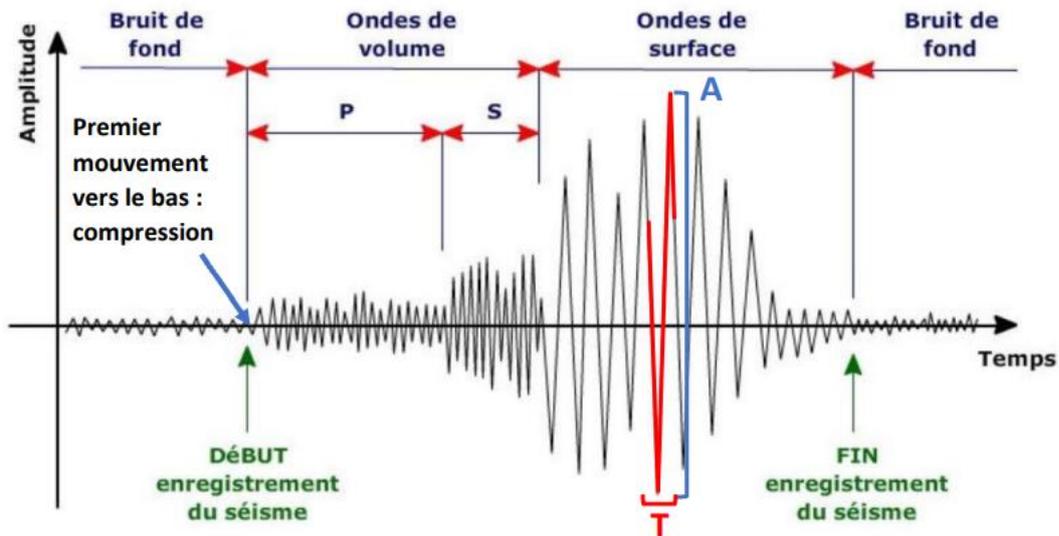


Figure 1.3 : Sismogramme représentant les différents types d'ondes sismiques. Source: Figure provenant du site science à l'école (https://www.sciencesalecole.org/wp-content/uploads/2021/09/Lire_sismogramme.pdf).

L'analyse d'un sismogramme permet de déterminer 1) la localisation de la source du séisme (hypocentre), 2) l'énergie relâchée à la source (magnitude), 3) le mécanisme de la rupture et le plan de faille potentiel (mécanisme au foyer), 4) des informations sur le milieu traversé par les ondes entre le séisme et la station et des effets particuliers d'amplitude du mouvement du sol (modèle de vitesse, effet de site). Ces différents paramètres sont primordiaux pour la compréhension des séismes, et sont un prérequis pour une analyse fine de la sismicité et son exploitation ultérieure pour le calcul de l'aléa sismique.

Les temps d'arrivées des ondes P et S sur les différentes stations sismiques sont utilisés pour localiser l'hypocentre du séisme. De manière simplifiée, à partir des vitesses des ondes P et S, de la localisation des stations sismiques ainsi que des différences de temps d'arrivée des ondes aux différentes stations, nous pouvons retrouver la localisation du séisme. Cependant, la vitesse des ondes P et S dépendent du milieu qu'elles traversent ainsi que de sa composition, ce qui impacte le temps d'arrivée des ondes sismiques aux stations et engendre des incertitudes sur la localisation du séisme. L'estimation de la localisation des séismes peut se faire soit de manière absolue, soit de manière relative. La localisation relative correspond à la position du séisme par rapport aux autres séismes présents dans la zone, tandis que la localisation absolue est la position du séisme dans le référentiel terrestre. La localisation relative de la sismicité est obtenue par raffinement des localisations absolues des séismes. Pour ce faire, les séismes sont positionnés les uns par rapport aux autres. Une incertitude peut être déterminée que ce soit pour la localisation absolue ou la localisation relative. Cependant, il est important de ne pas oublier que l'incertitude relative ne représente pas l'incertitude totale de localisation de la sismicité. Elle doit être combinée à l'incertitude absolue.

Plusieurs échelles de magnitude existent se basant sur différentes informations données par le sismogramme. Certaines d'entre elles sont utilisées pour une estimation rapide de la magnitude d'un séisme afin de prévenir le plus rapidement les autorités, d'autres sont plus adaptées pour caractériser la microsismicité. Toutefois dans ce manuscrit, je ne mentionnerai que la magnitude locale (ML) et la magnitude de moment (Mw). La magnitude de moment (eq.1.1) est définie à partir du moment sismique du séisme. Le moment sismique M_0 (eq.1.2) dépend de l'énergie relâchée par la source sismique et est exprimé en N.m. Le moment sismique peut être obtenu à partir du contenu fréquentiel

Chapitre 1 : Etat de l'art : séquence choc principal/répliques et essais sismiques

du sismogramme. Le spectre de fréquence d'un sismogramme montre un plateau et une diminution de l'amplitude du spectre vers les hautes fréquences (modèle de Brune ; Brune, 1971, 1970). Le moment sismique est proportionnel au plateau du spectre.

$$M_w = \frac{2}{3} \log(M_0) - 6,07, \quad (\text{Hanks and Kanamori, 1979}) \text{ eq. 1.1}$$

$$M_0 = 10^{\left(\frac{3}{2}\right) \times (M_w + 6.07)}, \quad (\text{Cara et al., 2017}) \text{ eq. 1.2}$$

La magnitude locale a été définie par Richter (1935) comme :

$$M_L = A \log(\text{Amp}) + B \log(\text{Dist}) + C \text{ eq. 1.3}$$

Avec A, B, C des constantes, dépendant de la zone d'étude et des milieux traversés.

L'amplitude maximale Amp est relevée sur les sismogrammes de stations sismiques proches de l'épicentre du séisme, et Dist correspond à la distance source-station. La constante C regroupe les corrections appliquées sur la distance source-station ainsi que sur la fréquence.

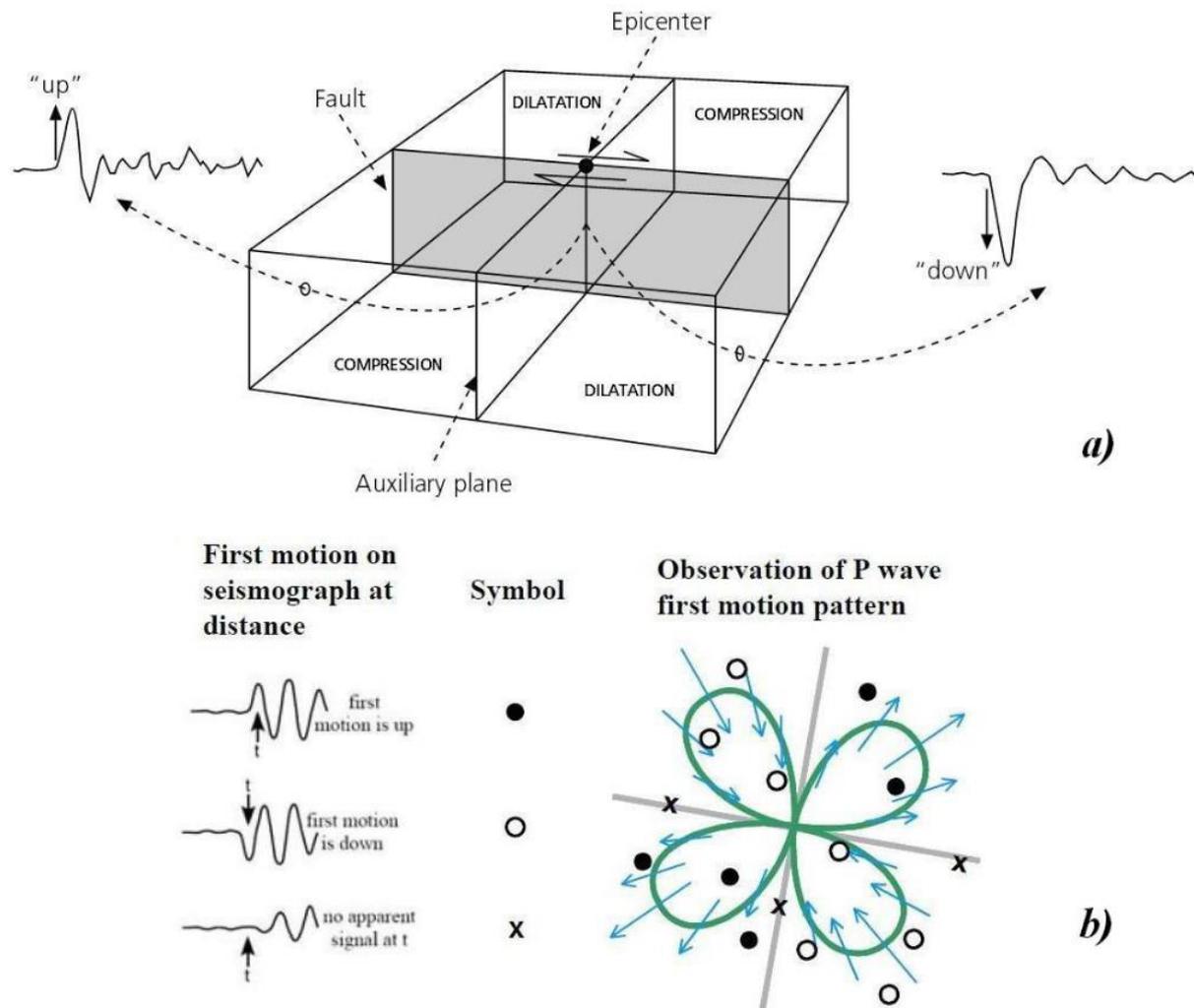


Figure 1.4 : Radiation des ondes sismiques et sismogrammes. a) Schéma présentant les quadrants de compression et d'extension des premiers mouvements de l'onde P (Source : Bath, 2013). b) Diagramme de radiation des premiers mouvements de l'onde P (Source : Stein and Wysession, 2003).

Le premier mouvement de l'onde P présente un sens différent (polarité) selon la localisation des stations par rapport au séisme. En effet, en fonction du diagramme de rayonnement de l'onde P, illustré en Figure 1.4.b, le premier mouvement de l'onde P observé sur le sismogramme sera soit vers le haut (positif) soit vers le bas (négatif). Ces différents mouvements sont associés à deux domaines : les quadrants en compression, correspondant aux polarités négatives et à une compression sur la faille (Fig.1.4.b, blancs), et les quadrants en extension correspondant aux polarités positives et à une dilatation sur la faille (Fig.1.4.b, noirs). La combinaison de ces observations sur les différentes stations sismiques ayant enregistré le séisme permet de définir l'orientation et le type de mouvement de la faille sur laquelle s'est produit la rupture. Ce type de représentation s'appelle le mécanisme au foyer (Fig.1.5.b). Deux plans perpendiculaires, appelés plans nodaux, sont matérialisés par le mécanisme au foyer, dont l'un est le plan de faille ayant généré le séisme. Le second plan est appelé plan auxiliaire et provient de la modélisation de la rupture par un double couple de forces. L'orientation de la faille (l'azimut), l'angle de plongement de la faille par rapport à la surface (pendage), et l'angle de glissement sur la faille (rake) en sont également déduits. Par convention, l'azimut est défini par rapport au nord et peut prendre des valeurs allant de 0° à 360° (Aki and Richards, 1980 ; Fig.1.5.a). L'angle du pendage est exprimé par rapport à l'horizontale, allant de 0° à 90° (Fig.1.5.a) en regardant à droite par rapport à la direction de l'azimut. Le rake, quant à lui, est aussi exprimé par rapport à l'horizontale le long du plan de faille et peut aller de -180° à 180° (Fig.1.5.a). Le rake renseigne le type de faille : faille normale (domaine extensif, $-135 \leq \text{rake} \leq -45$), faille décrochante (domaine en cisaillement, $-180 \leq \text{rake} < -135$ & $-45 < \text{rake} < 45$ & $135 < \text{rake} \leq 180$), faille inverse (domaine compressif, $45 \leq \text{rake} \leq 135$) (Fig.1.5.b). Il est aussi possible de donner une représentation mathématique du mécanisme au foyer en utilisant le tenseur des moments.

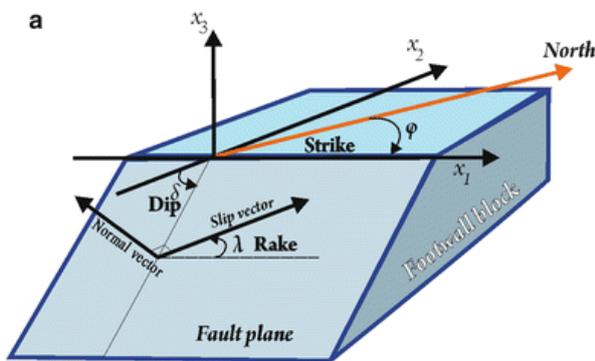
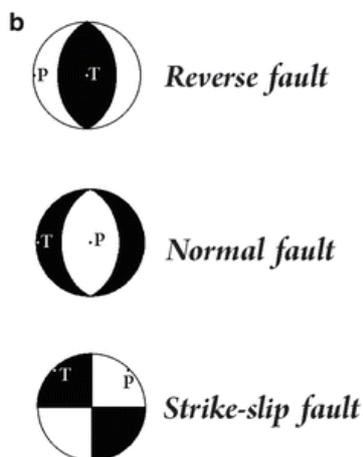


Figure 1.5 : Représentation des différents paramètres décrivant le glissement sur une faille. a) Schéma d'une faille définissant les paramètres strike (azimut), dip (pendage) et rake (angle de glissement sur le plan de faille). b) Représentation stéréographique de mécanismes au foyer pour les différents types de failles : reverse fault (faille inverse), normal fault (faille normale), strike-slip fault (faille décrochante). Source: Kiratzi (2014).



1.2.2 Localisation de la sismicité

Les séismes se retrouvent dans tous les contextes tectoniques: zones de subduction, zones de dorsales médio-océanique, zones de collision, zones de décrochement, zones de rifts et zones intraplaques. La Figure 1.6 montre la position épacentrale de la sismicité mondiale des années 1964 à mai 2022. La majorité de la sismicité, et les plus forts séismes se produisant sur Terre, sont localisés au niveau des interfaces de subduction des plaques tectoniques (Fig.1.6).

Les zones de subduction sont les régions pouvant générer les plus forts séismes et donc pouvant causer des dégâts considérables comme ce fût le cas pour le séisme Mw 9,5 de Valdivia en 1960 au Chili (e.g. Cifuentes, 1989) ou encore pour le séisme Mw 7,8 de Pedernales en 2016 en Equateur (e.g. Toulkeridis et al., 2017). Ces séismes sont dans la plupart des cas suivis par des répliques de plus faible magnitude.

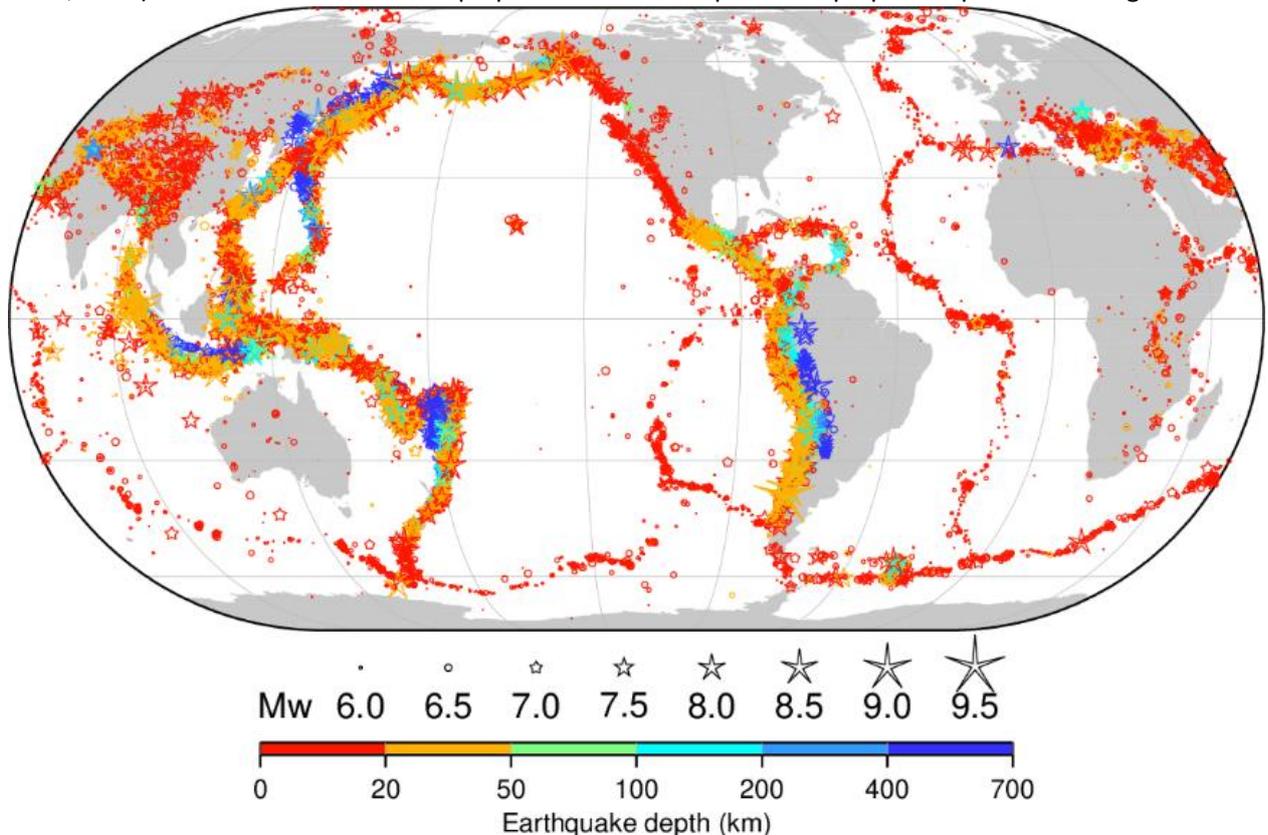


Figure 1.6 : Carte de la sismicité mondiale de 1964 à mai 2022. La couleur correspond à la profondeur du séisme tandis que la taille de l'étoile à sa magnitude. Source : International seismology Center, <http://www.isc.ac.uk>.

Des séismes forts sont aussi observés dans les zones de collision entre plaques continentales, donnant des chaînes de montagnes, par exemples : l'Himalaya (e.g. Liu et al., 2022), les Pyrénées (e.g. Pauchet et al., 1999), les Apennins (e.g. Sebastiani et al., 2019), les Alpes (e.g. Tary et al., 2015). Une sismicité importante accompagne également les dorsales (dorsale Atlantique, Jónasson et al. (2021) ; dorsale Pacifique, Holtkamp and Brudzinski, (2011)), les zones de rift (Corinthe, Duverger et al. (2018); Est Africain, Asefa and Ayele, (2021); fossé rhénan, Doubre et al. (2021)). Enfin des séismes peuvent avoir lieu dans des croûtes intra-plaques à priori stable (New Madrid, Page and Hough, (2014) ; Chine, Zhu et al. (2020) ; Brésil, Fonsêca et al. (2021)).

Une certaine récurrence dans l'apparition des forts séismes a été montrée (e.g. Kanamori and Brodsky, 2004). Cette récurrence est reliée au cycle sismique (Fig.1.7). L'accumulation de contraintes sur un

plan de faille dans le temps devient suffisante pour générer un séisme. Lors du séisme, les contraintes chutent brutalement avant de progressivement recommencer à s'accumuler pendant la période inter-sismique. Ce cycle se répète amenant l'occurrence d'un nouveau séisme. Cependant, même si le chargement tectonique est relativement constant, l'écart de temps entre les séismes peut être variable (Fig.1.7). Les zones de subduction semblent respecter ce cycle (e.g. Melosh and Fleitout, 1982; Prawirodirdjo et al., 2010) de même que les failles continentales, telle que la faille de San Andreas (Segall and Harris, 1987) ou la faille Nord-Anatolienne (Bürgmann et al., 2002).

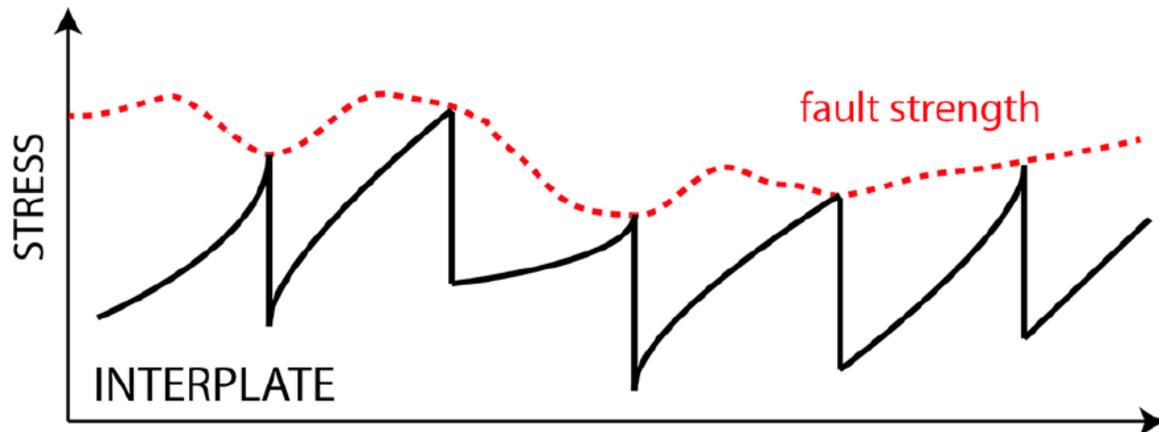


Figure 1.7 : Schéma simplifié du cycle sismique présentant la contrainte en fonction du temps. *Fault strength* : résistance d'une faille à la rupture. Source : Calais et al. (2016).

1.2.3 Séquences sismiques

La répartition de la sismicité dans l'espace et le temps dépend principalement du contexte tectonique dans lequel elle se produit. Elle peut également être contrôlée par des processus externes transitoires pouvant la déclencher, la maintenir sur une longue période de temps ou l'arrêter. Ces différentes forces motrices impactent la façon dont les séismes se produisent et interagissent entre eux, créant différents types de séquence sismique. Il existe deux grands types de comportements : les séquences de type choc principal/répliques (section 1.2.3.1) et les essais sismiques (section 1.2.3.3).

1.2.3.1 Choc principal/répliques

Une séquence sismique de type choc principal/répliques se traduit par l'occurrence du plus fort séisme (plus forte magnitude, choc principal) au début de la séquence. Ce séisme déclenche ensuite d'autres séismes de plus faibles magnitudes appelées répliques (Riga and Balocchi, 2017; Stein, 1999). La loi de Bath (Båth, 1965) propose que la plus forte réplique associée au choc principal présente une différence de magnitude moyenne de 1,2 par rapport à la magnitude du choc principal. Ce type de séquence est le plus courant, en particulier pour les séismes de fortes magnitudes.

L'une des manières de déterminer que nous sommes bien en présence d'une séquence sismique de type choc principal/répliques, est de regarder la distribution temporelle de la sismicité. Cela consiste à représenter le nombre de séismes en fonction du temps (Fig.1.8).

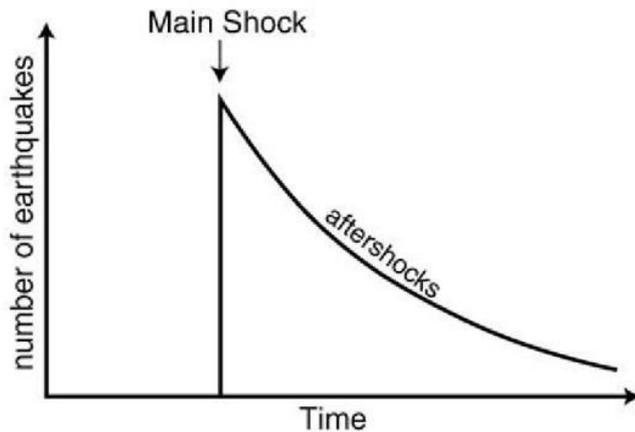


Figure 1.8 : *Distribution temporelle schématisée d'une séquence sismique de type choc principal (mainshock)/répliques (aftershocks). Source : Figure modifiée de Farrell et al. (2009).*

En effet, le nombre de séismes va être maximal juste après le plus fort séisme, puis le taux de sismicité (répliques) diminue dans le temps. La loi décrivant cette décroissance d'activité sismique dans le temps est la loi d'Omori modifiée (Utsu, 1961). Elle est inversement proportionnelle au temps :

$$n(t) = \frac{k}{(t + c)^p} \quad \text{eq. 1.4}$$

Avec t , le temps ; k , le taux de productivité de répliques ; c , constante permettant d'éviter la singularité à $t=0$; et p , le taux de décroissance.

Le taux de décroissance p est généralement compris entre 0,8 et 1,8 (Utsu and Ogata, 1995), le plus souvent égal ou supérieur à 1, indiquant une rapide décroissance de l'activité sismique (e.g. Bayrak and Öztürk, 2004; Lukk, 1968; Öztürk and Ormeni, 2021; Telesca et al., 2016). Cependant, il est aussi possible d'avoir une valeur de p inférieure à 1 (e.g. Bayrak and Öztürk, 2004; Enescu and Ito, 2002; Hamdache et al., 2013; Hardebeck et al., 2019; Marimira et al., 2021; Öztürk et al., 2008), qui caractérise une décroissance lente de l'activité sismique.

Le paramètre c est représentatif d'une limite finie du nombre d'événements à $t=0$. Il peut aussi rendre compte de la détection limitée juste après le choc principal. Ce paramètre est généralement compris entre 0,01 et 1 jour (Utsu and Ogata, 1995) mais pour des chocs principaux de faibles magnitudes (M_w 4.5-5.8), le paramètre c est généralement trouvé inférieur à 0.01 jour (Motoya, 1974).

1.2.3.2 Cas spécifique : précurseur/choc principal/répliques

Dans certains cas, les séquences sismiques de type choc principal/répliques sont précédées par une activité sismique qui mène au choc principal (séismes précurseurs ou foreshocks ; Fig.1.9). L'exemple de la séquence sismique de L'Aquila en 2009 en Italie montre que l'activité sismique était en augmentation au cours des 5 mois précédant le choc principal (e.g. Chiarabba et al., 2009; Papadopoulos et al., 2010). La séquence sismique de l'île de Samos en 2005 dans la mer Egée décrit aussi une séquence type précurseur/choc principal/répliques, avec l'occurrence de deux précurseurs de magnitude M_w 5,6 et M_w 5,8 trois jours avant le choc principal de magnitude M_w 5,9 (e.g. Papadopoulos et al., 2006). Un cas plus récent concerne la séquence sismique de Ridgecrest (Etats-

Unis) en 2019 où un séisme de magnitude Mw6,4 a précédé le choc principal de magnitude Mw7,1 (e.g. Wang et al., 2020).

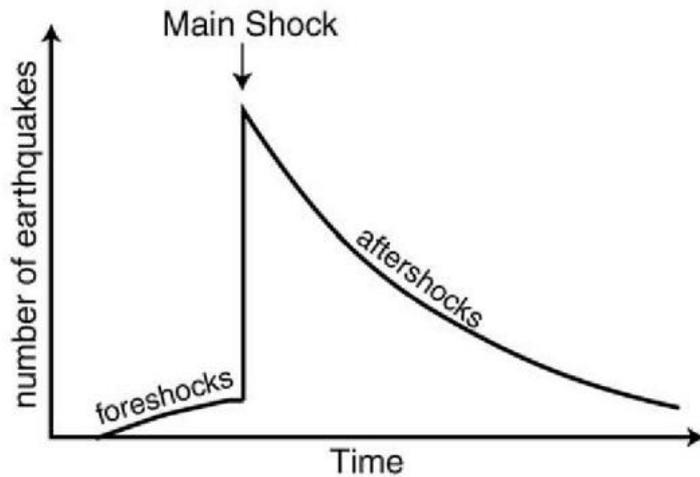


Figure 1.9 : Distribution temporelle schématisée d'une séquence sismique type pré-choc/choc principal/répliques. Source : Figure modifiée de Farrell et al. (2009).

1.2.3.3 Essaims sismiques

Le terme essaim (« swarm » en anglais, provenant du mot allemand Schwarmbeben, essaim de secousses) a d'abord été utilisé par Knett (1899) pour décrire l'activité sismique observée à la frontière entre l'Allemagne et la République Tchèque (Vogtland/NW Bohemia).

Un essaim sismique est une succession de séismes spatialement et temporellement regroupés. La séquence est caractérisée par l'absence de choc principal, avec une distribution spatiale de la sismicité plus large que la rupture du plus fort séisme de la séquence (Vidale and Shearer, 2006). Le séisme de plus forte magnitude n'a pas une magnitude beaucoup plus forte (<1) que les autres. Ce type de séquence sismique peut se produire sur différentes périodes de temps: quelques jours (10 jours, Virginia, Etats-Unis (Hatch et al., 2020); 12 jours, Searsport, Etats-Unis (Ebel, 2016)), quelques mois (4 mois, Helike, Grèce (Kapetanidis et al., 2015); 1 mois, La Paca, Espagne (Ocaña et al., 2008)), plusieurs années (2 ans, Matsushiro, Japon (Cappa et al., 2009); 2 ans, Rushan, Chine (Zheng et al., 2017)).

Les essaims se produisent dans différents contextes : subduction (e.g. Holtkamp and Brudzinski, 2011; Metois et al., 2016; Nishikawa and Ide, 2017), intraplaque (e.g. Atakan et al., 1994; Rabak et al., 2010; Špičák, 2000), ou région volcanique (e.g. Benoit and McNutt, 1996; Bianco et al., 2004; Saccorotti et al., 2002). Ils peuvent aussi avoir plusieurs origines : naturelle (e.g. Pacchiani and Lyon-Caen, 2010) ou induits par des activités humaines (e.g. Keranen and Weingarten, 2018). L'origine des essaims naturels est décrite en section 1.3.3.2. Les essaims sismiques induits peuvent être générés par l'extraction (pétrole, gaz) ou l'injection (eaux usées, stockage de CO₂, géothermie) de fluides lors de l'exploitation de réservoirs géologiques. Dans le cadre de cette thèse, je me suis principalement concentrée sur les essaims naturels, cependant des parallèles seront faits avec les essaims induits.

La France métropolitaine a été plusieurs fois touchée par des essaims sismiques naturels. Quatre publications récentes parues dans une édition spéciale font la synthèse de l'activité sismique historique et instrumentale de la France métropolitaine découpée en quarts : sud-est (Larroque et al., 2021), sud-ouest (Sylvander et al., 2021), centre-nord-ouest (Beucler et al., 2021) et nord-est (Dobre et al., 2021). Des essaims sont détectés dans chacune des régions et sont présentés avec plus ou moins

de détails. La région des Alpes françaises répertorie le plus d'essaims naturels, dont les plus marquants : l'essaim de l'Ubaye (présenté dans le Chapitre 2) et l'essaim de la Maurienne. L'essaim de la Maurienne est situé à ~30km à l'est de Chambéry, au niveau du massif de Lauzière. Plus de 5000 séismes se sont produits sur la période septembre 2017 - mars 2019 avec une magnitude maximale M_w de 3,5 (Guéguen et al., 2021; Minetto et al., 2022). A partir des 5000 séismes détectés par le réseau, Minetto et al. (2022) ont réussi par template-matching (section 3.2) à multiplier par 12 le nombre de séismes détectés et relocalisés, passant à 60 661 événements. La sismicité se produit entre 1 et 7 km de profondeur dans le socle cristallin (granite et micaschiste). La sismicité est alignée le long d'un plan orienté $N060^\circ$ qui plonge vers le nord, avec toutefois d'autres structures plus petites ayant diverses orientations, ce qui est confirmé par les mécanismes au foyer (Guéguen et al., 2021).

D'autres régions en France métropolitaine sont également frappées par des essaims sismiques. Nous retrouvons des essaims dans les Pyrénées (Rigo, 2010; Sylvander et al., 2021, 2007), ainsi que dans les Vosges (Audin et al., 2002) et dans la Vallée du Rhône (Bollinger et al., 2021). Dans cette zone, le dernier essaim s'est produit en 2002-2003 proche de la centrale nucléaire de Tricastin. Plusieurs études ont été menées pour relocaliser la sismicité (e.g. Thouvenot et al., 2009) comprendre le moteur et les structures qui accueillent de cette sismicité atypique sans réellement trouver de consensus (e.g. Bollinger et al., 2021).

La distribution temporelle d'un essaim sismique (Fig.1.10) diffère d'une séquence sismique de type choc principal/répliques (Fig.1.8 ; Fig.1.10). En effet, sa forme se rapproche de celle d'une « cloche » sans pic clairement visible. La Figure 1.11 représente la distribution temporelle pour 10 essaims sismiques observés en Californie (Ross and Cochran, 2021) et permet de rendre compte des différentes formes que peuvent prendre la distribution temporelle d'un essaim sismique que ce soit en nombre cumulé ou non.

Les essaims peuvent s'arrêter assez brutalement, sans plus aucune activité sismique. Des cas ont notamment été observés dans le sud de la Californie (Ross and Cochran, 2021; Fig.1.11). Cependant, certains essaims peuvent être annonciateur d'un fort séisme, passant d'une qualification de séismes en essaim à précurseurs. Ce fût le cas pour la séquence sismique de L'Aquila en 2009 (Chiarabba et al., 2009) où l'activité sismique a commencé sous la forme d'un essaim et continué avec l'occurrence d'un choc principal de M_w 6,1. Il est donc important de comprendre les processus générant ces essaims et leur lien avec la forte sismicité, afin de mieux caractériser l'aléa sismique de la région.

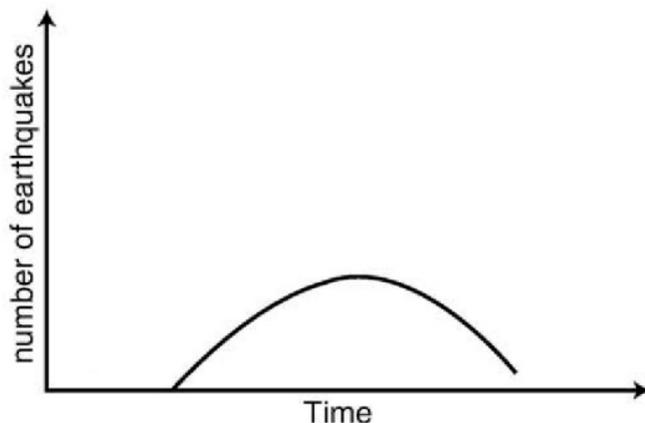


Figure 1.10 : Exemple schématique d'une distribution temporelle pour une séquence sismique de type essaim. Source : Figure modifiée provenant de Farrell et al. (2009).

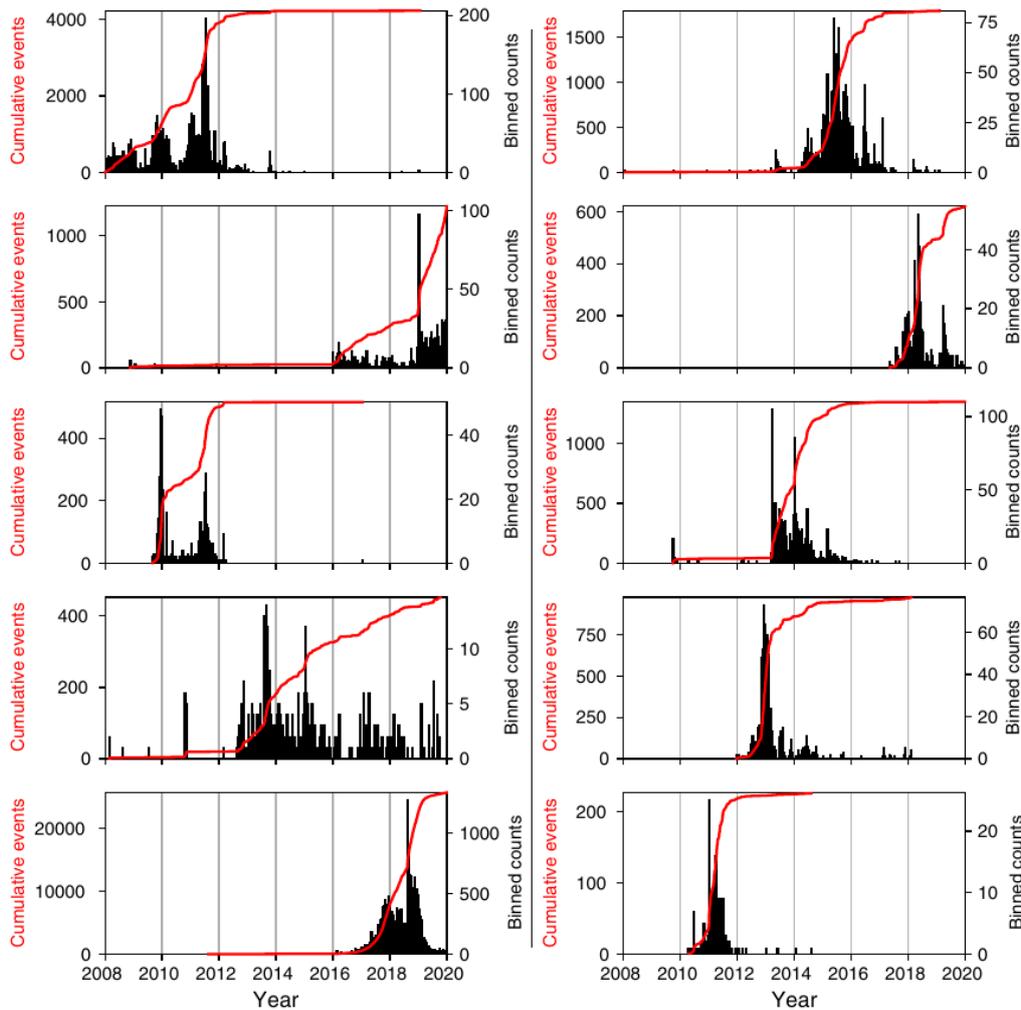


Figure 1.11 : Distributions temporelles pour 10 essais sismiques s'étant produit en Californie du sud. La ligne rouge montre le nombre cumulé de séismes sur la période d'activité de l'essai. Source : Ross and Cochran (2021).

Dans cette section, j'ai décrit deux types de séquences sismiques distinctes : (précurseurs/) choc principal/répliques et essais. Il existe toutefois des séquences sismiques plus complexes, avec des comportements intermédiaires, mélangeant répliques et essais. Plusieurs régions présentent ce comportement intermédiaire telle que dans la Vallée de l'Ubaye (e.g. Thouvenot et al. (2016), France), à Mogul, (Jansen et al., 2019) au Nevada ou encore dans le Golfe de Corinthe (e.g. (Kaviris et al., 2021) en Grèce. Ces différents types de sismicité (choc principal/répliques et essaim) peuvent être générés par de multiples processus. Je présente ces différents processus et la manière dont ils génèrent la sismicité dans la section suivante.

1.3 Processus moteurs de la sismicité

La sismicité est globalement reliée à l'augmentation des contraintes par le chargement tectonique. Cependant, seul, ce chargement relativement constant et long-terme ne permet pas d'expliquer la grande variété des comportements sismiques observés. D'autres mécanismes ont donc été proposés

Chapitre 1 : Etat de l'art : séquence choc principal/répliques et essais sismiques

pour expliquer les variations de sismicité et notamment les séquences de choc principal/répliques et essais sismiques.

1.3.1 Transferts de contraintes (interaction entre séismes)

Lorsqu'un séisme se produit, les contraintes relâchées sont redistribuées dans le volume environnant et participent au déclenchement de séismes sur des failles proches de la rupture. C'est le mécanisme de transfert de contraintes. Deux types de transferts de contraintes existent : le transfert statique et le transfert dynamique.

Lorsqu'un séisme se produit, il relâche la pression accumulée précédemment dans le milieu autour de la zone de rupture. Le rééquilibrage de contraintes qui s'ensuit modifie l'état de contraintes autour de la rupture principale conduisant par endroit à une augmentation de ces contraintes sur d'autres structures voisines, permettant ainsi d'atteindre un état critique, et donc de générer de nouvelles ruptures sismiques. Ce processus correspond au transfert statique de contraintes (Ben-Zion and Lyakhovsky, 2006; Dieterich, 1994; Stein, 1999) permettant d'expliquer la répartition des répliques, au moins en partie.

Ce processus de transfert de contraintes est l'un des processus principaux générant des séquences de type choc principal/répliques (Ben-Zion and Lyakhovsky, 2006; Dieterich, 1994; Felzer and Brodsky, 2006; Kilb et al., 2000). Cependant, ce processus intervient également dans les essais sismiques. Par exemple, pour l'essai sismique de 2003-2004 de la Vallée de l'Ubaye (France), Daniel et al. (2011) montrent que 59% des événements sont dus à des transferts de contraintes. Le transfert de contraintes n'est en revanche pas le seul processus générant un essai. Il est généralement attribué à des processus de diffusion de pression de fluides (Hainzl, 2004; Hainzl and Ogata, 2005) et/ou à des glissements lents.

Le transfert dynamique de contraintes se traduit par le déclenchement d'un séisme à cause de la perturbation de contraintes associés au passage d'une onde sismique générée par un précédent séisme (Felzer and Brodsky, 2006; Kilb et al., 2000), y compris par des télé-séismes ou des séismes locaux (De Barros et al., 2017). Ces perturbations dynamiques étant de faibles amplitudes et surtout de courtes durées, ce mécanisme concerne uniquement des failles qui sont déjà très proches d'un état critique, et ne peut expliquer qu'une fraction de la sismicité observée lors des essais sismiques.

1.3.2 Glissement asismique

Le glissement asismique est le glissement d'une faille à une vitesse plus lente que la vitesse de rupture sismique. Les événements transitoires de glissement asismique (slow-slip events) relâchent donc la même quantité d'énergie qu'un glissement sismique de même magnitude mais génère une chute de contrainte plus faible sur une plus longue période de temps et ne causent aucun dégât dans la zone épicertrale. Il existe plusieurs manières de détecter un glissement asismique : en utilisant des données géodésiques (GPS, InSAR, e.g. Ozawa et al., 2002) ou à partir des données sismologiques (e.g. Huang et al., 2017).

Le glissement asismique se traduit par une augmentation transitoire du taux de déformation sur les séries temporelles des données GPS, sans qu'un fort séisme ne se produise. Le glissement asismique peut aussi être imagé par interférométrie radar (InSAR) (e.g. Cetin et al., 2014; Dalaison et al., 2021).

Chapitre 1 : Etat de l'art : séquence choc principal/répliques et essais sismiques

Le glissement asismique peut aussi être visible sur les données sismiques. L'occurrence de séismes de formes d'onde identiques (séismes répétitif ou repeaters) indique des ruptures successives d'une même aspérité sismique. Cela implique un glissement asismique continu autour de l'aspérité, capable de la recharger jusqu'au seuil de rupture (Kato et al., 2012; Nadeau and Johnson, 1998; Nadeau and McEvilly, 1999; Uchida and Matsuzawa, 2013).

Une combinaison des deux méthodes (GPS et séismes répétitifs) permet de mieux contraindre la présence et la position du glissement asismique (Huang et al., 2017; Igarashi et al., 2003; Schmidt et al., 2005; Shirzaei et al., 2013).

Le processus de glissement asismique peut aussi bien être la séquence précurseur de grands tremblements de terre, ou être le moteur d'essais sismiques. Pour le cas de choc principal/répliques, Okamoto et al. (2022) démontrent qu'au moins 40% des répliques sont dues à du glissement asismique lors de la séquence sismique de Prague en 2011 dans l'Oklahoma. La mise en évidence de séismes répétitifs s'étant produits entre 1996 et 2011 précédant le séisme de Tohoku-Oki de Mw 9 montre aussi l'implication du glissement asismique dans la région (Mavrommatis et al., 2015). De même pour la séquence sismique du séisme de Iquique en 2014, 60% du glissement était asismique un mois avant le choc principal (Twardzik et al., 2022). Dans le cas des essais, plusieurs d'entre eux sont générés par des glissements asismiques détectés soit par des événements répétitifs (Hawaï, Segall et al. (2006); Nouvelle-Zélande, Bartlow et al. (2014); Nord de l'Equateur, Vaca et al. (2018); Centre de l'Equateur, Segovia et al. (2018)), soit par InSAR (Salton Though, Lohman and McGuire (2007); Rivière de Colombia, Wicks et al. (2011); Japon, Takada and Furuya (2010)).

1.3.3 Diffusion de pression de fluides

1.3.3.1 Définition

Les fluides sont naturellement présents dans la croûte terrestre. L'augmentation de la pression génère une diminution de la contrainte normale effective, ce qui peut amener la faille à la rupture. Ils peuvent être à l'origine de la sismicité, que ce soit pour les séquences de choc principaux/répliques ou essais sismiques.

Comme le décrit Miller (2020), certaines séquences sismiques génèrent plus de répliques que d'autres pour des chocs principaux de magnitude équivalente. Il suggère que la différence du nombre de répliques provient de la région étudiée et de la présence en profondeur de fluides ou de réservoirs de fluides. Par exemple, la séquence sismique de Ridgecrest de 2019 a généré plus de 100 répliques de $M_w \geq 4$ (Shelly, 2020) pour un choc principal de magnitude $M_w 7,1$ tandis que la séquence sismique de Mexico en 2017 (19 septembre 2017, $M_w 7,1$) n'a pas généré de répliques de $M_w \geq 4$ (Miller, 2020). De même, la séquence sismique de Kunlun (2001, $M_w 7,8$, Chine) a produit 12 répliques de $M_w \geq 4$ tandis que pour des conditions similaires, la séquence sismique de Denali (2002, $M_w 7,9$, Etats-Unis) a produit plus de 150 répliques de $M_w \geq 4$. La différence entre ces séquences provient du contexte dans lequel se produisent ces séquences sismiques. Les séquences ayant générées plus de répliques sont celles reliées à la présence de fluides en profondeur. D'autres études confirment l'influence des fluides (pression de fluides) sur les répliques (Bosl and Nur, 2002; Miller et al., 2004; Mulargia and Bizzarri, 2015). Si la pression de fluides augmente, cela implique que la contrainte effective diminue, tandis que la contrainte de coulomb augmente permettant d'augmenter la pression sur les failles proches du seuil de rupture. Cette mise en pression permet de déclencher les répliques et d'en augmenter ainsi le nombre.

Chapitre 1 : Etat de l'art : séquence choc principal/répliques et essais sismiques

Terakawa et al. (2010) montrent que certains précurseurs (foreshocks) et fortes répliques sont générés par des pressions de fluides pour la séquence sismique de L'Aquila en 2009 (Italie). A partir de la contrainte normale (σ_n) et cisailante (τ) appliquée pour chaque mécanisme et du coefficient de friction (μ), Terakawa et al. (2010) ont calculé les surpressions de fluides nécessaires à l'activation des mécanismes au foyer. Les pressions de fluides permettent de mettre en pression le milieu et de faciliter la rupture. Sur les 158 mécanismes au foyer calculés pour la séquence de L'Aquila, 117 (74%) sont associés à des surpressions de fluides. Cette mise en pression du milieu peut être suffisante pour générer une rupture de plus grande magnitude, causant un fort séisme de se produire comme se fût le cas pour L'Aquila (Terakawa et al., 2010).

Le processus de pression de fluides est très souvent utilisé pour expliquer la sismicité de type essais. Il se traduit généralement par une migration de la sismicité associée à une diffusion de fluides. Les essais sismiques induits par l'activité humaine sont généralement liés à un processus de pression de fluides. Par exemple, l'exploitation de la géothermie profonde dans la région de Strasbourg (France) a causé l'activation de deux essais sismique entre 2019 et 2021, avec 3 séismes de magnitudes $M_L > 3$ (Schmittbuhl et al., 2021). D'autres cas similaires ont été observé, suite à l'exploitation de géothermie profonde tels que : à Pohang en 2017 ($M_w 5,5$, Corée du Sud ; Hong et al., 2022; Son et al., 2020), à St-Gallen en 2020 ($M_w 3,5$, Suisse, Zbinden et al., 2020), à Brawley (deux $M_w > 5$, Etats-Unis, Wei et al., 2015), à Bâle ($M_w 3,4$, Suisse, Terakawa et al., 2012). Les injections de fluides pour l'exploitation de réservoirs génèrent également des essais sismiques. L'un des cas les plus connus est celui de l'Oklahoma (Etats-Unis). Dans la partie ouest de l'état, l'activité sismique se déclenche suivant l'augmentation brutale d'injections de fluides (Zhai et al., 2019). Llenos and Michael, (2013) observent également une augmentation du nombre de séismes de magnitude $M_L > 3$ depuis le début de 2009 dans l'état, corrélé avec le début d'exploitation et d'injection de fluides. D'autres sites d'exploitation par fracturation hydrauliques observent des essais sismiques associés à l'injection de fluides. D'ailleurs, Schultz et al. (2020) présentent une synthèse des essais sismiques induits par fracturation hydraulique. Les essais naturels peuvent également être générés par un processus de pression de fluides. Par exemple, l'essai sismique de Cahuila, situé en Californie, montre une vitesse de migration de l'ordre du m/j, compatible avec une sismicité dirigée par des pressions de fluides (Ross et al., 2020). De même, plusieurs essais sismiques au Japon ont des diffusivités hydrauliques cohérentes (10^{-2} - 10^0 m^2/s) avec un processus de pression de fluides (Amezawa et al., 2021). Pour l'essai sismique de 2003-2004 situé dans la partie ouest du Golfe de Corinthe, Duverger et al. (2015) observent une migration de la sismicité d'environ 50 m/j, compatible avec un processus de pression de fluides. De même, dans la région de l'Ubaye, De Barros et al. (2019) observent une migration de la sismicité pour la crise de 2014 associée à une vitesse de migration de ~ 100 m/j, également compatible avec un processus de pression de fluides.

1.3.3.2 Origines des fluides

Les fluides générant les séquences sismiques peuvent avoir plusieurs origines : eau météorique (recharge), fluides profonds (déshydratation du slab, réservoir) ou eau injectée dans la croûte par des activités humaines. La Figure 1.12 représente une partie des hypothèses des origines des fluides.

La recharge du milieu par les fluides météoriques peut déclencher des essais sismiques. Plusieurs études ont montré une corrélation entre les recharges saisonnières et l'activation d'essais (Bettinelli et al., 2008; Christiansen et al., 2005). D'autres études ont démontré un lien de cause à effet entre de forts épisodes pluvieux et l'activation d'essais (Chmiel et al., 2022; Hainzl et al., 2006). Par exemple,

Chmiel et al. (2022) ont mis en évidence le déclenchement d'une activité sismique anormale 2 jours après l'épisode exceptionnel de précipitations de la tempête Alex qui a touché la partie sud-est de la France en octobre 2020. D'autres études ont mis en évidence la connexion entre la fonte des neiges et l'activation d'essai dans la Sierra Nevada (Montgomery-Brown et al., 2019) et dans l'Oregon (Saar and Manga, 2003). Les fluides météoriques peuvent aussi s'infiltrer par les hauts reliefs pour ensuite se diriger sous les vallées, générant ainsi de la sismicité (Jansen et al., 2019; Leclère et al., 2012, 2013). La Figure 1.13 reprend le modèle proposé par Jansen et al. (2019) pour expliquer l'essai sismique de Mogul (Nevada, Etats-Unis). Les fluides météoriques charge/recharge le milieu en eau ce qui permet de produire de la sismicité.

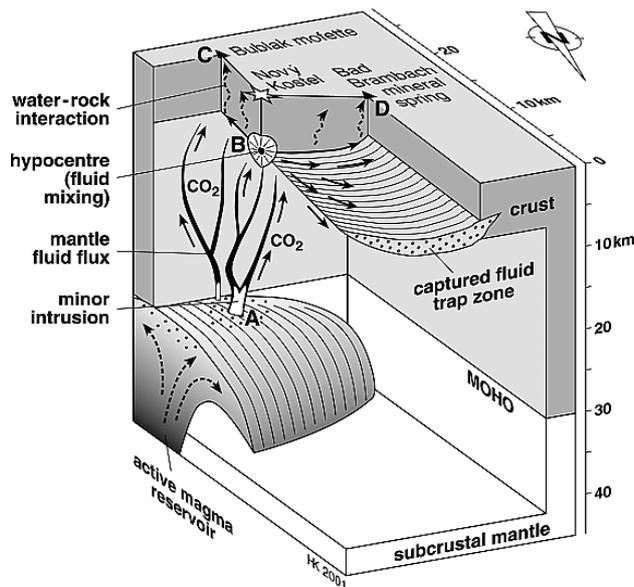


Figure 1.12 : Schéma représentant les origines des fluides pour la zone de Vogtland. Source : Bräuer et al. (2003).

La deuxième origine possible sont les fluides profonds, qui peuvent être d'origine magmatique. Les fluides à l'origine des essais dans la zone de Vogtland/West Bohemia sont du CO_2 provenant du dégazage du manteau (Fischer et al., 2014a). Les fluides profonds peuvent également provenir de la déshydratation des roches métamorphiques. Umeda et al. (2015) ont montré que l'essai sismique s'étant produit après le séisme de Tohoku-Oki avait été déclenché par les fluides provenant de la déshydratation des roches métamorphiques. Dans les zones de subductions, la déshydratation de la plaque plongeante a été corrélée avec la production de sismicité par processus de pression de fluides. Au Japon, pour la séquence sismique de Tottori en 2000, Zhao et al. (2004) ont montré que la déshydratation du slab de la plaque Philippine a influencé la nucléation et la rupture du choc principal de la séquence. De même, Ji and Yoshioka (2017) ont également montré un lien entre la déshydratation du slab et l'apparition de séismes dans le sud-ouest du Japon. Ces fluides présents dans la croûte en profondeur sont la plupart du temps contenus dans des réservoirs, scellés par une barrière imperméable qui permet la pressurisation des fluides. Ces réservoirs alimentent le milieu en fluides en utilisant le modèle de « fault-valve behaviour » (Sibson, 1990) présenté dans la section suivante. Plusieurs essais sont interprétés comme induits par des fluides profonds : Mogul (Etats-Unis; Jansen et al., 2019), Vogtland/Western Bohemia (Fischer et al., 2014a) ; Maupin (Etats-Unis ; Braunmiller et al., 2014).

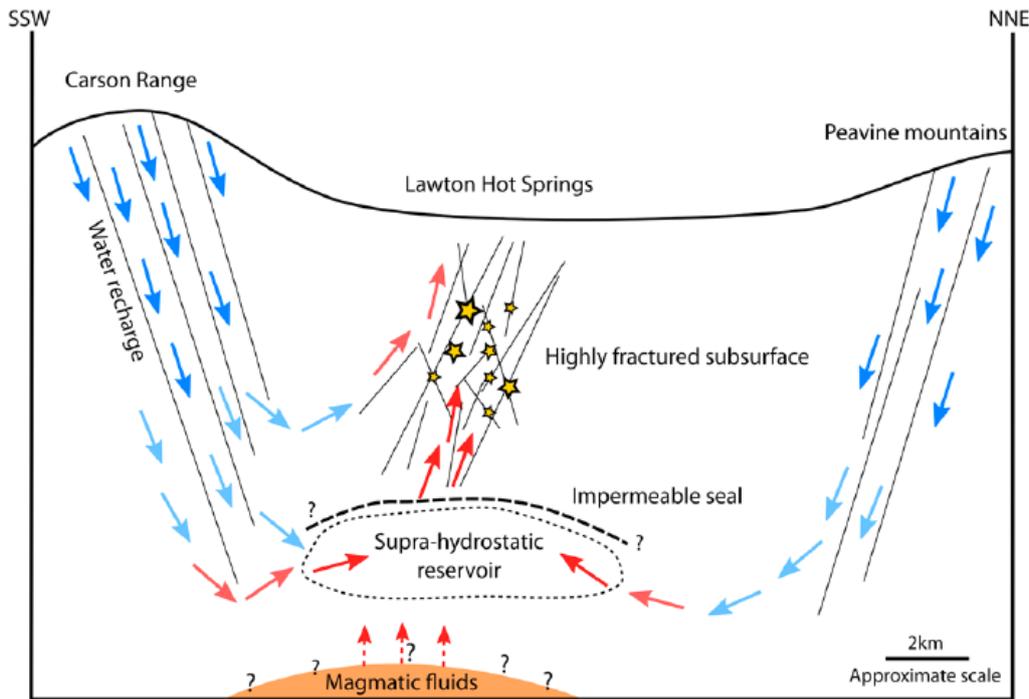


Figure 1.13 : Schéma illustrant le modèle proposé pour expliquer la séquence sismique de Mogul (Nevada, États-Unis) en 2008. Source : Jansen et al. (2019).

La troisième origine provient d'activité anthropique, lors de l'injection de fluides dans le milieu. Par exemple, les eaux usées, associées aux opérations de fracturation hydraulique pour l'exploitation des gaz de schiste, sont réinjectées dans le milieu, ce qui augmente la pression sur les structures présentes et mène à la production d'essaims. Un essaim s'est produit entre 2018 et 2020, proche du Lac Musreau (Alberta, États-Unis), à la suite de la réinjection d'eaux usées à proximité (Li et al., 2022) avec plus de 5 événements de magnitude $ML > 3$. L'un des cas les plus emblématiques de la sismicité induite est la séquence sismique en Oklahoma. Entre 2008 et 2017, 4 séismes de magnitudes supérieures à 5 se sont produits dans cette région, alors qu'aucun séisme de cette gamme de magnitude ne s'était produit précédemment (Zhai et al., 2019) De nombreuses études décrivent le lien entre l'injection de fluides et l'activation d'essaims (Goebel et al., 2016; Grasso et al., 2021; Healy et al., 1968; Keranen et al., 2014; Keranen and Weingarten, 2018; Schultz et al., 2020; etc...).

1.3.3.3 Perturbations transitoires des pressions de fluides

L'un des modèles les plus utilisés est celui de « fault-valve behaviour » de Sibson (1990). Ce modèle est illustré en Figure 1.14. Le milieu est composé de deux couches séparées par une zone imperméable (impermeable barrier, Fig.1.14.a). La faille au repos a donc deux compartiments, séparés par cette barrière imperméable, avec des pressions de fluides différentes. La partie supérieure de la faille est à pression hydrostatique tandis que la partie inférieure a un comportement non drainé, avec une pression qui tend vers la pression lithostatique. La barrière imperméable va jouer le rôle de bouchon. Lorsque la pression au-dessous du « bouchon » augmente, la rupture de la faille peut avoir lieu. Cette rupture peut être sismique ou non, et va avoir comme effet de rompre la barrière imperméable, ce qui permet de propager les fluides piégés vers la surface en passant par le canal formé par la faille (Fig.1.14.b). Plusieurs études reprennent ce modèle pour expliquer la sismicité de type essaim : Duverger et al. (2015); Ross et al. (2020); Ruhl et al. (2016); Shelly et al. (2015).

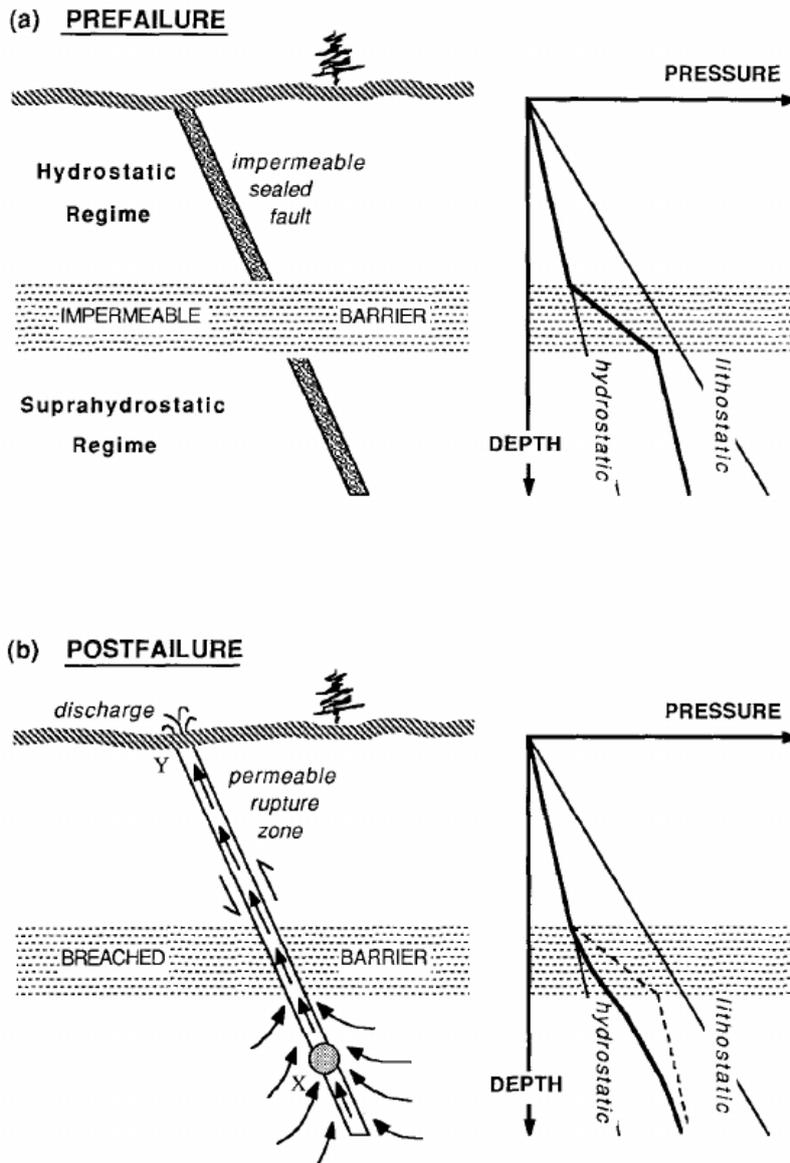


Figure 1.14 : Schéma illustrant le modèle de « fault-valve behaviour » de Sibson (1990). a) Avant rupture. b) Après rupture. Source : Sibson (1990).

Un deuxième modèle utilisé pour expliquer le déclenchement de la sismicité par les pressions de fluides est le modèle de « creep compaction » (e.g. Gratier et al., 2003; Leclère et al., 2013; Sleep and Blanpied, 1994). Ce modèle consiste en une déformation visqueuse et asismique qui vient compacter les pores et sceller les failles, piégeant les fluides à l'intérieur des failles et des pores. De manière similaire au modèle de « fault-valve behaviour », la pression tend alors vers la pression lithostatique, induisant la rupture et la migration des fluides pressurisés. La différence principale entre le modèle de « creep compaction » et « fault-valve behaviour » est la fermeture visqueuse de la faille dans le premier cas, et la présence d'une hétérogénéité lithologique peu perméable dans le deuxième. Par exemple, Leclère et al. (2013) propose ce modèle de « creep compaction » pour expliquer l'essaim sismique de 2003-2004 s'étant produit dans la Vallée de l'Ubaye (France). Gratier et al. (2003) propose aussi ce type de modèle pour modéliser la propagation de fluides le long des failles en Californie.

Ces différents modèles sont utilisés pour expliquer les séquences sismiques de type choc principal/répliques et essaims associées à un processus de pression de fluides.

1.3.3.4 Lien fluide-déformation asismique-sismicité

Jusqu'à maintenant, l'ensemble des exemples présentés en section 1.3.3 se basent sur le fait que les fluides génèrent une rupture sismique. Cependant, un deuxième cas existe, où les fluides génèrent cette fois-ci une rupture asismique, induisant une déformation asismique, qui va à son tour déclencher des séismes (Bourouis and Bernard, 2007; Cappa et al., 2019; De Barros et al., 2018; Eyre et al., 2019; Guglielmi et al., 2015; Wynants-Morel et al., 2020). La Figure 1.15 représente la quantité de glissement asismique (Fig.1.15.a) et de glissement sismique (Fig.1.15.b) pour un modèle d'injection de fluides. La Figure 1.15.c montre les séismes générés pour ce modèle. Le glissement asismique est 1 000 à 10 000 fois plus grand que le glissement sismique. Les séismes se produisent en périphérie (Figure 1.15.c) du glissement asismique. Cela signifie que les séismes ont été déclenchés par le glissement asismique, qui lui-même a été déclenché par l'injection de fluides.

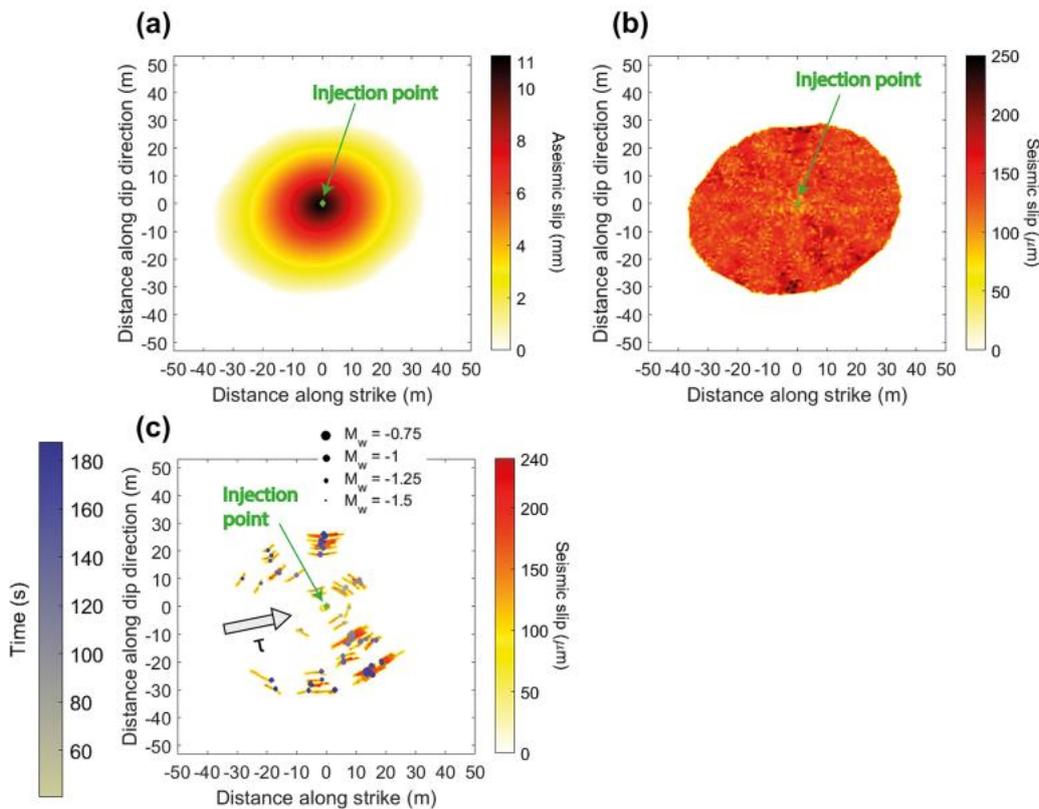


Figure 1.15 : Instantané de la distribution spatiale (a) du glissement asismique et (b) du glissement sismique sur la faille à la fin de l'injection. (c) Emplacement et temps d'occurrence des événements sismiques avec une magnitude de moment (M_w) supérieure à -1,6, ainsi que la zone rompue et l'amplitude du glissement sismique pour chaque événement individuel. Dans tous les panneaux, le point d'injection est représenté par le losange vert au centre de la figure. Source : Figure modifiée de Wynants-Morel et al. (2020).

1.3.4 Effets de charge

Un autre processus pouvant conduire à l'activation d'essaims sismiques est la présence de surcharges ou de décharges transitoires au-dessus de la zone sismique, qui va donc modifier l'état de contraintes. Par exemple, le poids de la neige dans les massifs montagneux peut impacter les contraintes du milieu

Chapitre 1 : Etat de l'art : séquence choc principal/répliques et essaims sismiques

ce qui peut mener à l'activation périodique d'essaims. Plusieurs études ont observé l'activation d'essaims lors de la saison hivernale (Braunmiller et al., 2014; Heki, 2003, 2001) tandis que d'autres montrent le lien entre déneigement et activation d'essaims (Christiansen et al., 2005). La mise en eau d'un barrage ou d'un lac/réservoir peut également être un processus déclenchant la sismicité (Gupta, 2022; Gupta, 2018; Gupta et al., 2008). Cette hypothèse a par exemple été avancée pour le séisme de Sichuan de 2008, associé à la mise en eau du barrage de Zipingpu (Gupta et al., 2008). La variation du niveau de l'eau d'un barrage est également un processus déclenchant la sismicité (e.g. Assumpção et al., 2002; Hagiwara and Ohtake, 1972).

L'extraction de matériaux dans des carrières peut aussi perturber suffisamment les contraintes pour générer de la sismicité ou pour atteindre le seuil de rupture plus rapidement. C'est une possibilité pour le séisme du Teil (Montélimar, France) de Mw 4,9. De Novellis et al. (2021) ont montré que l'extraction de la carrière à proximité de l'épicentre du séisme a pu suffisamment modifier les contraintes pour avancer de manière significative (18000 ans) le déclenchement du séisme.

Un autre exemple de séisme généré par un processus d'effet de charge est le séisme de Lorca (Espagne) qui s'est produit le 11 mai 2011 (Mw 5,2). Le pompage d'eau profonde dans la zone aurait provoqué un rabattement de la nappe, perturbant les contraintes du milieu suffisamment pour déclencher le séisme (e.g. Avouac, 2012; González et al., 2012).

1.3.5 Conclusion des processus moteurs de la sismicité

Pour conclure cette partie sur les processus, que ce soit pour les séquences sismiques choc principal/répliques ou les essaims, il est rare de n'avoir qu'un seul processus générant une séquence sismique. Plusieurs essaims sont aussi engendrés par l'action simultanée de glissement asismique et pression de fluides (Bourouis and Bernard, 2007; Cappa et al., 2019; De Barros et al., 2018; Guglielmi et al., 2015; Sharma et al., 2020; Wei et al., 2015; Yukutake et al., 2022) ou par l'action simultanée de pression de fluides et transfert de contraintes (Ubaye, Daniel et al. (2011); Vogtland/Western Bohemia, Hainzl and Ogata (2005)). De même, certaines séquences de répliques sont dues à l'action simultanée de transfert de contraintes et de diffusion de pression de fluides (De Barros et al., 2019; Miller, 2020; Okamoto et al., 2022).

Certains de ces processus (pression de fluides, glissement asismique, transfert de contraintes) sont révélés par la distribution spatio-temporelle décrite par la sismicité. La section suivante présente les différentes distributions spatio-temporelles associées à chaque processus.

1.3.6 Description des processus par distribution spatio-temporelle

L'étude de la distribution spatio-temporelle d'une séquence sismique est un moyen courant pour détecter et caractériser la migration de la sismicité. Elle peut être représentée de deux façons : la distance entre chaque événement et un séisme de référence en fonction du temps; ou la localisation des séismes dans une direction de l'espace en fonction du temps. Cela permet de mettre en évidence la migration de la sismicité pouvant être associée à différents processus.

La migration associée à une séquence de type choc principal/répliques est considéré comme extrêmement rapide, de l'ordre de $R \sim \log(t)$ (Perfettini et al., 2018), et peut être associée à un transfert

de contraintes ou à un glissement asismique (afterslip), ou encore à des cascades de déclenchement de répliques (Helmstetter and Sornette, 2003).

Dans le cas d'un essaim sismique, le front de migration de la sismicité sera visible sur la distribution. Différents modèles permettent de caractériser et d'expliquer la migration observée. Si la migration est directement contrôlée par la diffusion de la pression de fluides, le front de sismicité est exactement le front de diffusion de la pression. La relation entre la distance R et le temps t qui va caractériser la migration peut donc être obtenue (eq.1.5) et s'écrit :

$$R = \sqrt{D4\pi t} \quad \text{eq. 1.5}$$

Avec D , la diffusivité hydraulique (m^2/s), R , la distance depuis un événement de référence (m) ; t , le temps depuis l'événement référent (s) (Shapiro et al., 2002).

Le Figure 1.16 représente la distribution spatio-temporelle d'un essaim du Golfe de Corinthe (Grèce) qui a duré une dizaine de jours en octobre 2015 (De Barros et al., 2020). La courbe en pointillé rouge ajuste le front de sismicité, correspondant à une diffusivité hydraulique $D=0,25 \text{ m}^2/\text{s}$. La diffusivité reconstruite à partir de la migration de la sismicité est entre 10^{-2} et $10 \text{ m}^2/\text{s}$ (Talwani et al., 2007). Ce modèle a été utilisé pour expliquer de nombreux essais sismiques, naturels (e.g. Pacchiani and Lyon-Caen, 2010; Parotidis et al., 2003) ou anthropiques (e.g. Herath et al., 2022; Schultz et al., 2020). L'analyse spatio-temporelle de la sismicité a permis à Minetto et al. (2022) de définir une diffusivité hydraulique de $0,02 \text{ m}^2/\text{s}$ compatible avec un processus de pression de fluides pour l'essai de la Maurienne (France).

Il est aussi possible de modéliser la migration par une relation linéaire entre la distance et le temps. La vitesse de migration apparente permet de mettre en lumière le processus principal déclenchant la sismicité (Fig.1.16.a).

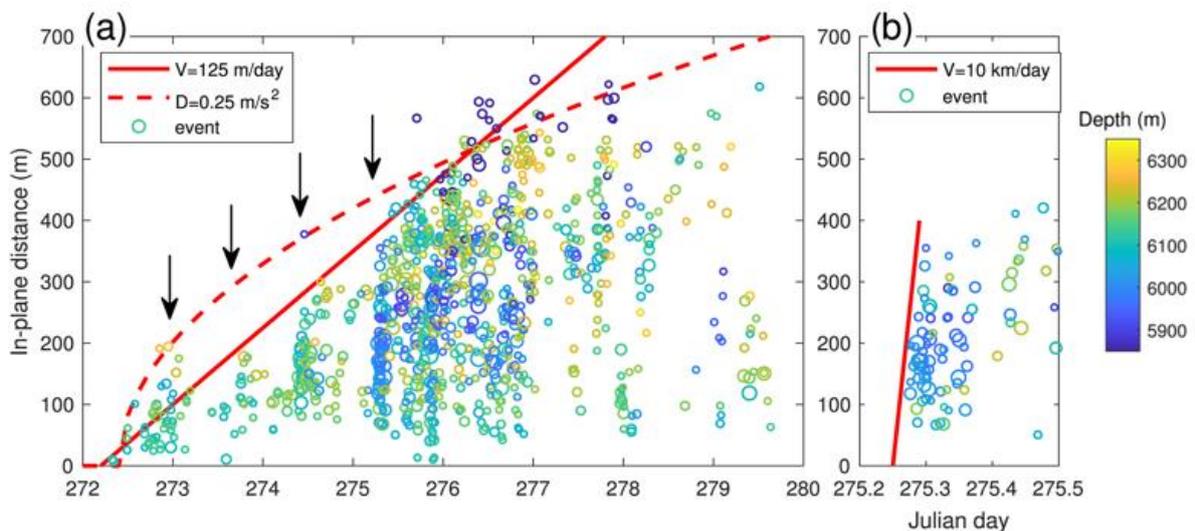


Figure 1.16 : Distribution spatio-temporelle d'un essaim sismique s'étant produit dans le Golfe de Corinthe (Grèce) en octobre 2015. a) Pour l'ensemble de l'essai. b) Zoom sur une période « explosive ». En a) et b), la ligne rouge correspond à la vitesse de migration ; la ligne en pointillée, marquant le front de sismicité, correspond à la diffusivité hydraulique. Les flèches noires indiquent les périodes d'activités sismiques « explosives ». Source : Figure modifiée provenant de De Barros et al. (2020).

Une vitesse de migration inférieure à 1 km/jour correspond à une mise en pression par des fluides (Shapiro et al., 1997). C'est ce qui est observé sur la Figure 1.16, où une vitesse de migration de 125

Chapitre 1 : Etat de l'art : séquence choc principal/répliques et essaims sismiques

m/jour a été déterminée. Une vitesse supérieure à 1 km/jour correspond à la présence d'un glissement asismique (Lohman and McGuire, 2007).

Cependant, certains essaims montrent une distribution spatio-temporelle ambivalente (De Barros et al., 2020; Dublanchet and De Barros, 2021). La Figure 1.16.a montre la distribution spatio-temporelle d'un essaim du Golfe de Corinthe, qui a duré une dizaine de jours en octobre 2015 (De Barros et al., 2020). La migration est caractérisée par une diffusivité hydraulique $D=0,25 \text{ m}^2/\text{s}$ et une vitesse de migration $V=125 \text{ m/jour}$, cohérente avec un processus de diffusion de perturbation de pression de fluides. Cependant, les auteurs ont remarqué des périodes de forte augmentation d'activité sismique (flèche noire, Fig.1.16.a ; Fig.1.16.b). La vitesse de migration associée à ces sous-séquences est de l'ordre de 10 km/jour, ce qui est incompatible avec une migration par pression de fluides, mais compatible avec un processus de glissement asismique. Par conséquent, pour cet essaim, glissement asismique et diffusion de pressions fluides ont été utilisés pour expliquer la sismicité.

L'observation de la distribution spatio-temporelle de la sismicité peut aussi donner une information sur le niveau de criticalité de la faille. De Barros et al. (2021) montrent que la pression fluide induit premièrement un glissement asismique, qui va ensuite déclencher la sismicité. Dans ce cas, la migration est reliée à la capacité de la faille à propager un glissement asismique, et en particulier, de la criticalité de l'état de contraintes. L'accélération du front de sismicité indique une faille avec un fort niveau de criticalité tandis qu'une diminution de la vitesse de migration avec le temps indique une faille avec un faible niveau de criticalité. Dans le premier cas, le glissement asismique sort de la zone pressurisée, alors qu'il reste toujours contrôlé par les pressions de fluides dans le deuxième cas (De Barros et al., 2021).

Un autre moyen d'observer la migration de la sismicité est de représenter la distance en fonction du nombre d'événements. Des migrations non linéaires en distance-temps mais linéaire en distance-nombre d'événements suggèrent que la sismicité s'auto-entretient, par des transferts de contraintes et cascades entre événements (Fischer and Hainzl, 2021). Durant cette section 1.3, j'ai montré la diversité ainsi que la complexité des processus pouvant être à l'origine de la sismicité. Cependant, ces processus impactent différemment la sismicité et donc peuvent également impacter sa récurrence et donc l'aléa sismique. Dans la section suivante, je présente brièvement la manière dont est calculée la période de retour des séismes dans le cadre du calcul de l'aléa sismique et quels sont les paramètres utilisés.

1.4 Aléa sismique : paramètres étudiés durant cette thèse

Les séquences sismiques peuvent générer des chocs principaux suffisamment forts pour causer des dégâts dans les villes proches de l'épicentre du séisme. Certains de ces tremblements de terre ont été si destructeurs qu'ils ont causé plusieurs centaines de milliers de morts (e.g. Haïti, Margesson and Taft-Morales, 2010). Comme mentionné dans la section 1.2.2, une certaine récurrence des forts séismes est observée au niveau des zones de subduction et des failles décrochantes continentales. Cette récurrence de la sismicité est aussi vraie pour des séismes de magnitude modérée (M_w 4-5). Dans les zones à sismicité modérée, de tels séismes peuvent aussi être destructeurs (Rothé and Dechevoy, 1967), comme ce fût le cas pour le séisme de 1959 dans la Vallée de l'Ubaye. Les dégâts sont dans ce cas plus localisés, mais les bâtiments sont généralement peu adaptés pour résister à des accélérations sismiques, même modérées. La quantification de la période de retour et de la probabilité d'occurrence

Chapitre 1 : Etat de l'art : séquence choc principal/répliques et essais sismiques

d'un séisme de magnitude plus forte que la sismicité ambiante dans une zone spécifique est donc de la plus haute importance pour protéger au mieux les infrastructures et la population.

Cette probabilité d'occurrence d'un séisme de magnitude modérée ou forte est définie par l'aléa sismique. En France, la méthode utilisée pour le risque normal (bâtiment civil, Installation classées protection de l'environnement (ICPEs), etc.) est la méthode probabiliste. En génie civil, on dimensionne pour une valeur de l'accélération qui a 10% de probabilité d'être dépassée en 50 ans d'observation, ce qui correspond à un séisme d'une période de retour de 475 ans (e.g. Beauval et al., 2006; Beauval and Bard, 2021). L'aléa sismique est calculé à partir de sources sismogènes. Ces sources peuvent être des zones ou des failles. Pour chacune de ces sources, plusieurs paramètres ont un impact sur le calcul de l'aléa.

- A. Pour les zones :
 - a) Le modèle sismotectonique (qui permettra de définir des zones) ;
 - b) Les catalogues et la manière de les exploiter (complétude et « declustering ») ;
 - c) Les modèles de récurrence de la sismicité ;
 - d) La profondeur sismogène ;
 - e) Les magnitudes maximales.
- B. Pour les failles :
 - a) Géométrie (longueur et largeur), segmentation, cinématique de la faille, orientation (azimut, pendage) ;
 - b) Taux d'activité, déduit des vitesses géologiques/géodésiques ou de la sismicité ;
 - c) Marqueurs morphologiques récents mettant en lumière la récente activité de la faille ;
 - d) Profondeur sismogène ;
 - e) Magnitude maximale.

Pour chacun de ces paramètres, plusieurs analyses sont requises pour les déterminer. Par exemple, la relocalisation fine de la sismicité permet de faire ressortir des alignements de sismicité pouvant être associés à des structures (B.a). De même, le calcul des mécanismes au foyer permet de définir l'orientation des plans de failles (B.a). Une étude de terrain permet également de repérer les marqueurs morphologiques pouvant indiquer une activité récente des structures observées (B.c). Ces études de terrains fournissent également des informations complémentaires sur la longueur des failles actives et/ou héritées (B.a). De plus, la compilation des catalogues de sismicité historique et instrumentale permet d'étudier la récurrence de la sismicité sur une plus longue période de temps (A.b, A.c). L'étude de ces catalogues permet également de déterminer les processus à l'origine de la sismicité et le type de séquence sismique (A.b, A.d, A.e, B.d, B.e). Le dernier paramètre, utilisé directement dans le calcul de probabilité (taux annuel de sismicité, B.b) est obtenu à partir de la valeur b donnée par la loi de Gutenberg-Richter (Gutenberg and Richter, 1954). Cette loi décrit l'évolution du nombre d'événements en fonction des magnitudes des événements. Elle s'applique aux catalogues de sismicité et est définie comme suit:

$$\log(N) = a - bM \quad \text{eq. 1.6}$$

Avec N , le nombre cumulé de séismes ayant une magnitude supérieure ou égale à M ; avec a , une constante indiquant le taux de sismicité ; avec b , l'exposant de la loi de Gutenberg-Richter; et M , la magnitude.

Cependant, lors du calcul de probabilité pour l'aléa sismique, les catalogues de sismicité historique et instrumentale sont décomposés (déclusterisés) et seuls les événements considérés comme choc principaux sont conservés pour le calcul de la loi de Gutenberg-Richter et par conséquent pour le calcul de probabilité. C'est une hypothèse assez forte car cela signifie que les essais sismiques et les

répliques ne participent pas au relâchement des contraintes tectoniques dans la zone étudiée. Or, certains essais, perturbent suffisamment le milieu pour générer des événements de fortes magnitudes. Par conséquent, l'étude plus approfondie des séquences sismiques et de leur comportement pourrait permettre une meilleure définition du calcul de probabilité pour l'aléa sismique.

1.5 Problématique du manuscrit

Les différents types de séquences sismiques (choc principal/répliques, essais) sont engendrés par une grande diversité de processus : transferts de contraintes, glissement aisé, pression de fluides, et perturbations transitoires de contraintes. Généralement, plusieurs de ces processus coexistent et il est donc nécessaire d'être capable de faire la part des uns et des autres pour expliquer l'entière de la séquence sismique. Chaque processus va donc potentiellement contribuer de manière différente dans l'établissement d'un modèle sismotectonique (et par conséquent la définition des zones notamment) et dans la définition de la magnitude maximale et du modèle de récurrence associé à une zone ou à une faille. En particulier, l'étude détaillée du comportement en essaim de la sismicité de l'Ubaye pourra nous permettre de mieux comprendre les processus en jeu localement, et permettre de mieux anticiper le type de séquence se produisant dans cette zone.

L'étude des essais sismiques est beaucoup plus récente (depuis quelques décennies) par rapport à l'étude des séquences chocs principaux/répliques (depuis plus d'un siècle). L'une des raisons est la faible magnitude des événements composant un essaim sismique, ce qui les rend difficile à identifier avec un nombre limité d'instruments. Très peu d'essais sont donc répertoriés dans les catalogues de sismicité historique, comme par exemple les essais du Tricastin en France dont l'occurrence est documentée depuis la fin du XVIII^{ème} siècle (Bollinger et al., 2021; Scotti et al., 2004). En dehors de cette zone spécifique, il est alors difficile de déterminer le temps de récurrence de la sismicité en essaim avec seulement la sismicité instrumentale comme information.

Par ailleurs, la relation entre essaim sismique et état de contraintes local n'est pas simple. En effet, dans le cas d'une séquence choc principal/répliques, nous considérons que le choc principal et les répliques ont relâché les contraintes accumulées dans le temps et qu'il faut un certain temps avant qu'une nouvelle séquence se produise (cycle sismique). Cependant, dans le cas des essais, la présence supposée de pression fluide fait que la sismicité peut avoir lieu sur des failles mal orientées pour glisser dans l'état de contraintes régional. Bien que cette sismicité relâche elle-aussi la contrainte accumulée par la déformation tectonique, la notion de cycle sismique ne peut s'appliquer pour les essais. De plus, par effet de cascades et transferts de contraintes, les essais peuvent aussi déclencher des événements de plus large magnitude. Le cas spécifique des séquences précurseur-choc principaux-répliques est un exemple de séquence commençant de la même manière qu'un essaim mais qui génère finalement un fort choc durant la séquence sismique. Donc, en fonction de la localisation de l'essaim, il est important de savoir s'il peut mener à la production d'un plus fort séisme, surtout s'il se produit proche de sites sensibles, comme c'est le cas pour les essais du Tricastin à proximité d'une centrale nucléaire (Bollinger et al., 2021).

C'est pourquoi, durant ma thèse, je me suis concentrée sur la zone de l'Ubaye qui montre une sismicité très particulière et complexe. Cette région connaît une dualité sismique caractérisée par des périodes d'essais et de séquences sismiques de type choc principal/répliques. En particulier, l'essaim de 2012-2015 contient deux tremblements de terre de magnitude $ML > 4,7$ fortement ressentis par la

Chapitre 1 : Etat de l'art : séquence choc principal/répliques et essais sismiques

population. Ils ont été suivis par un nombre anormalement élevé de répliques. Dans un premier temps, je présente d'un point de vue géologique et sismo-tectonique le contexte de la région de l'Ubaye (Chapitre 2), qui est une des zones sismiques les plus actives de France. Je me focalise ensuite sur les répliques du choc principal de magnitude ML 5,2 qui s'est produit le 7 avril 2014, pour lesquelles les enregistrements obtenus suite au déploiement d'un réseau dense de capteurs permettent une analyse temporelle, spatio-temporelle et structurale extrêmement fine (Chapitre 3). En plus des transferts de contraintes, classiques pour expliquer les répliques, la diffusion de pression de fluides semble être nécessaire pour expliquer cette activité sismique. Pour cette raison, je calcule les états de contraintes et les surpressions de fluides nécessaires pour induire les ruptures, à la fois pour les répliques de 2014 et pour l'ensemble des tremblements de terre de la région de l'Ubaye. Je montre en particulier que tous les séismes, y compris ceux de plus fortes magnitudes sont déclenchés par des pressions fluides (Chapitre 4). J'ai ensuite réalisé une analyse spatiale de la sismicité sur la période 2010-2019 à l'échelle de la région de l'Ubaye pour essayer de faire le lien entre la crise sismique de 2012-2015 et son contexte sismo-tectonique (Chapitre 5). Pour cela, j'ai relocalisé par double-différence la sismicité sur la période 2010-2019. Je me suis ensuite focalisée sur l'analyse statistique de la sismicité, en regardant l'évolution de la b-value de la loi de Gutenberg-Richter (Chapitre 6). Pour finir, je reprends l'ensemble des résultats présentés dans les précédents chapitres, et je discute de la dualité du comportement de la sismicité dans la région de l'Ubaye (Chapitre 7). Je propose aussi des pistes d'analyses futures pour aider à mieux comprendre la zone et les essais en général.

Chapitre 2 : Etat de l'art sur la région de l'Ubaye

2.1 Introduction

En France métropolitaine, des essais se produisent dans plusieurs régions telles que dans les Pyrénées (ex. Lacq, Sylvander et al. (2021)), dans les Alpes (ex. Ubaye, e.g. Baques et al. (2021); La Maurienne, Guéguen et al. (2021)), proche de grandes villes (ex. Strasbourg, Schmittbuhl et al. (2021)) ou encore proche de centrales nucléaires (ex. Tricastin, e.g., Bollinger et al. (2021)). Cependant, les essais et les répliques ne sont pas pris en compte lors du calcul de l'aléa sismique (section 1.4). Il est donc important de définir l'influence des essais et des répliques dans le comportement sismique d'une zone active.

Pour cela, j'ai focalisé ma thèse sur la zone sismique la plus active de France métropolitaine : la région de l'Ubaye. Cette région est située dans la partie sud des Alpes françaises, à environ 100 km de Nice et de Grenoble. Bien que très active, elle est pourtant l'une des plus méconnues :

- L'histoire de la vallée fait que les archives de sismicité historique sont dispersées ;
- C'était une vallée relativement rurale et donc nous avons assez peu d'écrits anciens ;
- La vallée est loin des zones d'intérêt économiques, et donc les études historiques sur la sismicité n'ont pas été menées avec autant de détails que dans la vallée du Rhône pour citer un exemple (e.g. Bollinger et al., 2021).

Dans la section suivante, un article de synthèse reprend les connaissances sur l'activité sismique de la région de l'Ubaye et les différents processus et modèles proposés pour expliquer le cas complexe de choc principal/répliques et essaim qui caractérise cette zone. Cet article a été publié dans le cadre du numéro spécial pour les 100 ans du Bureau Central de Sismologie Française (BCSF) publié dans les Comptes Rendus Géosciences en Septembre 2021.

2.2 Article de Synthèse

Depuis les premiers témoignages au XVIII^{ème} siècle, la région de l'Ubaye a régulièrement été secouée par des essais sismiques avec un nombre élevé d'événements comme en 2003-2004 ou 2012-2015 ou par des séquences de chocs principaux et de répliques avec une magnitude allant jusqu'à ML 5,3 en 1959.

Dans cet article de synthèse, nous avons analysé la sismicité historique et instrumentale et fait le lien avec les observations géologiques. Certains séismes ont pu être associés à des failles connues, cependant, la plupart des séismes se produisent dans le socle sur des failles que l'on ne voit pas en surface car elles n'affectent pas la couverture sédimentaire. Le niveau anormal de la sismicité, ainsi que son comportement particulier, suggèrent des processus moteurs complexes, impliquant un chargement tectonique mais aussi des pressions des fluides. Cet article reprend aussi les différents modèles proposés pour cette zone dans la littérature pour expliquer le comportement dual de la sismicité.

J'ai majoritairement contribué à l'écriture de l'article ainsi que réalisé les figures et tableaux. Mes co-auteurs ont surtout corrigé et participé à l'écriture de la discussion.



INSTITUT DE FRANCE
Académie des sciences

Comptes Rendus

Géoscience

Sciences de la Planète

Marion Baques, Louis De Barros, Clara Duverger, Hervé Jomard,
Maxime Godano, Françoise Courboulex and Christophe Larroque

**Seismic activity in the Ubaye Region (French Alps): a specific behaviour
highlighted by mainshocks and swarm sequences**

Online first, 8th September 2021

<<https://doi.org/10.5802/crgeos.76>>

Part of the Special Issue: Seismicity in France

2.2.1 Abstract

The Ubaye Region is the most seismically active region in the Western Alps, with earthquakes that were commonly felt by the population and that even damaged local villages and cities. Since the first testimonies in 1844, this area has been indeed regularly struck by seismic swarms with high number of events, such as in 2003-2004 or 2012-2015 or by mainshock-aftershock sequences with magnitude up to ML 5.3 in 1959. In this paper, we analysed both historical records and instrumental seismicity in the light of geological observations. Some earthquakes could be associated with known faults, even if most of them occurred on blind, unknown faults that reveal a highly-fractured basement. The abnormal level of seismicity, together with its peculiar behaviour, suggests complex driving processes, involving tectonic loading but also fluid pressure.

2.2.2 Introduction

Earthquakes usually occur as mainshock-aftershock sequences, which are interpreted as the release of the tectonic stress that build-up during the interseismic period. On the contrary, seismic swarms are characterized by a series of earthquakes clustered in time and space, with no clear mainshock (Hill, 1977; Scholz, 2002). They can last for days to months (e.g. Bachura et al., 2021; Cheloni et al., 2017; D'Auria et al., 2019; Ebel, 2016; Hauksson et al., 2019), which requires a forcing mechanism in order to maintain the activity. Earthquake swarms are common in volcanic regions such as Japan (Kodaira et al., 2002; Yukutake et al., 2011), Hawaii (Karpin and Thurber, 1987), Yellowstone (Farrell et al., 2009, 2010; Shelly et al., 2013a), as they are associated with magma upwelling or phreatic processes (McNutt and Roman, 2015). They are also induced by anthropogenic activities in reservoirs, such as shale gas extraction or geothermal activities. For example, the massive storage of waste-water produced by shale gas extraction in the Oklahoma state (US) induced a ~800-fold increase in the seismicity in 2016 compared to pre-injection rate (Keranen et al., 2014; Schoenball and Ellsworth, 2017). Swarms are also located in active tectonic zones with high deformation rate, like the Salton Trough swarm near the San Andreas Fault (Chen et al., 2012; Lohman and McGuire, 2007) or the Corinth rift (De Barros et al., 2020; Duverger et al., 2018). In both volcanic and reservoir case and for some tectonic swarms, fluid perturbations can be easily evidenced (Chen et al., 2012; Duverger et al., 2015; Hainzl et al., 2016; Lohman and McGuire, 2007; Parotidis et al., 2003; Ruhl et al., 2016; Shelly et al., 2013b). Earthquake swarms could also be found in subduction zones as in the Central Ecuadorian subduction zone (e.g. Segovia et al., 2018). Such swarms, as well as some swarms in other tectonic settings are associated with surface deformation, which reveals that they are triggered by slow, aseismic slips (Lohman and McGuire, 2007; Nishikawa and Ide, 2017; Rubin et al., 1999; Waldhauser et al., 2004). Recent studies on swarms show that fluid diffusion and aseismic motion may be intertwined driving mechanisms (De Barros et al., 2020; Duverger et al., 2018; Eyre et al., 2020; Hatch et al., 2020). Seismic swarms also occur in intraplate region with low deformation rate (Špičák, 2000) such as Arkansas (US, Chiu et al., 1984), Vosges (France, Audin et al., 2002), England, or Scotland (Assumpção, 1981) without evidence of either fluid or tectonic loading. For most of the tectonic swarms, the lack of direct observations on deformations and fluid-processes at depth do not allow an easy and unambiguous interpretation of the driving mechanisms (e.g. Ruhl et al., 2016).

The Western Alps, between France and Italy, show low-to-moderate seismic activities with the presence of seismic swarms (Eva et al., 2020; Larroque et al., 2021). Recently, swarms were observed in at least five main areas: Blausasc (10 km to Nice and Monaco; Courboulex et al., 2007), Vallorcine (between Chamonix, France, and Martigny, Switzerland; Fréchet et al., 2011), Maurienne Valley (50 km-east of Grenoble; Guéguen et al., 2021, this issue), Sampeyre (80 km-southwest to Turin, Italy; Godano et al., 2013), and the Ubaye Region, composed by the Ubaye and High Durance Valley (100 km to Nice and Grenoble; e.g. De Barros et al., 2019). They can last for months (Blausasc, Vallorcine, Sampeyre) to years (Maurienne Valley, Ubaye Region). They are characterized by a large number of events, with more than 300 earthquakes recorded for each swarm, a low-to-moderate maximal local magnitude (between 3 and 4.8) leading to a maximal intensity (EMS-98) from III (Sampeyre) to V (other swarms). Therefore, some of them were felt by the population and caused slight damages in Vallorcine and the Ubaye area.

The most seismically active area in the Western Alps is the Ubaye Region, which mainly comprises the Ubaye Valley and the Durance Valley, close to the city of Barcelonnette (Fig.2.1). This 60-km long area is surrounded by the Chambeyron massif at the French-Italian border to the east, by the Serre-ponçon lake and the High Durance Valley to the west, and by the Argentera (Mercantour National Park) and

Pelvoux (Ecrins National Park) massifs to the south and north, respectively. This area was struck by many swarm sequences (1977-1978, Fréchet and Pavoni, 1979; 1989, Guyoton et al., 1990; 2003-2004, e.g. Jenatton et al., 2007), but also by mainshock-aftershock sequences as in 1959 (Rothé and Dechevoy, 1967), 2012 (Thouvenot et al., 2016) and 2014 (De Barros et al., 2019) with local magnitude up to 5.3 in 1959 (Nicolas et al., 1998). These moderate earthquakes were felt by the population and caused some damages to the buildings (Rothé and Dechevoy, 1967; Sira et al., 2012, 2014). The seismic hazard is therefore a source of concern for the population.

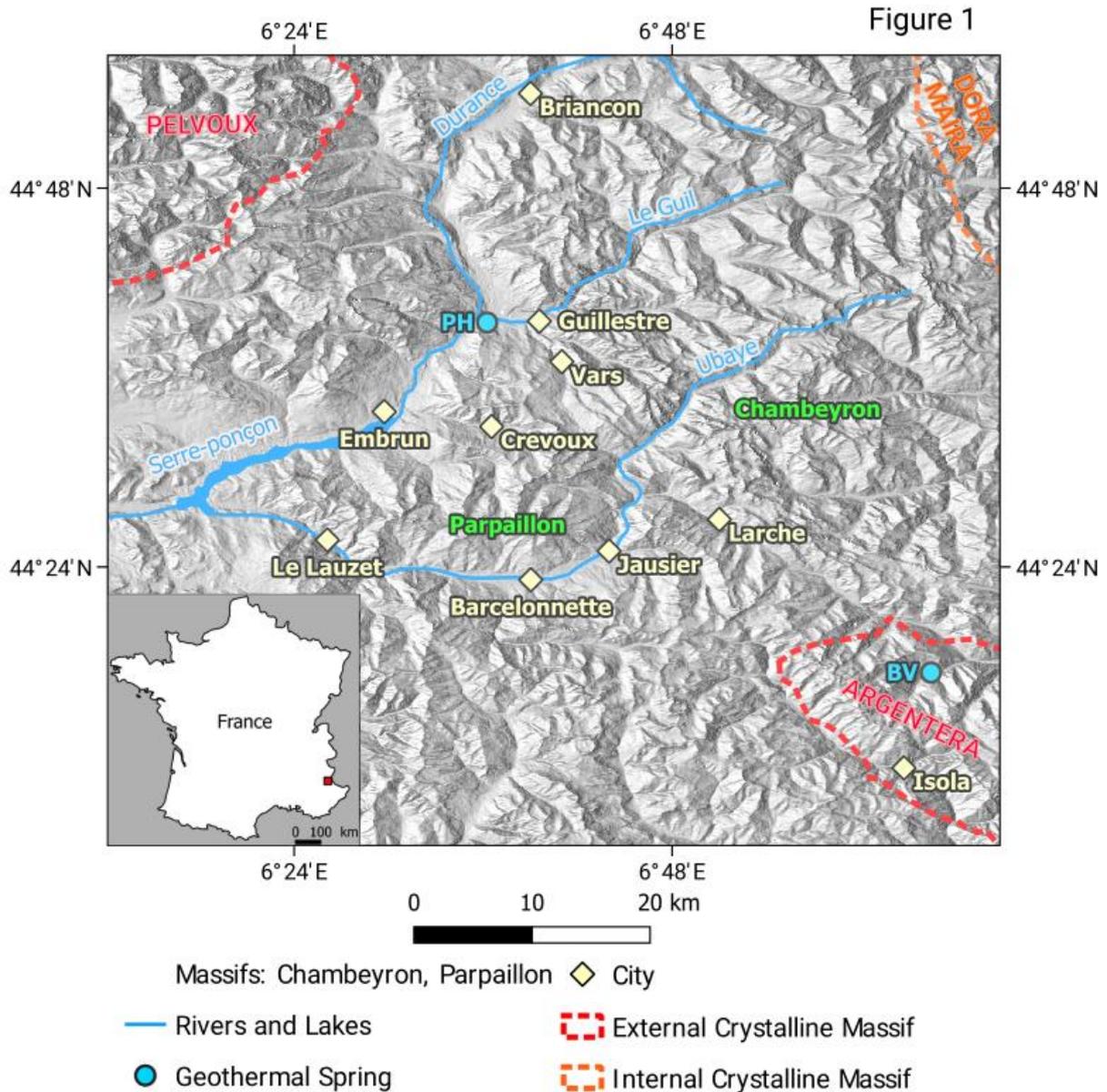


Figure 2.1 : Topographic map of the Ubaye Region, with the main cities, rivers, massifs and geothermal springs (BV: Bagni di Vinadio, PH: Plan de Phazy).

The dual behaviour of the Ubaye Region is therefore peculiar, as a recurrent seismic activity occurred, with alternating mainshock-aftershocks sequences and swarms, even if the deformation rate in this area is very low (Masson et al., 2019; Walpersdorf et al., 2018). It raises the question of the processes at depth that can trigger and drive such seismic behaviours. Therefore, studies on this region

highlighted the need of complex processes that involve tectonic loading and fluid overpressure (Daniel et al., 2011; De Barros et al., 2019; Jenatton et al., 2007; Leclère et al., 2012, 2013; Thouvenot et al., 2016). To explore this complex behaviour, we here propose a review on the existing studies about this area. We first present the geological context of the Ubaye Region, before showing the seismic activity from 1590 to the present day. We then discuss the specificity of the seismic behaviour in order to explore the potential processes that drive this activity.

2.2.3 Geological context

The Alpine belt results from the collision between the continental margins of the African and European plates following their convergence and the subduction of the Tethys ocean during the Cenozoic (Handy et al., 2010; Stampfli et al., 2002; Tricart, 1984). The main structures of the Western Alps are distributed in the internal zone in the east and the external zone in the west, which are separated by the Frontal Penninic Thrust (Ricou and Siddans, 1986; Fig.2.2). The Ubaye River is a main stream of the southwestern Alps. Its valley crosses the Frontal Penninic Thrust, as it first flows in the Briançonnais unit, belonging to the internal zone, and then in the Dauphinois unit, which belongs to the external zone (Fig.2.2). The Briançonnais unit is composed of a pile of thick metamorphic nappes (Sue et al., 2007b). The Dauphinois unit is composed by 1-to-2-km thick Mesozoic to Cenozoic sedimentary rocks (sandstone, marls, and limestone, Kerckhove et al., 1978; Fig.2.2) that forms the sedimentary cover of the External Crystalline Massifs represented north and south of the Ubaye Valley by the Pelvoux and Argentera massifs, respectively (Fig.2.2). Above the Dauphinois unit, the "Flysch à Helminthoïdes" thrust-sheet [also called "Embrunais-Ubaye nappes" by Kerckhove (1969)] is composed by late Cretaceous turbiditic series that were thrust westward during the Oligocene period (Fry, 1989; Gratier et al., 1989).

As a consequence of the long lasting geological history of the Western Alps, the geological formations are highly deformed and fractured. In the following, we mainly focus on the description of the faults considered as late alpine faults (Kerckhove, 1969; Tricart, 2004). They correspond to the ones that were reactivated during the last setting of the chain, that show nowadays indices of neotectonic activities (Sue, 1998; Sue et al., 2007b) and along which the seismic activity currently seems to develop (Jenatton et al., 2007; Le Goff et al., 2009; Mathey et al., 2020; Sanchez et al., 2010; Sue et al., 2007b).

In the crystalline basement of the Argentera massif, the major faults are mainly NW-SE with dip close to the vertical. Several faults can be seen connecting to each other over a width of about 20 km. This system of faults continues towards the north-west under the Ubaye-Embrunais area even if we cannot describe it in details (Kerckhove, 1969; Sue and Tricart, 2003a; Tricart and Schwartz, 2006). The major faults present in the Ubaye Region are the High Durance fault, the Serenne fault and the Bersezio fault (Fig.2.2). The Serenne fault is the surface tip of the Frontal Penninic Thrust whilst the High Durance and the Bersezio faults are the prolongation toward the northwest and the southeast, respectively, of the Serenne fault (Fig.2.2). The Jausiers-Tinée fault is a fault system, parallel to and at about 20 km south of the Serenne fault. These faults are partly hidden below the sedimentary units, but they might be extended in the Argentera massif where they are outcropping. Therefore, the observations of these outcropping faults may help characterizing the hidden fault system at depth below the Ubaye-Embrunais area.

Some of the recent seismicity occurred on or close to these faults, showing that these faults are still active. At least, three historical earthquakes could be associated to the High Durance fault (27th

November 1884, 12th July 1904, 19th March 1935), with a still persistent activity on this fault area (Mathey et al., 2020; Sue et al., 1999). Recent seismic activity in the Ubaye Region was also observed close to the Serenne fault (Sue et al., 2007a) or to the Jausiers-Tinée fault (Jenatton et al., 2007). However, most of this seismicity cannot be unambiguously related to known fault traces. The Flysch of the Embrunais-Ubaye Nappes are indeed too compliant to preserve the fault trace if the rupture reaches the surface. It is therefore difficult to find and see the outcropping traces of the still active faults in this area. For example, the ML 4.8 and ML 5.1 earthquakes, occurring respectively in 2012 and 2014 took place on blind, unknown faults (Sira et al., 2012, 2014).

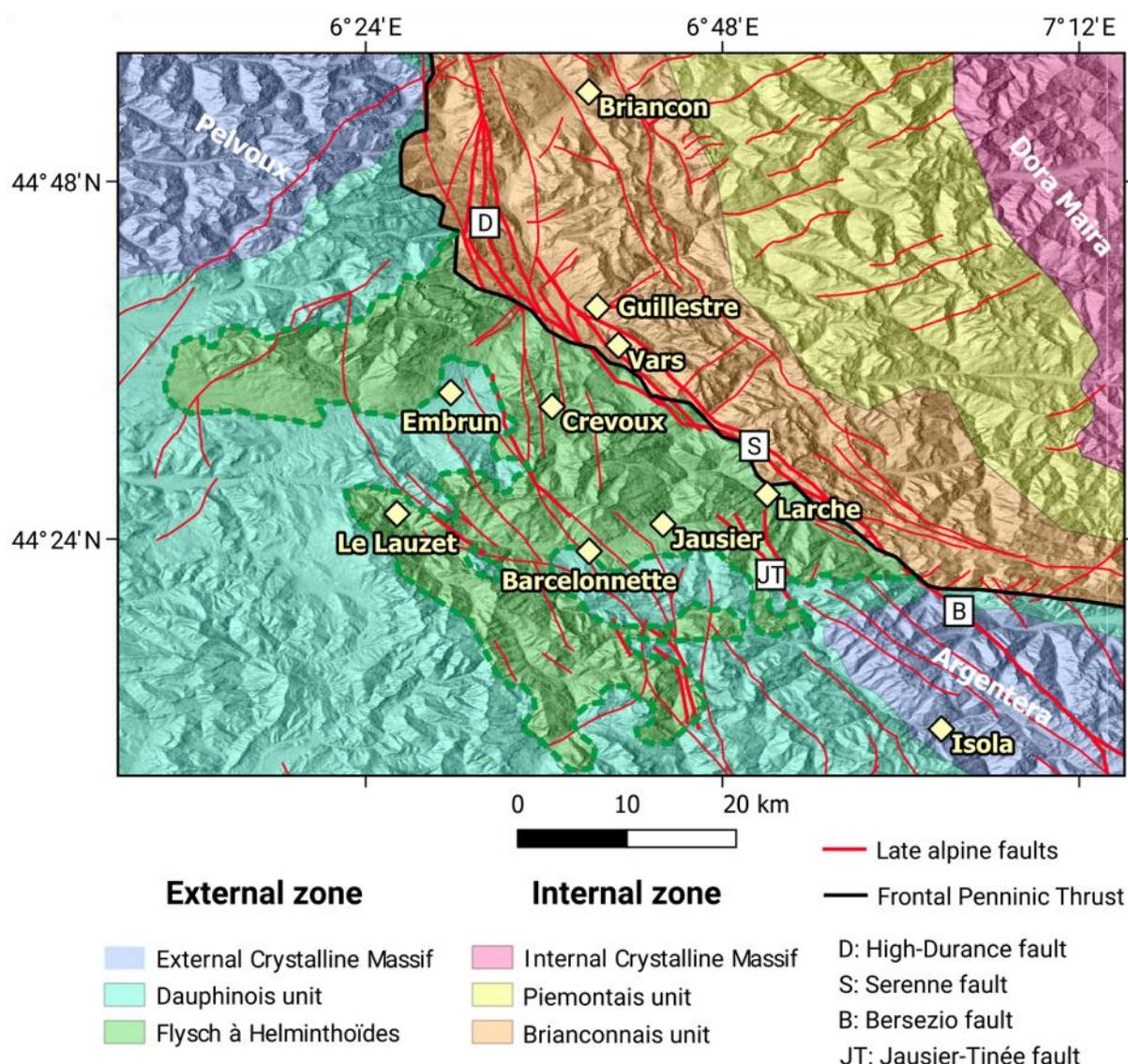


Figure 2.2 : Structural scheme of the Ubaye Region showing the main geological units and the main fault traces. The black line corresponds to the Frontal Peninnic Thrust and the red lines to the trace of the late alpine faults from Tricart (2004). The major faults have wider red lines.

The seismic mechanisms in the Ubaye Region show a dominant extensional regime with a strike-slip component. Fojtíková and Vavryčuk (2018) gathered the published mechanisms for the 2003-2004 and 2012-2015 swarms and inverted them to infer the stress state. They obtained a σ_1 -axis-oriented N29°E and plunging 61°SE; a σ_2 -axis-oriented N188°E and plunging 27°SW; and a sub-horizontal σ_3 -axis-oriented N283°E, with a stress-ratio (R-ratio) of 0.38. The Ubaye Region, is therefore characterized by a transtensional stress regime according to the orientation of the principal stress axes and the R-ratio

(Fojtíková and Vavryčuk, 2018). Other stress state computations (Delacou et al., 2004; Eva and Solarino, 1998; Leclère et al., 2013) also reveal such extensional regime with slight changes in the stress orientations.

The strain-rate in this Ubaye Region was measured using satellite geodesy (Nguyen et al., 2016; Nocquet et al., 2016; Serpelloni et al., 2013; Walpersdorf et al., 2018). It shows a small uplift of 0.5 mm/yr in the Ubaye Region without significant horizontal strain. Different processes can explain this uplift: counter-clockwise rotation of the Apulian plate (e.g. Serpelloni et al., 2007), isostatic adjustment in response of erosion process (e.g. Vernant et al., 2013), post-glacial rebound (e.g. Barletta et al., 2006), or post-slab-detachment rebound (e.g. Gardi et al., 2010). Recent studies (e.g. Sternai et al., 2019) agreed that several processes are needed to explain the deformation occurring in the Western Alps and the present-day extensional regime in the Ubaye Region (e.g. Sue et al., 2007a, 2007b).

2.2.4 Seismicity

According to the available records, the seismic activity can be split in two parts. While only testimonies and field markers can be used to reconstruct the seismic activity before 1965, the installation of national (LDG, RESIF) and local (Sismalp) seismic networks (Larroque et al., this issue) allows then finer analysis of the seismicity.

2.2.4.1 Historical seismicity

Before the installation of seismic networks, earthquakes are only known from the analysis of archives (local and/or regional newspapers, felt-reports by the population, etc.) describing their impact on buildings and infrastructures as well as effects on the population and the environment. The knowledge we have about earthquakes while going back in time strongly depends on the strength of the events, but also on local geographical and historical contexts. In this section, we used data contained within the SisFrance database (Scotti et al., 2004) in order to discuss both the location and the behaviour of historical earthquakes in and around the Ubaye Region.

The oldest event reported so far in SisFrance in the area dates back from 1590 (Guil Valley) and several other earthquakes were reported in 18th century in Durance Valley. These ancient testimonies could be mainly explained by the presence of important cities settled in the Durance Valley (e.g. Embrun), as well as historical strongholds (e.g. Mont-Dauphin located eastward of Guillestre and Briançon). On the other hand, the first event reported within the Ubaye Valley occurred in 1844, which is very recent and is probably due to the low population density in this area, but also due to the rural character of the habitat and the economy within the valley at the time. As a consequence, the information we have on historical earthquakes, especially within the Ubaye Valley, is highly incomplete and results with strong uncertainties, being driven by the location of human settlements as well as the economic development of valleys.

To analyse the data contained in the SisFrance database, we first went back to the original documents (archives) with the aim to understand whether the reported earthquakes were followed or preceded by other events not individually listed in the database, and whether the number of events and their temporal organization are compatible with the occurrence of a swarm sequence (Fig.2.3 ; Fig.2.4.a).

Chapitre 2 : Etat de l'art sur la région de l'Ubaye

Secondly, we analysed the location of earthquakes in the light of their reported uncertainties in order to evaluate if these locations correlate with instrumentally-recorded events and with the location of potentially active faults.

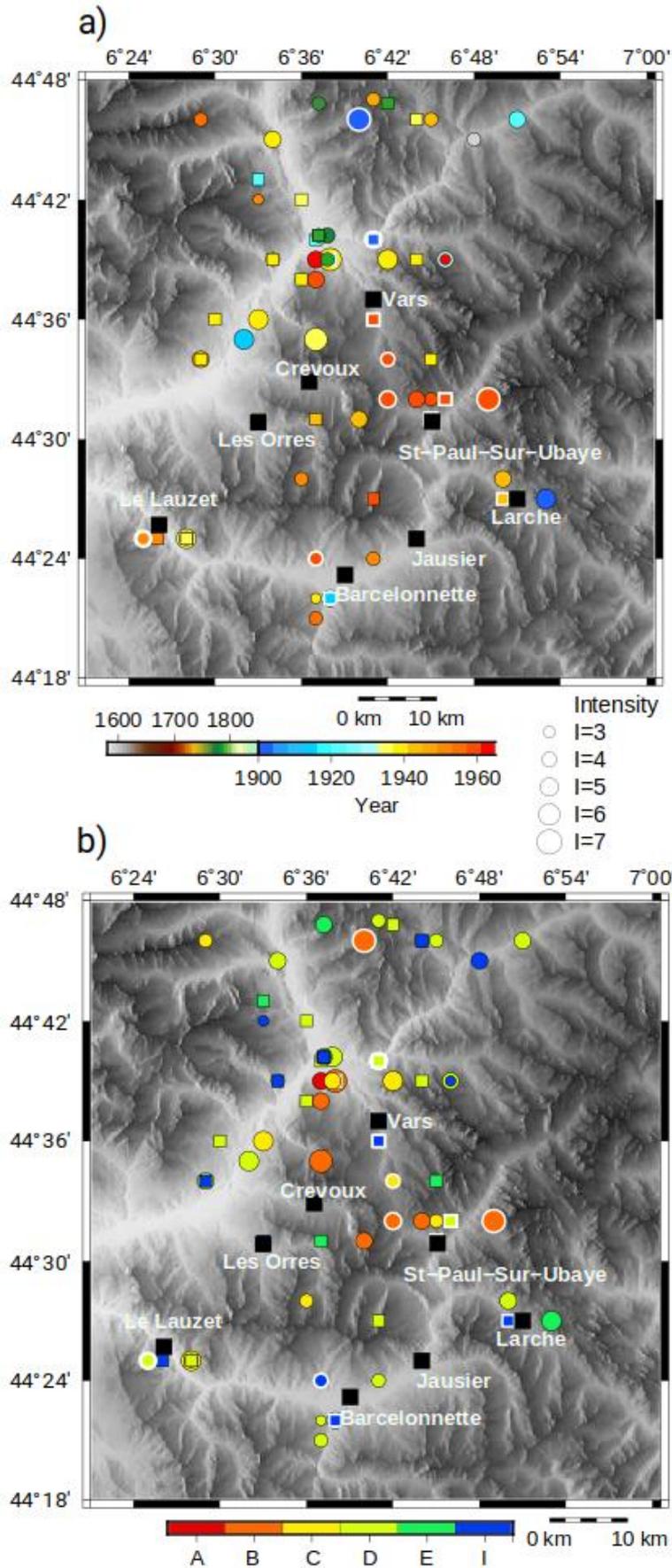


Figure 2.3 : Location map of the historical seismicity. a) Location of the historic earthquakes coloured by the year appearance from SisFrance database (Scotti et al., 2004). b) Location of historic earthquakes coloured by the location uncertainty, with: A: few km, B: ~10 km, C: ~20 km, D: ~50 km, E: arbitrarily defined, I: isolated. On both panels, circles show events scaled by estimated intensity, while the coloured squares are events with no determined intensity. The white border on symbols indicates the presence of several events at the same period. The black squares are the main cities. Near Le Lauzet, Barcelonnette, and northwest of Vars, the superimposed earthquakes have been artificially dispersed for better visualisation.

Epicentre locations of the earthquakes reported in the SisFrance database (from year 1590 to 1965) are plotted in Figure 2.3.a, whether or not the intensity of the epicentre has been determined. In Figure 2.3.b, we present the uncertainty related to the location of these events, following the quality scale (QPOS parameter, Jomard et al., this issue; Scotti et al., 2004) determined in SISsfrance from the quality and location of the individual testimonies reporting the events. The event location qualities from A to D indicate an increasing uncertainty from a few kilometres up to 50 km. The quality E indicates an arbitrary location when few poorly constrained data are present, while the quality I indicates an isolated location, which corresponds to the location of a single testimony. This last category could also indicate a low intensity event felt only locally. Similarly, the uncertainty related to the level of the epicentral intensity (MSK-64) increases from 1 to 3 (well constrained to poorly constrained), 4 and 5 indicating an arbitrary or isolated intensity, respectively (Fig.2.4.a).

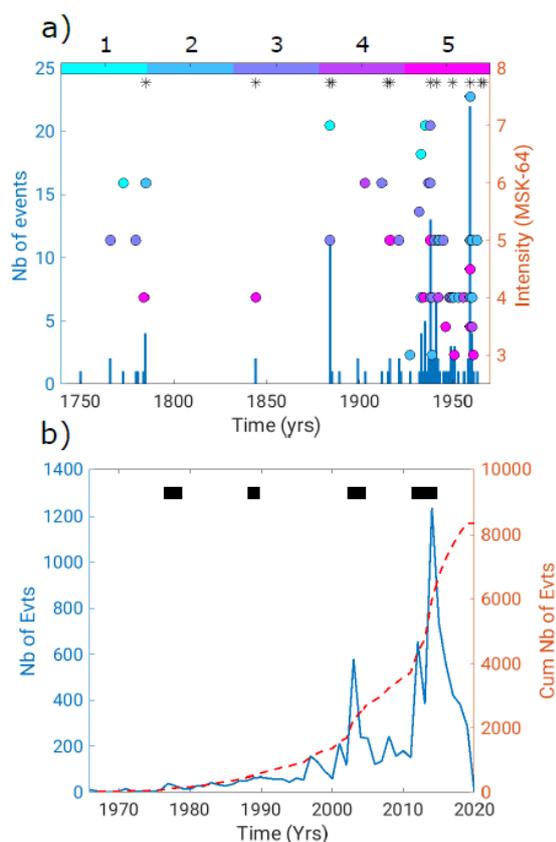


Figure 2.4 : Temporal distribution of the seismicity. *a) Historical seismicity. The left axis corresponds to the number of events per year shown as bars, while the dots indicate the estimated intensity (right axis). The colour of the intensity corresponds to the intensity uncertainty with 1: sure, 2: pretty sure, 3: not sure, 4: arbitrarily, 5: isolated. The stars show the presence of several events at the same period. b) Temporal distribution for the Instrumental seismicity. The blue line shows the number of events per year (left axis) while the red dashed line is the cumulated number of events (right axis). The black bar corresponds to the duration of the identified swarms.*

Among the 127 events reported before 1965, there were at least 23 events with an intensity equal or greater than V (i.e. producing slight damages and frightening people). The maximal intensity reported in the catalogue is related to the 5th of April 1959 earthquake, with an intensity VII-VIII (MSK-64, Rothé and Dechevoy, 1967). At first glance, there are more historical earthquakes reported in the Durance Valley than in the Ubaye Valley, which could be a bias due to the presence of cities and military strongholds in the north. This heterogeneity in the testimonies between the north and the south of this area could also affect the location of some events for which no or only few reports are available in the Ubaye Valley. Similarly, the apparent increase in the number of events with time is also likely to be related to an increase of testimonies rather than to an actual change in the seismic rate.

The Figure 2.4.a represents the temporal distribution of the historical seismicity, which is also summarized in Tableau 2.1. Most of the events were observed scattered in time and space, but several periods show clusters of seismic activity:

Chapitre 2 : Etat de l'art sur la région de l'Ubaye

- The 1780-1785 cluster is composed of six events with a maximum intensity of VI (29th April 1785). This group of events is located at the confluence between the Durance and Guil rivers near Guillestre (Fig.2.3 ; Tab.2.1), but their large location uncertainty makes their spatial clustering doubtful. For example, two events reported in Mont Dauphin the 12th of September 1785 are more likely linked to a stronger event that occurred few minutes before in the Sousa Valley more to the north with an epicentral intensity of VII.
- The 1884-1885 cluster corresponds to twelve events located near Guillestre and most probably some kilometres north of the city. The crisis started the 23rd of November with the strongest event occurring the 27th and had maximal intensity of VII, with a good intensity and location uncertainty (1 and B, respectively). The last event occurred early January.
- During 1915-1916, two distinct areas were struck by earthquakes with only some events reported. The first period started in December 1915 where some shakings were felt by the population in Barcelonnette and lasted until February 1916 when an earthquake of epicentral intensity of V occurred however not mentioned elsewhere. In September 1916, some earthquakes have been felt in Guillestre and in some villages in the Queyras Valley (northeast of Guillestre). The events are poorly known and it is not possible to exclude that they had a common source.
- The cluster in 1933 contains four events occurring within five days at the end of September with the strongest event at the start of the crisis. These events are located in the Le Lauzet area with a maximal intensity of VI-VII (Fig.2.3 ; Tab.2.1) and are associated with a small uncertainty of 1 and B for intensity and location, respectively.
- In 1935, one of the strongest earthquake known in the region occurred in an area between Crevoux and Vars. The crisis started the 19th of March with an event of epicentral intensity $I_0=VII$ and was followed by four events with undetermined intensities during the next five days. The location uncertainty varies from B to I, with the best quality for the strongest event (Fig.2.3 ; Tab.2.1).
- The seismicity in 1937-1938 is composed of more than ten reported events occurring nearby Guillestre city, with a maximal intensity of VII. The crisis started in December 1937 with two shocks of $I_0=VI$ and ended in September 1938 with the strongest event occurring in July ($I_0=VII$). Considering the locations of all these events, an epicentre area located somewhere between Guillestre, Vars, and Embrun may be favoured, close to the 1935 one. In addition to these events, a second cluster composed of three events with a maximal intensity of V is located in the Le Lauzet area (Fig.2.3 ; Tab.2.1). The two sequences are more probably independent from each other, even if the location of the second one is uncertain.
- From February 1941 until March 1942, 9 events were reported. It began the 23rd of February 1941 by a foreshock, followed by an intensity $I_0=VI$ event and five aftershocks, most of them being reported in the area of Larche, near the Italian boundary. However, the mainshock has been reported in SisFrance as occurring in Italy near Prazzo. Considering both the hour and the macroseismic reported in SisFrance, this earthquake occurred most probably near Larche as well. In October the same year, an earthquake occurred near Vars, felt both in Barcelonnette and St Clément near Guillestre city. The 15th of March 1942, a stronger event ($I_0=V$) occurred in the same area. These two sequences appear to be independent from each other.
- The sequence in 1959 contains 23 events (Fig.2.4.a), and is located near St-Paul-sur-Ubaye (Fig.2.3 ; Tab.2.1). This sequence started with one of the strongest events in the Western Alps (intensity of VII-VIII, MSK-64) on the 5th of April 1959 ($M_L=5.3$, Nicolas et al., 1998) It was felt in Grenoble, Nice and in Italy. Two children were injured and many damages were reported (collapsed walls, chimneys and rock falls, etc.; Rothé and Dechevoy, 1967). Between 5th April

1959 and 17th July 1959, 20 aftershocks were detected with a maximum intensity of V (SisFrance database), and were felt by the population. The activity continued until the 8th of May of the next year. There is discussion about the location of the 5th of April earthquake, because the instrumental data and testimonies lead to locations ~20 km away from each other. Using testimonies and an intensity map, the epicentre is found few kilometres east of St-Paul-sur-Ubaye (Rothé and Dechevoy, 1967; Fig.2.3.a ; Fig.2.3.b) spatially correlated with the Serenne Fault. The instrumental location, more to the west, is obtained using data from 26 stations (Nicolas et al., 1998) and it is more compatible with the southern prolongation of the High Durance fault (Fig.2.5.a). Looking at the spatial distribution of the aftershocks, especially those occurring the 19th of April (Io=IV) and the 17th of April (Io=V), and considering that these aftershocks happened in the same area as the mainshock, one could consider that the epicentre area of the main event is more likely located near the Vars pass, i.e. compatible with the macroseismic field in SisFrance.

- Finally, the last pre-instrumental cluster of seismicity occurred in 1965-1966 and is composed of five events with a maximal intensity of IV (MSK-64), located nearby Barcelonnette (Fig.2.3 ; Fig.2.4.a ; Tab.2.1), despite a strong location uncertainty (D). The crisis started in September 1965 and ended early January 1966, with the strongest event occurring in early December 1965.

Tableau 2.1 : Swarms and group of events in the Ubaye Region. *Si*: SisFrance database (Scotti et al., 2004), *Ni*: Nicolas et al. (1998), *Fr*: Fréchet and Pavoni (1979), *Gu*: Guyoton et al. (1990), *Je*: Jenatton et al. (2007), *Th*: Thouvenot et al. (2016), *Db*: De Barros et al. (2019), *Sir*: Sira et al. (2012, 2014), (*d*): detected events, (*l*): located events, *QQ*: more than one events felt.

Date	Number of earthquakes located/detected	Maximum Magnitude (ML)	Maximum Intensity	Depth (km)	Lieu	References
1780-1785	7 (d)	-	VI	-	Mont-Dauphin	Si
1844	2 (d)	-	IV	-	Barcelonnette	Si
1884-1885	12 (d)	-	VII	-	Guillestre	Si
1915	QQ (d)	-	-	-	Barcelonnette	Si
1916	QQ (d)	-	-	-	Guillestre	Si
1933	4 (d)	-	VII	-	Le Lauzet	Si
1935	5 (d)	-	VII	-	Durance-Guil confluence	Si
1937-1938	12 (d)	-	VII	-	Guillestre, Embrun	Si
1938	3 (d)	-	V	-	Le Lauzet	Si
1941	6 (d)	-	-	-	Larche	Si
1950	2 (d)	-	IV	-	Le Lauzet	Si
1959	23 (d)	5.3	VIII	8	St-Paul-sur-Ubaye	Ni, Si

Chapitre 2 : Etat de l'art sur la région de l'Ubaye

1965-1966	5 (d)	-	IV	-	Barcelonnette	Si
1977-1978	200 (l)	3.6	-	0-13	Chambeyron	Fr
1989	250 (l)	3.4	-	10	Chambeyron	Gu
2003-2004	1616 (l)	2.7	-	3-8	Jausiers	Je
2012-2016	6000 (l)	4.8	V-VI	4-11	Crevoux	Th, Db, Sir

With the description of the historical temporal distribution, four independent seismic zones, with recurrent activities may be highlighted: a wider area encompassing Guillestre to the north and St-Paul-sur-Ubaye to the south (1780-1785?, 1884-1885, 1935, 1937-1938, 1942, 1959), Le Lauzet (1933, 1938, 1949-1950), Barcelonnette (1844, 1915?, 1965), and Larche (1903, 1941, 1943). However, as the location is poorly constrained, it is not possible to infer if the recurrent seismic activity occurred at same locations and on same faults, nor to associate it to known faults. Finally, except for the 1959 sequence, it is difficult to classify the clusters of seismicity as either swarms or (foreshock-) mainshock-aftershock sequences. Some sequences might look like mainshock-aftershock sequences as the 1933 and 1935 ones. Indeed, the strongest event occurred at the start of the crisis and the following events could be seen as aftershocks. The 1884-1885, 1937-1938 and 1965-1966 sequences might be interpreted as swarms, as the strongest event occurred in the middle of a long-lasting (several months) sequence. However, the events occurring before the strongest one might also be seen as foreshocks, or the cluster as a quick succession of several mainshock events.

In conclusion, the region has been regularly active since the oldest records dating from 1590. The earthquakes show a low-to-moderate intensity, and mostly occur on unknown faults, as swarms or mainshock sequences. It is worth noting that the widest area encompassing the city of Guillestre and the village of St-Paul-sur-Ubaye, Vars, and Crevoux seems to be a privileged place of recurrent seismic activity, with the strongest events recorded regionally.

2.2.4.2 Instrumental seismicity

Instrumental data started in 1962 with the installation of the LDG network at the national scale (Duverger et al., 2021). In 1981, the short-period, triggered stations that composed the Sismalp network (<https://sismalp.osug.fr>) were specifically installed to monitor the seismicity in the Alps. The first continuous station in the Ubaye area (SURF), belonging nowadays to the RESIF network (<http://seismology.resif.fr>), was settled in October 1989. Since 2006, SURF has been a continuous, broadband, three-component station. The LDG catalogue is the longest in time and the most homogenous instrumental catalogue that we have in the Ubaye Region. Therefore, we use this catalogue to analyse the seismic activity after 1965 (Fig.2.5.a).

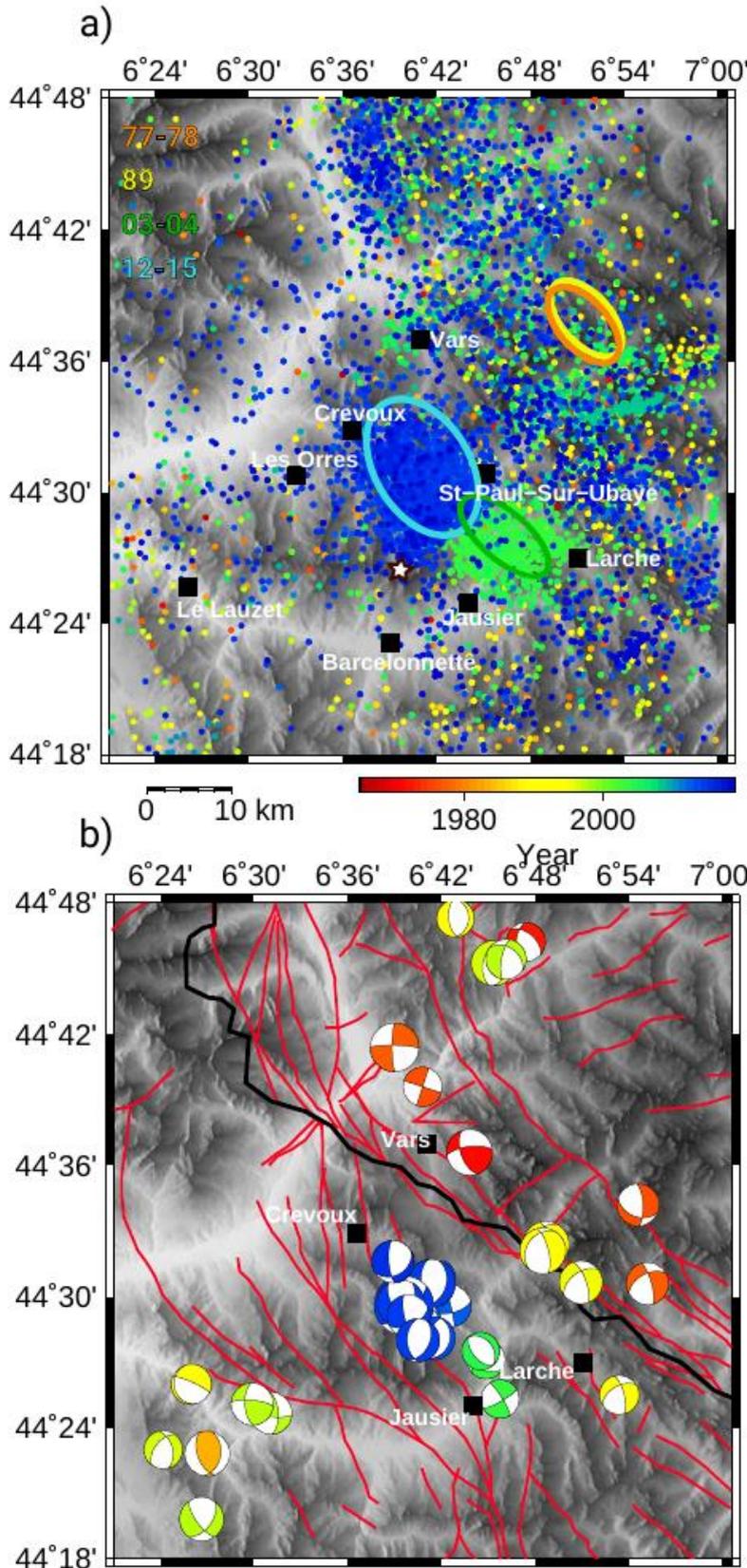


Figure 2.5 : Location map of the instrumental seismicity. a) Earthquake epicentres from 1965 to 2019 (LDG catalogue). The orange, yellow, green, and blue ellipses show the 1977-1978, 1989, 2003-2004, and 2012-2015 swarms respectively. The star corresponds to the instrumental location of the 5th of April 1959. b) Map of the focal mechanisms (Leclère et al., 2013; Mazzotti et al., 2021; Thouvenot et al., 2016) from 1965 to 2019 with a magnitude greater than 2.5. The size of the mechanisms associated with the magnitude and the colours to the year. The red lines corresponding to the late alpine faults, the black one, to the Frontal Peninnic Thrust, from Tricart (2004).

From 1965 to nowadays, about ~13,000 earthquakes (Fig.2.4.b) occurred, with local magnitudes below 5.2. The apparent increase of the activity with time, as seen in Figure 2.4.b, is directly linked to the improvement of the seismic network (Duverger et al., 2021). Nearly half of them are associated with the swarms that occurred in 2003-2004 and 2012-2015 in the external zone between the localities of

Crevoux and Jausiers (Fig.2.4 ; Fig.2.5.a). In the Briançonnais unit to the north and east, the seismicity is less clustered in space and time and gathers in a wide corridor around the High Durance and Serenne faults. The 1977-1978 and 1989 swarms seem also located in this area, within the internal zone, even if the depth uncertainties and their proximity with the inclined Frontal Penninic Thrust make it questionable. To the west and south of the Ubaye Region the seismic activity is lower and scattered.

Since 1965, four swarm episodes have been unambiguously observed (Fig.2.4.b; Tab.2.1). The small burst in 1977-1978 corresponds to a swarm sequence with magnitudes from ML -0.5 to ML 3.6 (Fréchet and Pavoni, 1979). This swarm activity (Fig.2.5.a; Tab.2.1) was recorded by two one-month long temporary seismic networks of respectively 11 and 16 stations. During the first temporary deployment in Sept-Oct 1977, Fréchet and Pavoni (1979) detected 1500 events and located 150 events, with an epicentral uncertainty of 1 km. During the second one in Sept-Oct 1978, 50 events were located out of 300 detected events, with an epicentral location uncertainty of 500 m. This swarm extends from 0 to 13 km depth, which correspond to the sedimentary covers and the crystalline basement (absolute uncertainty greater than 1 km) beneath the Chambeyron massif. Most of the events are located in the crystalline basement and do not seem to align on a unique fault plane but scatter on a wide zone. Several focal mechanisms were computed that show either normal or right-lateral strike-slip motion on fault planes oriented N-S to N140°E (Fréchet and Pavoni, 1979; Fig.2.5.b). The epicentres are within the Briançonnais unit (internal zone). However, the uncertainties on the depth make difficult to determine if this swarm is located in the extern or inter zone due to its promiscuity to the dipping Frontal Penninic Thrust.

A second swarm occurred from 22th to 29th January 1989 (Guyoton et al., 1990; Fig.2.5.a; Tab.2.1). Guyoton et al. (1990) detected 250 events, seven of which having a magnitude between ML 2.4 and ML 3.4. The events were located (absolute hypocentre location uncertainty of 1 km) beneath the Chambeyron massif (10 km-depth) at a similar location as the 1977-1978 swarm. They also computed two focal mechanisms that show right-lateral strike-slip motion, with orientation similar to the Serenne fault (Guyoton et al., 1990; Fig.2.5.b).

In 2003-2004, an abnormally high seismic activity, as shown by the strong increase in the cumulated number of events, is caused by another swarm (Fig.2.6.a ; Fig.2.6.c). More than 16,000 earthquakes were recorded with magnitude ranging from ML -1.3 to ML 2.7. Among them, about 200 events with magnitude down to ML 1.3 were felt at La Condamine-Châtelard, a small town located just above the swarm, 5 km north of Jausiers (Tab.2.1). The Figure 2.7.a presents the temporal distribution of the 2003-2004 seismic activity for 974 events that were relocated through a double-difference algorithm (Daniel et al., 2011). The seismic activity increased slowly from the beginning of 2003 until July 2003, and then remained at a high level for about 3 months. The maximal magnitude (ML=2.7) event occurred in the middle of the seismic sequence. The seismic rate then slowly decayed to reach a background level toward the summer of 2004, despite some episodes of high activity in late 2004 and early 2005 (Fig.2.4.b ; Fig.2.5.a ; Fig.2.6.c ; Fig.2.7.a). The event locations describe a 9 km-long alignment oriented ~N150°E (Jenatton et al., 2007; Fig.2.6.c). All seismic activity occurred between 3 and 8 km depth, within the crystalline basement. Jenatton et al. (2007) computed the focal mechanisms for 38 events, later extended to 74 events by Leclère et al. (2013). The events show right lateral strike-slip motions along N150-to-N175°E structures with small extensional components as well as normal-slip motions with a small strike-slip component (Fig.2.5.b). For both mechanisms, nodal plane orientations are similar to the main extensional direction of the cluster (~N150°E, Jenatton et al., 2007) and to the orientation of the Jausiers and neighbouring faults.

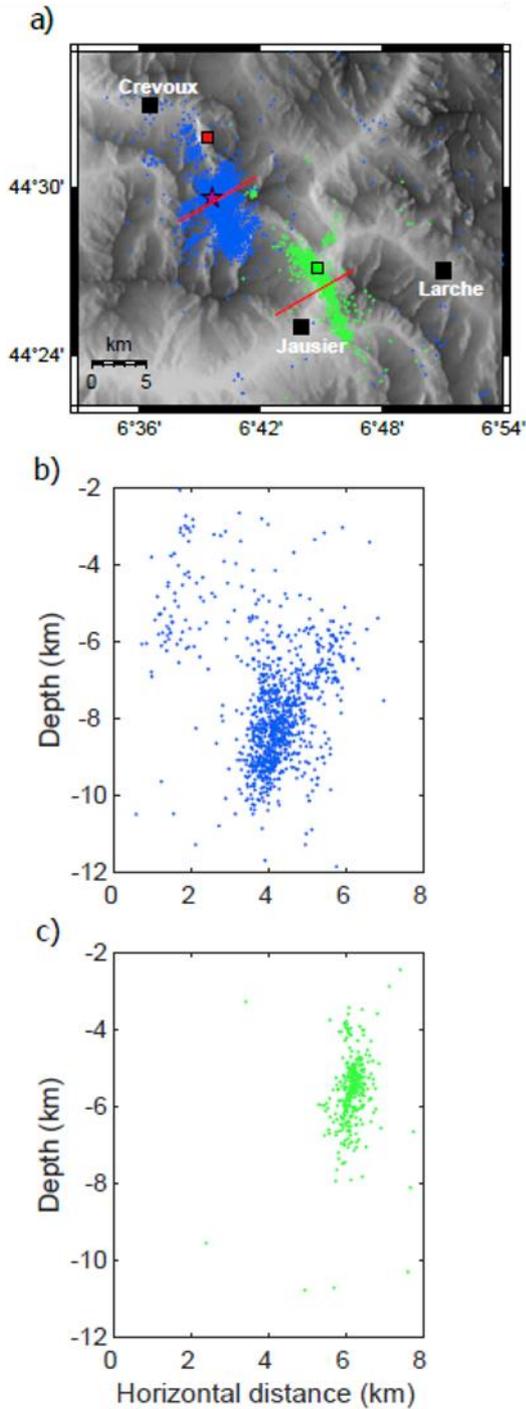


Figure 2.6 : Location map of the 2003-2004 swarm, in green from Daniel et al. (2011), and of the 2012-2015 (blue, Thouvenot et al., 2016). The red lines show the positions of the cross-section represented in b) and c). b) N60°E cross-section for the 2012-2015 swarm, and in c) for the 2003-2004 swarm. For both cross-sections, only the seismicity within 1 km of the red-lines in a) is shown. In a) the purple star corresponds to the 2012 and 2014 mainshocks. The position of this star also corresponds to the origin point for the spatio-temporal distribution represented in Figure 2.8. The green and red squares corresponding to the origin point for the 2003-2004 and the swarm-like spatio-temporal distribution respectively.

Within the swarm, an apparent migration of the seismicity can be observed from the NW to the SE (Daniel et al., 2011; Jenatton et al., 2007; Leclère et al., 2013, 2012; Thouvenot et al., 2016). Figure 2.8.a represents the spatio-temporal distribution of the crisis in a distance versus time plot. The seismic front can be fitted by a hydraulic diffusion law (Shapiro et al., 2002), with a diffusivity of $0.005 \text{ m}^2/\text{s}$ (Fig.2.8.a), similar to the one found by Jenatton et al. (2007). Such value is consistent with fluid diffusivity observed in other swarm sequences (e.g. Duverger et al., 2015). Daniel et al. (2011) and Leclère et al. (2012, 2013) calculated the fluid overpressure needed to explain the migration. Daniel et al. (2011) fitted the seismicity rate recorded at one station using a stochastic epidemic-type aftershock sequence model. Then, using a rate-and-state framework, they converted the estimated background seismicity rate to changes in effective stress and in fluid pressure. They found that a relative

overpressure change of 8MPa explained the change of the seismicity rate. After inverting focal mechanisms to reconstruct a local stress state, Leclère et al. (2013) used Cauchy's equations to estimate a fluid overpressure of 20-to-50 MPa. In conclusion, the 2003-2004 swarm is characterized by a rupture zone of 15 km² along a N145-175°E fault plane and a migration from NW to the SE. This swarm is likely to be driven by a fluid-pressure diffusion, with a hydraulic diffusivity of 0.005 m²/s and an overpressure between 8 and 50 MPa.

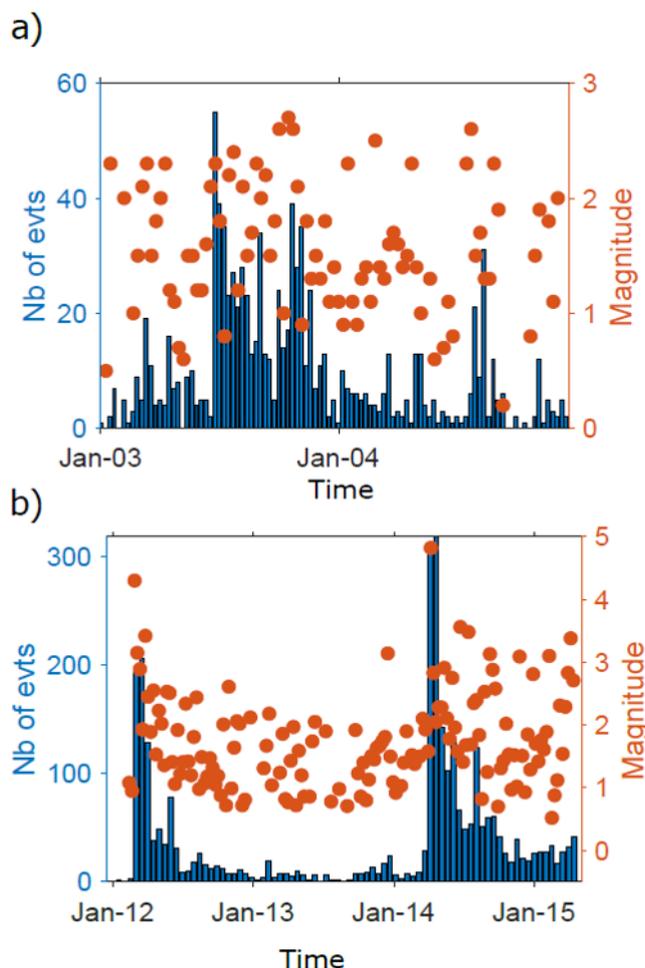


Figure 2.7 : Temporal distribution of the seismicity during a) The 2003-2004 and b) The 2012-2015 swarms. a) Weekly number of events (bars) and maximal magnitude (red dots) for the 2003-2004 swarm. The catalogue is from Daniel et al. (2011). b) Two-weeks number of events (bars) and maximal magnitude (red dots) for the 2012-2015 swarm. Catalogue is from Thouvenot et al. (2016).

The latest crisis started in 2012 and continued until 2019, with the largest period of activity between 2012 and the end of 2015 (Fig.2.4.b) and a few smaller bursts of activity in 2016 and 2017. We later refer to this period as the 2012-2015 swarm, following Thouvenot et al. (2016). It is located 10 km northwest of the 2003-2004 swarm (Fig.2.5.a ; Fig.2.6.a). The crisis started by a Mw=4.3 (ML=4.8) earthquake on 26th February 2012, and was followed two years later by a Mw=4.8 (ML=5.1) event, on 7th April 2014 (Fig.2.7.b). Both events occurred approximately at the same location, except that the 2014 event is found deeper (9.9 km depth) than the 2012 one (8.8 km depth). No depth uncertainty was provided by Thouvenot et al. (2016), then the question about the significance of the depth difference between the two mainshocks could be raised. After both mainshocks, the seismicity decreased as an aftershock sequence (Fig.2.7.b). This decay, fitted by a modified Utsu-Omori's law (Utsu, 1961), is however slower than usual, with $p=0.77$ for the 2014 aftershocks (De Barros et al., 2019). After the 2014 event, other mainshock-aftershock sequences were observed in April and November 2015 with magnitudes of Mw=3.4 and Mw=4.2, respectively. The 2012-2015 sequence can be therefore seen as a quick succession of mainshock-aftershock sequences. However, the full

sequence shows all the characteristics of a swarm, with the main event in the middle of the sequence and the size of the seismic cloud much larger than the rupture size of the largest event.

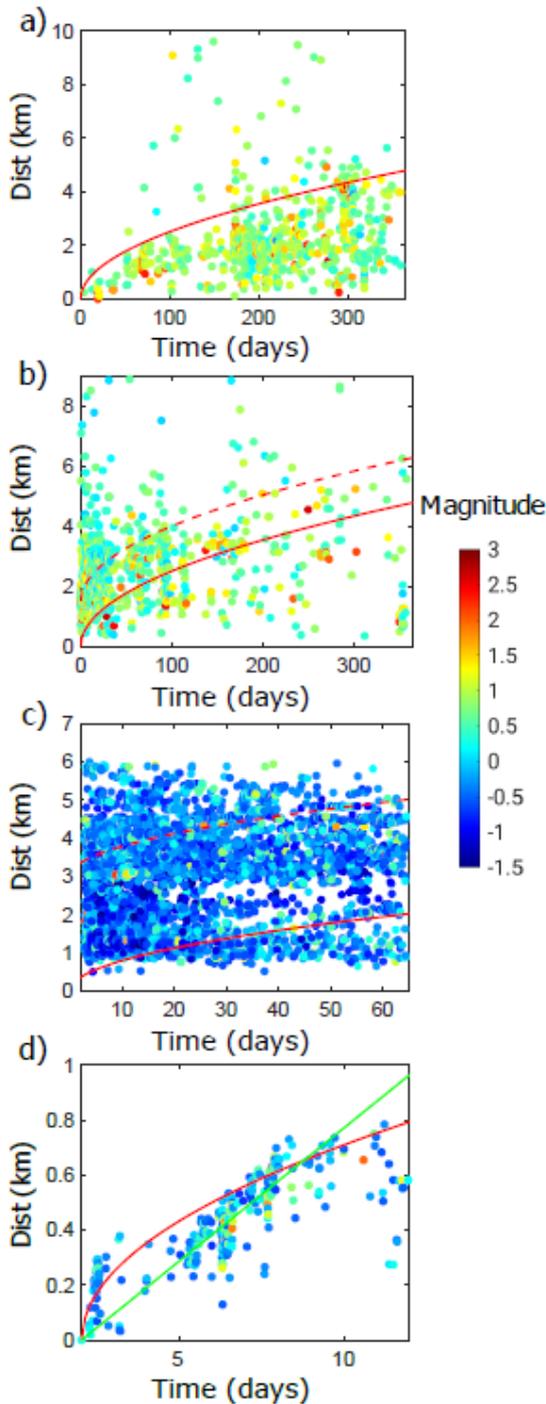


Figure 2.8 : Spatio-temporal distribution of the seismicity, shown as distance-time plot. a) Spatial-temporal distribution for the 2003-2004 swarm (catalogue from Daniel et al., 2011). The origin point is defined as the time and location of the first event with a magnitude greater than 1, and corresponds to the green square on Figure 2.6.a. b) Spatial-temporal distribution following the 26/02/2012 mainshock (catalogue from Thouvenot et al., 2016). c) Spatio-temporal distribution after the 07/04/2014 earthquake (catalogue from De Barros et al., 2019). For both b) and c), the origins are the mainshocks location and time corresponding to the purple star on Figure 2.6.a. Note that the first three days after the 2014 mainshock are not shown in c) because of the incompleteness of the catalogue. d) Spatio-temporal distribution of an isolated swarm-like family, which occurs during the two months following the 2014 mainshock (De Barros et al., 2019). The origin is the first earthquake occurring in this family, and corresponds to the red square on Figure 2.6.a. In all panels, the colours correspond to the magnitude. The green line is the best fit for a constant velocity migration ($V=0.1$ km/day); the plain red lines show diffusion law with a hydraulic diffusivity of $D=0.005\text{m}^2/\text{s}^2$; the red dash line is the same as the plain line, but shifted according to the rupture length of the first event (Thouvenot et al., 2016).

The population felt the 2012 and 2014 mainshocks at distances up to 250 km with an epicentral intensity of V-VI and VI (EMS-98), respectively (Sira et al., 2012, 2014). For the 2012 mainshock, the cities located in the south felt the event more strongly than those in the north. The PGA value (Peak Ground Acceleration) on rock-site stations was indeed eight times larger in Nice (100 km south of the event) than in Grenoble (100 km north of the event). Courboux et al. (2013) explain this amplitude difference by a rupture directivity southward (toward N155°E). However, no such effect was found for the 2014 event. The rupture behaviour was then different for 2012 and 2014, even though they both

have similar focal mechanisms, showing a normal motion with a right-lateral strike-slip component on a fault plane oriented N155°E, 70°W (Fig.2.5.b).

After both mainshocks, numerous aftershocks occurred. Of the 13,000 events detected by Sismalp during the period 2012-2015, ~6,000 events were located and ~3,000 relocated (Thouvenot et al., 2016; Fig.2.6.a ; Fig.2.6.b). Using a 2-month temporary deployment (10/04/2014-10/06/2014) after the 2014 event, De Barros et al. (2019) detected by template matching more than 9000 aftershocks among which about ~6,000 events were relocated. The 2012-swarm is about 5.5 km long, between 2 to 9 km depth while the 2014-swarm is about 11 km long, and 4 to 11 km depth (Thouvenot et al., 2016; Fig.2.6.a ; Fig.2.6.b). The main alignment of both aftershock sequences is N155°E and is consistent with the orientation of the mainshock fault plane inferred by the focal mechanism. In detail, the spatial distribution of the aftershocks is however much more complex. Indeed, De Barros et al. (2019) show that the seismicity after the 2014 earthquake did not occur on the mainshock fault plane, but on several fault segments describing a thick band of seismicity. This is consistent with the fault structure observed in the Argentera Massif. Indeed, faults are likely not planar surfaces surrounded by damage-zone but rather anastomosed thick bands of deformation (Baietto et al., 2009; Sanchez et al., 2010), even if the major faults (High Durance, Serenne, Bersezio, and Jausiers-Tinée) are still clearly individualized. Deep earthquakes (at 7-9.5 km depth), located around the mainshock hypocentre, occurred on ~N150°E planes dipping either ~ 70°E or ~ 65°W. As those events followed an Omori's law, they are thought to be triggered by Coulomb stress changes as classical aftershocks. At shallow depth (4-6 km), events aligned on N20-60°E, ~65°E or W conjugate structures that differ from the mainshock plane. Finally, some clusters of seismicity occurred outside the main cluster of events, on structures with various orientations and depths. Both the shallow families and these outside clusters do not show a clear decay of seismicity with time after the mainshock, but behave as swarms inside the aftershock sequence (De Barros et al., 2019).

Thouvenot et al. (2016) show that the 2012 aftershock sequence displays a migration pattern (Fig.2.8.b). Such migration could be fitted by a diffusion law with a hydraulic diffusivity of 0.005 m²/s (Fig.2.8.b), similarly to the 2003-2004 migration. On the contrary, the 2014 aftershock sequence does not show any migration (Fig.2.8.c), as the seismicity was scattered in the full seismic cloud since the first days after the mainshock. However, within this seismic sequence, while families close to the mainshock do not show any migration, the families that occurred outside the main cluster or within its shallowest part show a diffusive behaviour (Fig.2.8.d). Indeed, a diffusivity between 0.002 and 0.06m²/s, compatible with a hydraulic diffusivity, allows fitting the seismic front migration (De Barros et al., 2019; Fig.2.8.d). Equivalently, the migration could be fitted with a constant velocity of about 0.1 km/day (De Barros et al., 2019; green curve, Fig.2.8.d). This velocity seems too low to be attributed to a slow-slip event, which generally generates seismic migration velocities of the order of 0.1 to 1 km/h (Lohman and McGuire, 2007). Therefore, the process at play might be related to fluid-pressure diffusion. De Barros et al. (2019) proposed a conceptual model to illustrate the processes occurring at depth. Seismicity developed on conjugate fault planes belonging to the damaged zone of the main fault planes, and on some localized small faults away from the main cluster. While static Coulomb stress-transfer from the mainshock might explain the seismicity occurring at depth, as classical aftershocks, fluid-driven processes were required to induce the swarm behaviour observed for the seismicity in the shallow part or outside the main cluster.

2.2.5 Discussion

2.2.5.1 *A continuous seismic activity*

Both swarms and mainshock-aftershock sequences struck the Ubaye Region with a steady activity observed since 1844. Before this date, seismicity seems to be scarcer, which is likely due to a lack of records in the historical seismicity. Therefore, a high level of seismic activity seems to be a permanent feature in this area, at least since the beginning of 20th century. Before that, the historical data do not allow us to extend undoubtedly this observation.

According to the temporal distribution of the historical (Fig.2.4.a) and instrumental (Fig.2.4.b) records, the swarm occurrence seems to have a periodic pattern (Tab.2.1). Indeed, we can notice a burst of activity, at different locations and on different faults, but every ~10 years from 1938 until nowadays (Tab.2.1 ; Fig.2.3 ; Fig.2.4.a). Before 1938, we did not retrieve this ~10-years periodicity. This break in regularity may be associated either to a lack of events or to a lack of notice in the earthquake testimonies before 1938. Hence, even if a nearly constant periodicity can be observed for nearly one century, it is not possible to conclude if such regular activity is physically meaningful, and if so, if it is a constant or a transient phenomenon. This question is however of great interest, as it may help to constrain ongoing processes and bring insights for risk mitigation. In addition to a temporal regularity in the swarm occurrence, the duration of the swarms is also quite regular. Indeed, the swarms recorded by the instrumental network mainly lasted for about 1-to-2 years. The only exception is the 2012-2015 swarm, whose behaviour is intermediate between swarms and quick succession of mainshock-aftershock sequences. We cannot either generalise this observation to the historical swarms, as only a few events were noticed for each group of events. Finally, an intriguing observation is that most of the recent mainshocks (1938, 1959, 2012 and 2014) occurred in springtime. This may suggest a seasonality in the temporal distribution of the seismicity. It can be linked to the meteorological conditions, and particularly to the snowmelt periods, as observed by e.g. Deichmann et al. (2006) in the Swiss Alps. However, a deeper analysis, not yet done in any studies, should be performed to infer if such observations are of physical origin or fortuitous.

2.2.5.2 *Complex distribution of the seismicity*

The spatial distribution of the seismicity may highlight the fault traces. The 1977-1978, 1989 swarms and the background seismic activity east of Larche, St-Paul-sur-Ubaye and Vars draw the trace of the Serenne fault (Fig.2.2, 5a). This alignment of seismicity is however very broad, as it is scattered in a 20-to-30 km large band. As event locations are determined using regional or national networks, their uncertainties might lead to an apparent scattering. Despite this methodological bias, it seems not likely that all seismic events occur on a single fault, as it would imply a fault with a very low dipping angle (<20°). Therefore, the seismicity might develop on a complex network of faults within a fractured volume. For the High Durance fault, Mathey et al. (2020) proposed a single-fault model for this structure further north. However, the distribution of the seismicity in the north part of the Ubaye Region (Fig.2.5.a) is hardly compatible with a single fault model as it is also widely spread. Contrary to the seismicity associated with the High Durance fault, the 2003-2004 and 2012-2015 seems to align along a single main structure, oriented N155°E that may be the prolongation to the northwest of the Jausiers fault. This fault cannot however be seen at the surface, because of the compliant sedimentary layers that cover it (e.g. Palis et al., 2016). Therefore, we can wonder if the alignment of earthquakes

is related to a single fault, to two different structures with a swarm occurring on each one, or to a complex network of smaller-length faults. At a smaller scale, the spatial distribution of the 2014 aftershocks reveals a complex network of small (hectometre to a few kilometres) structures, both just around the mainshock fault and at kilometric distances from it (De Barros et al., 2019). Therefore, whatever the scale, the fault network in this area appears very complex, with different orientation of structures of various lengths. It suggests a highly-fractured basement inherited from the complex geological history during the Hercynian and Alpine chains formation, which probably contributes to the spatial extent of the seismicity. However, the major faults (High Durance, Serenne, Bersezio, and Jausiers-Tinée) are still clearly individualised. That leads to the question, which is still opened, of the seismogenic factor of these major faults. Moreover, the presence of small faults with various orientations are indeed more likely to be reactivated as swarms, as it statically increases the chance to have faults in a near critical state. Finally, out of the Serenne and High Durance faults and the 2003-2004/2012-2015 clusters, the spatial distribution of the seismicity seems to be rather diffuse in the area. Some clusters of historical seismicity occurred close to the town of Le Lauzet, Barcelonnette and Guillestre. However, as the detection and the precision of event locations were not optimal before 1989 and before the installation of the station SURF, it is not possible to associate those groups of events or the diffuse instrumental seismicity to any geological structures.

Most of the focal mechanisms show a dominant orientation of faults $\sim N150^\circ E$ (Fig.2.5.b). Such orientation is also the same as the spatial extension of relocated swarms in 2003-2004 and 2012-2015. It is also consistent with the main fault orientations in this area (Fig.2.2), even if most earthquakes occurred on blind, unknown faults. Using an inversion of the mechanisms based on Wallace (1951) and Bott (1959) hypothesis, the stress-state was calculated for the 2003-2004 swarms (e.g. Fojtíková and Vavryčuk, 2018). This study shows a σ_1 -axis $N11^\circ E$, $45^\circ \pm 30^\circ$, a σ_2 -axis $N195^\circ E$, $37^\circ \pm 30^\circ$ and a sub-horizontal σ_3 -axis, oriented $N103^\circ E$. The stress-state inferred from the 2012-2015 focal mechanism shows a similar orientation (Fojtíková and Vavryčuk, 2018).

Despite a strong seismic activity, the deformation in the area is extremely low. In the Ubaye Region, the vertical deformation determined by GPS survey is about 0.5 mm/yr and there is no measurable horizontal strain (Nocquet et al., 2016; Walpersdorf et al., 2018). Several processes mentioned in section 2.2.3 (erosion, post-glacial rebound, post-slab-detachment rebound) may explain the low strain-rate. Therefore, the seismicity might not be directly related to a large-scale deformation and to tectonic loading mechanisms. In particular, the lack of horizontal deformation seems hardly compatible with the strike-slip component without additional mechanisms.

2.2.5.3 Processes

As this zone shows a high seismic rate together with a low deformation rate, tectonic strain alone hardly explains the seismic profusion, and particularly, the presence of numerous swarm sequences. Additional processes are therefore likely to be involved.

The aftershocks that follow the 2012 and 2014 mainshocks may be explained by static Coulomb stress transfer from the mainshock rupture (Stein, 1999). However, the spatio-temporal behaviours of the seismicity following the 2014 earthquake suggest that only part of the seismicity was directly triggered by stress transfer, while another process is required to explain the abnormally large number of aftershocks (De Barros et al., 2019). In some cases, small stress or pressure perturbations are enough to trigger the seismicity that then become self-sustainable by stress transfer on faults that are already

close to failure. Such a cascading model (Marsan and Lengline, 2008) was used, for example, to explain the high level of seismicity following the waste-water disposals at low-pressure in the Oklahoma state (Schoenball and Ellsworth, 2017). Following this idea, Daniel et al. (2011) showed that about 59% of the seismic activity during the 2003-2004 swarm was triggered by stress transfer from earthquake-earthquake interaction, while the remaining part needed different processes.

An additional driving mechanism is therefore required to explain both the swarm activity and the large number of aftershocks. Either fluid pressure (Hainzl et al., 2012; Shelly et al., 2013b), aseismic slip (Lohman and McGuire, 2007; Takada and Furuya, 2010) or an interplay between both (De Barros et al., 2019; Eyre et al., 2020) are usually raised to explain swarm activity. Even if Jenatton et al. (2007) and Leclère et al. (2013) mentioned the possibility of aseismic deformation in the triggering of the 2003-2004 swarm, no evidence demonstrating the presence of aseismic slip has been found so far. The deformation is indeed too small to be seen from the surface, and no repeating events, usually attributed to aseismic slip (e.g. Uchida, 2019) have been identified.

On the contrary, the swarm activity in the Ubaye Region is related to fluid effect in several studies on this area. The migrating seismicity in 2003-2004 (Jenatton et al., 2007), in the aftershock sequence of 2012 (Thouvenot et al., 2016) and in some clusters after the 2014 mainshock (De Barros et al., 2019) show a diffusive behaviour compatible with fluid. The velocity migration of the seismic front ($V=0.1$ km/day, De Barros et al., 2019) is too slow to be attributed to a slow-slip event. To have such migration driven by fluids, overpressurized areas should exist in the basement. Pressure may develop in the faults, because of low-permeability structures (Sibson, 1990) or because of time-dependant creep compaction (Blanpied et al., 1992). The faults may then act as valves (Sibson, 1990): once the pressure reaches a failure threshold in the fault, the slip breaks the hydraulic barriers and the fault permeability is enhanced. The fluid can then diffuse, inducing migrating seismic activity along its path. Beaucé et al. (2019) also confirm the presence of fluids in the Ubaye Region, as they found that the high and continuous seismic activity shows poor temporal clustering. From the model proposed by Ben-Zion and Lyakhovsky (2006), a low temporal clustering and a high seismic activity (swarm-like) suggest fluid activity.

One of the main questions is then where the fluid is coming from and how it is trapped and pressurized at depth. The geochemical signature of geothermal springs in the Argentera massif (Fig.2.1) showed that water from meteoritic origin goes down to 5-to-6 km depth (Bailetto et al., 2009). As the major faults in the Ubaye Region are oriented $\sim N150^\circ E$ and are connected to faults in the Argentera massif in the south, water from meteoritic origin may flow from this massif to underneath the Ubaye Valley (Leclère et al., 2012). The difference of altitudes between the Argentera massif and the valley may then lead to an overpressure below the Ubaye Valley. Indeed, an overpressure equivalent to a water-column of 800 m (8 MPa) or 2 km (20 MPa) is required to generate seismicity, according to Daniel et al. (2011) and Leclère et al. (2012), respectively. Such direct pressurization by meteoric fluids was also proposed to drive the seismicity in Mt. Hochstaufen (Germany, e.g. Hainzl et al., 2006) sequences. It may explain the apparent seasonality of the seismicity, if confirmed. However, this assumption implies that losses of hydraulic heads are very limited, especially because the hydraulic path may reach about 30 km between the high summit of the Argentera and the 2012-2015 swarm.

Alternatively to this direct meteoritic pressurisation, other possibilities to explain overpressure at depth require either an impervious cap-rock or impervious faults in their upper part. One specificity of the Ubaye area compared to the neighbouring areas is the presence of the Flysch nappes. As all the seismicity lies in the basement below these nappes, they might act as an impervious cap-rock. However, in this case, the seismicity is expected to be denser just beneath the nappes, which is not

really observed at about 4 km depth. Alternatively, over-pressurization may develop locally within the faults which show a fault-valve behaviour (Sibson, 1990). In this case, the faults should change behaviours with time. Hydrothermal sealing processes may trap the fluid at depth which allows pressure to increase from hydrostatic to nearly lithostatic pressure (Blanpied et al., 1992; Leclère et al., 2013, 2015). Once the pressure threshold is reached, failures (either seismic or aseismic) within the fault allows the fluid to diffuse at depth, which induces migrating seismicity.

The seismic activity, and the associated processes in the Ubaye Region, are very similar to a swarm located in Nevada (Mogul swarm), which occurred in 2008. As for the Ubaye area, this swarm took place beneath a valley with geothermal springs surrounded by high summits. The presence of fluid is necessary to explain the beginning of the swarm sequence (Jansen et al., 2019). This seismicity may be linked to the presence of a reservoir beneath the swarm, which is filled by meteoritic water flowing from the high summit around (Ruhl et al., 2016). From this reservoir, a fault-valve mechanism is raised to induce a migrating seismicity from the reservoir below. Same model could be applied in the Ubaye Region even if there is no evidence of a reservoir beneath the most active swarm areas. Additional measures and constraints are required to better understand the origin of the fluids and their movements at depth. For example, geophysical imagery of the fluids distribution at depth can be achieved through magneto-tellurics methods or seismic velocity tomography. Geochemical analysis of a geothermal spring in the north of Ubaye Region, such as the ones performed in the Argentera massif (Baietto et al., 2009), would also help constraining fluid flow and storage at depth.

Finally, even if fluid pressure might be considered, the alternating swarms/mainshock-aftershock sequences likely require simultaneously different processes at play. This is illustrated by De Barros et al. (2019), who showed that within the aftershock sequence of 2014, part of the seismicity was triggered by Coulomb static stress changes from the mainshock while another part showed evidence for fluid triggering. Clusters of seismicity distant from the mainshock also suggest that distant triggering, through dynamic or aseismic perturbations may also occur. Such complexity in the processes, observed from aftershocks, may be spatially and temporally extrapolated to the full area. Isolated events, such as background seismicity and mainshock events may be indeed attributed to tectonic stress loading, while the complex aftershock sequences and the swarms require an interplay between fluid pressure diffusion and stress perturbations.

2.2.5.4 Seismic hazards

Hazards related to seismic swarms are often qualified as low, as the largest event is usually of small-to-moderate magnitude. This is the case in regions like Vogtland/West Bohemia where regular swarms stop on their own (Fischer and Horálek, 2003; Fischer et al., 2014b; Hainzl et al., 2012). In this case, even if the regular shakings from small events bother the population locally, the seismic hazard is limited to small vibrations that have a very low probability to generate important structural damages. However, the seismic activity of swarms can also evolve toward large events, whether in continental regions (L'Aquila, e.g. Papadopoulos et al., 2010) or in subduction zones (Iquique, e.g. Ruiz et al., 2014), even if such evolution was not observed so far in the Ubaye Region. As an example, the seismic crisis (magnitudes lower than 4.0) that occurred before the L'Aquila mainshock (Mw 6.3, 2009, Italy), was first seen as a swarm of events, and led to an underestimation of the risk in this area (e.g. Papadopoulos et al., 2010). After the mainshock (Mw 6.3) that caused about 300 casualties and extensive damages in the city of L'Aquila, this swarm was then understood as a precursory

sequence. Therefore, the relationship between a seismic swarm and large earthquakes is uncertain as swarms of events can either represent the precursory phase of a large earthquake (Bachura et al., 2021; Ruiz et al., 2014) or a self-sufficient process (e.g. Hainzl et al., 2012).

Moreover, as already mentioned, the Ubaye area does not only experience seismic swarms like in 2003-2004 with a maximum magnitude smaller than 3, but also moderate size earthquakes (at least in 1935, 1938, 1959, 2012 and 2014) that generated damages to buildings (Rothé and Dechevoy, 1967; Sira et al., 2012, 2014). The epicentral intensity often reached VI or VII (MSK64 or EMS98 scales, respectively). Therefore, it is important to estimate whether a larger event can occur in this area and to figure its recurring time.

The recurrence time of large events is classically extrapolated from the seismicity rate using the Gutenberg-Richter law. However, such an approach, in a context where seismicity expresses both as mainshock and swarms and where processes at play are likely complex, is definitely not straightforward. On one hand, considering swarms, as if they were a permanent contribution of the seismic rate, may lead to a strong overestimation of the hazard. On the other hand, neglecting swarm activities in the hazard forecasting would be spuriously safe. Therefore, estimating a recurrence time of strong, damaging events, requires first to understand and isolate the processes at play, in order to weight the contribution of swarms and mainshocks in the hazard assessment.

In the Ubaye Region, one should consider the presence of active faults due to the high rate of seismic activity, even if there is no known geological evidence of active faulting at the surface. Considering the continuity of the NW-SE trending fault system running from the Ubaye valley until the Argentera massif, a possibility would be to consider evidences of neotectonic activity reported in the latter (e.g. Ghafiri, 1995; Godel, 2003; Sanchez et al., 2010) as representative of what we cannot see in Ubaye. However, the high difference between the seismicity rates recorded in Argentera and in Ubaye then makes it difficult to easily compare the two regions. If we consider the alignment of seismicity of the 2003-2004 crisis, we can define an 8 km-long structure oriented NW-SE. More or less the same length can be obtained for the 2012-2015 sequences of aftershocks within the same direction (Fig.2.5.c, 2.5.d, 2.5.e). A crude estimation of the potential magnitude can be inferred from the length of faults using classical relationship (Wells and Coppersmith, 1994). This estimation can also be simplified by referring to Italian normal fault events that occurred in central Italy: 2009 L'Aquila $M_w=6.1$ with a fault length (L) of 15-20 km (Chiaraluce et al., 2011); 2016 Amatrice $M_w=6.0$, $L=20-25$ km (Bignami et al., 2019); 2016 Norcia $M_w=6.5$, $L=25-30$ km (Improta et al., 2019). If the full fault length highlighted by the 2003-2004 and the 2012-2015 crises was slipping at once, an earthquake of magnitude ~ 6 might be generated. Similarly, the complex network of the Serenne fault is long enough to generate events with magnitude larger than 6. An event of magnitude 6 or more at the same depth as the microseismicity would result in large ground acceleration and extensive damages in the epicentre region and should also be well felt in the cities of Nice and Grenoble situated 100 km away as it was for the 2012 and 2014 events. In summary, the seismic hazard of this zone should not be neglected, as the faults can potentially generate large and damaging events.

2.2.6 Conclusion

Since 1780, the Ubaye Region has been regularly affected by earthquakes, with epicentral intensities higher than VI (i.e. damaging earthquakes, MSK-64 scale). Part of this seismicity seems to occur along the complex network of the Serenne and the High Durance faults, but also on blind structures away

from these known fault systems, revealing a highly-fractured medium inherited from the complex history of the Western Alps. The main fault orientation of $\sim N150^\circ E$ is consistent with the stress-state of the region, despite the very low-deforming rate measured in this area. On a larger scale, more studies are needed to make the link between the strain-state in the Ubaye Region and the processes at play in the Western Alps.

This area is therefore characterized by a high rate of seismicity, that expresses either as mainshocks or as seismic swarms with low magnitude. Such complex behaviour reflects complex processes at depth that involve in particular overpressure and fluid diffusion. The questions of the fluid origin and how it gets over-pressurized at depth remain open, despite their importance to constrain the driving processes of the seismicity. Therefore, more studies are needed to better quantify the influence of the meteoric fluid or the seasonality effect on the seismicity, and to search for the presence of possible fluid reservoirs beneath the main active areas.

Regarding hazard assessment, the main concern is the possibility that a swarm sequence could evolve toward a large mainshock or that an isolated, damaging event occurs. To address this concern, it is necessary to understand why such peculiar behaviour occurred in Ubaye Region compared to the neighbouring areas. This mainly implies to better understand the driving processes at the swarm scale, but also at a more regional one, as well as to better characterize the faults at depth that may carry large earthquakes.

2.2.7 Acknowledgements

We gratefully acknowledge support from IRSN and CEA who support the work of Marion Baques. Additionally, IRSN gracefully provided the catalogue SisFrance of historical earthquake, and the CEA-LDG the instrumental catalogue. We thank the associate editors, the reviewer Blandine Gardonio, and the anonymous reviewer for their useful comments.

Chapitre 3 : Analyse fine des répliques de 2014

3.1 Introduction

Le précédent chapitre (Chapitre 2) a été l'occasion de présenter la région de l'Ubaye du point de vue (1) tectonique, notamment au travers de la présentation des failles dont l'activité est la plus récente dans l'histoire de l'orogénèse alpine, définie par la suite comme tardi-alpines (section 2.2.3, Fig.2.2) ; (2) sismique, avec la description du comportement temporel et spatio-temporel de la sismicité historique et instrumentale ; et enfin (3) mécanique, avec la présentation des différents processus possibles pour expliquer l'activité sismique de la région. Ce nouveau chapitre va quant à lui se focaliser sur la séquence sismique attachée au plus fort séisme enregistré depuis celui de 1959: le séisme du 7 avril 2014 de magnitude $M_{LDG} 5,2$. Cette séquence fait partie de la crise sismique de 2012-2015 présentée en section 2.2.4.2. Une particularité de cette séquence sismique est le nombre a priori anormalement élevé de séismes qui pourrait être un marqueur de la combinaison de différents processus en profondeur. L'analyse de la sismicité montre en effet un comportement bimodal incluant deux types de séquence sismique : répliques et essaims (De Barros et al., 2019; Thouvenot et al., 2016). Trois jours après le séisme de 2014, un réseau de 7 stations temporaires a été déployé pour une période de 2 mois (du 10 avril au 15 juin, Fig.3.1.a). Ce réseau a permis à la fois d'augmenter le nombre de petits séismes détectés et de réaliser une analyse plus fine du comportement sismique. Dans ce chapitre, je rappelle les résultats des relocalisations des répliques de 2014 présentées dans l'article de De Barros et al. (2019) et que j'ai réalisées durant mon stage de Master 2 en 2018. Dans un deuxième temps, je présente l'inversion des mécanismes au foyer que j'ai pu obtenir pour les répliques de 2014. L'analyse des mécanismes et des structures soulignées par des alignements de séismes permet de mettre en évidence la complexité des failles à différentes échelles spatiales. Pour finir, je recherche le lien entre géométrie des failles et processus en jeu, en regardant les relations pouvant exister entre les différents comportements spatio-temporels de la sismicité observée et les géométries des alignements sismiques.

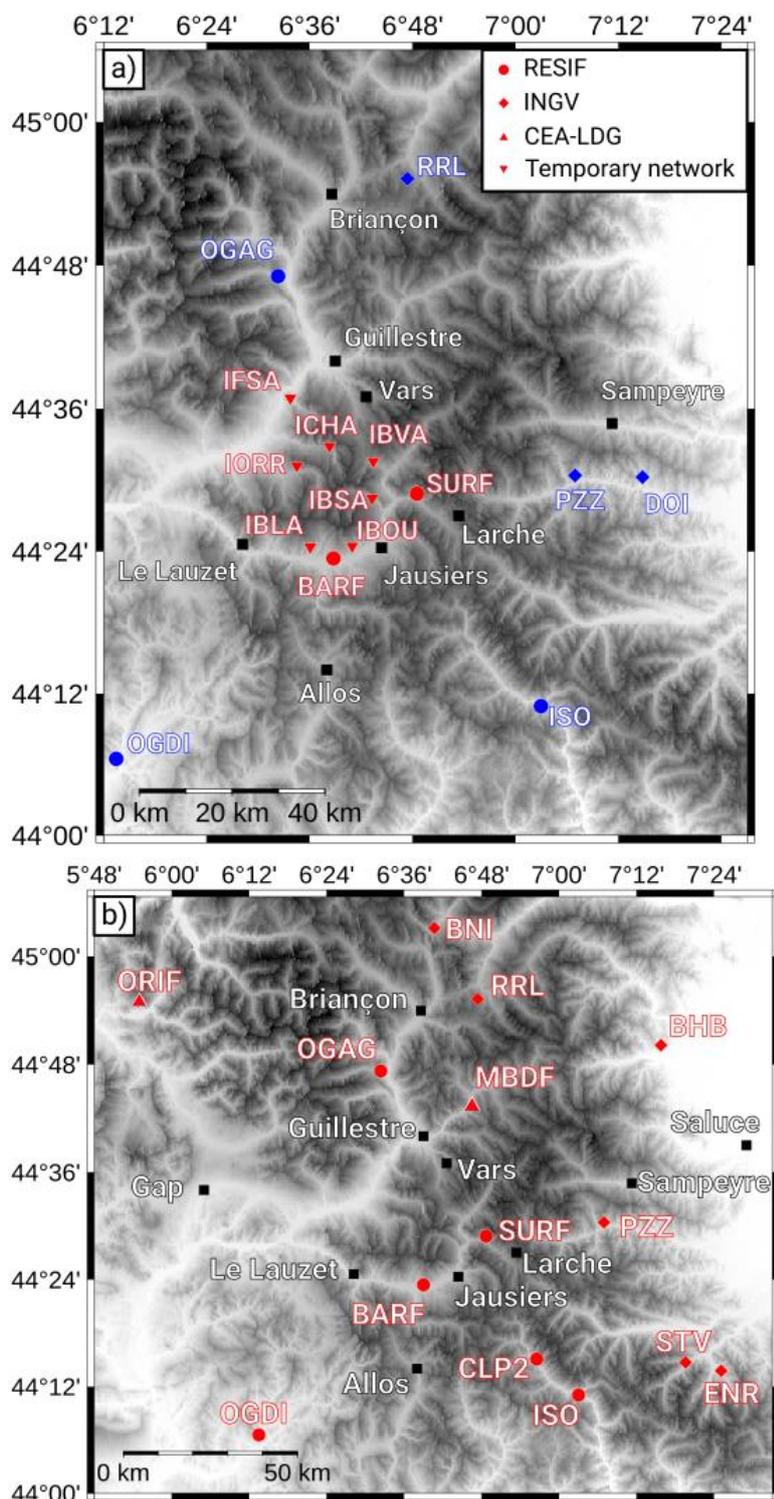


Figure 3.1 : Cartes des différentes stations utilisées dans cette thèse. a) Carte des stations utilisées pour la relocalisation des répliques de 2014 (rouge) et pour le calcul des mécanismes au foyer (rouge et bleu). b) Carte des stations utilisées pour la relocalisation du catalogue LDG sur la période 2010-2020. Les symboles correspondent aux différents réseaux : Résif-Epos (cercle ; RESIF, 1995), INGV (losange ; INGV Seismological Data Centre, 2006; ISIDe Working Group., 2007), CEA-LDG (triangle, <http://www-dase cea.fr>), temporaire (triangle inversé ; RESIF, 1995). Les carrés noirs correspondent aux villes.

3.2 Relocalisation par double différence des deux mois de sismicité suivant le séisme de 2014.

Sur la période du 10 avril au 15 juin 2014, 15 stations sismiques continues étaient disponibles dans une zone de 150x150 km. Ces stations font parties de différents réseaux : temporaire déployé durant la période du 10 avril au 15 juin (IBLA, IBOU, IBVA, IBSA, ICHA, IFSA, IORR ; Fig.3.1.a, triangle inversé) ; permanent Résif-Epos (SURF, BARF, ISO, OGAG, OGD1 ; Fig.3.1.a, cercle) ; permanent INGV (PZZ, RRL, DOI ; Fig.3.1.a, losange). En utilisant les stations permanentes du réseau Sismalp ainsi qu'un réseau temporaire de stations, Thouvenot et al. (2016) ont détecté 812 séismes (catalogue Sismalp ; Fig.3.2.a) par la méthode STA/LTA (Short-Term-Average to Long-Term-Average : Cuenot, 2003; Tmkoczy, 1999; Wong et al., 2009) permettant de comparer l'amplitude moyenne du signal sur des fenêtres de taille variable et ainsi détecter automatiquement un événement qui ressort du bruit de fond. Afin d'augmenter le nombre de détections sur cette période (10 avril - 15 juin 2014), 225 séismes sur les 812 ont été pris comme événements de référence (templates) pour identifier par corrélation de nouveaux séismes non-détectés par la méthode STA/LTA. Cette méthode de *template-matching* compare les formes d'ondes sur une fenêtre glissante du signal continu avec les templates précédemment définis (Gibbons and Ringdal, 2006). Un séisme est identifié si le coefficient de corrélation avec un template est supérieur à un seuil fixé. Ce travail de template-matching a été réalisé par A. Helmstetter sur la station SURF (Fig.3.2.b) ; la valeur de seuil de coefficient de corrélation étant fixée à 0.5.

Cette méthode a permis de multiplier par 14 le nombre de séismes détectés sur la période où le réseau temporaire a été déployé, en passant de 812 à 10895 séismes. Par la suite, tous ces événements ont été classés en 225 familles sur des critères de similarité de formes d'ondes sur la station SURF. Chaque famille ayant été définie par un template, les séismes ayant un coefficient de corrélation supérieur à 0,5 sont alors attribués à la famille (Fig.3.2.c). La démarche utilisée pour la caractérisation des événements sismiques est entièrement explicitée dans la Figure 3.2.

De Barros et al. (2019) ont choisi d'étudier seulement 31 familles ayant plus de 50 séismes, correspondant à 9027 événements. Ils ont ensuite pointé manuellement avec le logiciel SeisComp3 (Weber et al., 2007) les plus forts séismes de chaque famille ($M_L > 2$, catalogue Sismalp), avec un total de 53 événements pointés, appelés par la suite événements « maîtres » (Fig.3.2.d1 ; Fig.3.2.e). Ces événements « maîtres » ont ensuite été relocalisés par double-différence (Fig.3.2.f) à l'aide du programme HypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) et à partir du modèle de vitesse de Sellami et al. (1995) à 8 couches. La double-différence est définie comme :

$$DD = \sqrt{\sum_i \sum_{i \neq j} \left((t_i - t_j)^{obs} - (t_i - t_j)^{calc} \right)^2} \quad eq. 3.1$$

Avec t^{obs} , le temps de trajet observé des ondes jusqu'à une station, t^{calc} le temps de trajet théorique des ondes calculé jusqu'à la même station, pour un modèle de vitesse donné. i et j correspondent aux deux séismes comparés.

Dans cette approche, nous supposons que les rais sismiques issus des deux séismes ont le même trajet, et donc que la différence de temps provient seulement d'une différence de position entre les deux séismes. Ce programme permet donc une meilleure localisation relative des séismes entre eux.

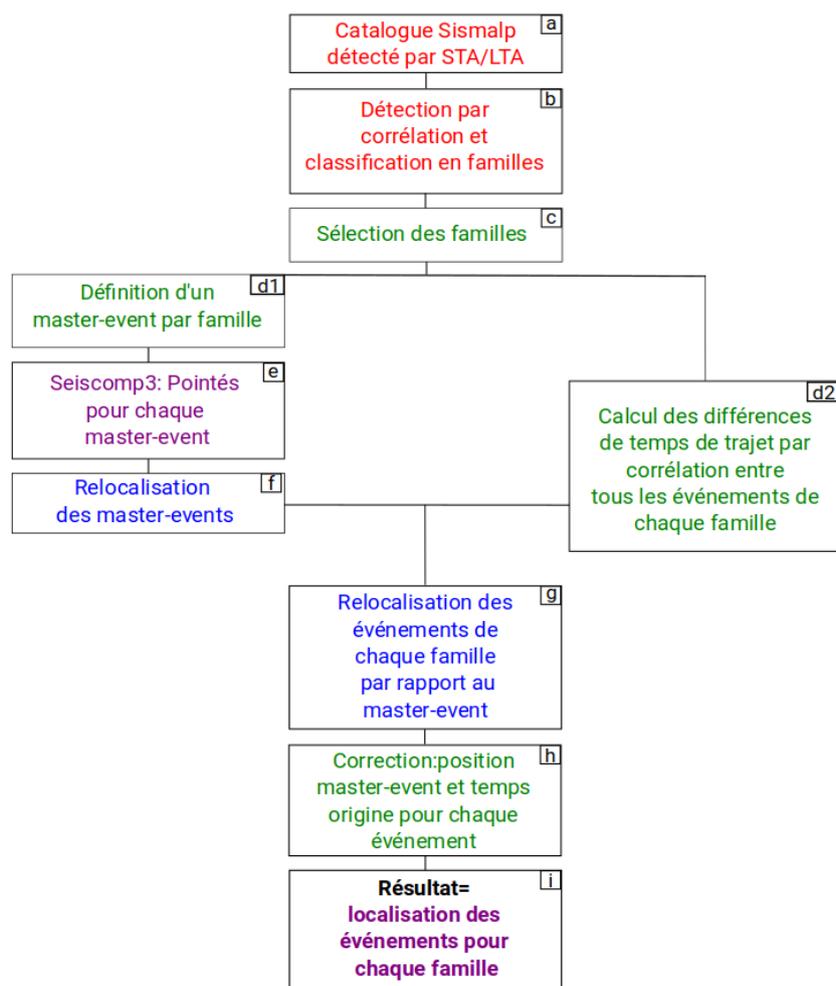


Figure 3.2 : Schéma reprenant la méthode utilisée pour les relocalisations des répliques de 2014 sur la période du 10 avril au 15 juin par De Barros et al. (2019).

Pour chaque famille (Fig.3.3), la position de l'événement « maître » a ensuite été utilisée comme localisation initiale de tous les événements de la famille (Fig.3.2.f). De Barros et al. (2019) ont calculé les différences de temps d'arrivée entre les événements au sein de chaque famille, pour les ondes P et les ondes S, en corrélant les formes d'ondes P et S entre événements. Ces différences de temps seront appelées par la suite temps de cross-corrélation. Seuls les temps obtenus avec un coefficient de cross-corrélation supérieur à 0,7 ont été conservés (Fig.3.2.d2). En utilisant les temps de cross-corrélations dans le programme HypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000), De Barros et al. (2019) ont relocalisé les séismes par famille (Fig.3.2.g). Ayant utilisé la position de l'événement « maître » comme localisation initiale des événements de la famille, il a ensuite fallu corriger la position des événements en repositionnant les événements « maître » sur leur position initiale (obtenue dans l'étape 6) (Fig.3.2.h). Au total, 5947 séismes ont été relocalisés sur la période 10 avril au 15 juin 2014 (Fig.3.2.i), correspondant à 55% des événements détectés et à 700% des événements du catalogue Sismalp sur la même période. L'incertitude relative est de quelques dizaines de mètres en vertical et de l'ordre de la dizaine de mètres en horizontal (méthode expliquée en Annexes.A). Cependant, cette incertitude ne prend pas en compte les erreurs liées au modèle de vitesse ainsi que les incertitudes dans les données (temps de corrélation) et est dépendante de l'incertitude de la position relocalisée de l'événement « maître » de chaque famille. L'incertitude associée à la position absolue de la relocalisation est donc plus importante que celle obtenue en relative, une quantification précise des erreurs de localisation n'a pas été faite à ce niveau-là.

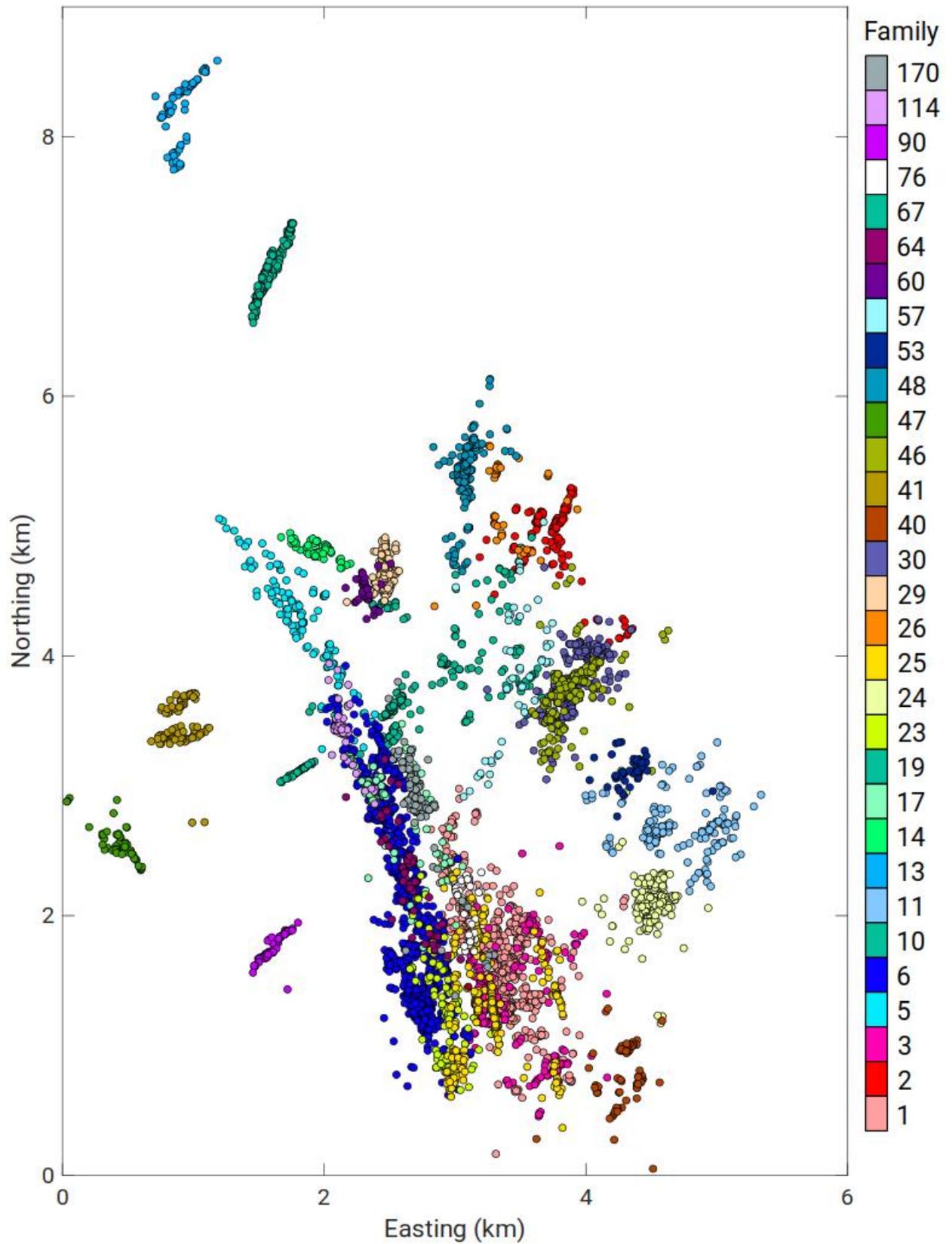


Figure 3.3 : Carte des relocalisations des hypocentres des familles. Chaque couleur correspond à une famille.

3.3 Géométrie générale de la sismicité relocalisée

Une étude approfondie des géométries des familles de séismes est ensuite réalisée, basée sur une analyse des structures : en 3D (Str3D), à l'aide de la méthode des 3 points (M3P, Fehler et al., 1987) et sur l'analyse des covariances sous forme d'ellipsoïdes (EL).

3.3.1 Analyse des structures 3D décrite par la sismicité (Str3D)

La structure principale décrite par la microsismicité est orientée N160°, à pendage ouest (Fig.3.4). Cette orientation est cohérente avec un des plans nodaux du mécanisme au foyer du choc principal (Thouvenot et al. (2016): N050°, 70° ; N155°, 55°). Cet alignement de sismicité pourrait donc représenter la faille ayant porté ce séisme. Cependant, dans le détail, la microsismicité ne décrit pas un plan unique, mais une zone complexe de près de 2 km d'épaisseur. En effet, à l'intérieur de cette structure principale (2x6 km sur la Figure 3.3), de nombreuses familles dessinent des petites structures avec diverses orientations: les premières, plus à l'ouest et profondes (5 à 8 km), sont orientées majoritairement N160° (structures Profondes); les secondes, à l'est, sont plus superficielles (3,5-4,5 km) et sont orientées en grande partie N020°-060° (structures Superficielles). Une faible densité d'évènements est aussi observée entre 4,5 et 5 km de profondeur entre ces deux types de structures. La Figure 3.4 représente quatre coupes parallèles orientées N070° et perpendiculaires à la structure N160°. Sur les coupes BB', CC', et DD', plusieurs structures parallèles sont visibles et inclinées vers l'est, mais également une autre structure inclinée vers l'ouest. Cette structure correspondrait au plan du choc principal de 2014. Dans tous les cas, la sismicité semble se localiser uniquement dans le compartiment supérieur de la faille principale, si elle existe (Fig.3.4). D'autres alignements avec des orientations diverses sont aussi visibles à l'extérieur de l'amas central de sismicité à différentes profondeurs (3-8 km, structures Extérieures). En particulier, celui localisé à ~8 km de profondeur au nord-ouest de l'amas central qui semble définir une structure quasi-verticale orienté N020° (Fig.3.5) ou encore ceux localisés à l'ouest définissant des structures orientées N050°-070° (Fig.3.4 ; Fig.3.5.A. Fig.3.5.B ; Fig.3.5.C).

Peu ou pas de sismicité s'est produite sur le plan du choc principal, la plus grande partie se produisant sur une multiplicité de plans de failles qui illuminent le plan de faille du séisme de 2014.

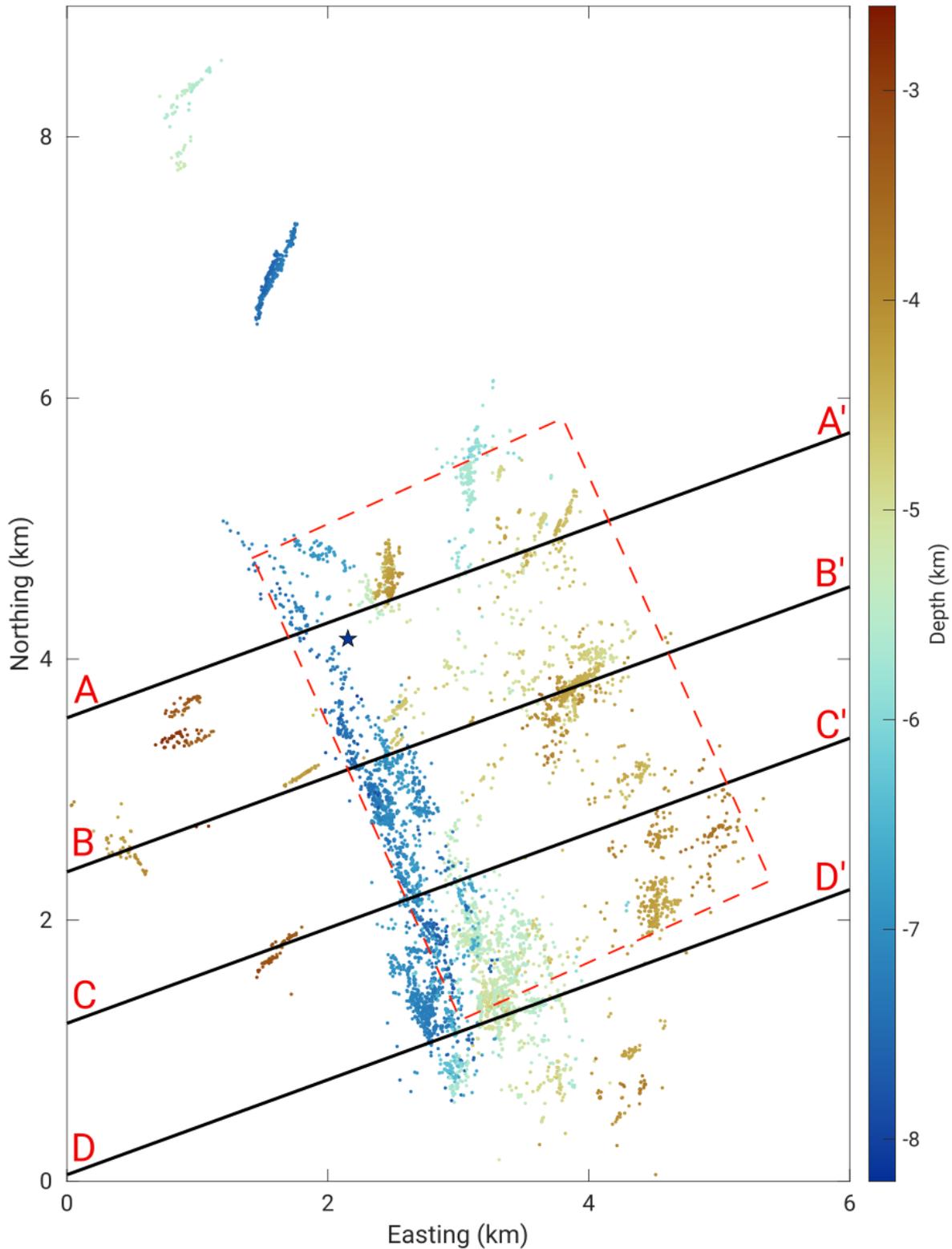


Figure 3.4 : Carte des répliques de 2014 relocalisées. La couleur des points correspond à la profondeur des séismes. L'étoile correspond à la position du choc principal de 2014 corrigée par rapport à la position de Thouvenot et al. (2016). Le cadre en pointillé rouge est la projection en surface du plan de faille du choc principal orienté N160°. Les coupes verticales AA', BB', CC', DD' sont perpendiculaires à N160° et d'une épaisseur de 250 m de chaque côté du trait de coupe. Ces coupes sont représentées sur la Figure 3.5. Le point de coordonnées 0,0 sur la carte correspond aux coordonnées suivantes : E6°38'12" ; N44°27'46.12".

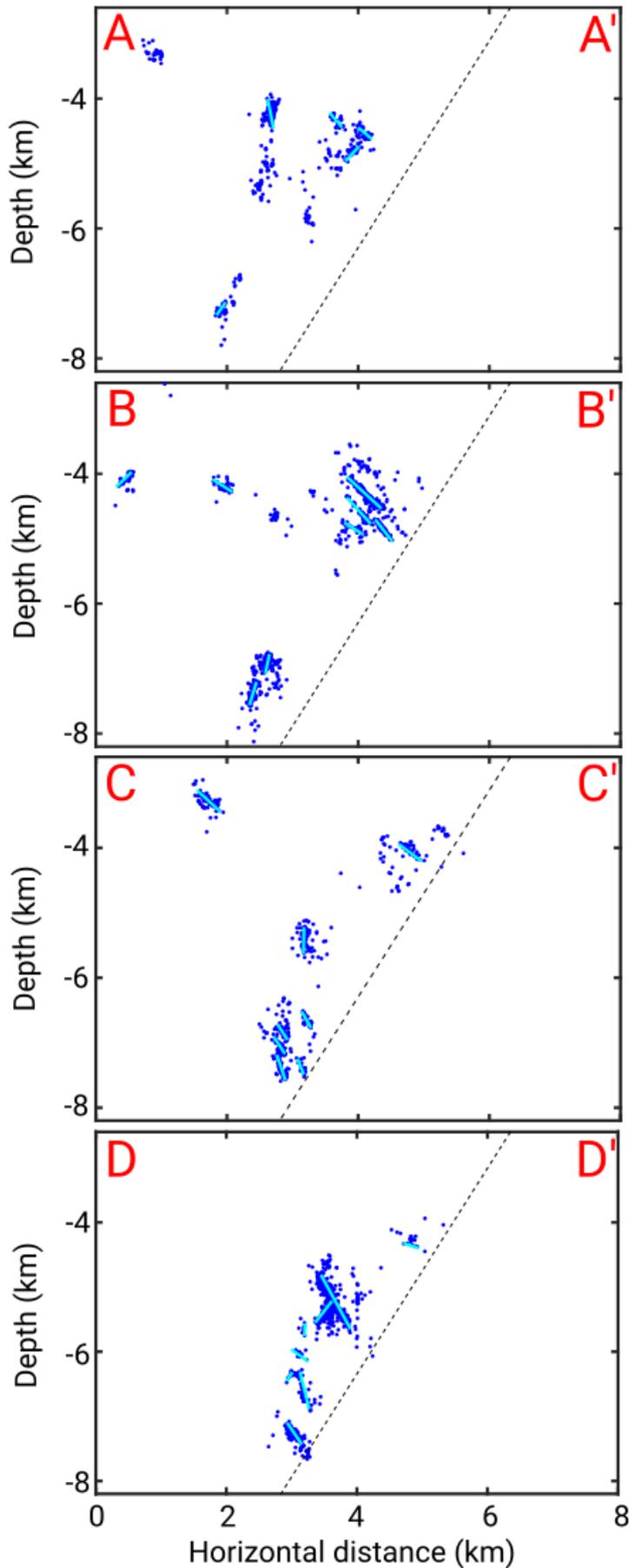


Figure 3.5 : Coupes verticales des répliques de 2014 relocalisées. Le tracé des coupes est montré sur la Figure 3.4. Les coupes sont orientées N070° et seuls les séismes dont l'épicentre se trouve à moins de 250 m de chaque trait de coupe sont représentés. La ligne noire en pointillés correspond au plan supposé du choc principal de 2014 tandis que les lignes bleues claires correspondent aux alignements visibles dans la sismicité.

3.3.2 Analyse des structures par la méthode des 3 points (M3P, Fehler et al., 1987)

La méthode des 3 points (M3P, Fehler et al., 1987) permet de calculer l'azimut et le pendage de tous les plans passant par 3 hypocentres. La densité de probabilité des pôles de tous les plans calculés permet de faire ressortir le(s) plan(s) dominant(s). Le pôle d'un plan correspond à la normal dudit plan. Il est alors représenté à 90° de l'azimut du plan avec son plongement indiqué sur la sphère focale. La méthode des 3 points est illustrée par un stéréogramme représentant la densité de probabilité des différents pôles possibles (Fig.3.6). La M3P est appliquée pour chaque famille. Sur les familles ayant des densités de probabilités de pôles bien contraintes, quatre géométries ressortent : N150-170°, 65-85°E ; N150-170°, 55-65°W ; N020-030°, 70-85°W et N20-050°, 45-65°E. J'ai ensuite normalisé la densité de probabilité de pôles de chaque famille par son nombre d'événements. Puis, j'ai additionné toutes les densités de probabilité de pôle pour obtenir un stéréogramme moyen (Fig.3.6.c). Ce dernier montre deux géométries principales: N160-180°, 50-70°E et N020-030°, 70-90°W. Ces orientations sont cohérentes avec celles observées sur la carte (Fig.3.4) et les coupes (Fig.3.5).

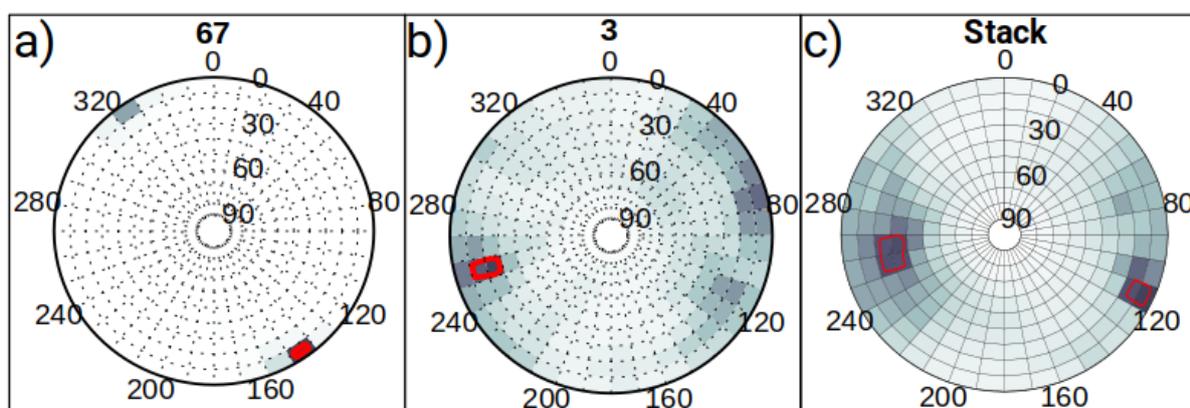


Figure 3.6 : Stéréogrammes obtenus avec la méthode des 3 points (M3P). Les niveaux de gris montrent la densité de probabilité de pôle pour chaque plan calculé avec la méthode des 3 points. La zone encadrée de rouge indique une densité de probabilité de pôle égale ou supérieure à 80%. En a) et b), pour deux familles distinctes localisées sur la Figure 3.3. En c), le stéréogramme correspond à la somme des stéréogrammes de chaque famille normalisée par le nombre d'événements de la famille.

3.3.3 Analyse des structures avec la méthode des ellipsoïdes (EL)

La méthode des ellipsoïdes (EL) consiste à modéliser la géométrie des hypocentres dans chaque famille par une ellipsoïde. Chaque ellipsoïde est représentée par trois axes (grand axe, axe intermédiaire et petit axe) qui sont obtenus par la décomposition en valeurs propres et vecteurs propres de la matrice de covariance des positions dans chaque famille (Michelini and Bolt, 1986). Je calcule ensuite deux rapports à partir des axes principaux. Le premier rapport r_1 correspond à l'axe intermédiaire divisé par le petit axe tandis que r_2 , correspond au rapport grand axe divisé par petit axe. Si r_1 et r_2 sont inférieurs à 3, alors la famille a une géométrie sphérique, correspondant certainement à plusieurs plans indéfinis; si r_1 est inférieur à 3 et r_2 supérieur à 3, alors la famille a une géométrie linéaire ou possède plusieurs plans; si r_1 et r_2 sont supérieurs à 3, alors la famille a une géométrie planaire que j'associe à un plan de faille. Une géométrie linéaire peut être interprétée comme l'intersection de deux failles. Seulement 18 familles sur 31 sont représentées sous forme d'ellipsoïde ayant un r_1 et r_2 supérieur à 3 et donc ayant une géométrie considérée comme planaire. La Figure 3.7 montre les familles représentatives des géométries N150-170° ayant des ellipsoïdes avec des orientations

similaires. Les familles 1, 6, 170 ont un pendage vers l'est tandis que les familles 5 et 25 ont un pendage vers l'ouest (Fig.3.7). Cette opposition de pendage met en évidence la présence de structures conjuguées. Cependant, pour les ellipsoïdes orientés N020-060°, la majorité se situe dans la partie extérieure de l'amas central de sismicité.

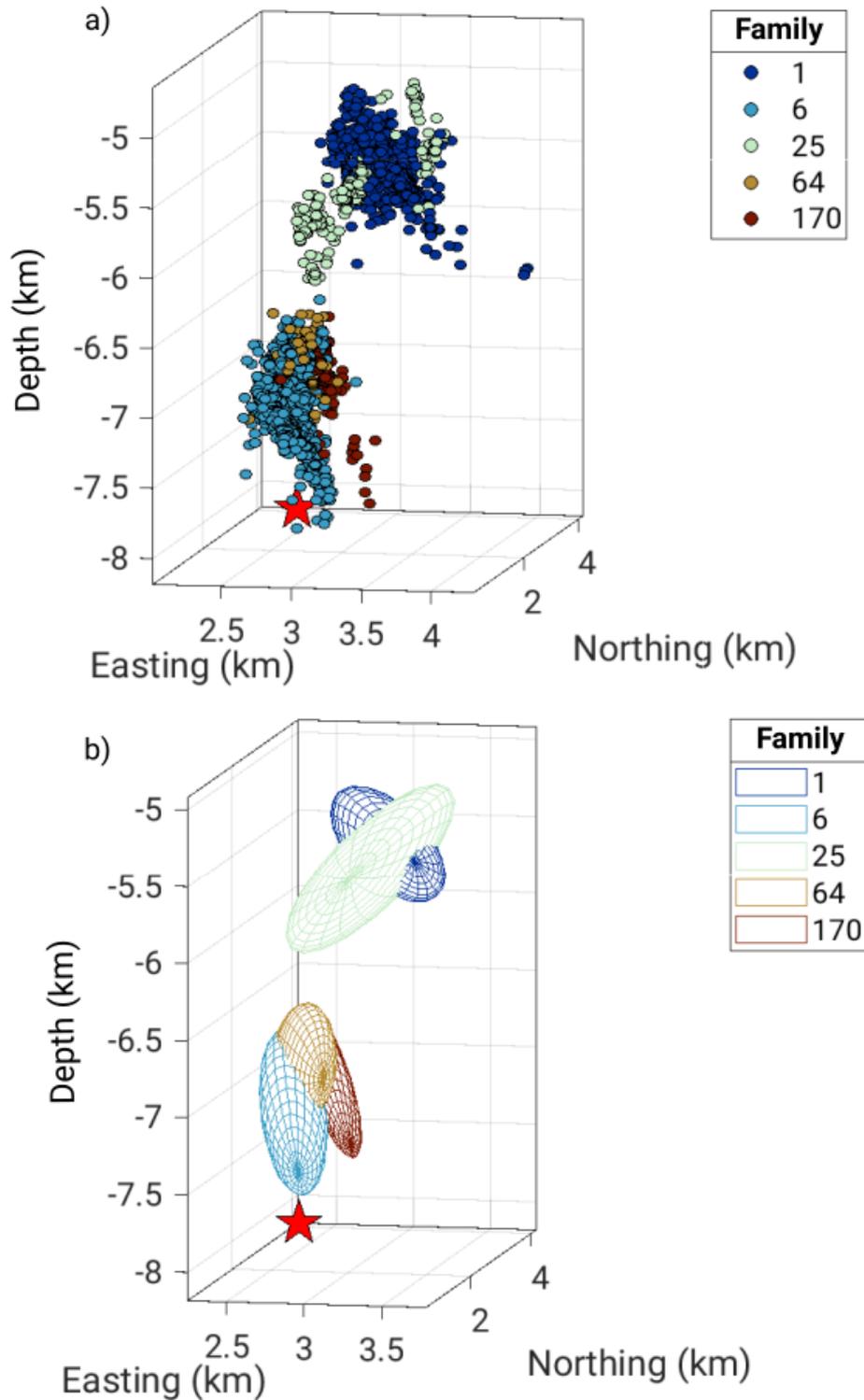


Figure 3.7 : Représentation 3D orientée N070° des familles ayant des plans orientés N150-170°. En a), les hypocentres des événements de chaque famille, colorée par le numéro de la famille. En b), les

ellipsoïdes de chaque famille. La couleur de l'ellipsoïde est associée au numéro de la famille. L'étoile rouge correspond à la position du choc principal de 2014.

3.3.4 Proposition d'un modèle conceptuel pour illustrer les différents types de géométries

L'analyse détaillée des structures a permis de mettre en lumière deux géométries principales :

- Les structures orientées N150-170° avec des pendages ~70° vers l'est et l'ouest. La majorité de ces structures sont localisées entre 5 et 8 km de profondeur.
- Les structures orientées N020-060° avec des pendages ~65° vers l'est et l'ouest. Ces structures sont majoritairement localisées dans la partie est de l'amas central avec des profondeurs plus superficielles (3,5-4,5 km).

Certaines structures sont localisées sur la partie externe de la zone sismique à différentes profondeurs (3-8 km) et ont diverses orientations et pendages.

De plus, la mise en évidence de structures linéaires par la méthode des ellipsoïdes montre que la sismicité ne souligne pas toujours le plan de faille mais peut indiquer une intersection de plans de failles sur laquelle se produit la sismicité. Par ailleurs, les ellipsoïdes qualifiées de linéaire peuvent aussi définir la présence de plusieurs plans dans une seule et même famille.

Cette analyse a donc permis de mettre en évidence une zone complexe du point de vue de l'orientation des structures sismogènes.

De Barros et al. (2019) proposent une représentation schématique simplifiée, reprenant les observations faites à partir de la méthode Str3D, M3P et EL, pour expliquer la disposition des structures actives en 2014 (Fig.3.8).

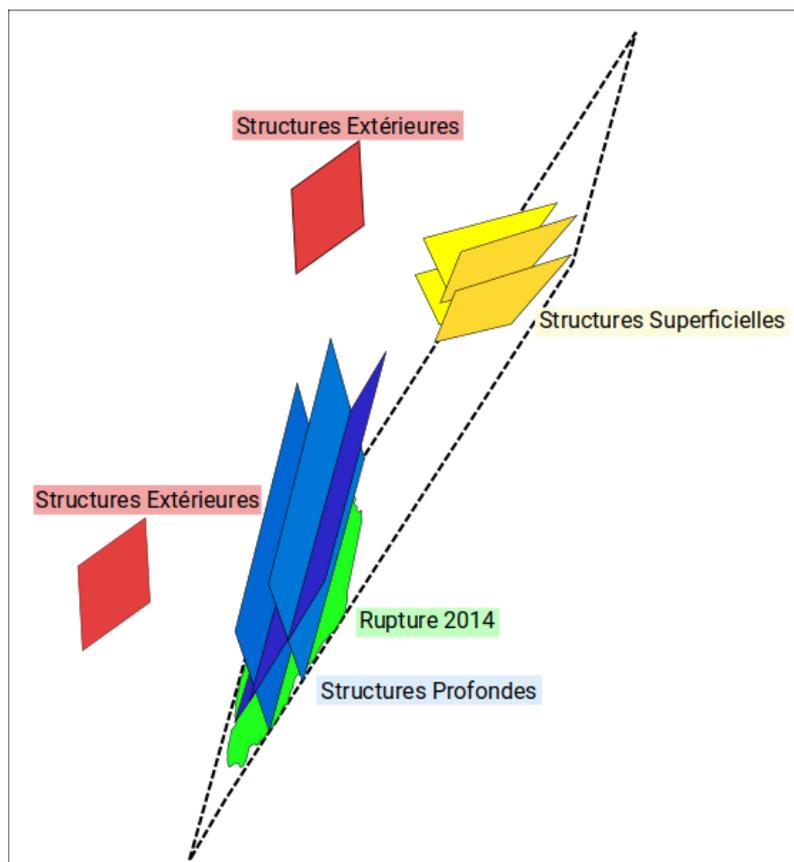


Figure 3.8 : Représentation schématique simplifiée montrant les différentes géométries de la sismicité associées aux répliques de 2014. Source : Figure modifiée de De Barros et al. (2019).

Les plans bleus, orientés $N160^\circ$, représentent les alignements de sismicité des familles orientées $N150-170^\circ$, avec différents pendages (Fig.3.8). Ces familles sont localisées à des profondeurs comprises entre 5 et 8 km, au-dessus de l'hypocentre du choc principal de 2014 (9,9 km). De Barros et al. (2019) suggèrent que les plans bleus inclinés vers l'est se connectent au plan de rupture de 2014 ($N160^\circ, 60^\circ W$) tandis que ceux inclinés vers l'ouest seraient parallèles à celui-ci. Les plans jaunes, représentent les alignements de sismicité des familles orientées $N020-060^\circ$, avec différents pendages, des profondeurs comprises entre 3,5 et 4,5 km (Fig.3.8). De Barros et al. (2019) proposent que ces alignements se connectent eux aussi au plan principal de 2014. Quant aux alignements des familles externes à l'amas central de sismicité, ils sont représentés par les plans rouges sur la Figure 3.8. Comme observé avec la méthode M3P, EL et Str3D, nous retrouvons la diversité des profondeurs des alignements externes à l'amas central.

3.4 Analyse des alignements des répliques de 2014 par les mécanismes au foyer

3.4.1 Introduction

L'analyse présentée dans la section précédente se base sur l'hypothèse que la sismicité souligne les structures actives durant la crise de 2014. Pour valider cette hypothèse, j'utilise les mécanismes au foyer en conservant l'hypothèse que la vitesse est supposée constante au foyers. Pour rappel, un mécanisme au foyer est défini par deux plans (principal et auxiliaire) dont l'un des deux correspond au

plan sur lequel s'est produit le séisme (section 1.2.1). Le mécanisme au foyer me permet donc de confirmer ou d'infirmer les résultats obtenus lors de l'analyse 3D des familles, complétée par la méthode des 3 points et des ellipsoïdes. Cela me permet aussi d'avoir une information supplémentaire pour les familles dont aucun plan n'a pu être déterminé par les autres méthodes. Sur la période du 10 avril au 15 juin 2014, aucun mécanisme au foyer n'a été calculé ni publié par les différents observatoires.

Dans cette section, je présente d'abord le code utilisé pour calculer les mécanismes au foyer. Je présente ensuite la méthode utilisée pour calculer les incertitudes des différents paramètres composant le mécanisme au foyer (azimut, pendage, rake). Puis j'applique l'inversion à 100 séismes relocalisés qui se sont produits sur la période du 10 avril au 15 juin. Je présente ensuite les mécanismes au foyer obtenus et réalise une étude statistique qui est utilisée pour comparer les plans des mécanismes avec ceux des différentes analyses présentées dans la section 3.4.6 (Str3D, M3P et EL).

3.4.2 Méthode du calcul de mécanisme au foyer

Pour calculer ces mécanismes, j'ai utilisé le code développé par M. Godano (Godano, 2009; Godano et al., 2014) qui s'appuie sur l'inversion conjointe des polarités des ondes P, SV et SH, de leurs amplitudes et des rapports d'amplitudes SV/P, SH/P et SV/SH (données observées). Le calcul d'un mécanisme au foyer consiste à trouver l'azimut (ϕ), le pendage (δ) et l'angle de glissement (λ) d'une faille expliquant au mieux les données observées (Fig.1.5). L'exploration des valeurs ϕ , δ et λ repose sur un algorithme de type recuit simulé (Kirkpatrick et al., 1983).

Le principe général de l'exploration est le suivant. A chaque itération, une solution courante (ϕ_{cour} , δ_{cour} , λ_{cour}), obtenue au cours d'une itération précédente, est perturbée pour produire une solution perturbée (ϕ_{pert} , δ_{pert} , λ_{pert}). Les données théoriques (polarités, amplitudes, rapports d'amplitudes) correspondant à cette solution perturbée sont ensuite calculées. Le code mesure la différence entre les données théoriques obtenues et les données observées grâce au calcul d'une fonction coût. Cette fonction est ensuite normalisée sur l'intervalle 0-1 (fonction score). Plus la fonction score est proche de 0, plus la différence entre les données théoriques et observées est grande et donc la combinaison (azimut, pendage et rake) testée est éloignée de la solution optimale. Inversement, plus la fonction score est proche de 1, plus les paramètres testés se rapprochent de la solution optimale. La fonction score des paramètres perturbés (S_{pert}) est comparée avec celle de la solution courante (S_{cour}). Si $S_{pert} < S_{cour}$, alors la solution perturbée est prise comme solution courante. Dans le cas contraire ($S_{pert} > S_{cour}$), l'acceptation de la solution perturbée comme solution courante est malgré tout possible avec une faible probabilité. Cette stratégie permet ainsi à l'exploration de ne pas rester bloquée dans un maximum local de fonction score. En pratique, une probabilité est tirée au sort. Si celle-ci est supérieure à une valeur seuil, alors la solution perturbée est rejetée et la solution courante est conservée. Par contre, si cette probabilité est inférieure ou égale à la valeur seuil, la solution perturbée est prise comme solution courante. Après un nombre défini d'itérations, la solution courante explorée ayant le plus haut score est prise comme solution optimale. Plus ce score est proche de 1, plus la solution optimale est robuste et plus nous pouvons avoir confiance dans cette solution.

3.4.3 Estimation des incertitudes d'un mécanisme au foyer

De manière générale, un grand nombre de paramètres entachés d'incertitudes, influence l'inversion du mécanisme au foyer :

- Les vitesses des ondes P et S, la densité, et l'atténuation anélastique du milieu entre un séisme et une station;
- La localisation des événements, la géométrie du réseau, le nombre de capteurs;
- La mesure d'amplitude et de polarité perturbée par le bruit ambiant. En effet, une amplitude mesurée sur un sismogramme bruité sera entachée d'une plus grande incertitude (liée au bruit) qu'une amplitude mesurée sur un sismogramme peu bruité.

La méthode de Godano et al. (2009) ne prend en compte que les incertitudes sur les amplitudes et la localisation des séismes. A cela s'ajoute également l'incertitude de la solution liée au caractère aléatoire de l'exploration des solutions. Dans la phase d'estimation des incertitudes, une amplitude (P ou S) est perturbée d'une quantité tirée au sort aléatoirement dans une distribution Gaussienne de moyenne 0. L'écart type de cette distribution est égal à l'écart type d'une fenêtre de bruit prise immédiatement avant l'amplitude.

De même, la localisation du séisme est perturbée d'une valeur tirée au sort dans une distribution gaussienne de moyenne 0 et d'écart-type égal à l'incertitude de localisation.

Les incertitudes des paramètres (azimut, pendage, rake) définissant les plans nodaux du mécanisme au foyer sont estimées à partir de 100 mécanismes au foyer. Ces mécanismes perturbés sont obtenus à partir d'inversions utilisant des amplitudes et des localisations perturbées.

3.4.4 Application de la méthode

Comme mentionné précédemment, cette méthode peut inverser conjointement la polarité de l'onde P, la polarité SV, la polarité SH, l'amplitude P, l'amplitude SH, l'amplitude SV, le rapport d'amplitude SH/P, le rapport d'amplitude SV/P, le rapport d'amplitude SV/SH. Le code a été modifié pour permettre d'inverser aussi le rapport S/P. Pour l'inversion des mécanismes au foyer sur la période de 2014, seuls la polarité de l'onde P et le rapport d'amplitude S/P ont été utilisés. Ce choix est dû au nombre suffisant de stations utilisées lors de l'inversion (15 stations, Fig.3.1.c). Les amplitudes SV et SH doivent être mesurés après rotation des 3 composantes d'un sismogramme dans un repère adéquat ce qui est compliqué à mettre en œuvre pour des séismes régionaux dans un milieu à très forte topographie. Nous avons donc choisi de n'utiliser que la polarité de l'onde P et le rapport d'amplitude S/P. Les polarités et les amplitudes P et S sont manuellement pointées sur chaque station pour chaque séisme (Fig.3.9). Le rapport d'amplitude est construit de la manière suivante : l'amplitude P correspond à la norme euclidienne de l'amplitude de la première arrivée de l'onde P sur les trois composantes de la station (Fig.3.9, ligne rose); et l'amplitude S correspond à la norme euclidienne de la première arrivée de l'onde S sur les trois composantes (Fig.3.9, ligne bleue claire). Si l'amplitude de la P ou de la S sur les trois composantes n'est pas mesurée pour une station, alors seule la polarité de l'onde P sera utilisée comme donnée pour cette station dans l'inversion.

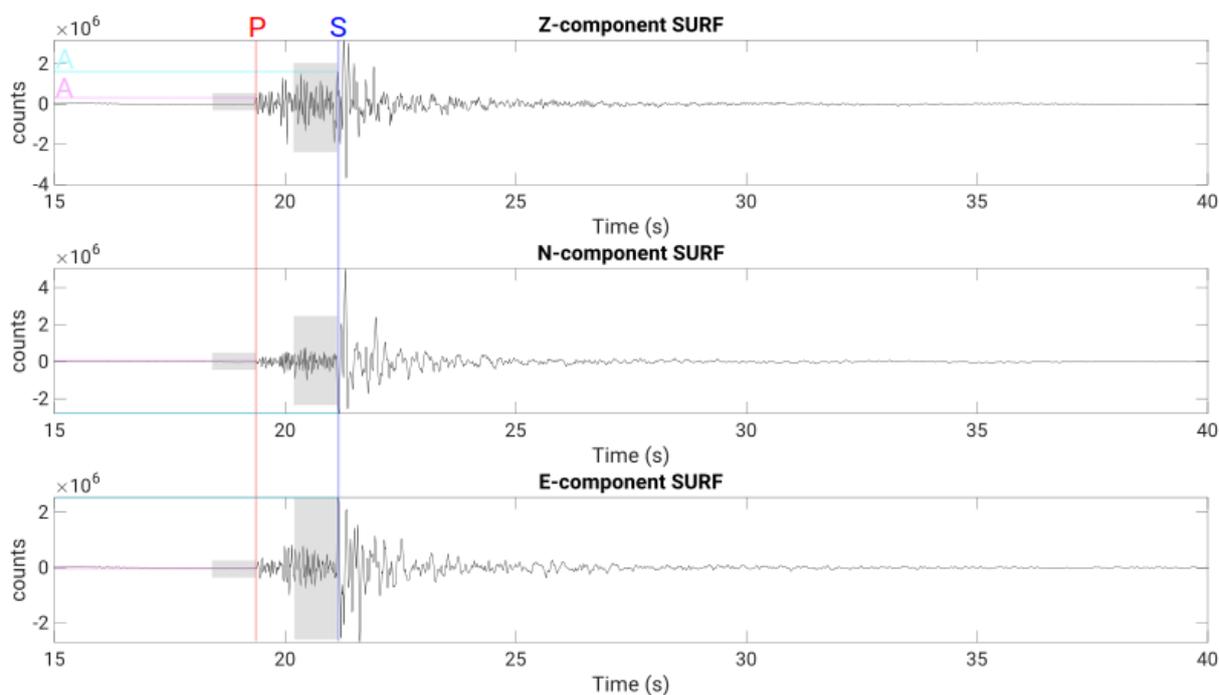


Figure 3.9 : Sismogramme pour les trois composantes (Z, N et E) de la station SURF pour le séisme du 23 avril 2014 de magnitude ML 1,48. Le mécanisme au foyer de cet événement est représenté sur la Figure 3.10. La ligne rouge marque la première arrivée de l'onde P sur les trois composantes tandis que la bleue foncée marque l'arrivée de l'onde S. Les lignes roses et bleues claires indiquent l'amplitude des premières arrivées des ondes P et S respectivement. Les zones grises correspondent à la fenêtre de bruit sismique (1s) pris en compte pour l'incertitude du mécanisme au foyer.

Pour chaque station, je calcule la norme euclidienne du bruit sismique qui sera utilisé pour calculer les incertitudes des paramètres du mécanisme au foyer. Pour cela, je récupère les amplitudes du signal sur une fenêtre d'une seconde avant l'arrivée de l'onde P et de l'onde S (Fig.3.9, zone grise) sur chaque composante d'une station. Puis à partir de la norme euclidienne calculée avec les amplitudes de chaque composante pour chaque type d'onde (P et S), je calcule l'écart-type de la norme qui sera pris en compte comme incertitude d'amplitude pour chaque onde (P et S).

Il me faut aussi prendre en compte l'incertitude sur la localisation du séisme. Pour cela, je choisis de fixer l'incertitude sur la longitude et la latitude à 2 km et à 2,5 km pour la profondeur. L'incertitude sur la profondeur est toujours plus élevée que celles des autres composantes car plus difficilement contrainte. La valeur de 2 km a été choisie assez grande pour correctement prendre en compte l'incertitude de la localisation.

Un mécanisme au foyer est obtenu après l'exploration de 30 000 combinaisons différentes de valeurs de ϕ , δ et λ (30 000 itérations). Pour chaque mécanisme au foyer, 100 inversions sont réalisées afin de calculer les incertitudes de ϕ , δ et λ . Au total, 120 mécanismes au foyer ont été obtenus grâce à l'inversion. Je considère qu'une solution est robuste seulement si au minimum 7 stations ont été utilisées lors de l'inversion et si le score est supérieur à 0,4. Ainsi, 100 mécanismes remplissent ces critères. Au moins 1 mécanisme au foyer est obtenu pour chaque famille définie dans De Barros et al. (2019), sauf pour deux familles pour lesquelles les événements étaient soit de trop faible magnitude, soit dont les signaux étaient trop bruités.

La Figure 3.10 montre un exemple de mécanisme au foyer déterminé par cette méthode. En sortie de l'inversion d'un mécanisme au foyer, nous retrouvons le mécanisme au foyer avec ces deux plans nodaux (Fig.3.10.a) avec la solution optimale pour les paramètres (azimut, pendage et rake) des deux

plans nodaux. L'inversion fournit aussi une représentation des 100 inversions testées (Fig.3.10.b, noir) avec la solution optimale représentée en rouge sur la Figure 3.10.b. Les différentes solutions des 100 inversions montrent une orientation similaire à l'orientation de la solution optimale. Ce code fournit aussi les incertitudes associées aux différents paramètres et nous permet de vérifier la cohérence entre les données (polarité et rapport S/P) avec la solution proposée (Fig.3.10.c ; Fig.3.10.d). Les incertitudes sont considérées comme faibles si elles sont inférieures à 20° pour l'azimut, pendage et rake. En effet, il est commun d'avoir des incertitudes de cet ordre de grandeur. Pour ce mécanisme, l'incertitude sur l'azimut et le pendage est faible tandis que pour le rake elle est plus forte. D'autre part, la solution optimale décrit bien les quadrants de polarité des ondes P. En effet, les polarités négatives appartiennent bien au même quadrant (Fig.3.10.c, noir), de même pour les polarités positives (Fig.3.10.c, blanc). De plus, les forts rapports d'amplitudes sont bien plus proche des plans nodaux de la solution optimale (Fig.3.10.d), ce qui montre que la solution décrit bien les observations. Le score calculé durant l'inversion est aussi fourni et nous permet d'avoir une idée sur la robustesse de la solution proposée comme solution optimale. Un score supérieur à 0,5 est considéré comme un score suffisamment élevé pour bien contraindre la solution optimale. Dans le cas du mécanisme au foyer présenté dans la Figure 3.10, le score est de 0,7964, ce qui indique que la solution du mécanisme est bien contrainte.

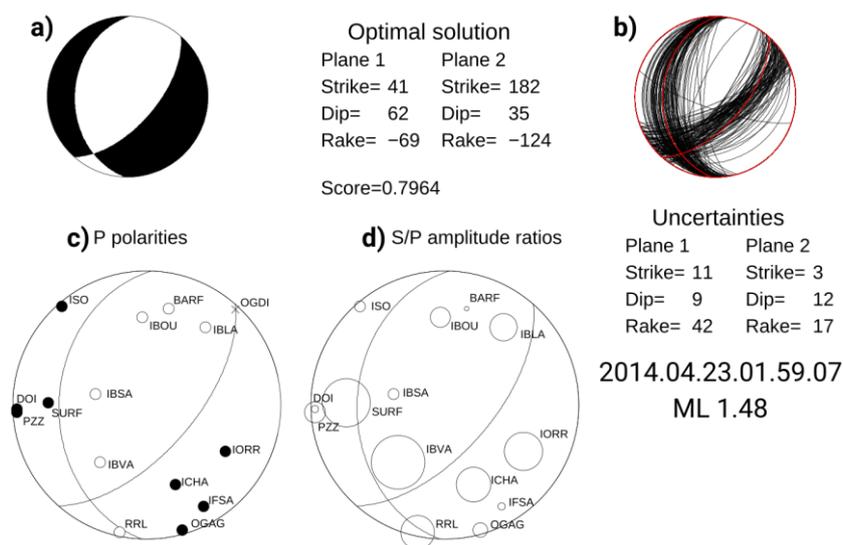


Figure 3.10 : Exemple de résultat de mécanisme au foyer (23 avril 2014). a) La solution optimale avec l'azimut, le pendage et le rake pour chaque plan nodal. b) Solutions perturbées issues du calcul des incertitudes (noir) et la solution optimale (rouge) avec les incertitudes pour chaque plan nodal. c) Distribution des polarités de l'onde P sur la sphère focale. Les cercles noirs correspondent à une compression et les cercles blanc à une dilatation. d) Distribution des rapports d'amplitude S/P sur la sphère focale. La taille des cercles est proportionnelle au rapport S/P.

3.4.5 Présentation des mécanismes au foyer des répliques de 2014

La Figure 3.11.a donne la distribution des azimuts des deux plans nodaux pour l'ensemble des mécanismes. Deux directions majeures ressortent : N040-070° et N150-190° qui correspondent à 23.5% et 28% des plans nodaux des mécanismes respectivement. Trois autres directions mineures sont aussi visibles : N190-230° (16%), N010-040° (10.5%) et N070-090° (8%). Quelques orientations supplémentaires sont aussi observées comme N230-260° (4.5%), N290-310° (2.5%), N340-360° (2.5%)

et N100-110° (1.5%) mais faiblement représentées. Les 3% restants correspondent à d'autres orientations. Les deux orientations principales sont similaires aux systèmes de failles majeurs présents dans la région tels que le système de failles de Sérenne (N150°) et celui de la Haute-Durance (N-S) et de leurs failles conjuguées (~N050°). Les autres orientations (mineures ou faiblement représentées) reflètent la diversité des structures présentes dans la région (Kerckhove, 1969; Tricart, 2004). L'une des hypothèses pour expliquer cette diversité d'orientation est le long passé géologique de la zone. C'est une zone très fracturée avec un socle ayant subi l'orogénèse hercynienne et qui en plus a subi l'orogénèse alpine. Donc les fractures ont de multiples directions. La Figure 3.11.b présente les pôles des plans nodaux des mécanismes. Cela permet une représentation simplifiée des plans nodaux sur une projection stéréographique. Nous retrouvons les mêmes directions principales et mineures observées sur la Figure 3.11.a : pôle N060-140° équivalent à une direction N150-230° ; pôle N270-360° équivalent à N000-090°. La deuxième information est la gamme de pendage des plans nodaux qui varie entre 20° et 90°. Dans la zone, les failles de Sérenne et de la Haute-Durance ont des pendages subverticaux, mais les pendages de ces failles en profondeur, et des failles associées dans leur zone endommagée restent inconnues.

Les mécanismes au foyer permettent de décrire le mouvement sur la faille : normale, décrochante ou inverse. La Figure 3.11.c montre les différents types de mouvement obtenus. Sur les 100 mécanismes, 70% sont associés à des failles normales ou normales avec une faible composante décrochante (bleu foncé à bleu Fig.3.11 ; Fig.3.12 ; Tab.3.1), 20% sont associés à des failles décrochantes à décrochantes avec une faible composante normale (bleu clair Fig.3.11.c ; Fig.3.12 ; Tab.3.1), 7% sont associés à des failles inverses à inverses avec une faible composante décrochante (rouge à rouge foncé Fig.3.11.c ; Fig.3.12 ; Tab.3.1) et 3% sont associés à des failles décrochantes à décrochantes avec une faible composante inverse (orange clair, Fig.3.11.c ; Fig.3.12 ; Tab.3.1). Durant cette période d'activité (10 avril – 15 juin 2014), le régime de contraintes de la zone semble être majoritairement extensif avec une faible composante cisailante. Or d'après les différentes études menées par Mathey et al. (2020) et Sue et al. (2007), la Vallée de l'Ubaye se trouverait plutôt dans un régime transtensif. Ces auteurs se sont basés sur une plus grande période de temps pour réaliser leurs analyses et donc sur un plus grand nombre de données (Sue et al. (2007): 1959-2000 avec 389 mécanismes ; Mathey et al. (2020): 1989-2016 avec 2200 mécanismes). La différence observée entre leurs résultats et ceux obtenus dans cette thèse peut provenir (1) du nombre limité de mécanismes au foyer, (2) d'un régime plus extensif que transtensif pour la période étudiée en 2014, et/ou (3) d'une plus grande propension des failles à rompre en faille normale, peut-être dû à l'état de contraintes. Une analyse plus générale intégrant l'ensemble des mécanismes au foyer disponibles dans la région de l'Ubaye est réalisée dans le Chapitre

4 et montre que même avec quelques variations, nous retrouvons un régime similaire quelle que soit la zone ou la période.

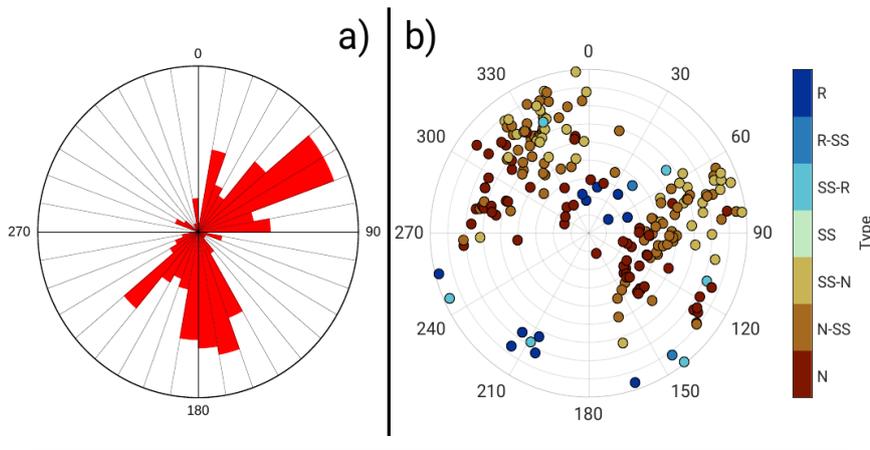


Figure 3.11 : a) **Histogramme polaire** des azimuts des plans nodaux des mécanismes au foyer calculés pour les répliques de 2014. b) Stéréodiagramme des pôles des plans nodaux des mécanismes au foyer des répliques de 2014. c) Diagramme de Kaverina (programme FMC, Álvarez-Gómez (2019)) pour les mécanismes au foyer des répliques de 2014. En b) et c), les couleurs correspondent au type de mécanisme : N, Normal pur ; N-SS, Normal avec une composante décrochante ; SS-N, Décrochant avec une composante normale ; SS, Décrochant pur ; SS-R, Décrochant avec une composante inverse ; R-SS, Inverse avec une composante décrochante ; R, Inverse pur.

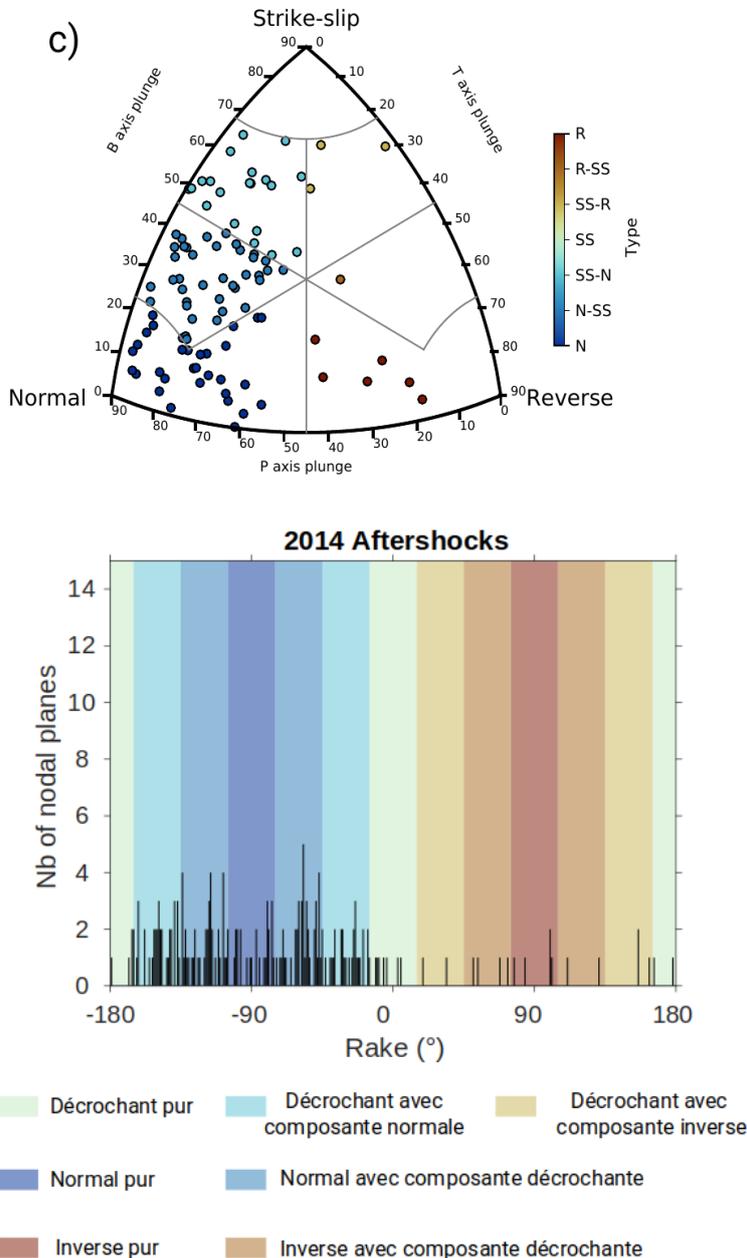


Figure 3.12 : Distribution de l'angle de glissement des plans nodaux des répliques de 2014. Les zones de couleurs correspondent au type de mécanisme.

Tableau 3.1 : Tableau reprenant le nombre de mécanismes au foyer des répliques de 2014 associés au type de mouvement : N, Normal pur ; N-SS, Normal avec une composante décrochante ; SS-N, Décrochant avec une composante normale ; SS, Décrochant pur ; SS-R, Décrochant avec une composante inverse ; R-SS, Inverse avec une composante décrochante ; R, Inverse pur.

Type de mouvement	SS	SS-N	SS-R	N-SS	N	R-SS	R
Répliques de 2014 (100 mécanismes au foyer)	0	20	3	39	31	1	6

3.4.6 Comparaison analyse de structures – mécanismes au foyer

Sur l'ensemble des 31 familles, 7 n'ont pas de plans définis par l'analyse de structures en 3D (Str3D). Le calcul de mécanismes au foyer avait pour but de définir un plan principal pour ces familles. Nous considérons qu'un nombre minimal de trois mécanismes au foyer avec un plan nodal similaire est nécessaire pour définir un plan principal. Sur la base de ce critère, un plan a pu être défini pour 3 nouvelles familles, apportant ainsi une information complémentaire sur l'orientation des structures actives dans la zone d'étude. Les 4 autres familles n'ont qu'un seul mécanisme calculé ou n'en ont pas du tout, ce qui rend impossible la définition d'un plan principal. Pour rappel, les familles ont été définies par template-matching sur la période 2012-2015. Si ces 4 familles ont été actives durant une autre période que celle étudiée ici (10 avril - 15 Juin), alors le calcul de nouveaux mécanismes au foyer pourrait permettre de définir un plan principal.

Le calcul de mécanismes avait aussi pour objectif de confirmer les résultats des analyses de structures (Str3D, M3P, EL) réalisées en section 3.3 sur chaque famille. Cette comparaison entre analyses de structures et mécanismes au foyer peut permettre de définir un plan principal sur lequel se produit la sismicité. Ce plan permettra d'avoir une meilleure compréhension de l'organisation spatiale des structures actives durant la crise de 2014.

Lors de la comparaison des résultats des analyses de structures (section 3.3.4), j'ai considéré que le résultat obtenu par la Str3D validait le résultat obtenu par les méthode M3P et EL.

Je cherche à présent à déterminer au moins un plan principal pour chaque famille. Un plan principal est défini de trois manières: 1) si les plans obtenus par les 3 analyses de structures (Str3D, M3P, EL) sont similaires (Tab.3.2, violet) avec une différence d'azimut et/ou de pendage de $\pm 20^\circ$; 2) si au moins 3 plans nodaux sont similaires (Tab.3.2, rose) avec une différence d'azimut et/ou de pendage de $\pm 20^\circ$; 3) si au moins le plan obtenu par l'analyse Str3D est similaire à un/plusieurs mécanismes, avec un minimum de 3 plans similaires (Tab.3.2, bleu) avec une différence d'azimut et/ou de pendage de $\pm 20^\circ$. Puis le plan principal est ensuite défini comme la moyenne des plans similaires.

Tableau 3.2 : Tableau récapitulatif des familles. En gras noir, le plan obtenu par l'analyse des structures 3D (Str3D) de la famille et validant les deux autres analyses (méthodes des 3 points : MP3 ; et ellipsoïdes : EL). En vert, les plans en accord avec le plan visible par Str3D avec une différence d'azimut et/ou de pendage de $\pm 20^\circ$. En rouge, les plans différents du plan visible par Str3D. En orange, les plans similaires définis par la méthode M3P et EL lorsque aucun plan n'est visible par Str3D. La colonne Type E reprend les différentes structures définies par la méthode des ellipsoïdes : P, planaire ; LP, linéaire ou

Chapitre 3 : Analyse fine des répliques de 2014

multiplanaire ; S, sphérique. La colonne Synthèse Plan représente les plans principaux pour chaque famille. Une orientation principale est définie si au moins trois plans ont plus ou moins la même orientation. En bleu : le plan moyen défini par au moins une analyse de structure (Str3D, M3P, EL) et par un plan nodal de mécanisme (Fig.3.13.a ; Fig.3.13.b) ; en rose : le plan moyen défini seulement par les plans nodaux des mécanismes au foyer (Fig.3.13.c ; Fig.3.13.d) ; en violet : le plan moyen défini par les analyses de structures (Str3D, M3P, EL) (Fig.3.13.e ; Fig.3.13.f). La colonne Migration reprend les valeurs de diffusivité hydraulique (m^2/s) pour les familles observant une migration lors de l'analyse spatio-temporelle de la famille. La colonne Type temp indique le type de comportement sismique de la famille observé lors de l'analyse temporelle de la famille. S : Essaim ; AS : répliques ; AS-S : mix de répliques et essaim. La colonne Loc Structures reprend la position des familles dans la distribution spatiale de la sismicité : Profondes, partie ouest de l'amas central avec des profondeurs entre 5 et 8 km ; Superficielles, partie est de l'amas central avec des profondeurs entre 3,5-4,5 km ; Extérieures, partie extérieure à l'amas central avec des profondeurs entre 2,5-8 km. X : aucune donnée.

Chapitre 3 : Analyse fine des répliques de 2014

Fam	Nb°evt	Str3D	M3P	EL	Type E	FM	Syntèse Plan	Migration	Type Temp	Loc Structures	
1	839	N325° 65°	N325° 65°	N340° 45°	P	N038° 56°	N200° 36°	N069° 68°	X	AS	Profondes
						N072° 76°	N187° 32°	N188° 34°			
						N146° 14°	N252° 86°	N330° 58°			
						N196° 25°	N046° 67°				
						N060° 62°	N190° 40°				
						N200° 35°	N057° 61°				
						N041° 62°	N182° 35°				
						N064° 79°	N168° 38°				
						N179° 33°	N052° 69°				
						N155° 45°	N052° 78°				
2	143	N215° 75°	N215° 75°	N145° 35°	LP	N223° 29°	N004° 67°	N221° 53°	0,0051	S	Superficielles
						N015° 62°	N233° 34°				
3	236	X	N330° 70°	N170° 20°	P	N176° 59°	N085° 89°	N170° 40°	X	AS	Profondes
						N158° 44°	N052° 75°	N064° 76°			
						N170° 28°	N045° 72°				
						N175° 29°	N023° 64°				
						N197° 41°	N075° 66°				
						N230° 44°	N011° 54°				
5	138	N140° 60°	N140° 60°	N150° 70°	P	N296° 63°	N128° 27°	N143° 56°	X	AS	Profondes
						N042° 62°	N148° 63°				
						N153° 53°	N015° 46°				
6	1250	N352° 60° N172° 60°	N350° 60°	N350° 60°	P	N072° 82°	N171° 42°	N351° 60°	X	AS	Profondes
						N173° 43°	N069° 78°	N061° 68°			
						N195° 23°	N045° 70°	N176° 44°			
						N066° 39°	N174° 76°				
						N167° 37°	N053° 73°				
						N245° 39°	N016° 62°				
						N107° 29°	N219° 79°				

Chapitre 3 : Analyse fine des répliques de 2014

10	279	N200° 80°	N200° 80°	N205° 80°	P	N203° 76°	N061° 18°	N207° 77°	0,0592	S	Superficielles
						N035° 16°	N214° 74°	N048° 18°			
						N114° 37°	N219° 79°				
						N049° 19°	N209° 72°				
11	160	N030° 50°	N020° 50° N260° 80°	N085° 30°	LP	N226° 43°	N021° 50°	N029° 51°	X	AS-S	Superficielles
			N021° 49°			N223° 43°	N210° 44°				
			N182° 46°			N055° 58°					
13	70	N030° 80°	N040° 65°	N195° 30°	LP	N193° 20°	N038° 72°	N036° 72°	X	AS-S	Extérieures
14	58	X	N190° 70°	N295° 30°	LP	N336° 87°	N067° 66°	X	X	S	Profondes
17	117	155° 75°	N350° 80° N150° 80°	N145° 10°	LP	N061° 28°	N171° 80°	N159° 78°	X	AS	Profondes
						N249° 12°	N037° 80°	N233° 23°			
						N228° 30°	N012° 65°				
						N222° 27°	N355° 71°				
						N299° 68°	N201° 72°				
19	203	X	N050° 85°	N225° 20°	LP	N156° 62°	N053° 68°	N163° 53°	X	AS	X
						N252° 63°	N358° 62°	N053° 68°			
						N152° 58°	N054° 77°				
						N042° 59°	N226° 31°				
						N180° 36°	N060° 70°				
						N163° 57°	N057° 67°				
						N212° 34°	N015° 57°				
23	145	N340° 70°	N335° 85°	N340° 70°	P	N215° 73°	N092° 29°	N338° 75°	X	AS-S	Profondes
24	220	N015° 45°	N020° 40°	N090° 45°	LP	N215° 26°	N058° 66°	N021° 50°	0,0289	S	Superficielles
						N168° 50°	N057° 67°	N223° 37°			
						N179° 29°	N028° 64°				
						N226° 42°	N082° 54°				
						N229° 42°	N081° 52°				

Chapitre 3 : Analyse fine des répliques de 2014

25	287	N170° 85°	N175° 65°	N180° 60°	P	N172° 85°	N075° 38°	N173° 68°	X	AS	Profondes
						N057° 46°	N163° 74°	N069° 56°			
						N201° 38°	N087° 73°				
						N089° 78°	N186° 61°				
						N052° 42°	N156° 78°				
						N052° 41°	N154° 81°				
						N062° 61°	N189° 43°				
						N195° 40°	N080° 70°				
26	48	X	N185° 85°	N030° 60°	LP	N078° 58°	N181° 70°	X	X	S	X
29	187	N175° 60°	N195° 65°	N190° 70°	P	N226° 52°	N107° 59°	N187° 65°	0,0283	S	X
30	226	N160° 60°	N000° 55°	N030° 60°	P	N073° 81°	N175° 38°	N172° 63°	X	AS	Superficielles
						N191° 73°	N087° 51°				
						N062° 48°	N162° 79°				
40	76	X	N200° 80°	N185° 40°	LP	N161° 50°	N355° 41°	X	X	S	Superficielles
41	87	N045° 75°	N030° 60°	N355° 65°	P	N043° 51°	N160° 61°	N042° 59°	0,007	AS-S	Extérieures
						N046° 54°	N162° 59°	N162° 58°			
						N049° 61°	N164° 52°				
						N041° 50°	N161° 59°				
46	357	N340° 45°	N025° 65°	N200° 40°	LP	N053° 53°	N185° 48°	N056° 54°	X	AS	Superficielles
						N068° 69°	N179° 47°	N179° 49°			
						N182° 34°	N012° 47°				
						N163° 70°	N041° 34°				
						N188° 45°	N063° 60°				
47	56	N150° 60°	N335° 80° N135° 55° N345° 35°	N315° 80°	P	N203° 49°	N037° 42°	N144° 69°	0,0042	S	Extérieures
48	187	X	N000° 80°	N010° 85°	P	N080° 42°	N172° 88°	N165° 78°	0,0083	S	X
						N068° 73°	N166° 67°	N071° 65°			
						N067° 76°	N162° 70°				
						N069° 67°	N161° 85°				

Chapitre 3 : Analyse fine des répliques de 2014

53	60	N045° 60°	N035° 55°	X	S	N065° 62°	N182° 50°	N053° 60°	0,0024	S	Superficielles	
						N066° 63°	N183° 48°					
57	53	X	N185° 45°	N190° 20°	LP	X	X	X	X	S	X	
60	37	N160° 50°	N160° 50°	N350° 40°	LP	N170° 66°	N067° 62°	N160° 61°	X	S	Profondes	
						N158° 77°	N060° 59°					N063° 60°
						N159° 81°	N063° 59°					
						N061° 57°	N156° 82°					
						N158° 24°	N295° 72°					
64	67	N160° 60°	N175° 55°	N160° 80°	P	N020° 15°	N215° 76°	N165° 65°	X	AS	Profondes	
67	52	N045° 90°	N235° 85°	N065° 90°	P	N233° 89°	N142° 56°	N054° 90°	0,0617	S	Extérieures	
76	59	N045° 90° N340° 60°	N355° 55°	N355° 80°	P	N081° 22°	N345° 88°	N349° 71°	X	AS	Profondes	
						N086° 18°	N305° 76°					
						N101° 26°	N305° 66°					
90	68	N030° 90°	N225° 85°	N040° 80°	P	N134° 36°	N235° 82°	N038° 85°	X	S	Extérieures	
114	52	N155° 40°	X	N165° 35°	LP	X	X	X	X	AS	X	
170	129	N330° 60°	N335° 85°	N340° 70°	P	N239° 36°	N012° 63°	N335° 72°	X	AS	Profondes	
						N250° 49°	N357° 71°					N236° 38°
						N014° 62°	N228° 32°					N013° 62°
						N226° 34°	N013° 61°					

Sur les 31 familles, seulement 8 ont un plan principal défini conjointement par l'analyse de structures (Str3D, M3P, EL) et par les mécanismes au foyer (Tab.3.2, bleu ; Tab.3.3). Un exemple de ce cas est représenté sur la Figure 3.13.a et 3.13.b, où les plans définis par Str3D, M3P, EL et par les mécanismes au foyer sont bien compatibles.

Quatre autres familles ont un plan principal défini seulement par l'analyse des structures (Tab.3.2, violet ; Tab.3.3). La Figure 3.13.e et 3.13.f montre l'exemple de la famille 47. Sur cette Figure, les plans du mécanisme au foyer sont bien incompatibles avec l'alignement de la sismicité. Pour ces familles, un seul mécanisme au foyer a été calculé. Le calcul de mécanismes supplémentaires pourrait permettre de conclure si l'alignement de la sismicité est représentatif de la structure active ou non.

Enfin, 4 familles ont au moins un plan principal défini seulement par des mécanismes au foyer (Tab.3.2., rose). La Figure 3.13.c et 3.13.d illustre un exemple d'une famille (48), où l'alignement de la sismicité est incompatible avec les mécanismes au foyer. Sur ces 4 familles, 3 n'ont pas de plan défini par Str3D. L'autre est une famille (46) avec beaucoup d'évènements (>300) rendant l'analyse Str3D plus aisée et donc permettant d'avoir confiance dans le plan défini en 3D. L'alignement de la sismicité peut donc ne pas souligner la structure active de la famille.

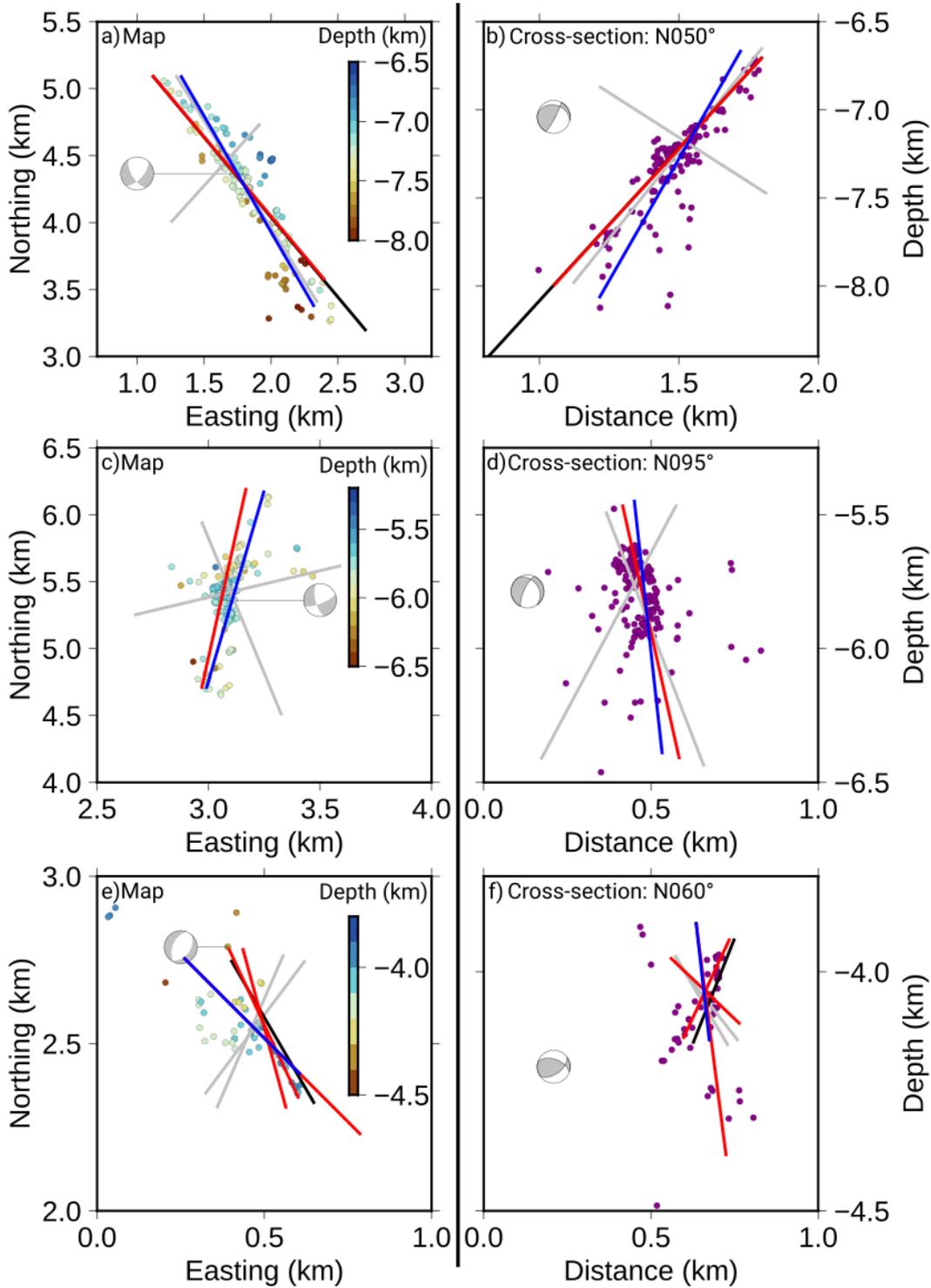


Figure 3.13 : Cartes et coupes orientées illustrant les différentes méthodes de définition du plan principal d'une famille. Chaque trait représente l'azimut (a, c, e) et le pendage (b, d, f) des plans définis par l'analyse Str3D (noir), M3P (rouge), EL (bleu) et par les mécanismes au foyer (gris). En a) et b), pour une famille (5) ayant un plan principal défini conjointement par l'analyse de structures (Str3D, M3P, EL) et les mécanismes au foyer. En c) et d), pour une famille (48) ayant un plan principal défini seulement par les mécanismes au foyer. En e) et f), pour une famille (47) ayant un plan principal défini seulement par l'analyse de structures (Str3D, M3P, EL). Un seul mécanisme au foyer est représenté sur chaque figure pour faciliter la lecture de celle-ci.

Pour certaines familles, plusieurs plans principaux ont pu être définis :

- Deux familles (1 et 170, Fig.3.3) ont un plan principal défini seulement par les analyses de structures et deux autres plans principaux définis uniquement par les mécanismes au foyer (Tab.3.2 ; Tab.3.3). Par exemple pour la famille 170, la différence d'orientations entre le plan N335° et N236° peut montrer la présence de failles en échelon. Cela pourrait donc expliquer pourquoi il y a une différence d'orientation entre l'analyse Str3D et les mécanismes au foyer. La même hypothèse est proposée pour la famille 1.
- La famille 6 a trois plans principaux, le premier défini par l'analyse Str3D et mécanismes, le deuxième par seulement l'analyse de structures (Str3D, M3P, EL) et le dernier par seulement les mécanismes (Fig.3.3 ; Tab.3.2). Les deux plans définis par l'analyse Str3D ont un pendage opposé ce qui pourraient correspondre à l'intersection de deux failles. Je discute plus en détail de cette famille dans la section 3.5.3.
- Sept autres familles ont plusieurs plans principaux définis, certains conjointement par l'analyse de structures (Str3D, M3P EL) et des mécanismes, d'autres uniquement par les mécanismes au foyer. Cependant, le plan principal défini uniquement par les mécanismes au foyer correspond au second plan nodal du mécanisme tandis que le premier plan nodal est lui similaire aux plans définis par l'analyse des structures (Str3D, M3P, EL). La similarité entre l'un des plans nodaux et les plans définis par l'analyse des structures permet de déterminer le plan nodal du mécanisme au foyer correspondant au plan de rupture de la faille.

Les 5 familles restantes n'ont aucun plan principal défini par manque de mécanismes calculés (Tab.3.2, famille 57, 114) ou par manque de mécanismes calculés et de plans visibles par Str3D (Tab.3.2, famille 14, 26, 40).

En conclusion, l'apport des mécanismes au foyer permet de confirmer les résultats obtenus par l'analyse Str3D et montre que majoritairement la sismicité décrit la structure active (Tab.3.2, 16 familles). Toutefois, le résultat de cette comparaison entre analyses de structures (Str3D, M3P, EL) et mécanismes montre aussi que les plans soulignés par la sismicité, ne sont pas toujours le marqueur d'une structure active (Tab.3.2, 3 familles).

Tableau 3.3 : *Tableau récapitulatif du nombre de familles ayant un plan principal défini. Only Structures : plan principal défini seulement par les trois analyses de structures (3D, méthode des 3 points, ellipsoïdes) ; Only FM : plan principal défini seulement par les plans nodaux des mécanismes au foyer ; Only Structures and FM : plan principal défini conjointement par l'analyse des structures (3D, méthode des 3 points, ellipsoïdes) et les plans nodaux des mécanismes ; Structures & FM : un plan principal défini par les trois analyses de structures et d'autres plans définis seulement par les plans nodaux des mécanismes ; Structures and FM & FM : un plan principal défini conjointement par l'analyse des structures et plans nodaux et d'autres plans principaux définis seulement par les plans nodaux ; Structures and FM & FM & Structures : un plan principal défini conjointement par l'analyse des structures et plans nodaux, un autre plan principal défini seulement par les plans nodaux et un plan principal défini uniquement par l'analyse de structures. La dernière colonne correspond aux familles n'ayant aucun plan principal défini par l'analyse des structures et les mécanismes au foyer.*

	Defined ONLY by Structures	Defined ONLY by FM	Defined ONLY by both Structures and FM	Defined by Structures & FM	Defined by Structures and FM & FM	Defined by Structures and FM & FM & Structures	No planes defined
Nb of Fam	4	4	8	2	7	1	5

3.4.7 Orientations des plans principaux

Au total, 16 familles ont un plan principal déterminé par l'analyse de structures et des mécanismes au foyer (Tab.3.2, bleu). Parmi elles, sept ont un plan principal similaire orienté: N140-175°, 55-80°. Six de ces familles sont localisées dans l'amas central de sismicité entre 5 et 8 km de profondeur. Cette orientation est similaire à celle du choc principal de 2014 (N160°) et correspond à la structure principale décrite par la microsismicité (N160°). Ces familles font partie de celles définies comme Profondes dans la section 3.3.1 (Tab.3.2). Huit autres familles décrivent une même orientation : N020-060°, 50-90° (Tab.3.2). Parmi elles, trois sont localisées sur la partie Est de l'amas central entre 2,5 et 4,5 km de profondeur. Ces familles appartiennent à celles qualifiées de Superficielle dans la section 3.3.1. Les cinq dernières familles sont toutes localisées dans la partie extérieure de l'amas central avec des profondeurs variant entre 3 et 8 km. Ces familles correspondent à celles qualifiées comme Extérieures dans la section 3.3.1.

Les 15 familles restantes ont aussi des plans principaux orientés N140-175° et N020-060° (Tab.3.2). Néanmoins, d'autres orientations ressortent telles que N180-190°, N060-070°, N330-340° (Tab.3.2). Cela continue de montrer la diversité de structures déjà observées par les analyses de structures (Str3D, M3P, EL) et par les mécanismes au foyer (section 3.4.7).

Les deux orientations préférentielles correspondent à celles majoritairement observées lors de l'analyse Str3D et dans la région de l'Ubaye (N150°, Sérenne ; N050, failles conjuguées ; N020°, Haute-Durance). La distribution en profondeur de ces orientations est aussi cohérente avec la classification en structures Profondes, Superficielles et Extérieures définies précédemment (section 3.3.1). Ce résultat permet de valider la représentation simplifiée (Fig.3.8) reproduisant l'organisation des structures actives lors de la crise de 2014. Cependant, il ne faut pas oublier que même si la majorité des structures semblent suivre un certain motif, d'autres structures avec des orientations diverses peuvent aussi exister.

3.4.8 Reclassification en sous-familles

La variabilité des mécanismes au foyer observée au sein de certaines familles indique que la classification utilisée par De Barros et al. (2019) n'est pas assez stricte puisqu'elle regroupe des séismes produits sur des failles d'orientations différentes. Cela m'a donc conduit à refaire une classification en sous-familles utilisant des critères plus strictes. Le coefficient de corrélation minimal a été augmenté de 0,5 à 0,7 et le nombre minimal de station est passé de 1 à 3.

Les trois nouvelles stations utilisées pour la classification en sous-familles (en plus de SURF) sont 3 stations du réseau temporaire: IBOU ICHA et IORR (Fig.3.1.a). Ces stations ont été retenues car elles présentent un bon rapport signal sur bruit, ont la plus longue durée de disponibilité (10 avril-15 juin) et permettent une bonne couverture azimutale.

Les cross-corrélations sont calculées entre chaque événement d'une même famille (Fig. Annexes C). Puis pour chaque famille, les séismes sont regroupés en sous-familles. Pour faire cette classification, deux choix sont possibles : créer des clusters fermés ou des clusters ouverts. Une clusterisation fermée consiste à regrouper tous les événements se corrélant au-dessus d'un certain seuil, tandis qu'une clusterisation ouverte rassemble des événements qui se corréleront avec un nombre minimum d'événements au sein de la famille. Cette dernière classification a l'avantage de regrouper des séismes qui présentent une évolution de leur forme d'onde, due à l'augmentation de la distance inter-

événement, et pour lesquels une continuité existe. Elle permet notamment de regrouper des événements qui se produisent le long d'une même structure suffisamment grande pour décorrélérer les événements à chaque extrémité, tandis qu'un cluster fermé aura tendance à séparer ces événements en plusieurs sous-groupes. Je crée une sous-famille, dans les deux cas, si 10 événements ont été observé par au moins 3 stations avec un coefficient de cross-corrélation de 0.8. En choisissant un cluster fermé, seuls 17% (1282 séismes sur 7527 au total) des événements du catalogue initial sont reclassés en sous-familles. Par contre, en choisissant un cluster ouvert, 32% (2412 séismes sur 7527 au total) d'événements sont reclassés en sous-familles. Sur les 5947 événements relocalisés, 2340 (39%) ont pu être reclassés en sous-familles. Je choisis donc d'utiliser la méthode de cluster ouvert pour reclasser les familles en sous-familles.

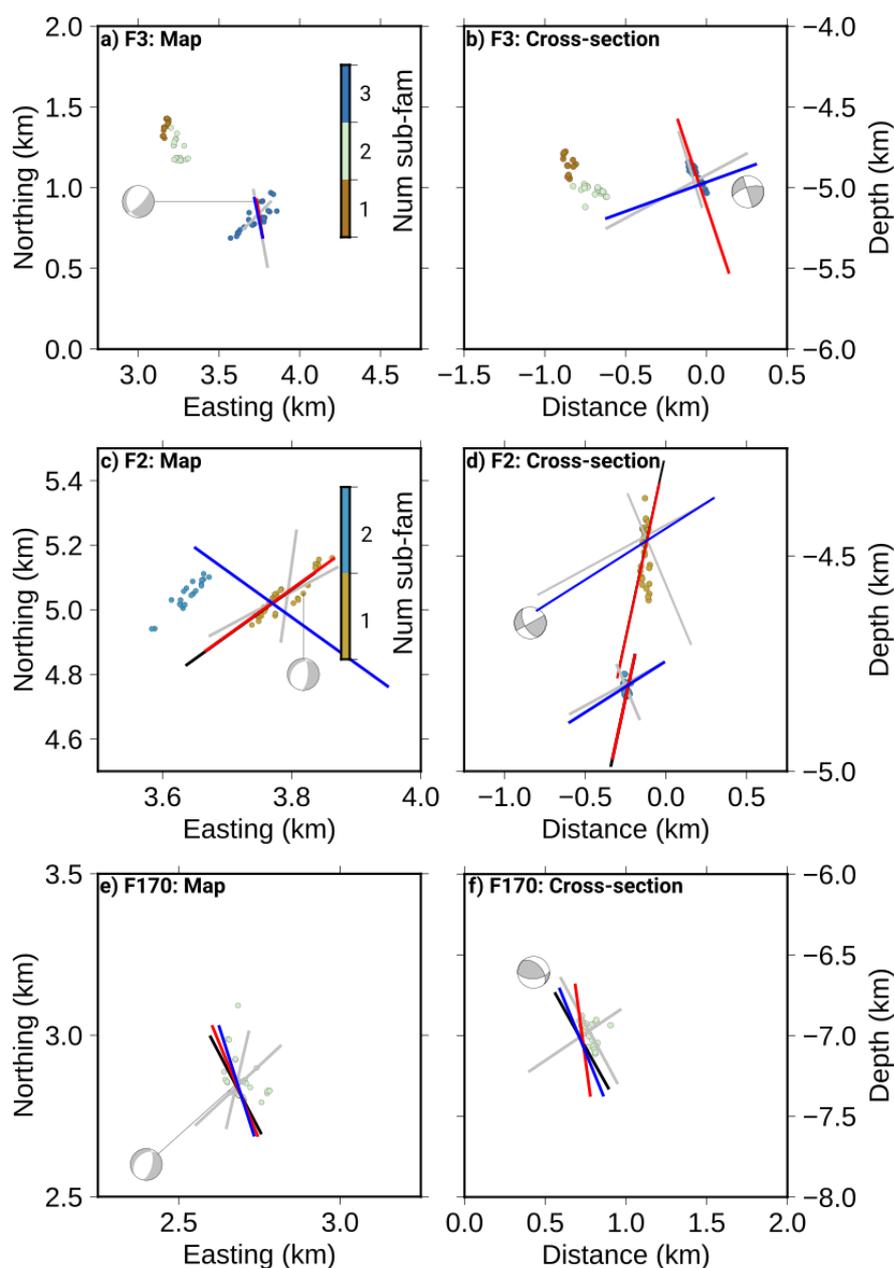


Figure 3.14 : Représentation en carte (a, c, e) et en coupe (b, d, f) des sous-familles. Les lignes correspondent aux alignements des analyses de structures : Str3D (noir), M3P (rouge), EL (bleu) ; et des plans d'un mécanisme au foyer (gris). Le numéro de la famille est indiqué sur la figure. L'orientation des traits se trouve aussi dans le tableau 3.2. En a) et b), cas pour lequel la reclassification en sous-familles permet de définir un alignement compatible avec un mécanisme au foyer. En c) et d), cas pour lequel la reclassification confirme l'alignement de la sismicité observé par Str3D, M3P, EL et par un des 2 plans nodaux du mécanisme au foyer. En e) et f), cas pour lequel la reclassification confirme l'alignement observé par Str3D, M3P, EL mais toujours incompatible avec les plans du mécanisme au foyer.

Pour 8 familles, nous retrouvons, avec cette nouvelle classification, les alignements de sismicité déjà observés et compatibles avec les mécanismes au foyer. La Figure 3.14.c et 3.14.d montre les sous-familles définies pour la famille 2 (Fig.3.3 ; Tab.3.2) en carte et en coupe respectivement. Je montre pour cette famille que les plans définis par Str3D, M3P et EL et les plans des mécanismes au foyer sont compatibles avec l'alignement de la sismicité des sous-familles. De plus, grâce à cette reclassification, nous arrivons à définir des alignements dans des sous-familles compatibles avec les mécanismes au foyer de familles (2 familles) où aucune géométrie n'avait été observée précédemment. L'une de ces familles est représentée sur la Figure 3.14.a et 3.14.b. En effet, l'une des sous-familles définies par la reclassification montre un alignement compatible avec le plan du mécanisme au foyer. C'est aussi un moyen de confirmer le plan nodal préférentiel du mécanisme au foyer. Nous retrouvons majoritairement des orientations N050-70° et N140-170° avec des orientations secondaires N030-040° et N000-015°. Ces alignements sont cohérents avec les différents systèmes de failles de la région. De plus, nous trouvons aussi des cas (3 familles) où les nouveaux alignements des sous-familles cohérents avec ceux observés précédemment ne sont toujours pas compatibles avec les mécanismes au foyer associés (Fig.3.14.e ; Fig.3.14.f). De même, certaines sous-familles ayant des alignements différents de ceux déjà observés par analyse de structures, ne sont toujours pas compatibles avec les plans des mécanismes au foyer pour 3 familles. Cependant, plusieurs sous-familles ne montrent aucun alignement pour au moins 4 familles. Cette reclassification en sous-familles a tout de même permis de définir de nouvelles géométries pour certaines familles mais continue de montrer que les alignements de sismicité ne correspondent pas systématiquement à un plan de faille.

3.5 Lien géométrie – géologie – mécanisme au foyer

3.5.1 Grande échelle (régionale)

L'étude de l'histoire géologique a permis de déterminer le tracé en surface et les orientations principales et secondaires des dernières failles actives (tardi-alpines, e.g. Tricart (2004)). Pour rappel, quatre réseaux de failles majeures ressortent (section 2.2.3) : Haute-Durance, orientées N-S, avec des failles conjuguées E-W; Sérenne, orientées ~N150° ; Bersezio, orientées ~N150°; et Jausiers-Tinée, orientées ~N140-160° (Fig.2.2). Les systèmes de failles de Bersezio, Sérenne et Jausiers-Tinée ont aussi des failles conjuguées orientées ~N030-050° (i.e. Font Sancte, Sue et al. (2007)). Tous ces systèmes définissent les orientations principales des structures que nous pouvons retrouver dans la région de l'Ubaye. Nous retrouvons donc une orientation N-S au nord de la région de l'Ubaye et une orientation ~N140-160° dans la partie Sud couplée avec des orientations secondaires ~N030-050°.

3.5.2 Echelle des crises sismiques de 2003-2004 et 2012-2015

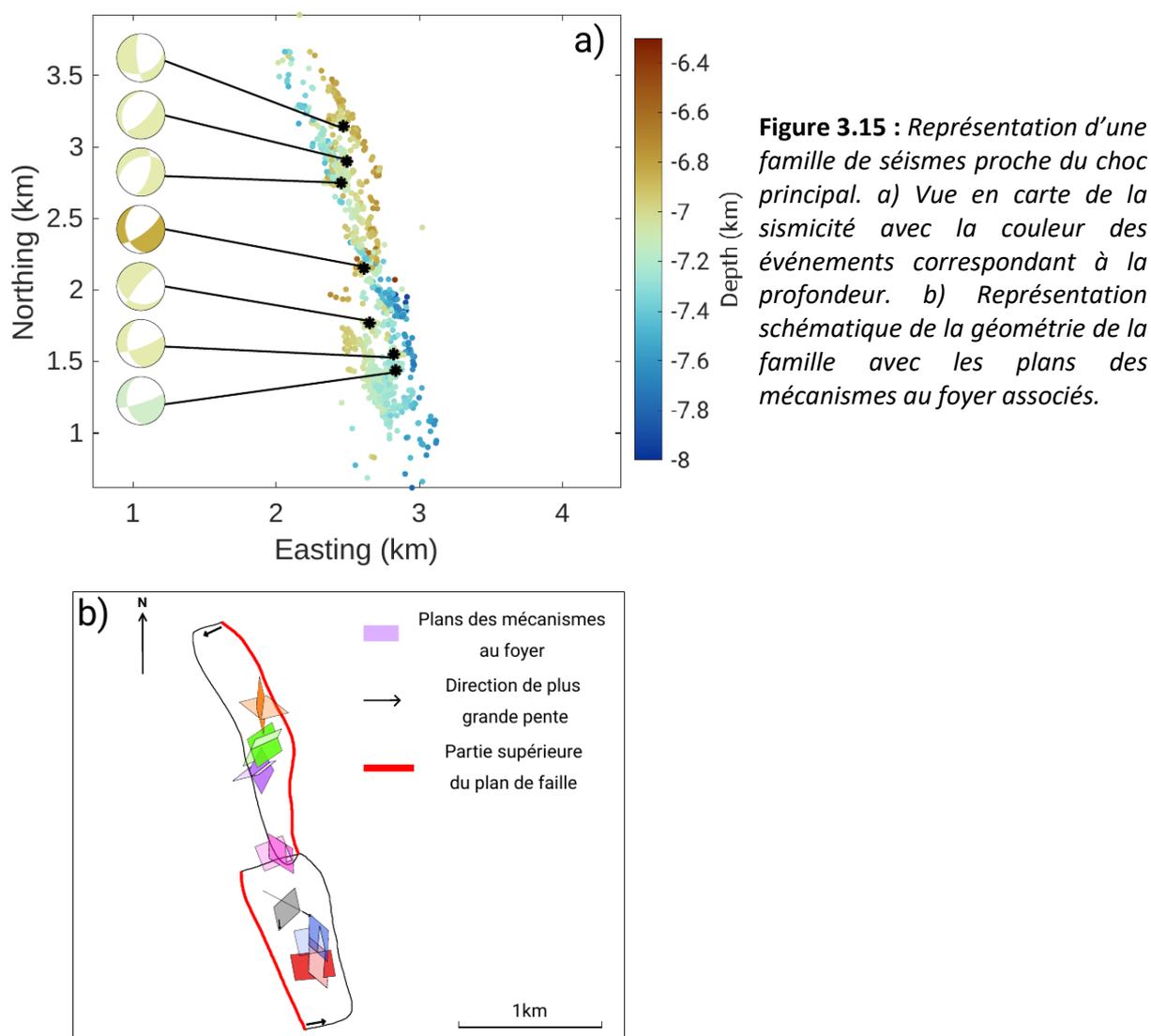
A l'échelle de la zone Ubaye, l'alignement global de la sismicité de l'essai de 2003-2004 montre une orientation ~N140-150° (Jenatton et al., 2007). Cette orientation est compatible avec celles des grands systèmes de la région, tels que ceux de Sérenne, Bersezio ou Jausiers-Tinée. La sismicité associée à la crise de 2012-2015 est plus dispersée, avec une orientation moins bien contrainte. Néanmoins, les séismes semblent souligner un plan de faille en profondeur d'azimut ~N155-165° (Thouvenot et al., 2016), ce qui est cohérent avec l'un des plans nodaux des mécanismes au foyer des chocs principaux de 2012 et 2014. Les deux chocs principaux sont localisés dans le prolongement NW de la faille

principale de 2003-2004. Cependant, comme pour le système de failles de Serenne et Jausiers-Tinée, la faille principale de 2012-2014 peut n'être seulement qu'une faille parallèle à la faille principale de 2003-2004.

3.5.3 Géométrie des familles relocalisées (crise de 2014) – Complexité des structures

L'étude détaillée de l'orientation des alignements de sismicité de 2014, montre que l'association sismicité-faille est complexe. Cette complexité se retrouve pour la majorité des familles. L'un des exemples les plus explicites est celui de la famille 6 (Fig.3.3 ; Tab.3.2) représentée sur la Figure 3.15.

Cependant, la différence entre alignement et mécanismes au foyer peut aussi provenir de la définition d'une famille. En effet, la classification en famille utilise le coefficient de corrélation avec un seuil de 0,5 et seulement à partir d'une seule station (SURF). Cela réduit donc le nombre de familles et classe des événements de formes d'ondes proches mais potentiellement de familles différentes dans une même classe.



Cette famille est globalement marquée par des plans orientés $\sim N170^\circ$ qui présentent des pendages opposés. Le nord de la famille est dominé par des plans à pendage $70^\circ W$ et le sud par des plans à pendage $70^\circ E$. Dans cette famille, 7 mécanismes au foyer ont été calculés. Certains plans nodaux (4)

montrent une orientation $\sim N170^\circ, 70^\circ W$. Cependant, l'un d'eux est localisé dans la partie Nord de la famille, et est donc associé à l'alignement $N170^\circ, 70^\circ E$. Cette famille illustre donc la complexité à associer un alignement de sismicité à un plan de faille. L'alignement de sismicité ne montre en effet pas toujours le plan de faille rompu.

Précédemment, j'ai émis l'hypothèse qu'un alignement de sismicité pourrait aussi être un marqueur de failles en échelon (section 3.4.7).

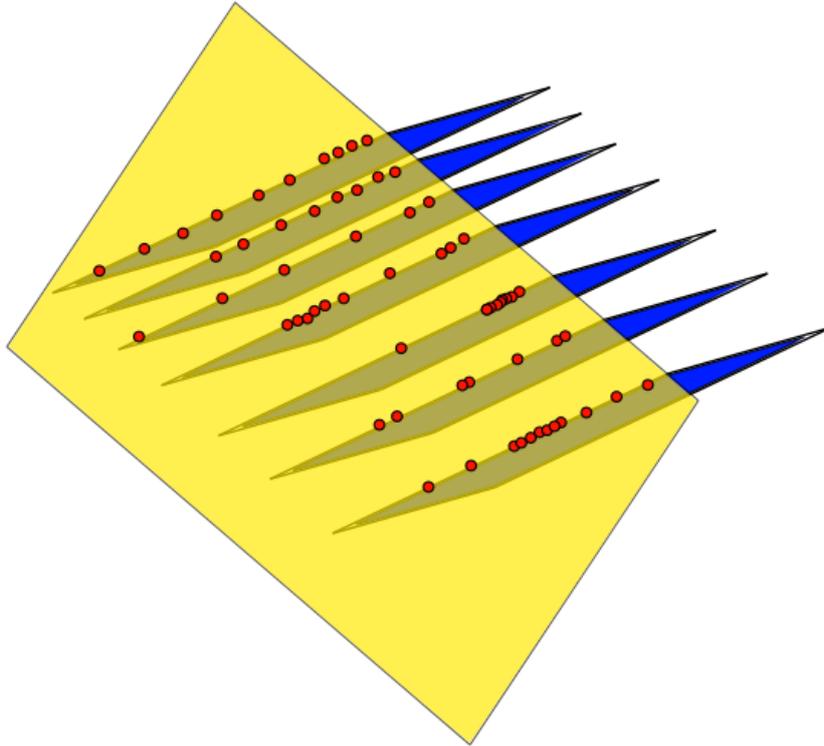


Figure 3.16 : Intersection de failles en échelon avec un autre plan de faille. Les séismes (points rouges) se produisent à l'intersection de chaque plan de faille, cependant ils appartiennent au plan de faille en échelon.

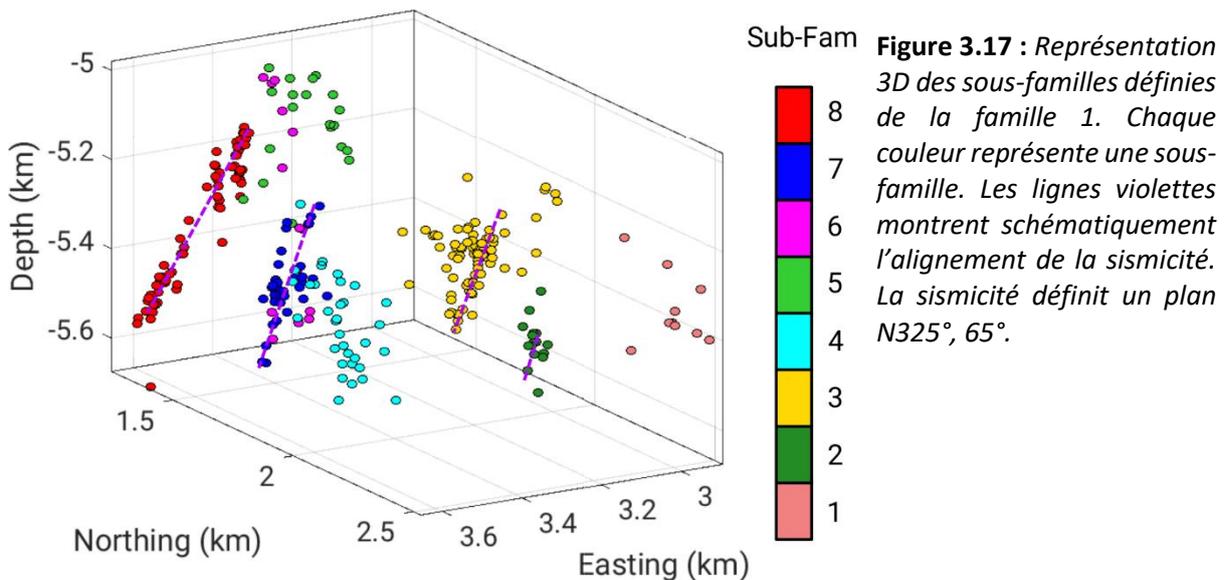


Figure 3.17 : Représentation 3D des sous-familles définies de la famille 1. Chaque couleur représente une sous-famille. Les lignes violettes montrent schématiquement l'alignement de la sismicité. La sismicité définit un plan $N325^\circ, 65^\circ$.

En effet, l'alignement de la sismicité peut représenter l'intersection entre un plan de faille principal et une série de failles conjuguées subparallèles. Dans ce cas la sismicité qui semble s'aligner sur le plan

principal correspond en réalité à des ruptures des plans conjugués (Fig.3.16 ; Fig.3.17). Ce modèle de failles en échelon (Fig.3.16) peut s'appliquer à plusieurs familles profondes.

- La famille 6 (Fig.3.15) présente une majorité de mécanismes au foyer avec un plan nodal $\sim N045^\circ$ perpendiculaire à l'orientation principale de l'alignement de la sismicité.
- La famille 1 d'orientation $N325^\circ$ possède 4 sous-familles orientées $\sim N45^\circ$ (marquées par les traits violets sur la Figure 3.17).
- La famille 25 orientée $N170^\circ$ a aussi 4 sous-familles pouvant être associées à des failles en échelon.

La famille 6 et 1 faisant toutes les deux parties des structures Profondes renforcent l'hypothèse de la présence de faille en échelon.

La famille 24, superficielle, est également compatible avec un modèle de failles en échelons. Elle est décrite par deux sous-familles, positionnée l'une au-dessus de l'autre ayant toutes les deux la même orientation : $N030^\circ$, 60° .

Par conséquent, la représentation schématique simplifiée (Fig.3.8) est toujours vérifiée mais la possibilité d'avoir en plus des failles en échelon est non négligeable.

3.6 Processus moteurs de la crise de 2014

L'activité sismique de la région, et plus particulièrement la crise sismique de 2014, présente un comportement particulier marqué par l'occurrence de séquences de type choc principal/répliques, essaims sismiques et un mélange des deux. Cette complexité de comportements spatio-temporels de la sismicité peut s'expliquer par la combinaison de plusieurs processus moteurs. Les séquences de type choc principal/répliques sont généralement associées à un processus de transfert de contraintes, toutefois, les répliques peuvent aussi être générées par un autre processus : la surpression de fluides. Dans le cas d'un essaim de séismes, plusieurs processus moteurs sont également possibles : le glissement aisé et/ou une surpression de fluides (section 1.3).

3.6.1 Transfert de contraintes – choc principal/répliques

Plusieurs cas de transfert de contraintes peuvent impacter une séquence choc principal/répliques. Dans le premier cas, un séisme relâche les contraintes accumulées dans la croûte par déplacement/glissement au niveau du plan de faille, permettant de générer d'autres séismes. Dans le second cas, l'énergie libérée par le séisme déforme la zone autour de la rupture, perturbant l'état de contraintes et générant de nouveaux séismes (section 1.3.1). Dans les deux cas, l'énergie libérée se propage de structure en structure jusqu'à ce qu'un nouvel état d'équilibre soit atteint. L'état de contraintes est donc perturbé, ce qui permet à des structures proches de la rupture initiale de rompre également et de libérer de l'énergie à nouveau. La dissipation de l'énergie se traduisant par la décroissance de l'activité sismique dans le temps (loi d'Omori : Omori, 1894), ce type de processus est classiquement associé à des séquences de choc principal/répliques (Stein, 1999). Durant la crise de 2014, 57% des événements relocalisés sont associés à un comportement de type choc principal/répliques (Fig.3.18.b).

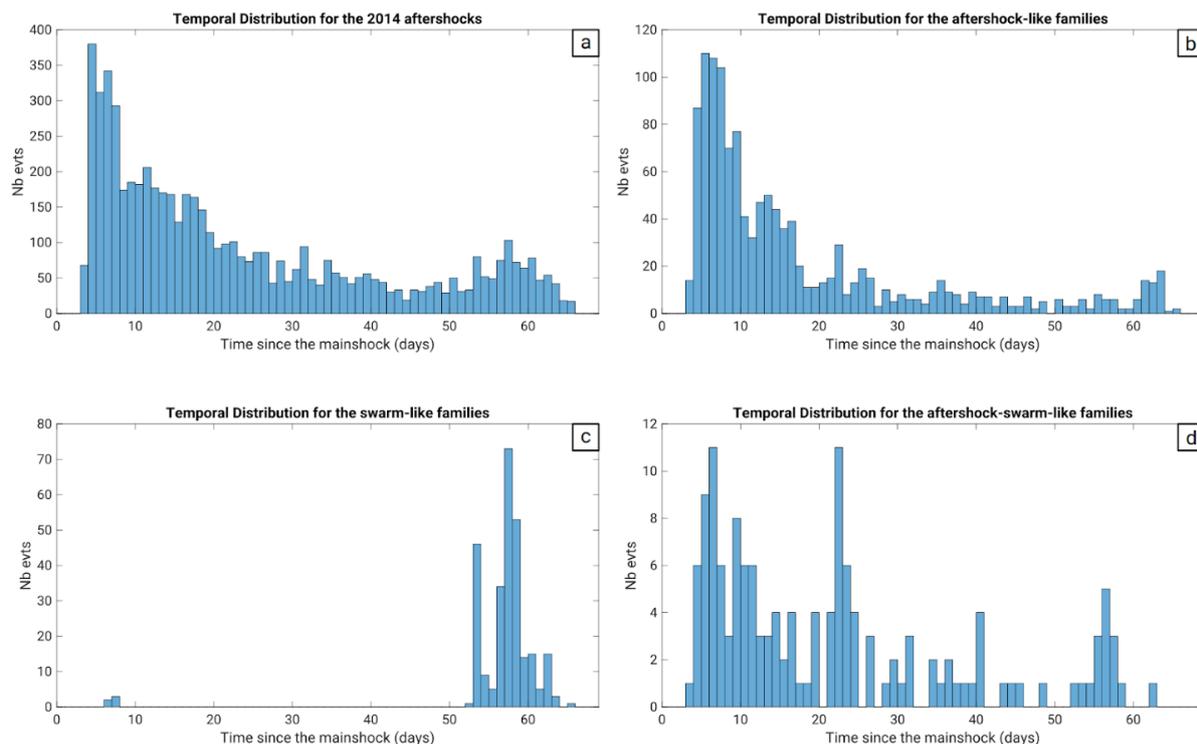


Figure 3.18 : Distribution temporelle de la sismicité suivant le choc principal de 2014. En a), pour l'ensemble des événements relocalisés ; en b), pour une famille de répliques ; en c), pour une famille fonctionnant comme un essaim ; et en d), pour une famille avec un comportement mixte. Source : Figure modifiée de De Barros et al. (2019).

3.6.2 Glissement asismique

Ce type de processus peut être détecté par la déformation en surface, à partir de données GPS ou INSAR, lors d'événements de fortes magnitudes (section 1.3.2). Cependant, les magnitudes des séismes sont trop faibles en 2012-2015 pour générer une déformation en surface. Une autre manière de détecter ce type de glissement est la mise en évidence d'événements dits répétitifs (Uchida and Bürgmann, (2019), section 1.3.2). Ce sont des séismes qui se produisent au même endroit du fait de la présence d'une aspérité qui casse plusieurs fois au cours du temps. Le glissement asismique autour de l'aspérité va recharger les contraintes sur celle-ci, ce qui va générer des séismes réguliers. Ces séismes répétitifs se produisent sur la même aspérité et auront la même source (se produisant sur le même plan et ayant le même mécanisme au foyer). Cependant, ces événements répétitifs ne se produisent que si l'aspérité n'a pas été « lubrifiée » et que le milieu alentour n'évolue pas (pas de compaction/dilatation, de présence de fluides, etc). Ces événements répétitifs sont donc détectés par une très forte corrélation de leurs formes d'ondes avec un coefficient de corrélation de 0.98-0.99.

J'ai donc cherché la présence d'événements répétitifs lors de la crise de 2014 pour essayer de détecter la présence d'un glissement asismique. J'ai dans un premier temps calculé une corrélation entre chaque paire d'événements d'une même famille. Je considère qu'il y a des événements répétitifs si plus de 3 événements ont un coefficient de corrélation supérieur ou égal à 0.98 observé sur au moins 4 stations. Sur l'ensemble des familles, aucun groupe d'événements répétitifs n'a été trouvé. L'absence d'événements répétitifs est un élément supplémentaire qui ne va pas dans le sens d'un glissement asismique actif. Cependant, un glissement asismique peut être présent mais ne pas être illuminé par des événements répétitifs.

3.6.3 Pression de fluides

Le déclenchement de la sismicité peut aussi être dû à une pression de fluides. La zone de faille est caractérisée par un chenal pressurant les fluides piégés (e.g. Ross and Cochran, 2021). Lorsque la pression de ce chenal se rapproche de la pression lithostatique et de l'état critique de rupture de la faille, un séisme se produit. Lors de la rupture, la perméabilité du chenal augmente permettant la circulation des fluides le long de celui-ci (principe de « fault-valve », Sibson (1990), section 1.3.3.3). Après un certain temps, la perméabilité dans le chenal diminue jusqu'à ce que la faille revienne à un état stable. Ce type de processus (pression de fluides) est généralement associé à des cas d'essaims sismiques (e.g. Jansen et al., 2019). Durant la crise de 2014, 34% des événements relocalisés sont associés à un cas d'essaim (Fig.3.18.c). Grâce à l'analyse spatio-temporelle de la sismicité, différentes études ont mis en évidence la présence de fluides pour l'essaim sismique de 2003-2004 (Daniel et al., 2011; Jenatton et al., 2007; Leclère et al., 2013), la crise de 2012 (Thouvenot et al., 2016) et pour la crise de 2014 (De Barros et al., 2019). L'analyse géochimique de sources géothermales réalisée plus au sud (~25 km de Barcelonnette) a confirmé la présence de fluides à 5 km de profondeur, drainés à la faveur de failles structurant le socle cristallin (Baietto et al., 2009). Concernant les deux mois suivant le choc principal de 2014, De Barros et al. (2019) montre que la vitesse de migration du front de sismicité (~0,1 km/jour) est cohérente avec des vitesses de propagation de pression de fluides à des profondeurs crustales (e.g Parotidis et al., 2005) et dans des cas de sismicité induite par des injections de fluide (e.g. Yu et al., 2019). De plus, les diffusivités hydrauliques calculées (0.002-0.06 m²/s, Tab.3.2) sont du même ordre de grandeur que celles que nous retrouvons dans le cas de pression de fluides dans la croûte (Shapiro et al., 2002; Thouvenot et al., 2016). Cette variabilité de diffusivités hydrauliques peut traduire une variation de perméabilité. Elle peut être expliquée par la distribution non-uniforme de la sismicité. Dans le cas d'une perméabilité homogène, nous aurions une distribution sphérique de la sismicité. Cette variation de perméabilité peut être due 1) à un changement de lithologie comme pour la crise sismique de El Mayor-Cucapah (Etats-Unis-Mexique), où la perméabilité change entre roches cristallines et sédimentaires (Ross et al., 2017) ; 2) à l'architecture de la faille, avec une perméabilité évoluant le long de celle-ci comme pour l'essaim de Cahuilla (Californie, Ross et al. (2020)). Dans le cas de la région de l'Ubaye, la dernière proposition serait la plus adéquate pour expliquer la variation de perméabilité, cependant la présence de sédiments proches de la zone sismogène ne permet pas d'exclure le changement de lithologie. En conclusion, le processus de pressions de fluides est l'un des processus les plus probables pour expliquer la production d'essaims sismiques dans la région de l'Ubaye.

Ce processus peut aussi générer des séquences de choc principal/répliques. Miller (2020) compare un modèle numérique et physique basé sur une diffusion non-linéaire permettant de calculer la quantité de fluides nécessaire pour reproduire le taux de répliques associées à trois séquences de choc principal/répliques en Californie (Landers 1992 Mw7,3, Northridge 1994 Mw6,7, Hector Mine 1999 Mw7,1). Il montre que son modèle reproduit plus fidèlement le taux de répliques des différentes séquences que les lois empiriques habituellement utilisées (ex. Loi d'Omori) et que l'ensemble des trois séquences possèdent des séismes déclenchés par des pressions de fluides. Par conséquent, les séquences de chocs principaux/répliques peuvent aussi être générées par un processus de pression de fluides. Cela suggère que les cas de choc principal/répliques durant la crise de 2014 peuvent aussi être déclenchés par des pressions de fluides.

3.6.4 Double processus

Pour rappel, les familles de type essaim sont associées à un processus de pression de fluides, tandis que les familles suivant un comportement choc principal/répliques peuvent être associées à deux processus : transfert de contraintes et pressions de fluides. La dernière catégorie est caractérisée par une séquence sismique qui dans un premier temps suit un comportement de choc principal/répliques puis se réactive en essaim (Fig.3.18.d). L'une des hypothèses pour expliquer ce type de séquences sismiques consiste à avoir deux processus qui s'enchaînent. Le processus de transfert de contraintes est responsable de la partie choc principal/répliques tandis que le processus de pressions de fluides est responsable de la partie essaim. Ce type de séquence a aussi été observé lors de la crise d'El Mayor-Cucapah (Ross et al., 2017). Cette séquence débute avec un séisme de magnitude $M_w 7,2$ qui est suivi par plus de 40 répliques de magnitude $> 3,5$. 72 jours plus tard un second séisme de magnitude $M_w 5,7$ se produit ~20 km au nord-ouest du $M_w 7,2$. L'activité sismique suivant le $M_w 7,2$ est associée à un processus de transfert de contraintes, tandis que la sismicité suivant le $M_w 5,7$ est associée à un processus de pression de fluides (Ross et al., 2017). Cependant, il n'est pas à exclure que la partie choc principal/répliques de cette catégorie ne soit pas déclenchée aussi par des pressions de fluides.

3.6.5 Schéma simplifié : processus – structures – comportement

Plusieurs processus sont nécessaires pour expliquer la sismicité de la crise sismique de 2014. A partir de ces observations, De Barros et al. (2019) ont proposé le modèle de la Figure 3.8 avec l'ajout des processus de pressions de fluides et de transfert de contraintes (Fig.3.19). Les structures Profondes et Superficielles viennent se connecter au plan du choc principal de 2014. Les structures Profondes produisent de la sismicité de type choc principal/répliques associé à un processus de transfert de contraintes (et possiblement à des pressions de fluides) tandis que les structures Superficielles ont un comportement intermédiaire, qui peut être attribué partiellement aux transferts de contraintes et de pressions de fluides. Quant aux structures Extérieures, elles génèrent des essaims et semblent principalement associées à un processus de pression de fluides. Ces processus demandent cependant à être affinés, notamment en cherchant à définir le rôle de la pression de fluides (Chapitre 4).

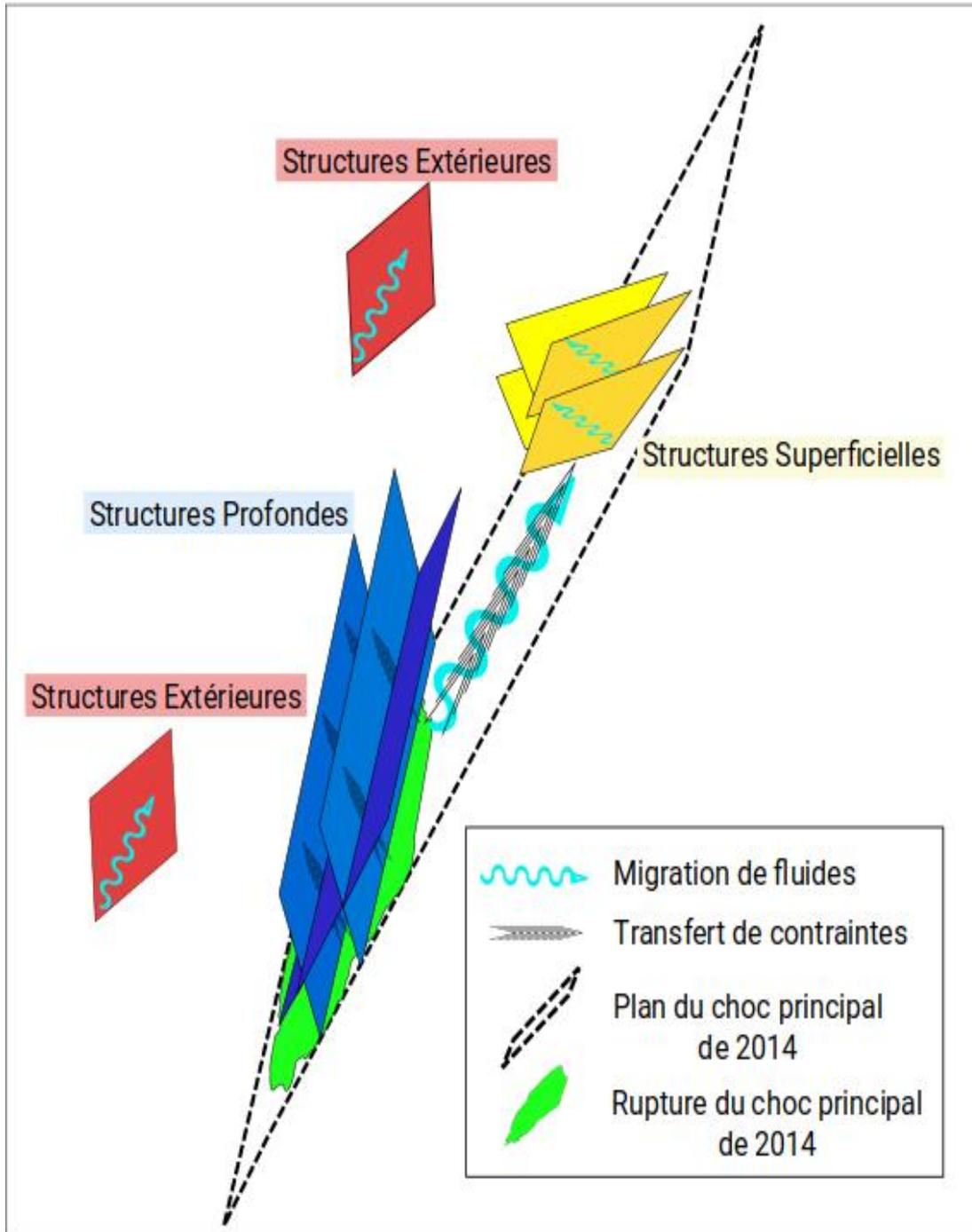


Figure 3.19 : Modèle conceptuel prenant en compte les géométries des alignements de la sismicité ainsi que les processus générant la sismicité. Les structures Profondes sont majoritairement orientées N150-170°, 70E ou 70W ; Les structures Superficielles sont principalement orientées N020-060°, 60E ou 60W. Les structures Extérieures ont diverses orientations et pendages. Les structures Profondes et Superficielles viennent se connecter au plan du choc principal de 2014. Les structures Profondes génèrent de la sismicité suivant un comportement type de choc principal/répliques associé à un processus de transfert de contraintes. Les structures Superficielles présentent les différents types de comportement, choc principal/répliques, essaim et mélange des deux, qui sont associés aux processus de transfert de contraintes et de pression de fluides. Les structures Extérieures génèrent des essaims et semblent être associées à un processus de pression de fluides. Figure modifiée d'après De Barros et al. (2019).

3.7 Conclusion

Dans ce chapitre, j'ai présenté le travail réalisé autour des répliques du séisme de magnitude $M_{LDG} 5,2$ du 7 avril 2014.

L'analyse spatiale de la sismicité a montré la complexité de la crise avec différentes orientations dans l'alignement de la sismicité. L'analyse des mécanismes au foyer permet de mieux illustrer ces incompatibilités quand elles existent et de révéler les différentes structures actives durant la crise de 2014. Globalement, les orientations des alignements de séismes sont cohérentes avec les mécanismes au foyer et les orientations des principaux systèmes de failles de la région tels que ceux de Sérenne, Bersezio, Jausiers-Tinée et Haute-Durance. La sismicité semble donc se produire majoritairement sur des failles orientées $\sim N045^\circ$, $\sim N150-170^\circ$. Cependant, les alignements de sismicité ne dessinent pas toujours le plan de faille rompu. En effet, il est possible que des failles en échelon dessinent les alignements de sismicité principalement d'orientation $N160^\circ$. Pour confirmer cette hypothèse de failles en échelon, davantage de mécanismes au foyer seraient nécessaires pour vérifier que les alignements de séismes décrivent des plans parallèles.

Une analyse conjointe des géométries et processus moteurs a permis de proposer un modèle conceptuel pour expliquer la crise de 2014. Les géométries orientées $\sim N160^\circ$ localisées en profondeur (5-8 km) sont majoritairement associées à des répliques dues à un processus de transfert de contraintes et/ou des pressions de fluides. Les géométries orientées $N020-060^\circ$ localisées à des profondeurs plus superficielles (3,5-4,5 km) sont associées à des comportements complexes faisant appel à deux processus différents : transfert de contraintes et pression de fluides. Pour finir, les géométries situées à l'extérieur de l'amas central de sismicité, ont diverses orientations et sont localisées à différentes profondeurs. Elles suivent toutes un comportement d'essai qui semble associé à des processus de pressions de fluides.

Dans ce chapitre, nous avons proposé le processus de pression de fluides comme principal moteur de la sismicité pour la crise de 2014. Dans le prochain chapitre nous affinerons cette hypothèse, en nous intéressant aux pressions de fluides nécessaires pour générer cette sismicité.

Chapitre 4 : Etat de contraintes, pression et processus fluides

4.1 Introduction du chapitre

La présence de fluides mise en évidence pour les différentes séquences sismiques (2003-2004 et 2012-2015) semble indiquer qu'au moins une partie de la sismicité est générée par des surpressions de fluides. J'ai donc quantifié la surpression de fluides nécessaire pour générer la sismicité dans cette région, en inversant les mécanismes au foyer. Une première série d'inversions a permis de reconstruire l'orientation de l'état de contraintes dans la région. Celui-ci se révèle similaire pour les différentes zones et périodes étudiées. A partir de cet état de contraintes, les surpressions de fluides ont pu être calculées pour chaque événement ayant un mécanisme au foyer associé. Le déclenchement de la plupart des événements (65%) nécessite une surpression de fluide entre 15 et 40 MPa (17 à 40% de la pression hydrostatique) avec une valeur médiane de 24%. Les séismes de plus fortes magnitudes ont également besoin de surpression de fluides pour être générés. De plus, alors que la surpression de fluides diminue avec le temps pour une séquence de choc principal/répliques, elle varie de façon aléatoire pendant une séquence d'essaims. Un modèle est par la suite proposé pour expliquer les répliques du séisme de 2014, en se basant sur le modèle de « fault-valve behaviour » de Sibson (1990) : 1) les fluides piégés dans le plan de faille principal tendent vers la pression lithostatique, ce qui déclenche la rupture de la secousse principale et 2) le rééquilibrage de pression et la migration des fluides sont alors responsables des répliques. Les essaims sismiques ont eux besoin d'une alimentation continue en pression de fluides, d'origine externe et probablement profonde. Par conséquent, la pression de fluides est probablement un mécanisme commun de déclenchement de la sismicité dans la région de l'Ubaye, même si les processus impliqués diffèrent pour expliquer les différents types de séquences sismiques. L'ensemble de ces méthodes, résultats et interprétations sont présentés dans un article intitulé *Swarms and mainshock-aftershocks sequences are both triggered by fluids in the Ubaye Region (Western Alps)* en révision dans *Geophysical International Journal*. L'article est fourni dans sa version la plus avancée dans ce chapitre. Les matériels supplémentaires associés à l'article se trouvent en Annexes C.s

La majeure partie de l'écriture de l'article ainsi que la réalisation des figures et tableaux sont de mon fait tandis que les co-auteurs ont surtout contribué dans la partie discussion et construction du modèle conceptuel.

Swarms and mainshock-aftershocks sequences are both triggered by fluids in the Ubaye Region (Western Alps).

Marion Baques¹, Louis De Barros¹, Maxime Godano¹, Clara Duverger² and Hervé Jomard³

1: Université Côte d'Azur, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, IRD, Géoazur, 250 rue Albert Einstein, Sophia Antipolis 06560 Valbonne, France

2: CEA, DAM, DIF, F-91297 Arpajon, France

3: Bureau d'évaluation des risques sismiques pour la sûreté des installations, Institut de Radioprotection et Sûreté Nucléaire, Fontenay-aux-Roses, France

Abbreviated title:

Fluid-triggered mainshock-aftershocks and swarms

Corresponding author: Baques Marion Mail: marion.baques@geoazur.unice.fr

4.2 Abstract

The Ubaye Region (French Western Alps) is one of the most seismically active regions in France. It is regularly struck by mainshock-aftershocks sequences like in 1959 (ML 5.3), seismic swarms (2003-2004), and complex sequences (2012-2015) where mainshocks were followed by an abnormally high rate of seismicity. This diversity of seismic behaviours highlights the complex processes at play in this area. To improve our understanding of these processes, we compile a regional catalogue of focal mechanisms, completed by 100 new focal mechanisms of aftershocks following the 2014 mainshock. The oriented stress-state we reconstruct for different periods and sub-areas are found similar. We then calculate fluid-pressure required to trigger the earthquakes. Most of the events (65%) need fluid-overpressure between 15 and 40 MPa (17-to-40% of the hydrostatic pressure) with a median value of 24%. Moreover, even the largest events, like the mainshocks in the 2012-2015 sequence, are triggered by fluid-pressure, similarly as events within swarm sequences. Beside, while fluid-overpressure decreases with time for an aftershock sequence, it varies randomly during a swarm sequence. Therefore, based on a fault-valve model, we propose that: 1) the fluids trapped in the fault planes tend toward lithostatic pressure and trigger the mainshock rupture and 2) the released pressure is then responsible of aftershocks. On the contrary, swarms need external, likely deep, fluid-pressure feedings. Therefore, fluid-pressure is likely to be a common triggering mechanism of the seismicity in the Ubaye Region, even if the involved processes should differ to explain the different types of seismic sequences.

Keywords

Europe; Earthquake dynamics; Seismicity and tectonics; Dynamics and mechanisms of faulting

4.3 Introduction

Earthquake sequences can be separated in two main categories: mainshock-aftershocks sequences and swarm sequences. On one hand, mainshock-aftershocks sequence is the most common behaviour and starts with the largest magnitude earthquake, possibly damaging, followed by aftershocks of lower magnitude. Aftershocks are mainly driven by coseismic stress transfer (Stein, 1999) and occur around the fault zone where the mainshock occurred. Their number decays with time following an Omori's Law (Utsu and Ogata, 1995). Such mainshock-aftershocks sequences occur in all tectonically active contexts, as the tectonic stress loading directly triggers them. On the other hand, swarm sequences are bursts of earthquakes, usually of small-to-moderate magnitudes, which are clustered in time and space. They are characterized by a slow increase and decrease of the seismicity rate without a clear pattern, and by the strongest event occurring at any time during the sequence. They also occur in different tectonic settings: subduction zones (e.g. Japan, Kato et al., 2014; Nishikawa and Ide, 2017), volcanic regions (e.g. Mayotte, Bertil et al. (2021)) or stable intraplate areas (e.g. Western Bohemia, Fischer et al., 2014). They can last for days (e.g. Mammoth Mountain, Shelly and Hill, 2011; Mount Rainier, Shelly et al., 2013; Corinth Gulf, De Barros et al., 2020; South Korea, Son et al., 2021) to years (e.g. Ubaye, Jenatton et al., 2007; Cahuilla swarm, Ross and Cochran, 2021; Japan, Amezawa et al., 2021). To maintain this activity, a driving mechanism that lasts in time is required. As swarms are also

induced by fluid injections in geological reservoirs for geothermal (e.g. (Baisch et al., 2010; Schoenball et al., 2014)) or hydrocarbon resources (e.g. Goebel et al., 2016; Schultz et al. 2020), there are commonly associated with fluid-pressure diffusion at depth (e.g. Miller et al., 2004; Parotidis and Shapiro, 2004; Terakawa et al., 2010). Classically, seismic failures are induced directly by the decrease of normal effective stress associated with the increase of fluid-pressure. Seismic migration is then explained by the fluid-pressure diffusion. Alternatively, swarm sequences were also observed to be driven by slow-slips or aseismic deformation (Lohman and McGuire, 2007; Vallée et al., 2013). The aseismic slip perturbs the stress-state at its edges or on small, locked asperities (Segall et al., 2006). Fluid and aseismic processes may also be imbricated processes to drive swarms as the first one drives the latter (De Barros et al., 2020; Eyre et al., 2020; Wynants-Morel et al., 2020). As no direct observations are possible in the source area, swarm processes are still an open question.

In between these two end-member categories, more complex sequences exist. For example, some sequences involve several cascading mainshocks, with a global swarm pattern (Colfiorito sequence, Chiaraluce et al., 2003; Ubaye region, Thouvenot et al., 2016; Western Bohemia, Hainzl et al., 2016, Jakoubková et al., 2018; Corinth Gulf, Kaviris et al., 2021). In the Ubaye Region (De Barros et al., 2019) as well as in the Puerto Rico area (Ventura-Valentin and Brudzinski, 2021) or the Corinth Gulf (Kaviris et al., 2021), a mainshock started a seismic crisis, but with an abnormal number of aftershocks that were not decaying as the expected Omori's law and that contain small swarm sequences. In such cases, complex processes involving tectonic stress release as well as fluids and/or aseismic-slip are required.

The Ubaye Region, located in the Southwestern Alps, is one of the most seismically active area in France. Mainshock-aftershocks, seismic swarms, and complex sequences have been observed since the 18th century (Baques et al., 2021). In 2003-2004, more than 16,000 events were recorded in a swarm sequence (Jenatton et al., 2007; Daniel et al., 2011; Leclère et al., 2013). The last seismic crisis happened in 2012-2015 with two mainshocks of magnitude of ML4.8 and ML5.1 that occurred on 26/02/2012 and 07/04/2014, respectively, at a similar location. They were followed by an abnormally high rate of seismicity (Thouvenot et al., 2016; De Barros et al., 2019), including several small swarms at distances from the mainshocks. Globally, this seismic crisis can be described as a swarm, because the size of the seismic cluster is much larger than the spatial extent of the main ruptures. As 1) the tectonic deformation is very limited in the Southern Alps (e.g. Mathey et al., 2021; Walpersdorf et al., 2018), and 2) the areas just South or North of the Ubaye Valley are less active seismically, complex processes are required to explain both the high rate of seismicity and its complex patterns. For both the 2003-2004 swarm and the 2012-2015 sequence, fluid processes have been raised (e.g. Leclère et al., 2013; Thouvenot et al., 2016; De Barros et al., 2019). For example, seismic migration with a diffusivity of 0.002 to 0.06 m²/s were observed for the 2003-2004 and within the 2012-2015 sequences (Thouvenot et al., 2016; De Barros et al., 2019). These values are similar to the measured ones for fluid-induced seismicity in reservoir exploitations (Shapiro et al., 2002) and for other swarms worldwide (Talwani et al., 2007). Leclère et al. (2013) proposed that creep compaction pressurized the fluid within the fault, which then drove the 2003-2004 swarm migration. Daniel et al. (2011) also proposed that fluid process is required, because stress-transfer through earthquake-earthquake interaction explains only 59% of the 2003-2004 swarm. De Barros et al. (2019) suggested an interplay between stress-transfer and fluid-driven process since only some clusters in the 2014 aftershocks followed a typical aftershocks pattern, while others clearly behaved as seismic swarms.

In this study, we aim at better understanding the processes at play, focusing both on the well-instrumented period of the 2014 aftershocks and on particular seismic sequences, as the 2003-2004 and the 2012-2015 crisis, to explain the peculiar seismic behaviour in the Ubaye Region.

Direct observations of fluid are not possible at crustal depth. However, as fluid-pressure induces failures through reduction of the effective stress, it may trigger seismicity on fault planes that are misoriented with respect to the tectonic stress-state (Sibson, 1990). We therefore aim to compare the orientation of the observed failures, obtained through focal mechanisms, with the average stress-state. Using Cauchy's equations, we can reconstruct the fluid-pressure that is required within the faults

to induce earthquakes. A similar approach was used by Leclère et al. (2013), but focusing only on the 2003-2004 swarm period. They showed that the seismicity required from 20 to 50 MPa of overpressure with ~35 MPa at the beginning of the swarm and increasing up to ~55 MPa during the peak of activity.

After presenting the general seismo-tectonic context of the area, we first describe the different focal mechanisms catalogues we use for the Ubaye Region, including the well-instrumented two-month period after the 2014 mainshock. We then present the methods used to reconstruct the stress-state and the fluid-pressure needed to trigger the seismicity. We apply these methods on the Ubaye Region and refine the results looking at sub-areas, for different time periods, and for the 2014 relocated aftershocks. Finally, we propose and discuss a conceptual model that explains the role of fluid-driven process in the Ubaye Valley area.

4.4 Seismo-tectonic context and data

4.4.1 Tectonic context

The alpine chain is divided into two zones, internal and external, delimited by the Frontal Penninic Thrust (FPT, Fig.4.1). East of the FPT, in the internal zone, the Ubaye Region is mainly composed of the Briançonnais unit, which consists of a pile of thick low grade metamorphic nappes (e.g. Sue et al., 2007). West of the FPT, the Dauphinois units is composed of a 1-to-2-km thick Mesozoic to Cenozoic sedimentary rocks cover (sandstone, marls, and limestone, Kerckhove et al., 1978) laying on the crystalline basement (granitoid; Baietto et al., 2009). Overlaying some parts of the Dauphinois units is the 1-to-2 km thick “Flysch à Helminthoïdes”. This cover is also called the Embrunais-Ubaye nappes (Kerckhove, 1969) and is composed of late Cretaceous turbiditic series that were thrust westward during the Oligocene period (e.g. Gratier et al., 1989).

Crossing perpendicularly the Alpine structures, the Ubaye valley is a window opened into the long geological history of compression and extension resulting from the setting of the Western Alps. The late alpine faults as defined by Kerckhove (1969) and Tricart (2004) are the more recent recorded deformations. It consists in a series of normal and right lateral strike-slip faults formed or reactivated during the last Mio-Pliocene setting of the chain, and showing field evidence of neotectonic activity (Sue, 1998; Sue et al., 2007). Current seismicity seems to develop along them (Jenatton et al., 2007; Sue et al., 2007; Le Goff et al., 2009; Sanchez et al., 2010; Mathey et al., 2020; Fig.4.1). A majority of these faults are oriented N-S to NW-SE with some minor conjugate structures oriented E-W to NE-SW (Kerckhove, 1969; Sue and Tricart, 2003b; Tricart and Schwartz, 2006). The main identified active faults in the Ubaye Region are the High-Durance, the Serenne, and the Jausiers-Tinée faults (Fig.4.1; Baques et al., 2021; Mathey et al., 2020). The first one is oriented N-S and is prolonged to the Southeast by the Serenne fault. These two faults are located east of the Frontal Penninic Thrust while the Jausiers-Tinée fault (external part) is parallel to and at about 10 km south of the Serenne fault.

Using satellite geodesy, there is no measurable horizontal strain (e.g. Walpersdorf et al., 2018). For the vertical deformation, Mathey et al. (2021) used INSAR data to obtain the vertical strain-rate in the Western Alps and found a range of ~-0.7mm/yr to ~0.5mm/yr for the Ubaye Region (see Fig.4.3 in Mathey et al., 2021). Therefore, vertical deformation is very limited and not homogenous in the Ubaye Region.

Several studies computed earthquake focal mechanisms and calculated stress-state in the Ubaye Region and its surrounding areas to determine the tectonic stress regime. The mechanisms showed a dominant extensional regime with a strike-slip component for the Ubaye Region (Fig.4.1). Mathey et al. (2021b) found that the extensional component is oblique to the strike of the Alpine belt, while it

Chapitre 4 : Etat de contraintes, pression et processus fluides

was assumed normal until now (Sue et al., 2007). Similar stress-states have been reconstructed for the last swarms (2003-2004 and 2012-2015) occurring in the Ubaye Region (Leclère et al., 2013; Fojtíková and Vavryčuk, 2018).

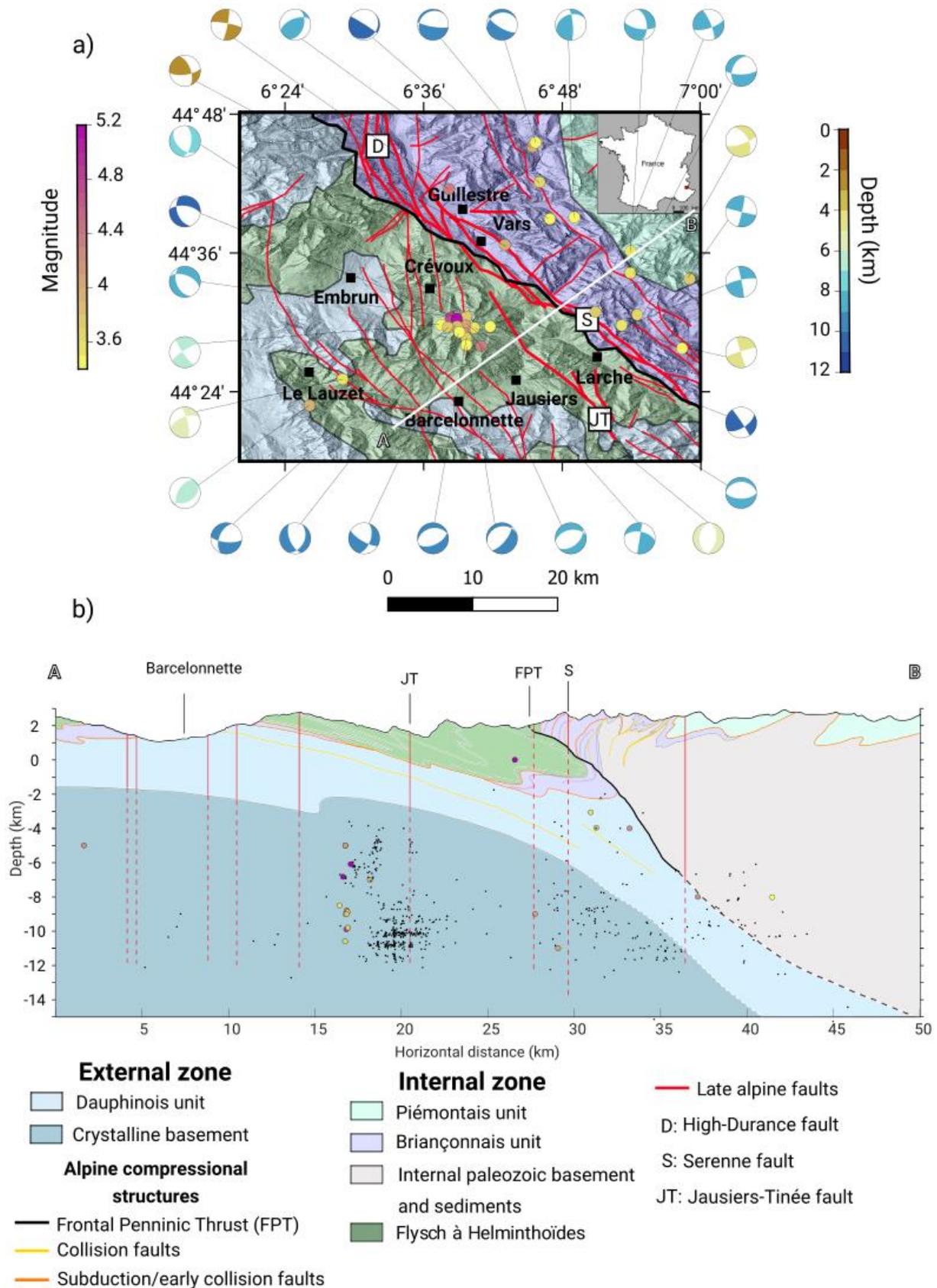


Figure 4.1 : a) Simplified geological map of the Ubaye Region with focus on the late Alpine faults. (red lines, from Tricart, 2004). Dots correspond to the location of earthquakes with their local magnitude ML (from the LDG, Duverger et al. (2021)) greater than 3.2, the colour being proportional to ML. Focal

mechanisms of the largest events are from several catalogues: Fréchet and Pavoni (1979), Leclère et al. (2013), Thouvenot et al. (2016), FMHex20 (Mazzotti et al., 2021) and Mathey et al. (2021b). Their colours show the depth of the events. The clusters of events between Crévoux, Jausiers, and Barcelonnette (2003-2004 and 2012-2015 swarms) have been artificially dispersed for better visualization. b) Simplified geological cross-section oriented N050°, modified from Dumont et al. (2022). The black dots correspond to the focal mechanisms catalogue in Figure 2b, while the coloured dots correspond to the events shown in a). Only the events contained in a buffer of 10km apart from the cross-sections are represented.

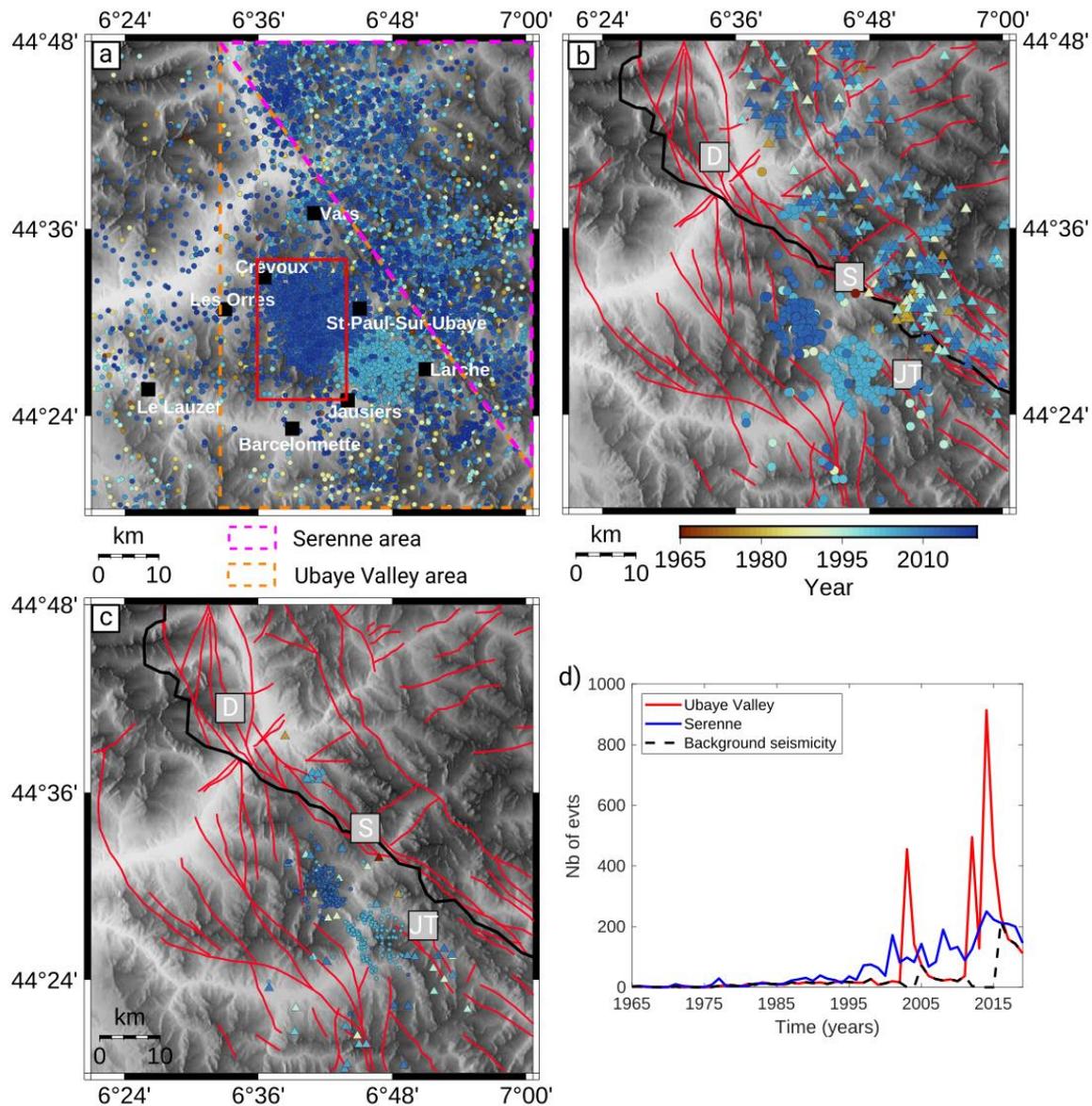


Figure 4.2 : a) Map of the instrumental seismicity since 1965 (LDG catalogue, <http://www-dase.cea.fr>). The orange and pink dashed-line zones delimit the Ubaye Valley and the Serenne area respectively, and the red square shows the 2014 relocated aftershock area (Fig.4.3). b) Map of the earthquakes with a computed focal mechanisms in the Ubaye Valley (circle) and the Serenne area (triangle) coloured by the year of occurrence. c) Map of the earthquakes with computed focal mechanisms for the 2003-2004 swarms (light blue circle), the 2012-2015 sequence (dark blue circle), and of the background seismicity (triangle) coloured by the year of occurrence. In b) and c), the red lines correspond to the late alpine faults mapped by Tricart (2004): D = High-Durance fault; S = Serenne fault; JT = Jausiers-Tinée fault. d) Number of earthquakes in the LDG catalogue as function of the time (years) for two different areas:

Ubaye Valley (red line); Serenne area (blue line). The dashed line (Background seismicity) corresponds to events that occurred in the Ubaye Valley during the periods: 1965-2002, 2005-2011, and 2016-2020.

4.4.2 Seismic context

Even if background seismicity scatters in the full area, most events are located in two main areas: in a large band along the Serenne and High-Durance faults (Figs 4.2.a and b) in the internal units later referred as “Serenne area”, and in large clusters between Crévoux, St-Paul-sur-Ubaye, and Barcelonnette (Figs 4.2.b and c) in the external units later referred as “Ubaye Valley area”. The seismicity in these two areas behaves differently (Baques et al., 2021; Larroque et al., 2021). In the Ubaye Valley, the seismicity mainly occurs in clusters (Fig.4.2.a) and shows both mainshock-aftershocks and swarms sequences. On the contrary, in the Serenne area, the seismicity is more scattered without clear clustered zones. The seismicity mainly develops as mainshock-aftershocks sequences. Yet, the presence of small seismic swarms cannot be discarded as no specific studies have been made on this area. In the following, we briefly describe the two clusters that occurred in 2003-2004 and 2012-2015 in the Ubaye Valley area.

The 2003-2004 swarm (Fig.4.2.c, light blue circles) started in early 2003 with seismic activity slowly increasing until July 2003. The seismicity rate remained at a high level for 3 months with the strongest earthquakes (maximum magnitude of $M_{LDG}3.4$) occurring during the end of the summer 2003. Then the seismicity rate slowly decreased to reach the background seismicity rate in the summer 2004 (Jenatton et al., 2007; Baques et al., 2021). Finally, a small burst of activity occurred at the end of 2004. More than 16,000 earthquakes were detected between 3km and 8km depth (crystalline basement) and aligned along a 9km long structure oriented N150°E. Leclère et al. (2013) computed 74 focal mechanisms that showed combined right lateral strike-slip motions along N150°-to-N175°E structures with extensional components. The nodal plane orientations are similar to the main direction of the cluster (~N150°E, Jenatton et al., 2007) and to the orientation of the Jausiers-Tinée fault system. Leclère et al. (2013) proposed that the Embrunais-Ubaye nappes, as well as the thick Mesozoic marly layers play the role of cap rock, allowing the fluids to pressurize the upper crust and generate earthquake swarm.

Ten years later, the 2012-2015 sequence started 7 km to the NW from the 2003-2004 swarm, (Fig.4.2.c, dark blue circles) on 26 February 2012 with a $M_{LDG}4.8$ ($M_w4.2$) earthquake at 8.8 km depth. It was followed two years later, on 7 April 2014, by a larger shock ($M_{LDG}5.2$, $M_w4.8$), which occurred exactly at the same location but slightly deeper (9.9km, Thouvenot et al., 2016). These mainshocks were felt in Nice and Grenoble, 100km from the epicentre area (Sira et al., 2012, 2014; Courboulex et al., 2013). Following the two mainshocks, intense seismic crises started, and the 2014 crisis instantaneously reactivated the 2012 crisis area. The seismicity then globally decreased as aftershock sequences (Thouvenot et al., 2016; De Barros et al., 2019). However, a modified Utsu-Omori’s law (Utsu, 1961) fitted on the seismicity occurring after the 2014 mainshock showed a $p=0.77$ time exponent (De Barros et al., 2019), which is slower than usual and reflects a more complex behaviour. After the 2014 mainshock-aftershocks sequence, an event of $M_{LDG}3.6$ ($M_w=3.4$) occurred in mid-April 2015, followed by another of $M_{LDG}4.3$ ($M_w=4.2$) in November 2015. Despite some classical mainshock-aftershocks sequence characteristics, the full crisis (2012-2015) follows a swarm-like behaviour with the largest event in the middle of the temporal sequence and a spatial extension much larger than the rupture dimension of the largest event. The majority of the seismicity occurred in the crystalline basement between 4 km and 10 km depth and aligned along a N160°E major structure and some N50°E minor structures (Fig.4.3). These orientations are retrieved in the 13 focal mechanisms computed by Thouvenot et al. (2016). In addition, no seismicity occurred between the location of the 2003-2004 swarm and the 2012-2015 sequence (Thouvenot et al., 2016). The activated structures, well

illuminated at depth (Thouvenot et al., 2016; De Barros et al., 2019) are not identified in the surface geology, possibly due to the compliant sedimentary materials, which makes it difficult to locate and recognize active deformation. On the contrary, active structures are identified at the surface in the internal zone (Sue et al., 2007), but the diffuse nature of seismicity does not allow to clearly associate the seismicity to well identified single fault systems.

4.4.3 Focal mechanisms

In this study, we based our analysis on the existing focal mechanisms catalogues for the Ubaye Region and its sub-areas, and on focal mechanisms specially computed for the two months aftershocks following the 7 April 2014 mainshock.

4.4.3.1 Ubaye Region

Thereafter, we gathered all the available focal mechanisms in a catalogue (full Ubaye Region catalogue). This catalogue is composed of the FMHex20 catalogue from Mazzotti et al. (2021), mechanisms from Fréchet and Pavoni (1979), Leclère et al. (2013), Thouvenot et al. (2016), and Mathey et al. (2021b). In total, 799 focal mechanisms composed the full Ubaye Region catalogue, those with a magnitude larger than $M_{LDG}3.4$ (4% of the events) are displayed in Figure 4.1. About 39% of the focal mechanisms occurred with a pure strike-slip to strike-slip motion with a normal component, while ~40% of the events show a pure normal to normal with a strike-slip component mechanism (Fig.C.1 ; Tab.C.1). The remaining part shows strike-slip with a reverse component (12%) or reverse mechanism (~9%). Two orientations stand out: N145°-to-N250°, N330°-to-N65° (Fig.C.2). These orientations are compatible with the active faults in the area. Indeed, the N145°-to-N250° is similar to the orientation of the Serenne fault (N150°), while the N330°-to-N65° direction is consistent with the High-Durance fault and with conjugate faults of the Serenne fault (Fig.4.1).

We then refine the full catalogue by separating mechanisms from the Ubaye Valley (453 events, Fig.4.2.b) and from the Serenne area (314 events, Fig.4.2.b). We also create two subsets of focal mechanisms for the Ubaye Valley: the 2003-2004 swarm area (138 events, Fig.4.2.c) and the 2012-2015 sequence area (260 events, Fig.4.2.c). The remaining focal mechanisms in the Ubaye Valley are gathered to form a background seismicity catalogue (55 events, Fig.4.2.c) that covers the periods of 1965-2002, 2005-2011, and 2016-2020.

The Ubaye Valley catalogue is composed of more pure strike-slip or strike-slip with normal component mechanisms (43%) than the Serenne catalogue (33%), while the Serenne catalogue is composed of more pure normal to normal with strike-slip component mechanism (48%) than the Ubaye Valley catalogue (35%) (Tab.C.1 ; Fig.C.1). Both catalogues show a small fraction of reverse mechanisms (Serenne: 10%; Ubaye Valley: 7%) and strike-slip with reverse component mechanisms (Serenne: 9%; Ubaye Valley: 14%, Tab.C.1). Similar orientations are found in the Ubaye Valley catalogue (N150°-to-N250°, N330°-to-N70°; Fig.C.1) and in the Serenne catalogue (N140°-to-N240°, N310°-to-N50°; Fig.C.1). These orientations are compatible with geological faults fracturing the crystalline basement (Fig.4.1). Catalogues from the 2003-2004 and 2012-2015 sequences show a similar mechanism distribution as the Ubaye Valley (see Tab.C.1 and Fig.C.1).

4.4.3.2 2014 Aftershocks

De Barros et al. (2019) relocated the aftershocks occurring during the two months following the 7 April 2014 mainshock. At that time (10 April 2014 - 10 June 2014), a temporary network of 7 seismic stations was deployed at 5 to 16km from the mainshock epicentre. More than 9,000 events were detected by template-matching and ~6,000 of them were relocated using double-difference relocation (Waldhauser and Ellsworth, 2000; Fig.4.3). Most of the seismicity broadly aligned with the mainshock plane along a structure oriented N155° and dipping 65°W between 2.5 and 11 km depth. A few clusters occurred away from the main cluster along short structures with various orientations. Based on their temporal and spatio-temporal distribution (De Barros et al., 2019), the clusters close to the mainshock seems directly triggered by the stress perturbation from the mainshock, and show an aftershock-like behaviour as their rate decayed after the mainshock. On the contrary, the shallow clusters or the events away from the main cluster show delay in time and hypocentral migration, hence showing a swarm-like behaviour. These clusters display a migration characterized by a hydraulic diffusivity of 0.002-to-0.06 m²/s or a migration velocity of 0.1 km/day (De Barros et al., 2019), suggesting that fluid-diffusion processes drive these clusters within the aftershock sequence. Therefore, the aftershock sequence following the 2014 mainshock is composed of intertwined aftershock-like clusters and swarm sequences.

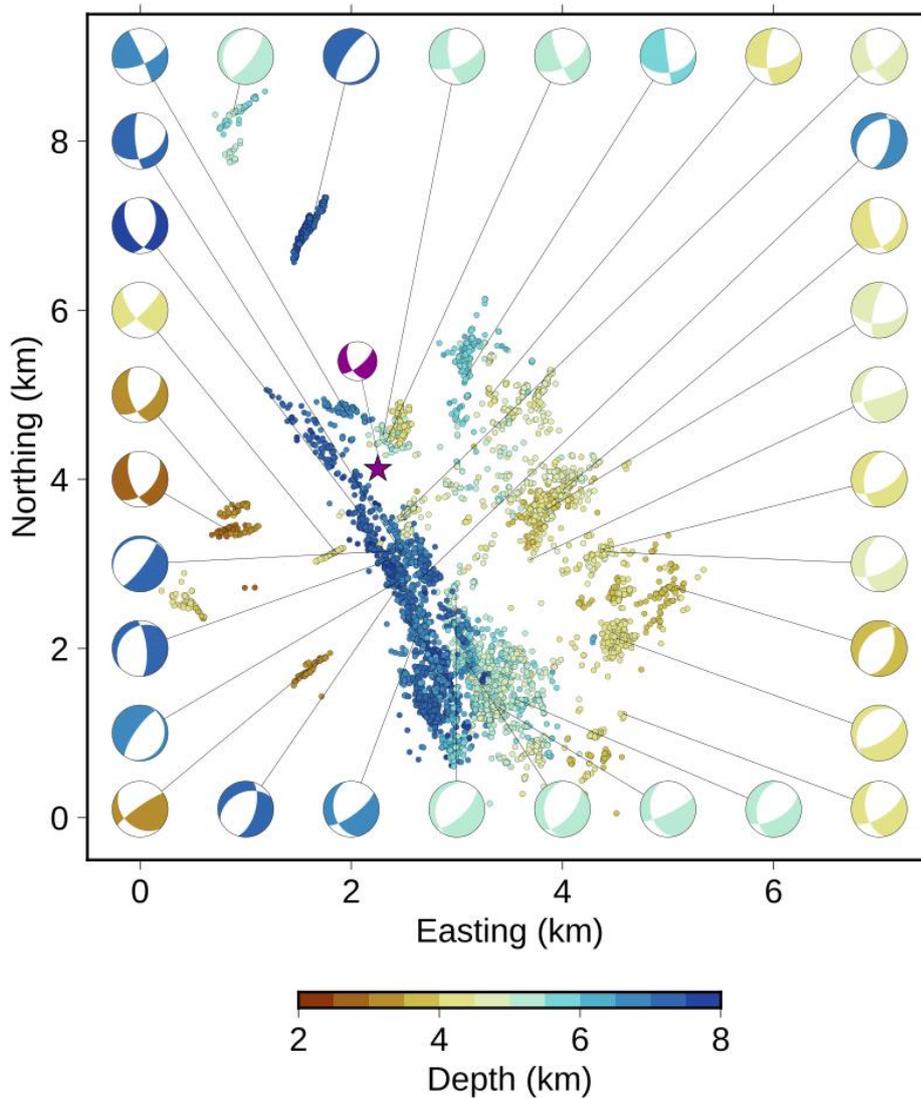


Figure 4.3 : Map of the aftershocks relocated by De Barros et al. (2019) in the two months following the 7 April 2014 mainshock, with a subset of 32 (out of 100) computed focal mechanisms. The colours show the event depths. The purple star corresponds to the location of the 2014 mainshock with its focal mechanisms from Thouvenot et al. (2016).

For this sequence, only 3 focal mechanisms were already computed (Thouvenot et al., 2016; Mathey, Sue, et al., 2021). We choose to refine the analysis by computing the focal mechanisms of the largest events within each cluster of seismicity occurring in this period. In total, 15 seismic stations were used: 7 from the temporary network and 8 permanent ones (3 from the INGV network (INGV Seismological Data Centre, 2006; University of Genoa., 1967); 5 from the RESIF network (RESIF, 1995)). We used the program developed by Godano (2009) and Godano et al. (2014), which inverts simultaneously P-wave polarity and S-to-P-waves amplitude ratio to determine the focal mechanisms. For the amplitude ratio, we first picked the amplitude of the first arrival for the P- and S-waves on the three components and calculated the norm for both wave types. The method was tested and validated by comparing our results to focal mechanisms obtained by Thouvenot et al. (2016). Out of the 120 focal mechanisms we computed, we only kept 100 mechanisms to form the 2014 relocated aftershocks catalogue. Twenty mechanisms were discarded because of either a number of P-polarities lower than 7, large azimuthal gaps in the distribution of the P-polarities and amplitude ratios on the focal sphere or low fitting score computed during the inversion (Fig.C.3).

The 2014 relocated aftershocks catalogue is mainly composed of 70% of pure-normal to normal mechanisms with a strike-slip component and 20% of strike-slip mechanisms with a normal component (Tab.C.1 ; Fig.C.1). Even if the ratio of normal mechanisms is higher than in the Ubaye Valley catalogue (Fig.C.1), we retrieve similar orientations for the nodal planes (N170°-to-N230°, N355°-to-N70°; Fig.C.2). However, we do not retrieve the N155° orientation proposed for the 2014 mainshock. Globally, the catalogue shows a wide variety of focal mechanisms and orientations, which suggests that complex processes may be at play in this aftershock sequence (Fig.4.3).

4.5 Methods

4.5.1 Stress-state

To estimate the fluid-overpressure required to trigger earthquakes, we first need to invert focal mechanisms to reconstruct the stress state orientation. To do that, we use the MSATSI program (Martínez-Garzón et al., 2014), which is a MATLAB version of the SATSI program developed by Hardebeck and Michael (2006). It is based on the Wallace (1951) and Bott (1959) assumption: the slip vector is assumed parallel to the maximal shear-stress. The stress-state is then determined through a grid-search inversion in order to maximize the shear-stress acting on the slip direction for all earthquakes. The MSATSI software requires as input the dip direction (strike+90°), the dip angle, and the rake, and computes the orientation of the principal stresses and the shape-ratio φ (Michael, 1984):

$$\varphi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad eq. 4.1$$

The shape-ratio informs on the stress regime in the region associated with the orientation of the principal stresses (e.g. Gephart and Forsyth, 1984). Equivalently, we will use the R-ratio, defined as $R = 1 - \varphi$:

$$R = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad eq. 4.2$$

A R-ratio of 0 indicate a purely extensive regime, while values of 0.5 and 1 indicate strike-slip and compressive regime, respectively. We also calculate the uncertainties associated with the orientation of each stress component and shape-ratio, following the approach of Martínez-Garzón et al. (2016). For the 2014 relocated aftershocks catalogue, we used the mean uncertainty obtained when calculating the focal mechanisms to perturb the strike (+/- 25°), dip (+/- 12°), and rake (+/- 36°). As we

did not have information about the uncertainty associated with the published focal mechanism, we chose to perturb the parameters with a maximum of +/- 30°, which is consistent with the uncertainties we obtained for the 2014 relocated aftershocks. Then, we randomly perturb 100 times the strike, dip, and rake of each mechanism assuming a uniform distribution with a maximum of +/- 30° uncertainty, which then creates a new catalogue of focal mechanisms. In total, we create 100 new catalogues, on which we apply 100 bootstraps operations. The inversions then lead to 10,000 values of shape-ratio, trend and plunge for each stress. From then, we calculate the mean and the standard deviation (Tab.C.2; Fig.C.4).

We then aim at exploring how the stress-state is variable in space and time, calculating it for the different focal mechanism catalogues defined in previous section: full Ubaye Region, Ubaye Valley, Serenne, Background seismicity, 2003-2004, 2012-2015, and 2014 relocated aftershocks. The results of these inversions are presented in the Results section.

4.5.2 Fluid-pressure

As mentioned in the introduction, fluid-pressure was highlighted as a driving process of the Ubaye Region seismicity. Two previous studies (Daniel et al., 2011; Leclère et al., 2013) calculated the fluid-overpressure needed to explain the 2003-2004 swarm and both assumed a stress-state with two horizontal components (σ_1 and σ_3) and one vertical component (σ_2). However, in our case, the stress-state inverted for the 2012-2015 sequence (Fojtíková and Vavryčuk, 2018) has only one horizontal component (σ_3) and two components (σ_1 and σ_2) neither vertical nor horizontal. Therefore, we generalize the approach used by Collettini and Trippetta, (2007), Terakawa et al. (2010), Leclère et al. (2013), and Jansen et al. (2019), to calculate the fluid-overpressure.

As neither σ_1 nor σ_2 are vertical, we first express the vertical stress (σ_v) as a function of the principal stress components using Cauchy's equation. Assuming a lithostatic stress, we get:

$$\sigma_v = \cos^2(\theta_1)\sigma_1 + \cos^2(\theta_2)\sigma_2 = \rho g Z \quad \text{eq. 4.3}$$

With θ_1 and θ_2 corresponding to the angle between the vertical stress and the plunge of σ_1 and σ_2 . ρ is the rock density taken at 2700 kg/m³; g is the gravitational constant (rounded at 10 m/s²) and Z is the depth in meters.

Using the R-ratio (eq.4.2) determined in the stress inversion, we can then reorganize eq.4.3 to express σ_1 and σ_2 as function of σ_3 :

$$\begin{aligned} \sigma_1 &= \frac{\rho g Z - R \cos^2(\theta_2)\sigma_3}{(1 - R)(\cos^2(\theta_2) + \cos^2(\theta_1))} \quad \text{eq. 4.4} \\ \sigma_2 &= \frac{\rho g Z - R(\rho g Z + \cos^2(\theta_1)\sigma_3)}{\cos^2(\theta_1) + \cos^2(\theta_2) - R \cos^2(\theta_2)} \quad (5) \end{aligned}$$

We then assume that σ_3 depends linearly on the depth (Z), such that:

$$\sigma_3 = AZ \quad \text{eq. 4.6}$$

Therefore, the only unknown left to determine σ_1 and σ_2 in eq.4.4 and 4.5 is the coefficient A . To determine it, we first compute the shear and normal stress that apply on the faults. As we do not know which of the nodal planes inferred from the mechanism the fault plane is, both nodal planes are considered as possibly activated. The shear stress τ and normal stress σ_n are related to the principal stress components using Cauchy's equations:

$$\tau^2 = (\sigma_1 - \sigma_2)^2 l^2 m^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 m^2 n^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2 n^2 l^2 \quad \text{eq. 4.7}$$

$$\sigma_n = l^2\sigma_1 + m^2\sigma_2 + n^2\sigma_3 \quad \text{eq. 4.8}$$

With l^2 , m^2 , and n^2 , the cosine direction of σ_1 , σ_2 , and σ_3 respectively.

We can then define the slip-tendency α for all nodal planes following Mattila (2015) and Jansen et al. (2019). The slip tendency describes how close the fault stress-state from failure is. A fault is at a critical stress state for α equal to 1, while it gets further from failure when α decrease. If we first assume that all faults are at a hydrostatic pressure, α is defined as:

$$\alpha = \frac{\tau}{\mu(\sigma_n - \rho_f gZ)} \quad \text{eq. 4.9}$$

With $\rho_f=1000 \text{ kg/m}^3$ the water density and μ the friction coefficient. We here assume a standard value of $\mu=0.6$ (Byerlee, 1970).

When combining eq.4.4, eq.4.5 and eq.4.6 with eq.4.7 and eq.4.8, the slip-tendency (eq.4.9) only depends on A. We then perform a grid search with A varying from 0 to $\rho_f g$, with a step of 1 N/m^3 . For each value of A, we calculate the slip-tendency for all fault planes. We then select the best A-value, 1) given that the slip tendency cannot be higher than 1, and 2) assuming that at least one event occurs with a fluid pressure equal to the hydrostatic pressure. The latter point means that we make the assumption that the most favourably oriented fault plane is reactivated with hydrostatic fluid pressure (Terakawa et al., 2010; Terakawa et al., 2012), which tends to minimize the fluid pressure required to reach the reactivation threshold. Therefore, we are looking for an A-value for which the maximal slip tendency is equal to 1. Once A is determined, σ_1 , σ_2 , and σ_3 (eq.4.4; eq.4.5; eq.4.6), as well as the stress state τ and σ_n acting on the faults (eq.4.7 and eq.4.8) can be computed. Assuming cohesionless fault, we can then compute the fluid-pressure that is required to induce failure using the Amontons' law:

$$PF = \sigma_n - \frac{\tau}{\mu} \quad \text{eq. 4.10}$$

For each event, a fluid-pressure value is computed for both nodal planes. To discriminate the fault plane from the auxiliary plane, we could use the slip tendency (eq.4.9), or equivalently the required fluid-pressure value required to trigger fault reactivation. We therefore keep as the fault plane the plane for which the lowest fluid-pressure value is obtained, as it corresponds to the nodal plane the closest to failure. To validate that our fault plane determination is correct, we compare the chosen fault plane with the one proposed by the fault instability criterion (Vavryčuk et al., 2013). The fault instability criterion gives the nodal plane that is the closest to the rupture without resorting of stress-state computation. It only depends on the friction coefficient μ , the R-ratio, and the direction cosines from the principal stresses (Vavryčuk et al.2013):

$$I = \frac{\tau_r + \mu(\sigma_r + 1)}{\mu + \sqrt{1 - \mu^2}} \quad \text{eq. 4.11}$$

where τ_r and σ_r are equal to:

$$\tau_r = \sqrt{l^2 + (2R - 1)^2 m^2 + n^2 - (-l^2 + (2R - 1)m^2 + n^2)^2} \quad \text{eq. 4.12}$$

$$\sigma_r = -l^2 + (2R - 1)m^2 + n^2 \quad \text{eq. 4.13}$$

We find that 99% of the identified fault planes are similar by both approaches, confirming their determination. The fluid-pressure depends on the depth as it is assumed to be higher than the hydrostatic pressure: $Ph = \rho_f gZ$ (eq. 4.14). To work with comparable values, we subsequently use the fluid-overpressure, defined as the part of fluid-pressure above the hydrostatic pressure (MPa):

$$\Delta PF = PF - Ph \quad \text{eq. 4.15}$$

We can then define the overpressure ratio (%) by normalizing the overpressure by the hydrostatic pressure:

$$\frac{\Delta PF}{Ph} = \frac{(PF - Ph)}{Ph} * 100 \quad eq. 4.16$$

Equivalently, another way to observe overpressure is through the pore-fluid factor (Cox, 2016; Sibson, 1990), which is the ratio of the pore-fluid pressure to the lithostatic pressure. We choose in this paper to use the overpressure ratio to compare with other studies using similar methods (e.g. Jansen et al., 2019), but results are shown in supplementary figures (Fig.C.10 ; Fig.C.11 ; Fig.C.12 ; Fig.C.13).

At the end, we obtain the fluid-overpressure needed to trigger slip on all fault planes identified thanks to the calculated focal mechanisms. We also estimate fluid-overpressure uncertainties by randomly perturbing 1000 times the strike, dip, and rake of the focal mechanisms on a range of 30° in a uniform distribution law. We then run the full inversion process on these 1000 perturbed catalogues, to reconstruct the stress-state and overpressures, leading to 1000 perturbed values of fluid-pressure (Fig.C.6). Since the distribution is not symmetrical to quantify the uncertainties for each event, we measure the overpressure range for which 34% (half of one standard deviation if the distribution was Gaussian) of the calculated values are above or below the initial fluid-pressure value. We then compute the median of these uncertainties for the different catalogues. We obtain an overpressure ratio uncertainty of -15% and +21% for Ubaye Valley, of -18% and +24% for Serenne, and of -17% and +15% for 2014 relocated aftershocks.

4.6 Results

4.6.1 Stress-state orientation and magnitude

We determine the stress-state for the two months following the 2014 mainshock as well as for the full Ubaye Region, its two sub-areas (Serenne and Ubaye Valley) and the particular sequences (2003-2004 and 2012-2015 sequences). Figure 4.4 summarizes the stress-state orientations calculated here and compares them to the published ones (Leclère et al., 2013; Fojtíková and Vavryčuk, 2018).

For the full Ubaye Region, we obtain a σ_1 oriented $N37^\circ \pm 8^\circ$ and plunging $66^\circ \pm 6^\circ$, a σ_2 oriented $N192^\circ \pm 2^\circ$ plunging $22^\circ \pm 6^\circ$, and a sub-horizontal σ_3 oriented $N285^\circ \pm 1^\circ$. The σ_3 is the only horizontal stress component and is tilted $\sim 65^\circ$ from the normal of the Frontal Penninic Thrust. The other two stress components, σ_1 and σ_2 , are less well-resolved (Tab.C.2 ; Fig.C.7). Indeed, they can easily vary in a $N190^\circ$ vertical plane, which suggests that both components have similar amplitudes. Furthermore, the Ubaye Region shows strong variations in the topography, with more than 2000 m between valleys and mountain summits. As σ_1 and σ_2 depend on the depth, topographical effects may impact the plunge, as well as the amplitude, of these stress components.

We then refine this analysis by looking for spatial variations for the two sub-areas: Ubaye Valley and Serenne. In both cases, σ_3 orientation is found similar to the Ubaye Region one while there are differences in the plunge for the other two components. Both σ_1 and σ_2 are within the $N190^\circ$ vertical plane, but σ_1 is found subvertical (71°) in the Serenne area, while it shows a 41° plunge in the Ubaye Valley. Accordingly, σ_2 is sub-horizontal (14°) and more vertical (49°) in the Serenne and Ubaye Valley, respectively. As mentioned above, this difference might be (partly) due to topographical effects.

Regarding the stress-state orientations for the two main sequences of 2003-2004 and 2012-2015, and for the remaining focal mechanisms (background seismicity) in the Ubaye Valley, they are found very similar to the Ubaye Valley one (Fig.4.4 ; Tab.C.2). Some very limited differences ($<5^\circ$) in the plunge of

σ_1 and σ_2 might be explained by the variation of topography or uncertainties in the computation. Some observations can be noticed when looking specifically at the aftershocks of the 2014 event: the stress-state does not show significant differences with the other ones.

Moreover, the stress-state orientation for both sequences are similar to the ones computed by Fojtíková and Vavryčuk (2018), the differences being within the uncertainty range. The stress-state computed by Leclère et al. (2013) for the 2003-2004 sequence shows a subvertical σ_2 , while they use the same catalogue of mechanisms as Fojtíková and Vavryčuk (2018) who found plunging of 49° (Tab.C.2).

The R-ratio is also a parameter indicating the active regime in an area. We retrieve similar R-ratio ≈ 0.31 , for the different catalogues (Tab.C.2). Their values are also compatible with the ones found by Leclère et al. (2013) for the 2003-2004 swarm and by Fojtíková and Vavryčuk (2018) for the 2003-2004 and 2012-2015 swarms with a mean R-ratio ≈ 0.29 . This value indicates extension and strike-slip regime in this region, which is in agreement with the geodesic observations.

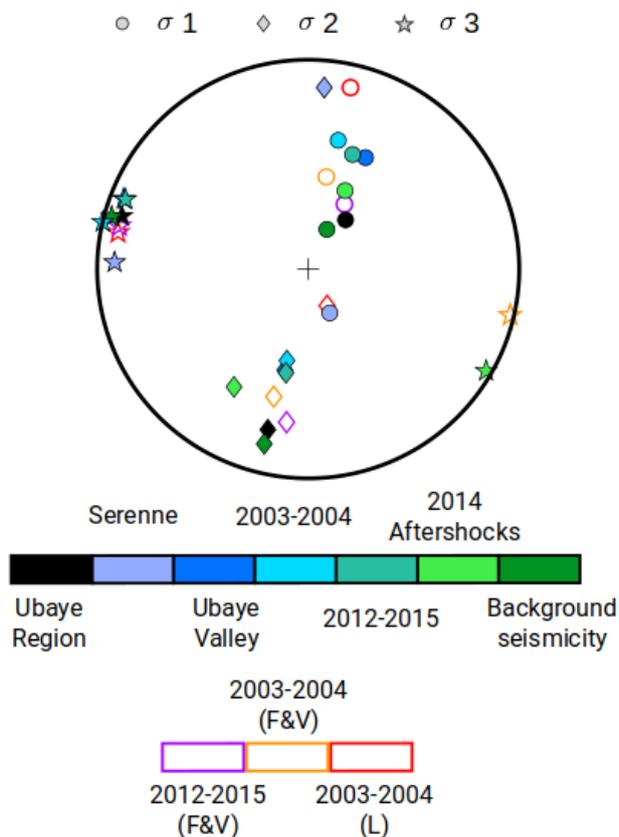


Figure 4.4 : Polar view of the stress-state orientations (circle for σ_1 , diamond for σ_2 , and stars for σ_3). Computed stress-states are shown as filled symbols coloured by regions (full Ubaye Region, and its two sub-areas: Serenne and Ubaye Valley, Fig.4.2.b); or periods (2003-2004 swarm, 2012-2015 sequence, background seismicity, Fig.4.2.c; and 2014 aftershocks, Fig.4.3). The red, pink, and purple unfilled symbols correspond to published stress-states: “F&V” for Fojtíková and Vavryčuk (2018); “L” for Leclère et al. (2013).

The magnitude of the principal stresses is then determined (Figs 4.5.a, 4.5.c, and 4.5.e, for Ubaye Valley, Serenne, and 2014 relocated aftershocks catalogues, respectively). In all cases, they are found to be very similar, as $\sigma_3 \approx 15 * Z$ (MPa), with the depth in km. Equivalently, the deviatoric stress is found to increase with depth as $\sigma_1 - \sigma_3 \approx 13 * Z$ (MPa), with the depth in km. As expected, σ_1 is close to σ_2 in every case. As the stress-state inversion reveals differences, albeit small, in plunge for σ_1 and σ_2 among the different cases, their magnitudes also vary. Once again, these differences may be explained by topographic effect, as the 2014 aftershocks occurred below the Parpaillon massif, which culminates at 3000 m.

In summary, the stress-states and the R-ratio are found similar for the different catalogues, and consistent with previously published results. Therefore, anomalies in the stress-state orientation cannot explain the swarm behaviours or the complex aftershock sequences of the 2014 earthquake.

As the stress-state seems spatially homogeneous constant, we then mainly focus on the Ubaye Valley, Serenne area, and 2014 aftershocks to explore their fluid-overpressure behaviour.

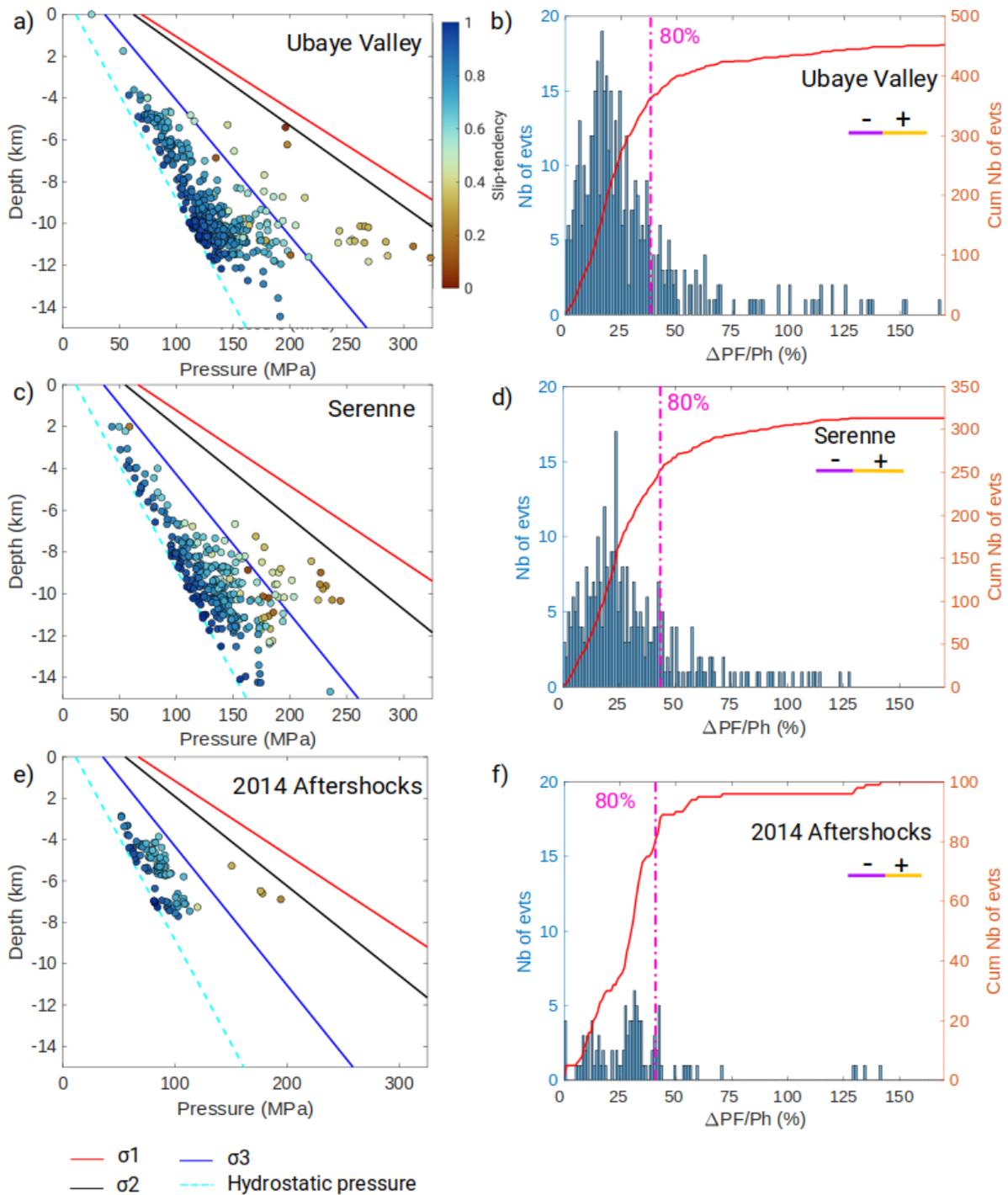


Figure 4.5 : Fluid-pressure versus depth (left panels: a, c, e) and histograms of overpressure ratios (right panels: b, d, f), for the Ubaye Valley (a, b), the Serenne area (c, d), and the 2014 aftershocks (e, f). In a), c), and e), the dots show the fluid-pressure required to reactivate the selected fault planes coloured by the slip-tendency at hydrostatic pressure. The depth is below sea level. The light blue, blue, black, and red lines correspond to the hydrostatic pressure, σ_3 , σ_2 , and σ_1 , respectively. In b), d), f), the histograms show the number of events per overpressure ratio (%), while the red lines show the cumulative number of events. The purple and yellow bars correspond to the common negative and positive uncertainty that are found to all the fluid-overpressure values. The pink dashed line shows 80%

of the cumulative number of events. The number of earthquakes as function of pore-fluid factor is also available in Supplementary Materials (Fig.C.9).

4.6.2 Fluid-overpressure

Figs 4.5.a, c, and e shows the fluid-pressure computed for the nodal plane the closest to rupture, which is assumed to be the fault plane of the seismic event. This assumption is supported by the correlation of our results with the values of the fault instability criterion described in section 3.2. All computed fluid-pressures are equal to or above the hydrostatic pressure, as we assumed a minimal hydrostatic pressure. Only a few events require an overpressure higher than σ_3 . In this case, failure might imply some tensile component. Some of the published focal mechanisms used in our catalogues have quality indexes (Fig.C.7, Mathey, Sue, et al., 2021). We find that events with a fluid-pressure value higher than σ_3 have the lowest quality index (Figs C.5.a ; Fig.C.5.b). We then discard events with a fluid-pressure value higher than σ_3 from the analysis, as their mechanisms might be fraudulent with large errors.

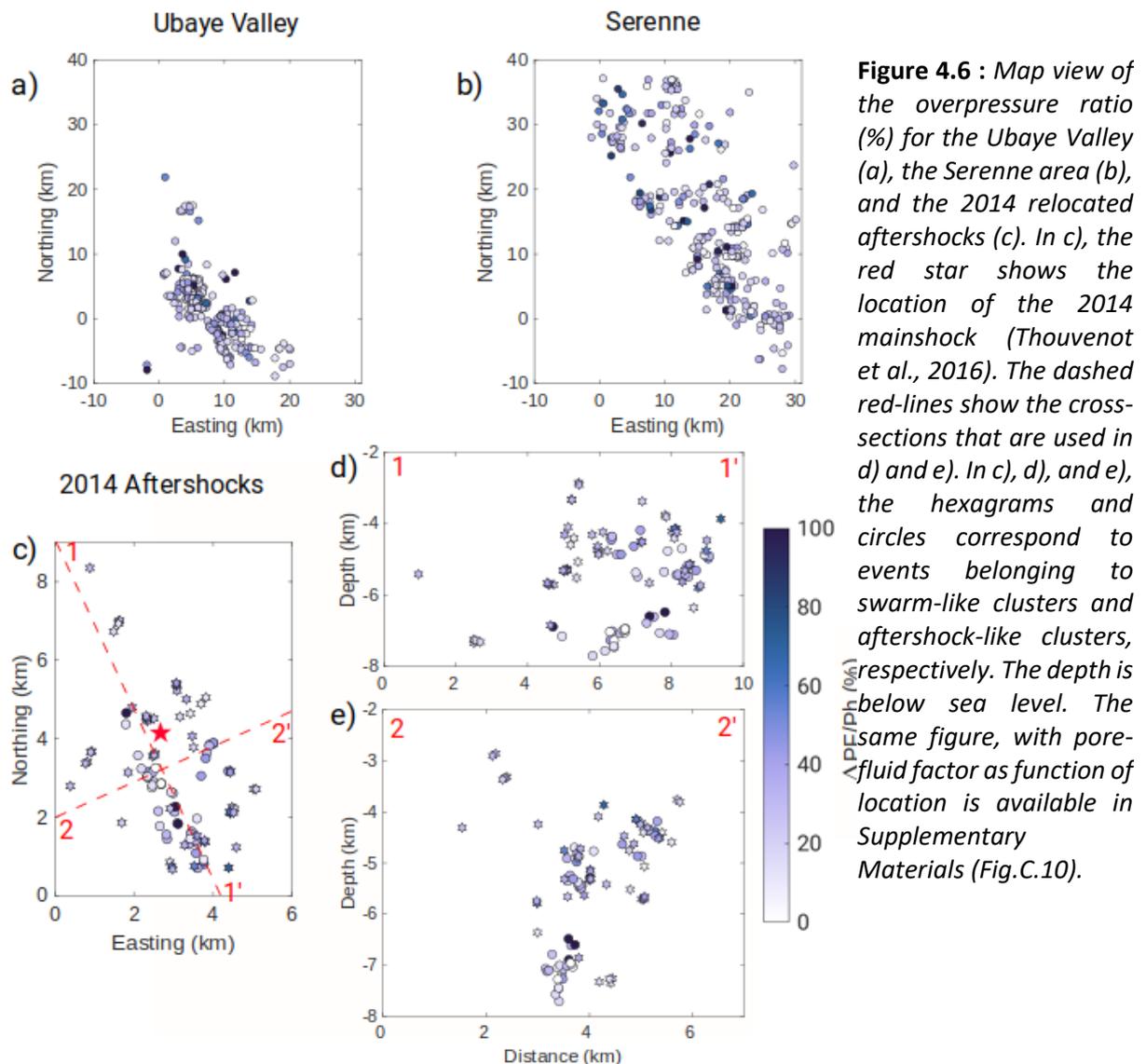
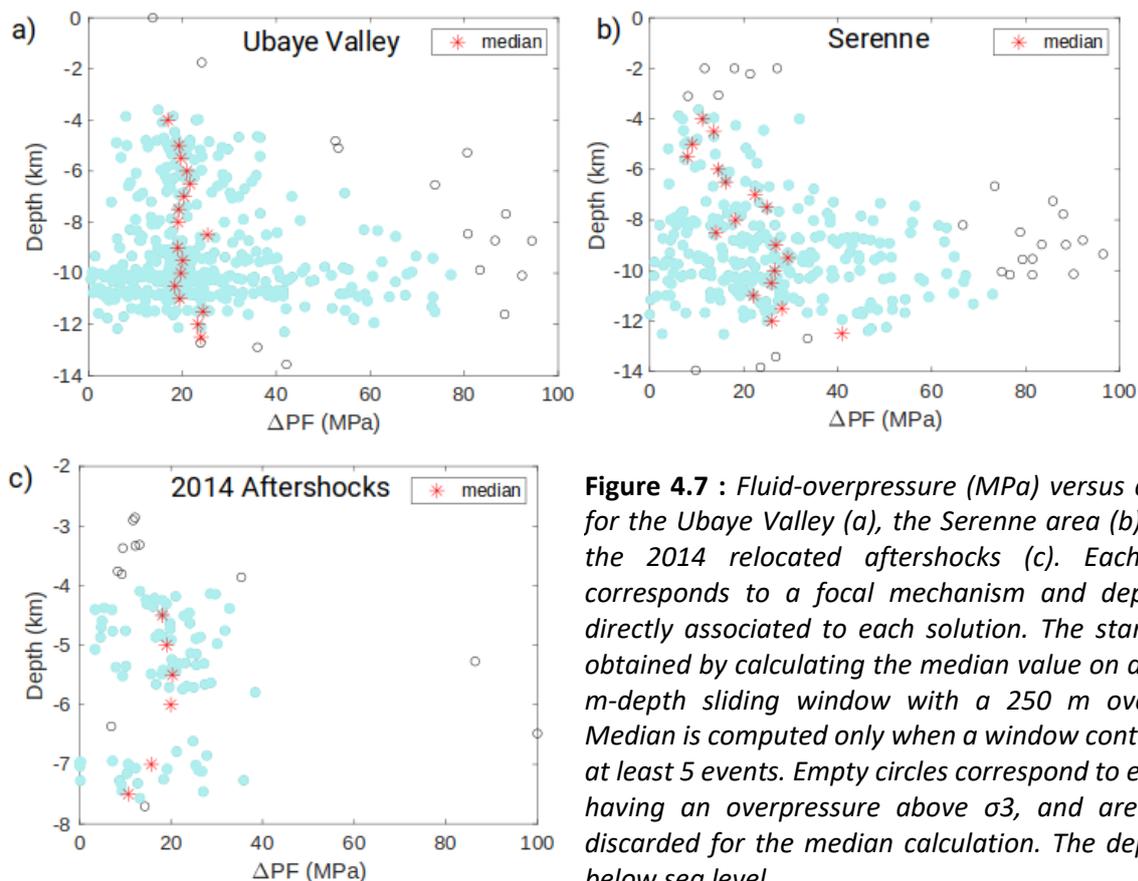


Figure 4.6 : Map view of the overpressure ratio (%) for the Ubaye Valley (a), the Serenne area (b), and the 2014 relocated aftershocks (c). In c), the red star shows the location of the 2014 mainshock (Thouvenot et al., 2016). The dashed red-lines show the cross-sections that are used in d) and e). In c), d), and e), the hexagrams and circles correspond to events belonging to swarm-like clusters and aftershock-like clusters, respectively. The depth is below sea level. The same figure, with pore-fluid factor as function of location is available in Supplementary Materials (Fig.C.10).

To get rid of the dependency on depth, we also look at the overpressure ratios. We consider that the overpressure required to trigger the events is significant when it is higher than the computed

uncertainties: 15% for Ubaye Valley (Fig.4.5.b), 18% for Serenne (Fig.4.5.d), and 17% for the 2014 aftershocks (Fig.4.5.f). Considering these uncertainties, 68% (Ubaye Valley), 61% (Serenne), and 69% (2014 aftershocks) of the events required overpressure to be triggered. For these three catalogues, significant overpressure ratio, though at values lower than $\sim 40\%$, are required for 63%, 61%, and 68%, leading to median overpressure ratio of 27%, 30%, and 32% for the Ubaye Valley, Serenne, and 2014 aftershocks, respectively. In absolute values, at least 46% of the events require fluid-overpressure less than 45 MPa for the Serenne area. For the 2014 aftershocks catalogue, at least 60% of the events need less than 27 MPa of overpressure. 48% of events require less than 38 MPa of overpressure for the case of the Ubaye Valley area (Fig.C.8). The three catalogues leads similar values of median overpressure: 24 MPa, Ubaye Valley catalogue; 30 MPa, Serenne catalogue; 20 MPa, 2014 relocated aftershocks catalogue.

We then analyse the spatial distribution of the reconstructed fluid-pressure (Fig.4.6), but we do not see any clear tendency. Indeed, despite an important scattering in overpressure ratios, no consistent anomalies are observed on map view, neither for the 2014 relocated aftershocks (Fig.4.6.c) nor for the Ubaye Valley and Serenne areas (Figs 4.6.a ; Fig.4.6.b). For the 2014 aftershocks, we also separate the events based on the classification made by De Barros et al. (2019), with clusters showing an aftershock-like or swarm-like behaviour (Figs 4.6.c ; Fig.4.6.d ; Fig.4.6.e). The median value of overpressure ratios for aftershock-like clusters is slightly lower (27%) than the one for swarm-like clusters (31%). This is to be expected, as swarms are often associated with fluid-driven processes. However, no clear difference is observed spatially between these two classes of events (Figs 4.6.c ; Fig.4.6.d ; Fig.4.6.e).



There is also no link between the depth and fluid-overpressure for the Ubaye Valley (Fig.4.7.a), as the values are found nearly constant between 4-12km depth. For the 2014 aftershocks, we also observe a constant fluid-overpressure as a function of depth (Fig.4.7.c). Therefore, for both catalogues, the overpressure does not seem to depend on the hydrostatic pressure. On the contrary, for the Serenne

area, the reconstructed overpressure seems to increase with depth, and therefore with the value of the hydrostatic level. This difference in behaviour between Serenne and Ubaye Valley might suggest a difference either in the geological context or in the driving processes.

Figure 4.8 represents the overpressure ratio as a function of the event magnitude (ML) for the different areas and seismic sequences. For the sake of homogeneity, we use the local magnitude (ML) computed by the LDG (Duverger et al., 2021) for all events in our focal mechanism catalogues. In both the Ubaye Valley and the Serenne areas, the reconstructed fluid-pressure values do not depend on the event magnitude. The same is observed for the overpressure (Fig.C.9). Particularly, the largest events need similar fluid-pressure as the smallest ones. The same observation is made when focusing on particular sequences, such as the seismicity in 2012 (Fig.4.8.d). The reconstructed overpressure ratio appears quite scattered for low magnitude events ($ML < 2.5$), which might indicate a variability in the processes or a larger uncertainty on the focal mechanisms. However, the mainshock shows one of the largest overpressure for events of magnitude larger than 2.5. The mainshock that started this sequence (ML4.8, 26/02/2012) needs $\sim 30\%$ of overpressure ratio, as do smaller aftershocks right after. This suggests that fluid-pressure is required to trigger both large and small events, whatever their magnitude.

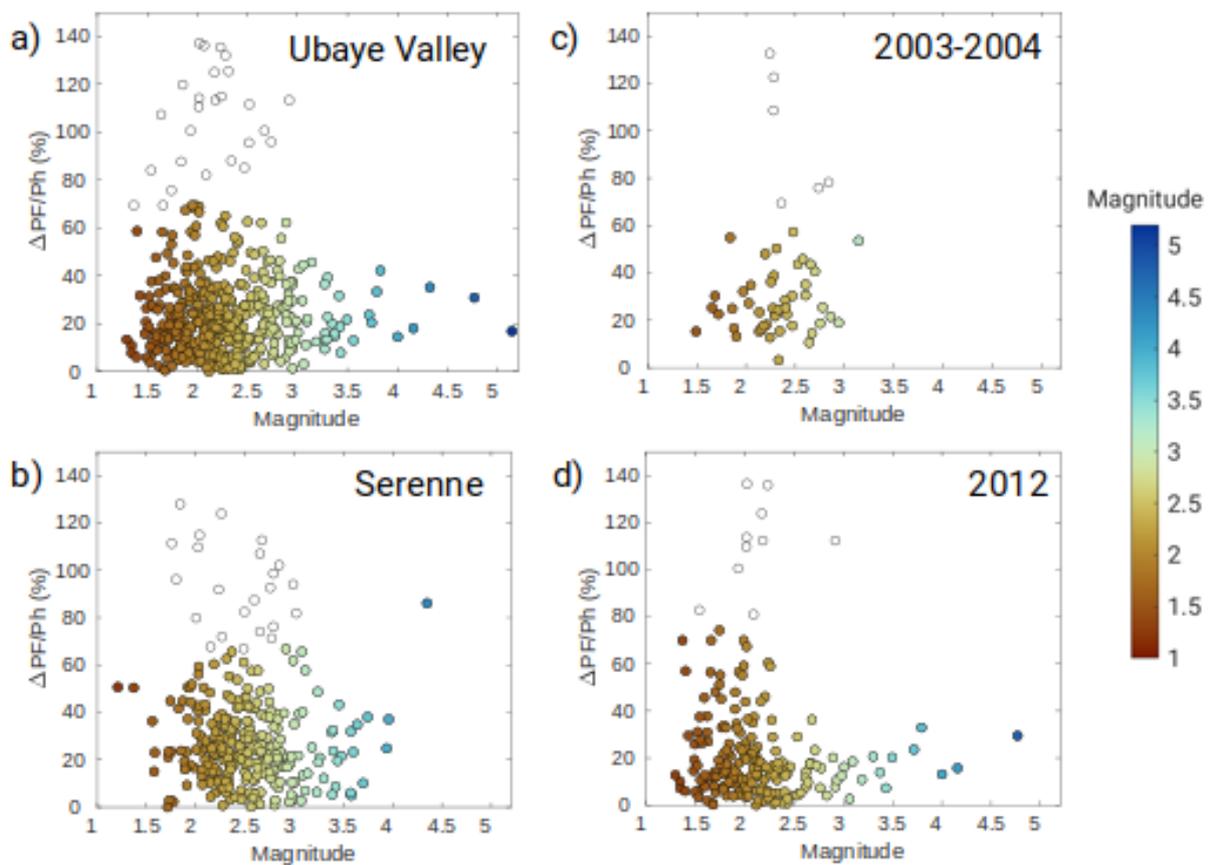


Figure 4.8 : Overpressure ratio as function of local magnitude for the Ubaye Valley (a), the Serenne area (b), the 2003-2004 swarm (c), and after the 2012 mainshock (d). The local magnitude comes from the LDG catalogue (<http://www-dase.cea.fr>). The empty circles show events with overpressure ratio higher than σ_3 , which are therefore discarded from the analysis. The same figure, with pore-fluid factor as function of magnitude is available in Supplementary Materials (Fig.C.11).

To confirm this statement, we look in detail at fluid-pressure uncertainties for particular earthquakes. Figure 9 represents the distribution of fluid-overpressures obtained by perturbing 1000 times the source fault properties (strike, dip, and rake) of all events (see section 4.5.2). For each of these perturbed catalogues, we run again the full analysis, including the inversion for the stress-state

orientation, amplitude and the fluid overpressure. We then focus on 9 events with magnitude ML from 2.9 to 5.2. Two of these earthquakes occurred in the Serenne area (Figs 4.9.b ; Fig.4.9.c) in Feb. 1996, and 2000, two were from the background seismicity in the Ubaye Valley (Figs 4.9.a and f) in Jan. 1996 and 2005, and two happened during the 2003-2004 swarm (Figs 4.9.d ; Fig.4.9.e). The last three events are the largest earthquakes of the 2012-2015 sequence, which occurred on 26/02/2012 (Fig.4.9.g), 07/04/2014 (Fig.4.9.h), and 06/11/2015 (Fig.4.9.i). Most of these events unambiguously need fluid-overpressure to reach the reactivation criterion (Figs 4.9.a ; Fig.4.9.b ; Fig.4.9.c ; Fig.4.9.h) as their distributions show a clear peak around an elevated fluid-overpressure value. This is not as clear for the Jan-1996 and 2004 events (Figs 4.9.a ; Fig.4.9.e) for which the distribution is squeezed toward low values of overpressure. Moreover, the distribution for the earthquakes occurring in 2003, 2009, 2012, and 2015 show a wider range of overpressures than the other events. The Figure 4.9 confirms that, considering uncertainties, the reconstructed overpressures are meaningful, even if the reconstructed values might be variable. Therefore, it confirms that even the largest earthquakes are likely to be triggered by fluid-pressure, whatever if they occurred during a swarm or as an isolated earthquake.

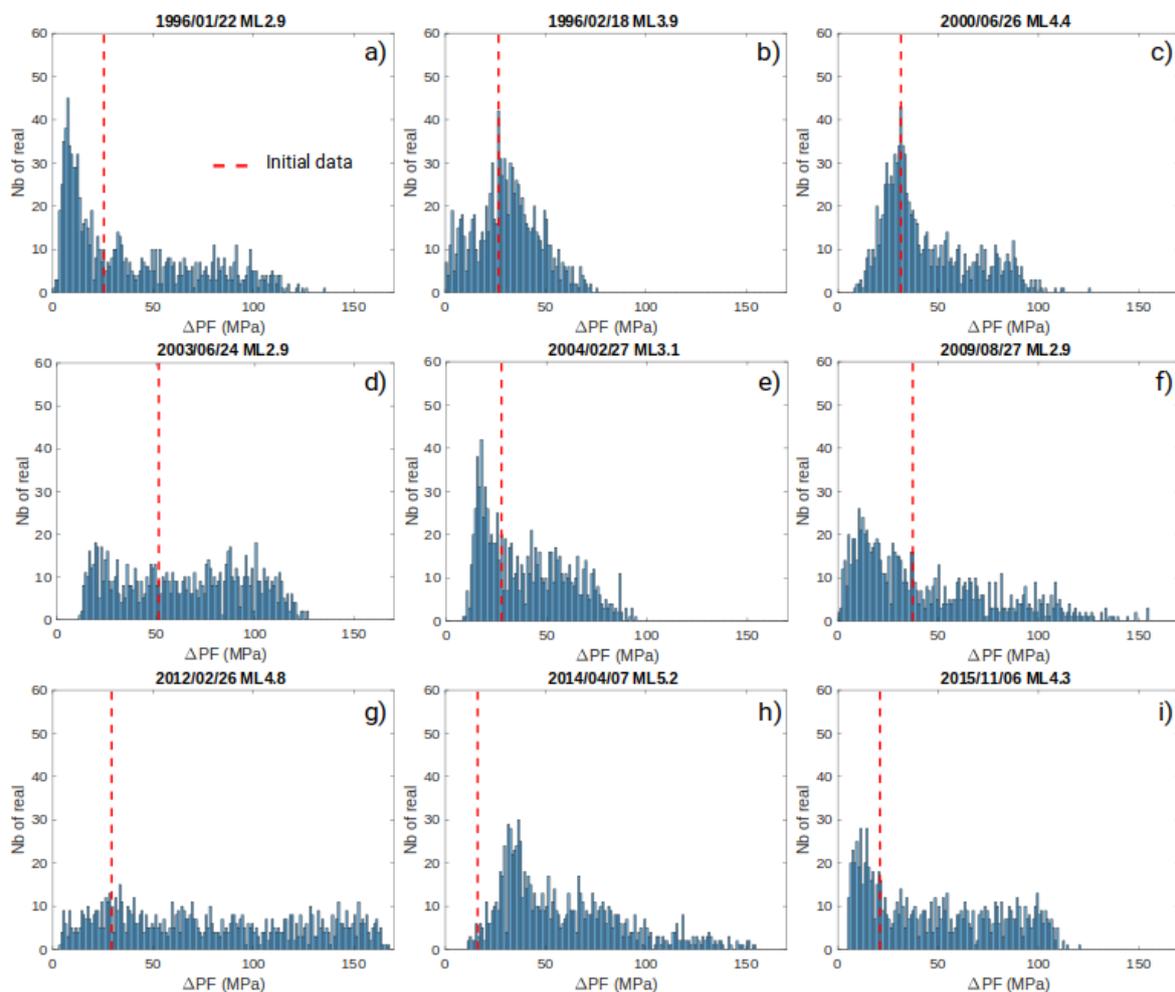


Figure 4.9 : Distribution of overpressure obtained by the inversion of 1000 perturbed catalogues of focal mechanisms. For each perturbed catalogue, the stress-state is first inverted before being used in the pressure calculation (see section 2.2.4). The number of realizations is the number of perturbed catalogues leading to fluid-overpressure value in a 1 MPa bin. Results are shown for 9 selected earthquakes occurring in the background seismicity (a, f), along the Serenne fault (b, c), during the 2003-2004 swarm (d, e) during the 2012-2015 sequence (g to i). The local magnitude of the events is taken from the LDG catalogue (<http://www-dase.cea.fr>). The dashed-red line corresponds to the initial value of fluid-overpressure calculated using the unperturbed catalogue.

To refine this observation, we look at how the overpressure ratio evolves with time within a swarm and during an aftershock sequence (Fig.4.10). During the 2003-2004 swarm (Fig.4.10.a), the overpressure ratio varies in time at high level without following a clear pattern. On the contrary, during a mainshock-aftershocks sequence, like in 2012 (Fig.4.10.b), high values of overpressure ratio (up to 68%) is observed at the beginning of the sequence, right after the mainshock. It then slowly decayed in the next 6 months, to stabilize below 30% (Fig.4.10.b, black line). Therefore, it suggests that the difference between a swarm and a mainshock-aftershock sequence may be more related to the evolution of the fluid-overpressure in time rather than to its absolute values. Both required overpressure in their driving process, but the overpressure ratio decays with time in the mainshock-aftershocks sequence and not in a swarm episode.

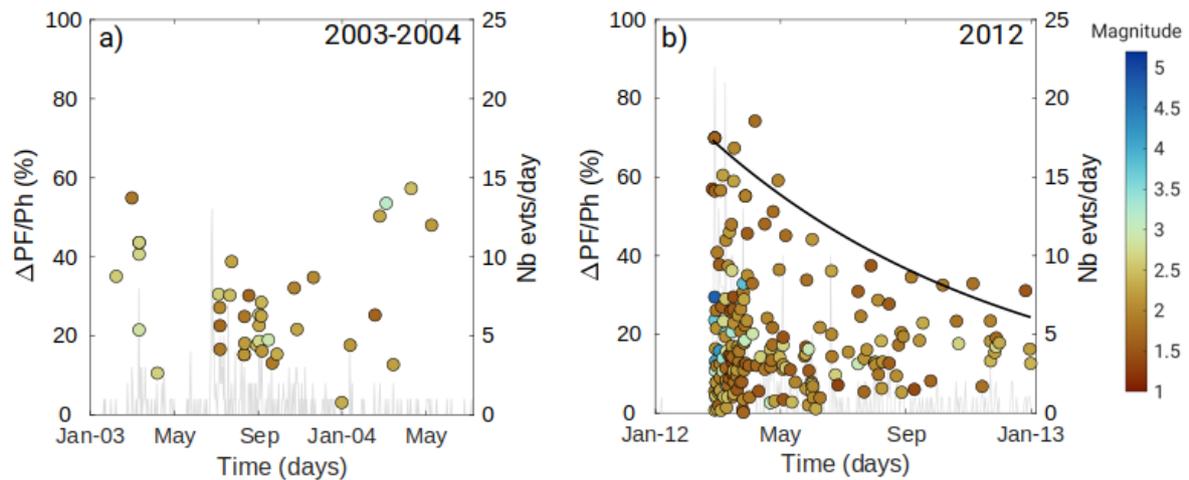


Figure 4.10 : Overpressure ratio as function of time for the 2003-2004 swarm (a) and after the 2012 mainshock (b). The colour corresponds to the local magnitude from the LDG (Duverger et al., 2021). The grey bars (right axis) show the temporal distribution of the earthquakes, from the LDG catalogue (<http://www-dase.cea.fr>). Only the events with an overpressure ratio lower than σ_3 and in the LDG catalogue are represented. In b), the black line fits the 90 percentile maximum overpressure ratio value every month following an exponential law. The same figure, with pore-fluid factor as function of time is available in Supplementary Materials (Fig.C.12).

4.7 Discussion

From the focal mechanisms, we reconstructed the stress-state and the fluid-overpressure that trigger earthquakes for different areas and time periods in the Ubaye Region. We showed that the majority of the events need overpressure at median value of 20-30 MPa, or equivalently at 27-32% of the hydrostatic pressure. We also showed that there is no significant spatial variations of neither the stress-state nor the fluid-overpressure. Even the largest events are triggered by fluid-pressure, but the time evolution of fluid-overpressure is different for a mainshock-aftershocks sequence or for a swarm sequence.

In this discussion, we first analyse the different sources of uncertainties that may impact our results. Then, we discuss the stress state and overpressure results, in order to propose an interpretative mechanism for fluid-driven aftershock seismicity and swarms.

4.7.1 Source of uncertainties

The main uncertainties we have to deal with come from the accuracy of the focal mechanisms, as they are used to compute both the stress state and the overpressures. However, we do not have precise information on the quality of the focal mechanisms we used. Only the focal mechanisms coming from Mathey et al. (2021b) have a quality index (Fig.C.5). However, the statistical approach based on the focal mechanisms perturbation (section 4.5.2) allows the propagation of their focal mechanism uncertainties through the full workflow to estimate the fluid-pressure uncertainty. The error bars in Figure 4.5 or the distribution of overpressures for the 1000 perturbed catalogues (Fig.4.9) show that the reconstructed overpressures may vary, but that the requirement of fluid pressure is reliable.

We show that the reconstructed fluid-pressures do not depend on the epicentral location of earthquakes (Fig.4.6) and are, on average, constant with depth (Fig.4.7) in the Ubaye Valley. On the contrary, overpressure ratios seem to increase with depth in the Serenne area. These observations are based on our confidence in the location of events. However, we do not have information on the accuracy of the location of the focal mechanisms for the regional catalogues. On the contrary, the 2014 aftershocks were relocated through a double-difference algorithm, with limited relative location uncertainties (De Barros et al., 2019). Using this specific catalogue, we do not observe any horizontal spatial pattern (Fig.4.6.c) but a constant trend with depth (Fig.4.7.c). By extrapolation, we may conclude that the location uncertainties do not likely bias the spatial results.

In our analysis, we focused only on the variation of fluid-overpressure (ΔPF). However, to reach failure, we could also have an increase of shear stress (overstress, $\Delta\tau$). Particularly, the aftershocks that are close from the 2014 mainshock can be reactivated by Coulomb stress transfer from the mainshock (Stein, 1999). In this case, the overstress should be smaller than the stress drop of the mainshock, which is assumed to be close to 10 MPa (Kanamori and Anderson, 1975). From eq.4.10, the required overstress $\Delta\tau$ can be expressed as a function of the computed ΔPF :

$$\Delta\tau = \mu\Delta PF \quad eq. 4.17$$

For most of the events (~68%), the overstress that is needed is above 10 MPa. Therefore, even if part of the required perturbation might be due to shear-stress increase, the reconstructed values suggest that fluid-overpressure is anyway required for a large majority of events. As we could not separate between shear-stress increase and fluid-overpressure, and for sake of simplicity, we therefore focus our interpretations on fluid-driven process.

4.7.2 Stress-state

The reconstructed stress-state shows a horizontal σ_3 , striking $\sim N280^\circ$, and σ_1 and σ_2 in a vertical plane oriented $\sim N20^\circ$. Their plunge in this plane varies, as σ_2 is found between sub-horizontal and 45° dipping. Their reconstructed stress magnitude is however very close (Fig.4.5), meaning that the plunge variations can be easily explained, by, for example, topographical effect. In NE Japan, beneath low-altitude areas, the reverse regime (σ_3 vertical) is dominant while high altitude areas show a strike-slip regime (σ_2 vertical) (Yoshida et al., 2015). Similarly, the Ubaye Region shows large altitude differences ($\sim 2000m$) between summits and valleys. Therefore, additional weight from high summit mountains may increase the vertical stress, leading to a σ_1 plunge closer to the vertical beneath summits, while it will get more horizontal beneath valleys.

The inversion of focal mechanisms for the different sub-areas lead to very similar stress-state, in both its orientation and its amplitude. The stress-state orientation is consistent with results from other studies (Fojtíková and Vavryčuk, 2018). Particularly, similar stress-states are found for the Serenne area, characterized by well-identified faults and diffuse seismicity, and for the Ubaye Valley where

recent seismicity occurred as swarms or mixed sequence along hidden faults. Therefore, large spatial heterogeneity in the stress-state cannot be used to explain the variability in the seismic behaviours, even if we cannot discard very localized variations (Heap et al., 2010) that are below the resolution we have with focal mechanisms inversion.

We do not observe differences in the stress-state either when using the full time period or focusing on perturbed periods of dense seismic activity, such as the 2014 aftershocks sequence. We could have expected a perturbation of the stress-state because of aseismic afterslip that drives the aftershocks. For example, Duboeuf et al. (2021) observed perturbed stress-state associated with fault reactivation by fluid-injection in decametric experiments. As more than 90% of the deformation was observed to be aseismic, they attributed the stress perturbation to the aseismic slip. Same conclusion was reached by Schoenball et al. (2014) when reconstructing stress-state perturbation during geothermal exploitation. Unlike aseismic slip, fluid-pressure may not influence the determination of stress-state orientation. Indeed, as fluid-pressure could trigger slips on faults that are badly oriented in whatever direction toward the stress-state, the focal mechanisms inversion leads to an average stress-state, similar to an unperturbed one. Therefore, the constant stress-state we reconstructed suggests that large aseismic slip is not a likely mechanism to explain the high rate of seismicity. Even if the spatial resolution brought by the focal mechanisms cannot allow us to conclude on the presence of aseismic slip at small-scale, fluid-pressure seems to be the dominant process.

4.7.3 Fluid-pressure values

Several studies (Jenatton et al., 2007; Daniel et al., 2011; Leclère et al., 2013; Thouvenot et al., 2016; De Barros et al., 2019) highlighted the role of fluid-pressure as the main driving process required to explain the high rate of seismicity for the 2003-2004 swarm and the 2012-2015 aftershocks. We here find that significant overpressure (above uncertainties) is required for most of the events (~77%), with a median overpressure of 22 %. This observation is independent of the areas, as both Serenne area, and Ubaye Valley area, show similar pressure levels, despite their different seismic behaviour. This need for fluid-pressure is also seen for all types of seismic sequences, including mainshocks, their following aftershocks, or swarm sequences (Figs 4.6.d ; Fig.4.6.e). On average, we find that the overpressure ratio should be up to 40% and, equivalently, that the fluid-overpressure is up to 70 MPa, even if 80% of the events need less than 40 MPa. Other fluid-overpressure analysis was done in the Ubaye Valley for the 2003-2004 swarm by Leclère et al. (2013). Using a Mohr-Coulomb analysis, they obtained a required overpressure of up to 55 MPa, consistently with the ones we found for the 2003-2004 period and for the other periods and areas.

Determination of fluid-overpressure was also done for other swarms in different contexts. The Mogul swarm (2008, e.g. Ruhl et al., 2016) occurred in the Nevada state in a hydrothermal context. Using a similar methodology as the one used here, Jansen et al. (2019) computed the fluid-overpressure required to trigger the Mogul seismicity and confirmed their results with numerical modelling. They obtained a median overpressure ratio of 42% that is more than for the full Ubaye Region (22%). This difference might be linked to the presence of hot springs in the Mogul swarm area, which revealed an elevated fluid-pressure level in the medium. They also found fluid-overpressure up to 30 MPa, which is consistent with our values. For some events, they also found fluid-pressure higher than the minimum magnitude stress component. They proposed that other processes (static stress transfer, transient poroelastic stress changes, aseismic slip) should explain the high fluid-pressure values obtained.

Fluid-driven process was also proposed for the Vogtland/Western Bohemia area that was struck by several swarms. Kurz et al. (2004), using finite element modelling, calculated the fluid-overpressure required to trigger the different earthquake swarms in the 1990-1997 period. They estimated a need of fluid-overpressure up to 50 MPa, with some events needing overpressure as high as 150 MPa, which

they deemed unrealistic. Hainzl et al. (2012) also computed fluid-overpressure for the beginning of the 2008 Western Bohemia swarm. Using stress changes and hydrofracture model, they estimated a need of 20-30 MPa of fluid-overpressure. Terakawa et al. (2010) used a similar method as Leclère et al. (2013) to estimate the fluid-overpressure required for the Mw6.3 L'Aquila earthquake and its foreshocks-aftershocks. They found a range of fluid-overpressure between 20 to 50 MPa. In this case, even if a strong earthquake was likely induced by a fluid-driven process, the range of fluid-overpressure is similar to the one inferred on natural swarms where the magnitude rarely exceeds ML4 (Ma and Eaton, 2009). Therefore, it seems that, for natural swarms, fluid-overpressure seems ubiquitous with values up to ~50 MPa.

During injection-induced swarms, the behaviour of the fluid-pressure and therefore the fluid-overpressure is monitored. Baisch et al. (2010) observed the evolution of the fluid-pressure in a case of fluid injection experiments in Soultz-sous-Forêts (France). They observed a fluid-overpressure up to 18 MPa at the reservoir depth (~4km). For another experimental zone, Basel Switzerland, Terakawa et al. (2012) retrieved a required fluid-overpressure up to 30 MPa. These values of fluid-overpressure in injection-induced swarms are also similar to the ones we found here and for other natural swarms (Mogul, Vogtland/Western Bohemia).

4.7.4 Origin of pressurised fluids

One of the main questions that remains when involving fluids in the driving processes is where they come from and how they get pressurized. A first possibility is the meteoric origin. Some swarm sequences (e.g. Mt Hochstaufen, Hainzl et al., 2006; Mogul, Jansen et al., 2019) were explained by the infiltration of rainwater in the medium that increased the fluid-pressure and triggered the seismicity. For the 2003-2004 swarm, Leclère et al. (2012, 2013) also proposed that meteoric fluids infiltrated in the Argentera massif and then flowed to the seismic area of the 2003-2004 swarm. The difference in elevation between the Argentera summits (>2500 m) and the Ubaye Valley (~1000 m) allow a fluid-pressure to develop in the swarm area, assuming that faults are highly permeable with the Embrunais-Ubaye Nappes acting as cap-rock. This is consistent with the chemical analysis of a geothermal spring located 20 km south-east of the Ubaye Valley (Bagni di Vinadio, Baietto et al., 2009; Perello et al., 2001). Water is shown to have a meteoric origin, before flowing up to ~5km depth, close to the seismicity depth. Such a model was also used to explain the seismicity of the Mogul swarm, which also occurred below a valley surrounded by high summits (Ruhl et al., 2016; Jansen et al., 2019). Following this idea, we could expect to see a spatial tendency in the overpressure distribution, with a decrease of overpressure with the distance to the Argentera and Pelvoux summits. This is not observed, as the overpressure does not show any clear tendency. Moreover, as such a model requires a cap-rock to allow pressure to develop, the seismicity away from the Embrunais-Ubaye nappes, as the Serenne earthquakes, should not require fluid-pressure. Finally, if the Embrunais-Ubaye nappes acted as a cap-rock, the seismicity would dominantly develop just below it, at ~2 km depth below sea level. This is not observed, as the seismicity mainly equally develops from ~4 to 12 km below sea level.

Another possibility is the presence of a deep reservoir. This was proposed to explain the seismicity of several swarms (Duverger et al., 2015, 2018; Hainzl et al., 2016; Jansen et al., 2019; De Barros et al., 2020; Ross et al., 2020). The reservoir is at first impermeable, then due to some perturbations (stress-change, tectonic loading ...), it becomes permeable by place, which releases the fluids that then flow in the medium. The fluids could migrate either upward (Duverger et al., 2018; Jansen et al., 2019) or horizontally (Farrell et al., 2010). This is for example the main interpretation for the complex seismic behaviours in the Corinth rift. The low-permeability Phyllade nappe at 6-8 km depth leads to pressurized fluid beneath it. Its failure then allows fluid-pressure to diffuse, triggering swarm seismicity (Duverger et al., 2018). In the Ubaye Valley, the reservoir needs to be of the scale of the studied region, as fluid-pressure is required for the majority of the events. This might not be likely, as, in this case,

overpressures are expected to be at similar values and not scattered as observed. Moreover, a hydrological barrier at depth is required to maintain the reservoir at high pressure, but there is no geological evidence for such a layer at a regional scale. However, a smaller reservoir beneath the starting location of the 2003-2004 swarms could explain it, as seismic migrations might then be related to fluid flow (Shapiro et al., 1997).

A third possibility to explain the fluid-pressure is that the fluids are locally pressurized within the faults, through a model of fault-valve behaviour (Sibson, 1990) or creep-compaction (Leclère et al., 2015). If the fault is sealed by a hydraulic barrier with low-permeability, the fluid-pressure tends to increase from a hydrostatic pressure to a lithostatic one. This increase of pressure then promotes the fault slip. Doing so, the hydraulic barrier in the fault may break, causing the over-pressurized fluids to migrate upward. This model was used to explain different swarms (e.g. Cahuilla swarm, Ross et al., 2020; Southern California, Ross and Cochran, 2021; Haenam swarm, Son et al., 2021; Mammoth Mountain, Shelly et al., 2015). A remaining question is the nature of the hydraulic barrier within the fault. There is so far no evidence of a layer in the basement at depth that could produce a low-permeability cap-rock. Leclère et al. (2015) suggested that creep compaction of the fault can lead to impermeable barriers in the fault zone. Alternatively, the presence of clay within the faults by direct chemical and physical alteration may produce hydraulic barriers. Finally, the presence of Embrunais-Ubaye nappes, which lie on clay-rich materials (Lias, Trias, and Callovo-Oxfordien) may prevent a fast overpressure dissipation, which may explain why seismicity organizes as swarms in the Ubaye Valley and not in the crystalline massifs around (Argentera and Pelvoux). We therefore detail how such a model may be applied in the Ubaye Valley in the next section.

4.7.5 Mechanisms for fluid-driven aftershock seismicity and swarms

The fault valve behaviour is the model we propose to explain the different types of seismicity, and particularly the high rate of aftershocks observed after the 2014 events. As the required fluid-pressure decreases with time, the mainshock is likely to initiate the fluid-pressure diffusion. Initially, the fluids are trapped by hydraulic barriers, made of clay lenses from gouge materials or mineral recrystallization, within the 2014 mainshock fault as it may tend toward lithostatic pressure (Fig.4.11, Initial State). The fluid-pressure then increases as it equilibrates with the confining stress through time, and may tend toward the lithostatic pressure. This leads the faults reaching the reactivation criterion, generating the 2014 mainshock, which also breaks the hydraulic asperities. The pressure then readjusts along the rupture plane, and trigger events on smaller faults close to or above the main fault plane (Fig.4.11, Perturbed State). This is consistent with a fluid-overpressure constant with depth, as observed in Figure 4.7.c. The fluid-pressure, together with Coulomb stress transfer, therefore participates in the triggering of the aftershocks close to the main fault plane, as fluid-pressure seems also required for some of the deep events around the mainshock (Fig.4.7.c). As this mechanism mainly involved fluid-pressure readjustment, with limited fluid flow, it does not imply a seismic migration with depth, which indeed was not observed in the 2014 aftershocks. Later on, in the shallow clusters, fluids flow along the reactivated planes leading to seismic migrations consistent with the observations made by De Barros et al. (2019) (Fig.4.11, Perturbed state). By this mechanism, the pressure decreases and tends to equilibrate with hydrostatic pressure, leading to the decay with time of the reconstructed pressure. Globally, the very high rate of aftershocks observed during this sequence may be explained by the release of overpressure by the mainshock on top of the coseismic stress transfer.

During a swarm sequence, like in 2003-2004, the fluid-pressure does not decrease with time (Fig.4.8.a) and triggers seismicity for nearly two years. Moreover, seismic migration consistent with fluid diffusion is observed for swarms. Therefore, a source of fluid that continuously feeds the swarm, as a reservoir, is likely beneath the swarm. By analogy with the mainshock-aftershock sequence, the reservoir could be a set of fractures and faults in which fluids are initially trapped and pressurized, even if our study

does not bring any information on its nature. However, the initial failures that then release the fluids are probably aseismic here, likely because they are at large depth, below the seismogenic depth. Creep compaction associated with an aseismic slip at depth (Leclère et al., 2015) might also be a mechanism to pressurize the fluids. In addition to pressure perturbation, fluid is flowing, leading to seismic migration. In this case, the swarm sequence corresponds to the last step of the model we proposed for the mainshock-aftershocks sequence, similarly to the swarm behaviour sequences observed in the shallow clusters in 2014 (Fig.4.11, Perturbed State, top). In the 2003-2004 case, a large volume of water is supposed to flow in order to maintain the swarm active for two years with a seismic migration. The volume that triggers this swarm is estimated to be around $1e7 \text{ m}^3$ (Danré et al., 2022), similarly to e.g. the long duration Cahuilla swarm, which was also interpreted to be driven by natural fluid-injection (Ross and Cochran, 2021). However, this process also needs to be combined with the shear-stress transfer. Indeed, as mentioned by Daniel et al. (2011), the earthquake-earthquake interaction triggered 59% of the seismicity for the 2003-2004 swarm, and the 41% remaining then might be associated with the fluid-pressure processes. This model may also explain the 1977-1978 swarm (Fréchet and Pavoni, 1979) and the 1989 swarm (Guyoton et al., 1990) that occurred in the Serenne area, indicating similar processes in this area.

In the Serenne area, fluid-overpressure is found increasing with depth, as does the hydrostatic pressure. Therefore, it is likely that the pressurization occurred at different depths within the faults. In our model, the seismic behaviours observed there can be similar to mainshock-aftershocks sequence, where the mainshock is triggered by fluids and breaks barriers to allow pressure to diffuse upward. The pressure might then trigger the aftershock seismicity, similarly to the 2014 mainshock process. Moreover, in the Serenne area, the seismicity is more diffuse than in the Ubaye Valley. It might mean that 1) the fluids might be locally pressurized within the faults at different depths, 2) there is no fluid-pressure feeding system at depth that can trigger large swarms, and 3) fault areas that can be pressurized are of smaller size or disconnected. Therefore, the main differences between these two zones may be related to its fault architecture, and particularly to its hydraulic barriers. Finally, the differences in behaviour between Ubaye Valley and Serenne area might be also impacted by the differences in the lithology composition and by the presence of the Ubaye nappes. In particular, the latter, by acting as a shallow cap-rock, may lead to a slow decay pressure perturbation, hence to much longer seismic sequences in the Ubaye Valley.

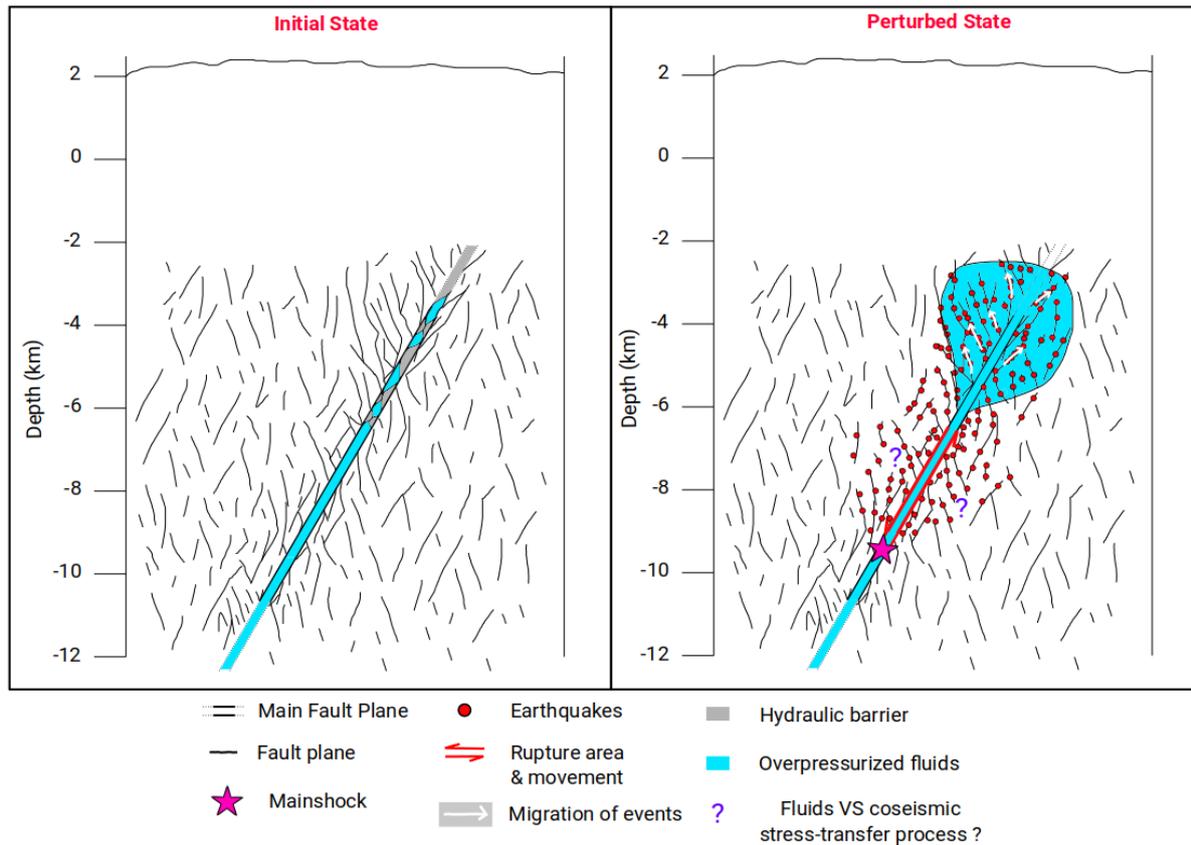


Figure 4.11 : Conceptual model to explain the different behaviours of the seismicity in the Ubaye Valley. Left, initial state without medium perturbations other than tectonic loading. Right, perturbed state showing mainshock-aftershocks behaviour (bottom) and swarm behaviour (top).

4.8 Conclusion

Based on the inversion of focal mechanisms, we reconstructed the stress-state and estimated the overpressures required to trigger earthquakes in the Ubaye Region. We refined this analysis by focusing on specific areas and periods of seismic activity. For the Ubaye Valley, the average stress component orientations are N24°E, 41° for σ_1 , N201°E, 49° for σ_2 , and N293°E, sub-horizontal for σ_3 . Similar values were obtained for the Serenne area, with some differences in the plunge of σ_1 and σ_2 , which may be due to topographic effects.

We found that most of the events (77%) are triggered by fluids, with a median overpressure of 22%. Overall, the majority of the events (65%), for all sub-areas and periods, required between ~17% and ~40% (~15 MPa and ~40 MPa) of overpressure, which is similar to other natural or induced swarms. Even the events with the largest magnitude seem to be triggered by fluid-overpressure. Therefore, mainshock-aftershocks sequences and swarms are both likely triggered by fluids. The difference in behaviours do not seem linked to the overpressure values, but to its time evolution. While overpressure decays with time in an aftershock sequence, it stays at a high level for swarms. Hence, different origin of fluid-pressure may be at play. For the mainshock-aftershock sequences, we proposed that the main faults get pressurized, which trigger the first, largest earthquake. Seismicity is generated on shallower structures through fault-valve behaviour and stress balance. This model is in accordance with the observations made by De Barros et al. (2019). On the contrary, swarms need a

constant feeding of pressure from a deeper reservoir, likely below the seismogenic depth. Therefore, we here highlighted the role of fluid in both types of earthquake sequences.

4.9 Acknowledgements

Some of the figures were made using GMT (Wessel et al., 2019), and the colour scales used in the different figures come from the Scientific Colour Map of Cramer (2018). The focal mechanism catalogues are taken from the supplementary materials of Thouvenot et al. (2016), Mathey et al. (2021b), and Mazzotti et al. (2021).

M. Baques thanks IRSN and CEA for her funding grants. We thank Henri Leclère, which provides the focal mechanisms catalogue for the 2003-2004 swarm. We also thanks the CEA, which provides us the LDG catalogue for the 1965-2020 period in the studied area. We thank the editors, an anonymous reviewer and F. Thouvenot for their thoughtful comments that help to improve the manuscript.

4.10 Data Availability

Seismic data used for the focal mechanisms of the 2014 aftershocks are available online through the RESIF portal (<http://seismology.resif.fr/>), with permanent stations on <https://doi.org/10.15778/RESIF.FR> and temporary ones on <https://doi.org/10.15778/RESIF.XG2014> and through the INGV portal (<http://terremoti.ingv.it/>), with permanent stations on <https://doi.org/10.13127/SD/X0FXNH7QFY>. The resulting focal mechanisms catalogues, the stress-states, the fluid-pressure values, and the codes developed during this paper are available in request. The LDG catalogue (<http://www-dase.cea.fr>) used in this study is provided in the supplementary materials.

Chapitre 5 : Analyse structurale à partir de la sismicité instrumentale (2010-2019)

5.1 Introduction

Dans le Chapitre 3, je me suis concentrée uniquement sur la courte période de temps correspondant aux deux mois suivant le séisme principal de 2014, pour laquelle une étude des potentielles structures actives a été réalisée. Une analyse similaire est réalisée pour la crise entière de 2012-2015 ainsi que pour les périodes précédant et suivant la crise afin d'identifier l'ensemble des structures activées récemment dans la région de l'Ubaye. Plusieurs questions se posent : quelles sont les failles actives durant la crise de 2012-2015 ? Observe-t-on une évolution des structures activées durant la crise ? Sont-elles également actives avant ou après la crise ? Est-ce que l'activité sismique est encore anormalement élevée dans cette zone ?

Pour répondre à ces questions, je choisis d'analyser la sismicité sur la période 2010-2019 pour prendre en compte la sismicité se produisant avant, durant, et après la crise de 2012-2015. Cependant, les catalogues de sismicité disponibles pour cette analyse sont soit très restreints temporellement (ne couvrent que quelques mois de manière homogène) mais plus complets en événements de faible magnitude avec des localisations plus précises, soit homogène sur les 10 ans mais avec une magnitude de complétude relativement élevée et une incertitude de localisation importante (plusieurs km), limitant considérablement la visualisation des structures de manière fine (présentation des catalogues en Annexe D). Pour ces raisons, je décide de relocaliser la sismicité sur la période 2010-2019 à partir du catalogue LDG. Cette relocalisation de la sismicité sur 10 ans a pour but de tenter de faire le lien entre les failles connues en surface et les structures activées en profondeur. Pour compléter les observations obtenues par la relocalisation de la sismicité, je calcule le moment sismique, ce qui a pour objectif de faire ressortir les zones ayant les plus forts relâchement d'énergie et de les combiner à une carte de densité de séismes pour essayer d'identifier les zones les plus actives et générant de plus forts séismes. Cette répartition spatiale du moment sismique peut également aider à faire le lien entre structures de surface et structures actives profondes.

5.2 Relocalisation de la sismicité pour la période 2010-2019

Pour réaliser la relocalisation de la sismicité sur la période 2010-2019, j'utilise le catalogue ayant des détections les plus homogènes (Annexe D) : le catalogue LDG. Sur cette période, 4736 événements ont été détectés avec des magnitudes locales de 0,4 à 5,1. Dans cette section, je présente le choix des stations qui seront utilisées pour la relocalisation et les différents tests réalisés sur la relocalisation pour obtenir le résultat le plus optimal. Pour finir je présente une analyse temporelle et spatio-temporelle de la sismicité relocalisée.

5.2.1 Choix des stations

Le réseau de stations a considérablement évolué durant ces dernières années avec l'installation de nouvelles stations, le remplacement des stations en déclenchement par des stations en enregistrement continu, le changement de type de capteur, ou par la mise en place de réseaux temporaires. Pour garder une homogénéité lors de la relocalisation, il est important que les stations utilisées soient disponibles sur la plus longue période de temps. J'ai donc choisi uniquement les stations présentes sur une durée d'au moins 7 ans pendant la période 2010-2019. Sur les 36 stations fonctionnelles (Fig.5.1 ; Fig.5.2), seulement 14 répondent à ce critère (Fig.5.1 et Fig.5.2, en rouge) : MBDF et ORIF appartenant au réseau LDG du CEA (<http://www-dase.cea.fr>) ; BARF, CLP2, ISO, OGAG, OGDI, SURF appartenant au réseau Résif-Epos (RESIF, 1995); BHB, BNI, ENR, PZZ, RRL, STV appartenant au réseau italien INGV (INGV Seismological Data Centre, 2006; ISIDe Working Group., 2007).

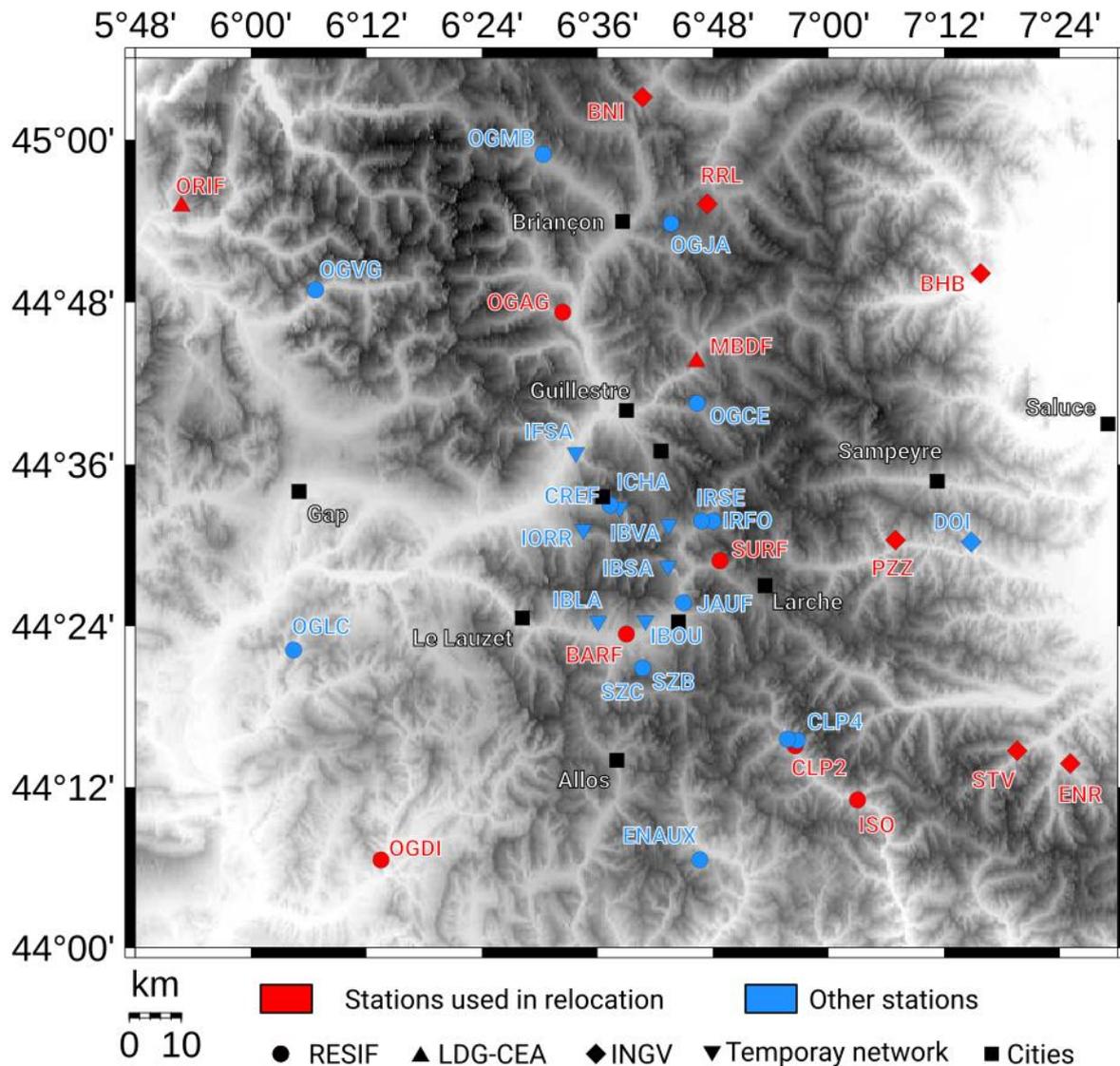


Figure 5.1 : Carte des stations dans la région de l'Ubaye sur la période 2010-2019. En rouge, les stations étant disponibles pendant au moins 7 ans sur la période 2010-2019 ; le reste des stations étant disponibles sur de plus courtes périodes de temps, en bleu. Les symboles correspondent aux réseaux de stations : cercle, Résif-Epos (RESIF, 1995) ; triangle, LDG (<http://www-dase.cea.fr>) ; losange, INGV (INGV Seismological Data Centre, 2006; ISIDe Working Group., 2007) ; triangle inversé, réseau temporaire.

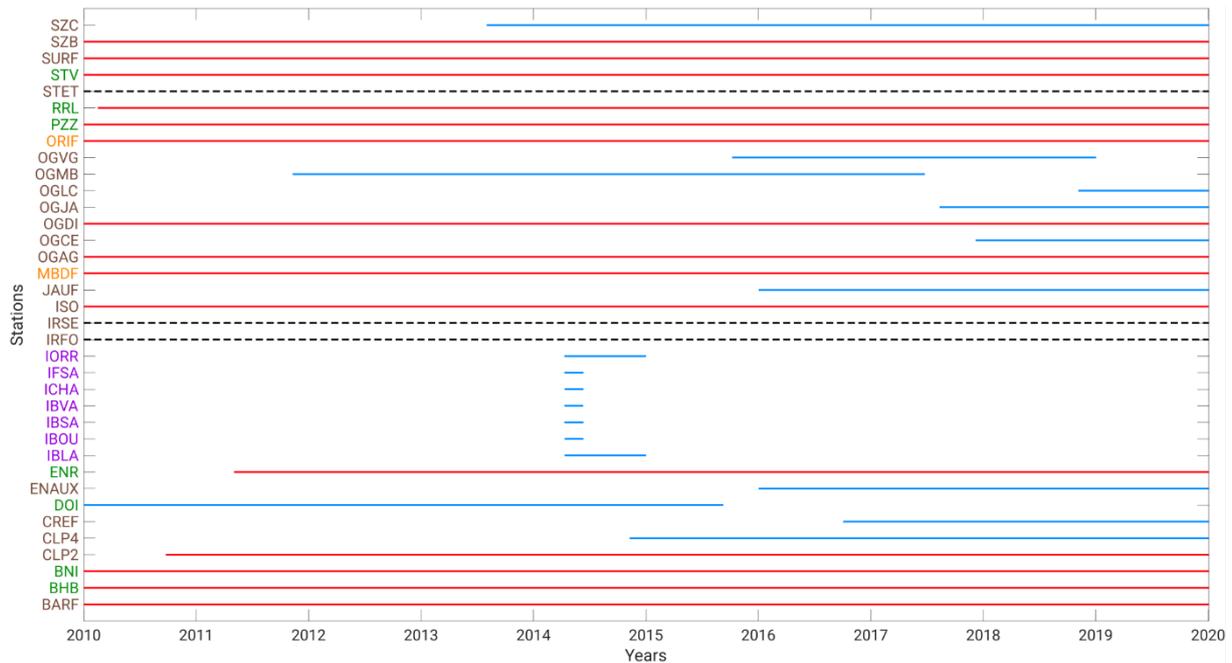


Figure 5.2 : Disponibilité des stations sismiques sur la période 2010-2019. Les traits rouges correspondent aux stations utilisées lors de la relocalisation (en rouge sur la carte 5.1); les traits bleus, aux stations disponibles mais non utilisées ; les traits noirs, aux stations non disponibles sur la période étudiée. Le réseau des stations est indiquée par la couleur des noms des stations : marron, Résif-Epos (RESIF, 1995) ; vert, INGV (INGV Seismological Data Centre, 2006; ISIDe Working Group., 2007) ; orange, LDG (<http://www-dase.cea.fr>); violet, réseau temporaire.

5.2.2 Tests de relocalisation

La relocalisation de la sismicité se fait par double différence à partir du programme hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) (section 3.2). Contrairement à ce qui a été fait pour la crise de 2014 (section 3.2 ; De Barros et al., 2019), je n'utilise que les pointés des arrivées des ondes P et S pour chacune des stations choisies (Fig.5.1). Les pointés sont des pointés manuels, réalisés par un analyste du CEA. L'événement est ensuite localisé à partir d'un algorithme de localisation développé par le LDG (Duverger et al., 2021; Nicolas et al., 1998).

5.2.2.1 Stratégie de relocalisation : choix du modèle de vitesse

Plusieurs modèles de vitesses sont disponibles pour la région de l'Ubaye : le modèle de Paul et al. (2001), le modèle de Sellami et al. (1995) et le modèle du LDG (<http://www-dase.cea.fr>) (Tab.5.1 ; Fig.5.3). J'ai donc relocalisé les événements ayant été détecté par au moins l'une des stations choisies en utilisant exactement les mêmes paramètres de relocalisation du programme hypoDD pour chacun des modèles de vitesses (Tab.5.2). Les événements conservés après relocalisation par le modèle de vitesse ne le seront que s'ils répondent à certains critères dont la distance hypocentrale maximale entre deux événements d'une paire (ici, fixée à 10 km). Le modèle de vitesse du LDG ne relocalise que 25% des événements tandis que les deux autres modèles en relocalisent au moins 40%. Les modèles de Paul et al. (2001) et Sellami et al. (1995) relocalisent environ le même nombre de séismes (Tab.5.2).

Étant donné que le catalogue des répliques de 2014 (De Barros et al., 2019) ainsi que le catalogue relocalisé de 2012-2015 (Thouvenot et al., 2016) ont été construits à l'aide du modèle de vitesses de Sellami et al. (1995), je choisis de relocaliser la période 2010-2019 avec celui-ci pour garder une homogénéité dans les relocalisations faites sur la zone.

Tableau 5.1 : Modèles de vitesses disponibles dans la région de l'Ubaye pour les profondeurs -5 à 50 km.

Paul et al. (2001)			Sellami et al. (1995)			LDG		
Depth (km)	VP (km/s)	VP/VS	Depth (km)	VP (km/s)	VP/VS	Depth (km)	VP (km/s)	VP/VS
-5	5.00	1.71	0	4.85	1.70	0.9	3.00	1.73
0	5.9	1.71	1	5.60	1.70	25	6.03	1.69
5	6.00	1.71	3	5.65	1.70			
10	6.20	1.71	5	6.00	1.70			
15	6.45	1.71	10	6.25	1.70			
20	6.49	1.71	15	6.30	1.70			
30	6.94	1.71	20	6.50	1.70			
50	8.00	1.71						

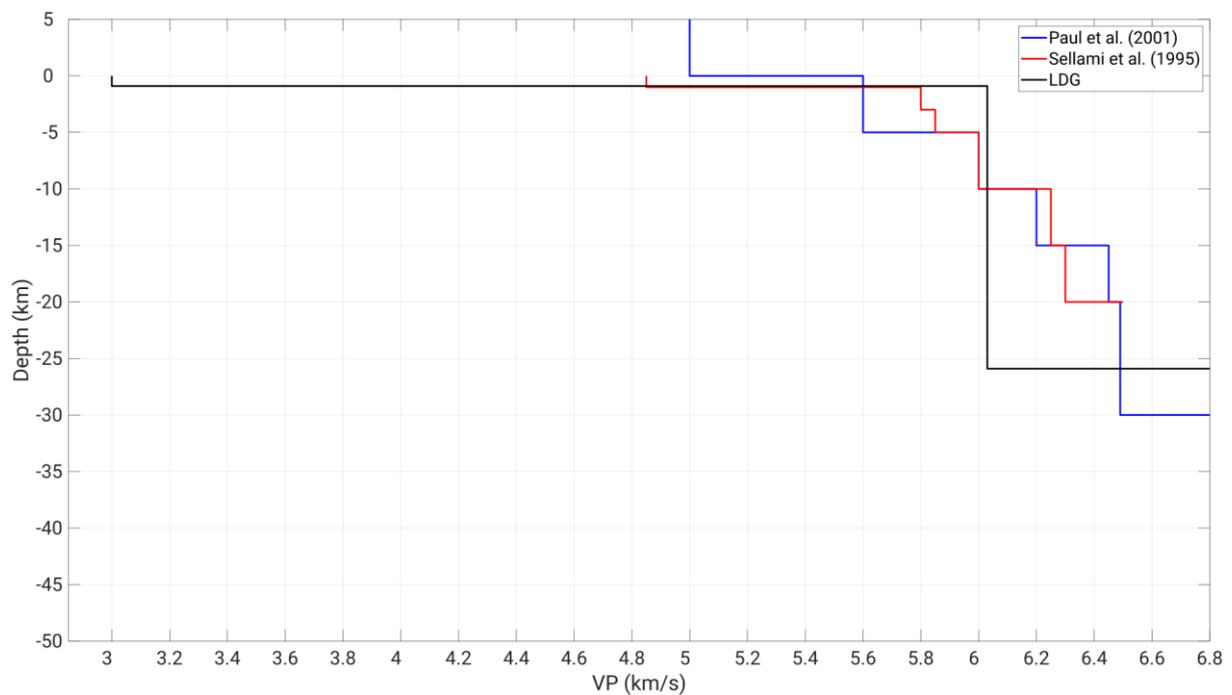


Figure 5.3 : Représentation des différents modèles de vitesses testés et décrits dans le Tableau 5.2. En bleu, le modèle de vitesse de Paul et al. (2001) ; en rouge, celui de Sellami et al. (1995) ; en noir, celui du LDG (Duverger et al., 2021; Veinante-Delhaye and Santoire, 1980).

Tableau 5.2 : Nombre d'évènements relocalisés à partir des différents modèles de vitesses disponibles dans la région de l'Ubaye en utilisant les mêmes critères de relocalisations.

Velocity models	Paul et al. (2001)	Sellami et al. (1995)	LDG
Relocated events	2085 (44%)	1926 (41%)	1197 (25%)

A partir du catalogue du LDG, des stations choisies et du modèle de Sellami et al. (1995), je peux donc relocaliser les séismes de 2010 à 2019. La relocalisation dépend de plusieurs paramètres :

- La distance intra-paire d'événement (distance entre deux séismes composant une paire d'événements) (10 km) ;
- Du nombre de liens entre paire de séismes et stations ($10 \leq X \leq 28$).
- La distance maximale inter-paire d'événements (distance entre deux paires d'événements) (10km).
- En ajustant ces paramètres, sur les 4736 séismes, j'arrive à relocaliser 3401 séismes dont 2127 séismes en profondeur (45%) et 1274 séismes (27%) relocalisés au-dessus de la surface (airquakes). La présence d'évènements relocalisés en surface peut provenir d'une surestimation de la vitesse des ondes de la première couche ou d'une localisation initiale mal contrainte ayant une profondeur trop superficielle. Sur les 1274 airquakes, 1115 sont initialement localisés à 2 km de profondeur. L'algorithme de localisation du LDG fixe arbitrairement la profondeur à 2km lorsque la solution proposée est mal contrainte. Pour vérifier si la position initiale en profondeur influence fortement ou non la relocalisation et le nombre d'airquakes, je fixe arbitrairement toutes les profondeurs à 5km, même celles non initialement données à 2 km. Cette valeur a été choisie par rapport à la profondeur moyenne des événements « maîtres » présentés en section 3.2. En relocalisant le catalogue avec les profondeurs fixées à 5 km, je relocalise 2820 séismes (60%) et obtiens 414 airquakes (9%). Trois fois moins d'événements sont définis comme airquakes par rapport à la première relocalisation. Cela montre que la profondeur initiale impacte assez fortement le résultat de la relocalisation.
- Pour réduire le nombre d'airquakes et augmenter le nombre de séismes relocalisés, je décide de calculer une nouvelle localisation initiale pour les séismes du catalogue LDG sur la période 2010-2019 (Duverger et al., 2021). Pour ce faire, j'utilise le programme NonLinLoc (Lomax et al., 2000). Ce programme permet, à partir des temps d'arrivée des ondes P et S ainsi que d'un modèle de vitesse, de localiser les séismes. Il se base sur une inversion de localisation non linéaire sans partir des localisations initiales. Etant donné que nous voulons définir une localisation indépendante de la localisation du LDG, nous avons choisi d'utiliser NonLinLoc. Pour garder une homogénéité, je continue d'utiliser le modèle de vitesse de Sellami et al. (1995). Au total, 99% (4697 séismes) obtiennent une nouvelle localisation (Fig.5.4.b). Le nouveau catalogue (dénommé NLDG par la suite) possède des profondeurs cohérentes avec celles des essais, contrairement au catalogue initial qui contient beaucoup de profondeurs superficielles (Fig.5.4 ; Fig.5.5). L'étape de relocalisation et son analyse se fera maintenant sur ce nouveau catalogue.

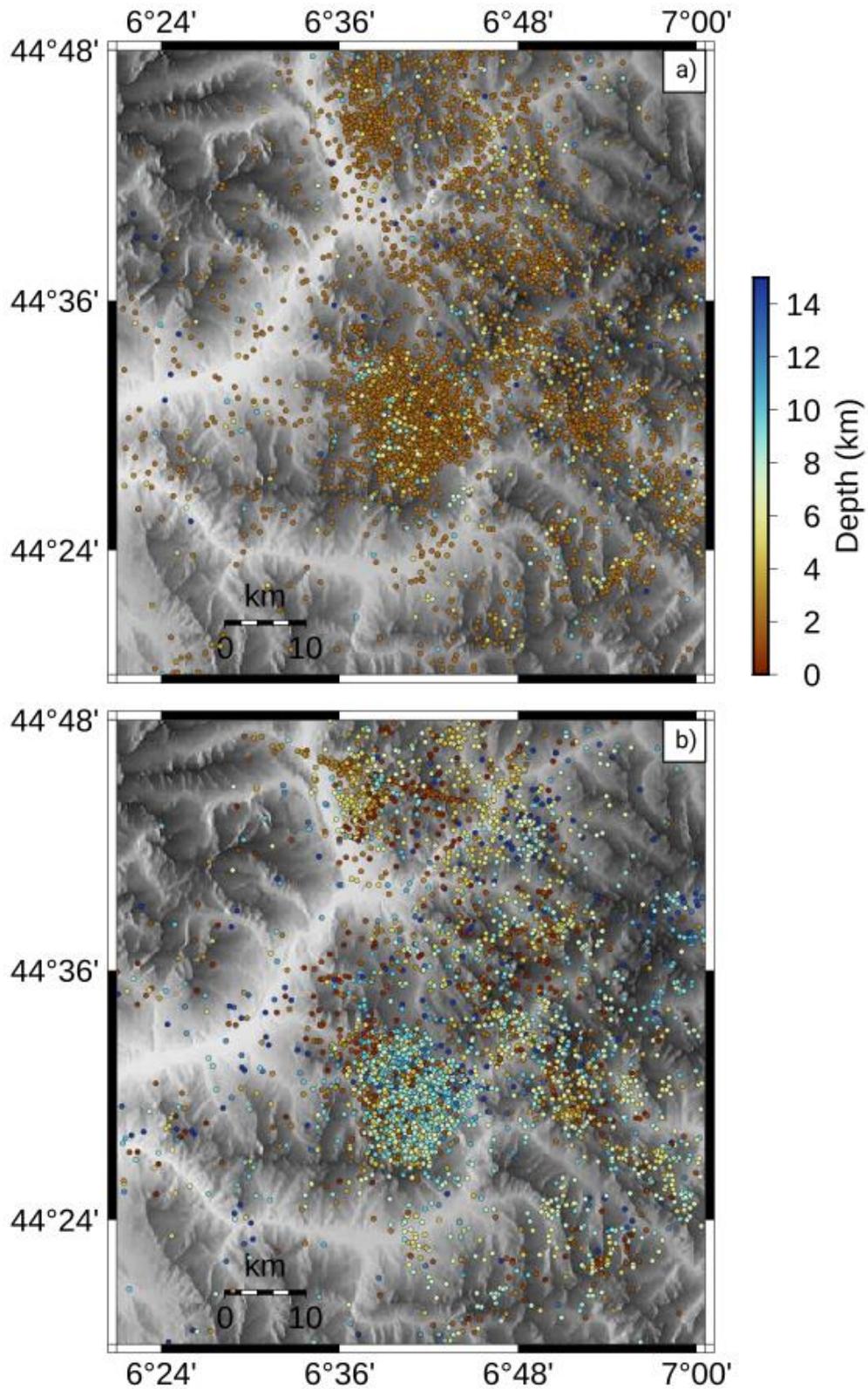


Figure 5.4 : Cartes des localisations initiales du catalogue LDG (a) et du nouveau catalogue NLDG (b) obtenu avec l'algorithme NonLinLoc (Lomax et al., 2000). La couleur des points correspond à la profondeur des événements.

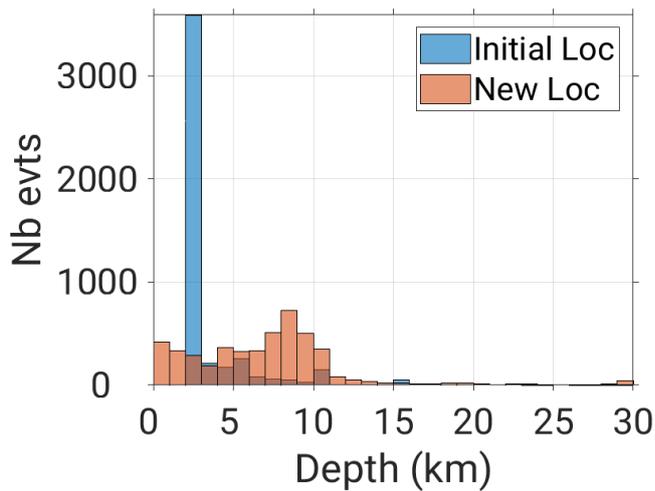


Figure 5.5 : Histogrammes des profondeurs pour le catalogue du LDG (bleu) et le nouveau catalogue NLDG (rouge) obtenu par NonLinLoc (Lomax et al., 2000).

5.2.2.2 Tests de fiabilité des résultats de relocalisation

Sur les 4697 séismes du catalogue NLDG (Fig.5.6.a), 2783 (59%) ont été relocalisés à l'aide d'hypoDD (Fig.5.6.b) et 451 séismes (10%) ont été qualifiés d'airquakes. Avec les nouvelles profondeurs obtenues par NonLinLoc, je relocalise 14% des événements en plus par rapport au précédent catalogue, et je diminue de 17% le nombre d'événements considérés comme airquakes.

Pour vérifier les résultats de la relocalisation, je compare la position hypocentrale des séismes communs entre le nouveau catalogue relocalisé et les catalogues relocalisés de 2012-2015 (TH1215, Thouvenot et al., 2016) et de 2014 (DB14, De Barros et al., 2019) (Fig.5.8). Les séismes relocalisés de NLDG (NLDGr) sont décalés d'environ 1 km vers l'est et moins profonds d'environ 500 m par rapport à la relocalisation de Thouvenot et al. (2016) (Tab.5.3 ; Fig.5.7 ; Fig.5.8). Cela peut s'expliquer par la distribution spatiale du réseau de stations. En effet, il existe un vide azimutal dans la partie ouest de la région de l'Ubaye. Le plus grand nombre de stations à l'est de l'activité sismique a tendance à tirer la relocalisation vers l'est. Le même phénomène est observé lorsque nous comparons les séismes NLDGr par rapport aux séismes relocalisés de 2014. Les séismes NLDGr sont décalés vers le NE mais plus profonds (De Barros et al., 2019 ; Tab.5.3; Fig.5.7 ; Fig.5.8).

Tableau 5.3 : Différence médiane de localisation entre chaque catalogue. NLDGr : relocalisation du nouveau catalogue NLDG ; Th1215 : catalogue de relocalisation de 2012-2015 par Thouvenot et al. (2016) ; DB14 : catalogue de relocalisation de 2014 par De Barros et al. (2019).

	E-W (écart-type)	N-S (écart-type)	Profondeur (écart-type)
NLDGr – Th1215	1.076 km (\pm 0.847)	0.134 km (\pm 0.658)	-0.491 km (\pm 1.557)
NLDGr – DB14	0.793 km (\pm 0.615)	-0.674 km (\pm 0.608)	-2.658 km (\pm 1.431)
DB14 – Th1215	0.258 km (\pm 0.390)	0.848 km (\pm 0.425)	1.803 km (\pm 1.248)

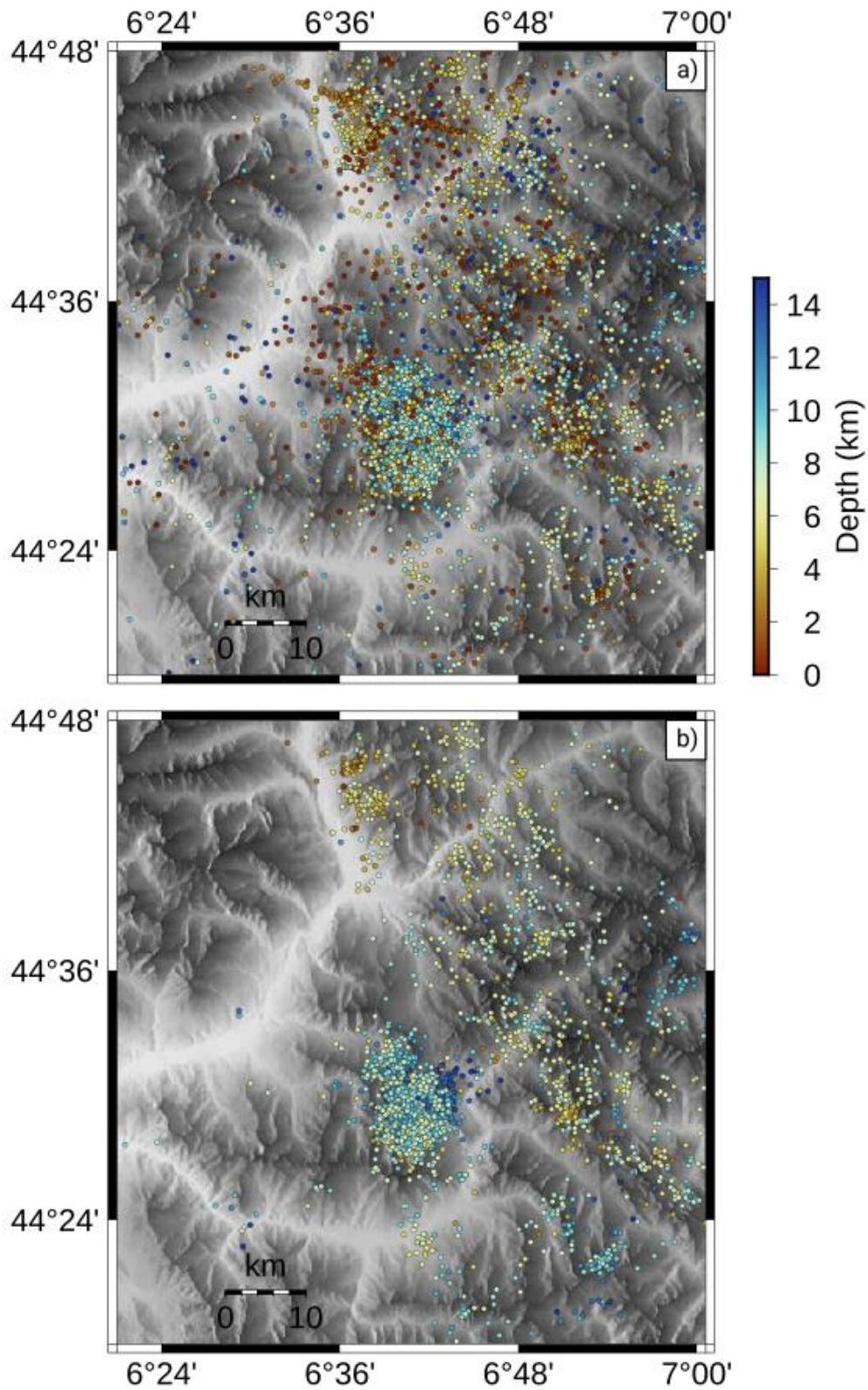


Figure 5.6 : Cartes des localisations du catalogue NLDG (a, 4697 séismes) et des relocalisations NLDGr (b, 2783 séismes). La couleur des points correspond à la profondeur des événements.

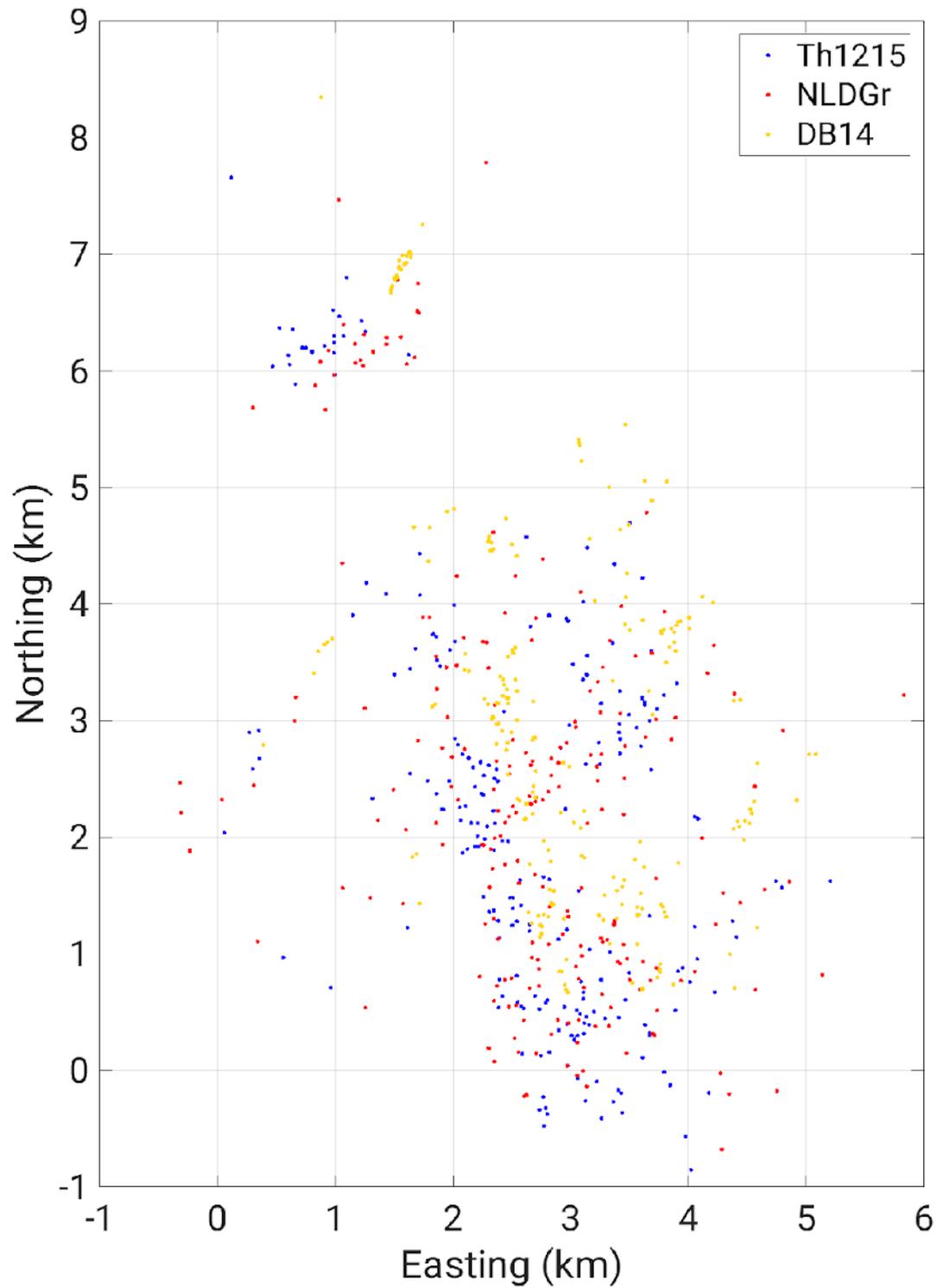


Figure 5.7 : Carte des épicentres des événements communs entre les différents catalogues de relocalisations : NLDGr, relocalisation du catalogue NLDG ; Th1215, (Thouvenot et al., 2016) ; DB14, (De Barros et al., 2019).

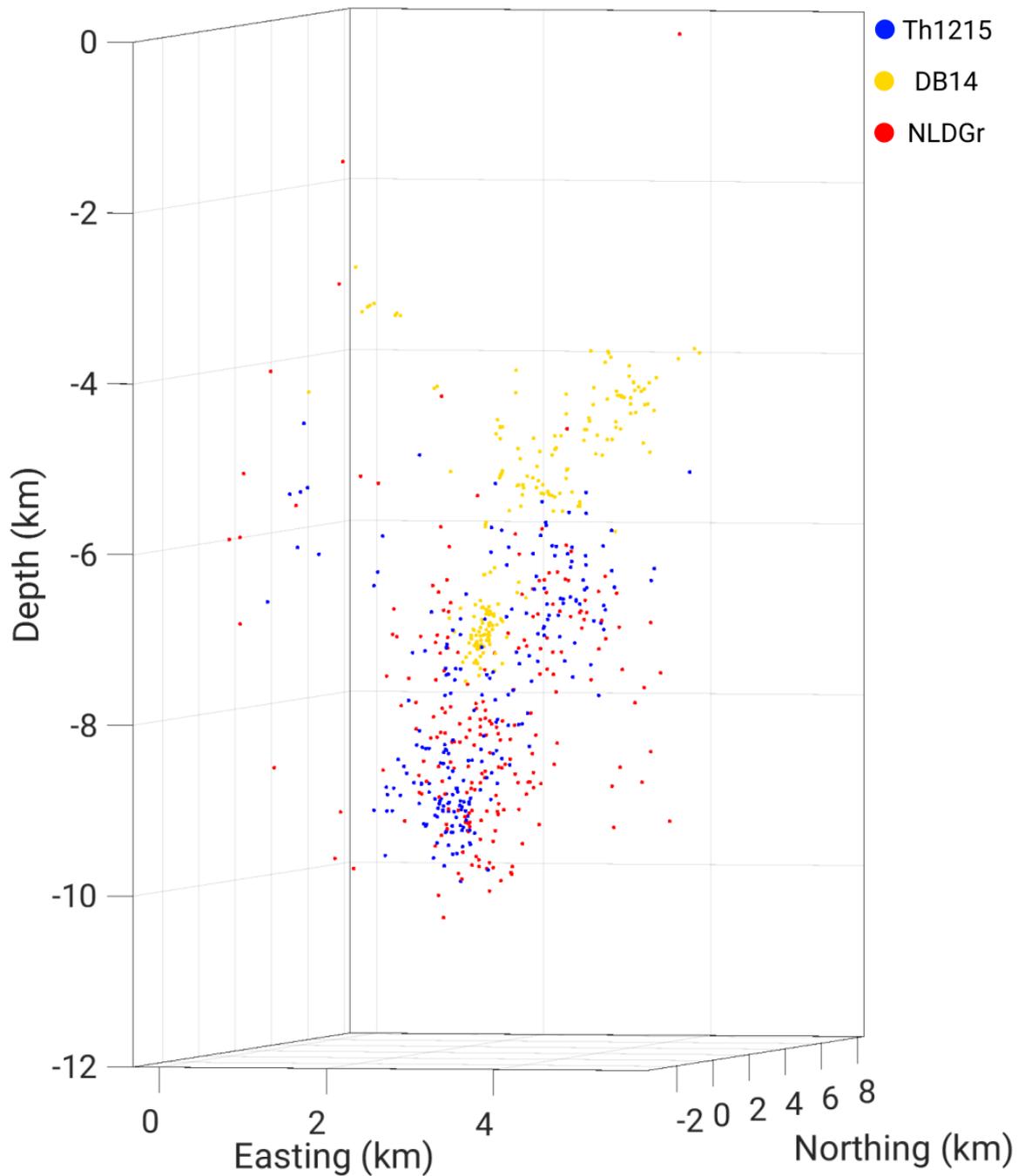


Figure 5.8 : Positions hypocentrales des événements communs entre les différents catalogues de relocalisations : NLDGr, relocalisation du catalogue NLDG ; Th1215, (Thouvenot et al., 2016); DB14, (De Barros et al., 2019).

Plus en détail, le choc principal de 2012 et les événements qui suivent sont relocalisés plus profondément et décalés vers l'est par rapport au choc principal de 2014 et ses répliques (Fig.5.9.b). A l'inverse, Thouvenot et al. (2016) relocalisent le séisme de 2012 au-dessus de celui de 2014 (Fig.5.9.a). Leur relocalisation me paraît être la plus fiable disponible sur la période 2012-2015, car plus d'une quarantaine de stations ont été utilisées, dont certaines étaient positionnées juste au-dessus de l'essai de 2012-2015 (Thouvenot et al., 2016) permettant ainsi de mieux contraindre le biais distance épacentrale - profondeur. Je tiens à préciser que cette différence de relocalisation observée ne provient pas du modèle de vitesse utilisé puisque j'utilise le même que Thouvenot et al. (2016).

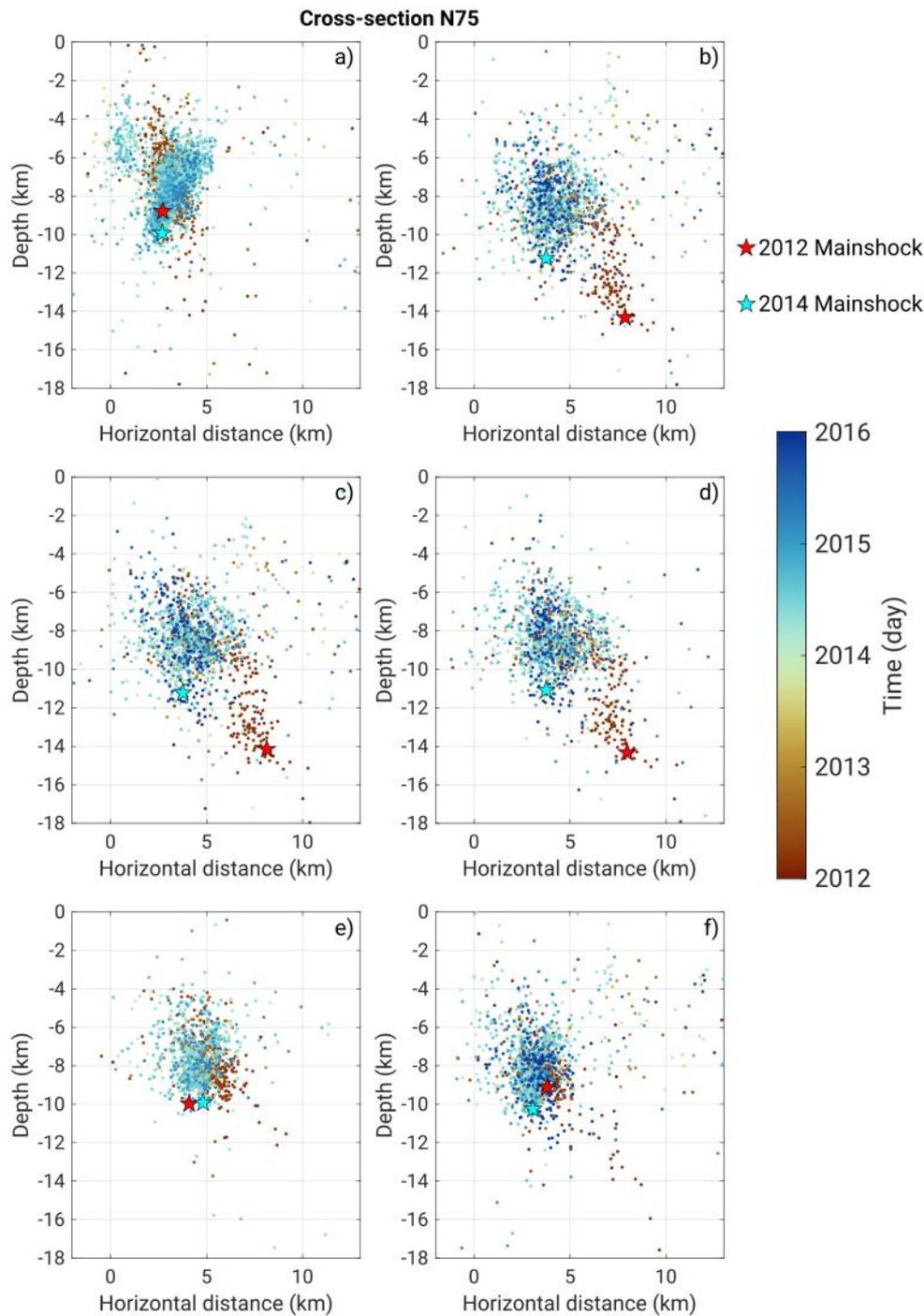


Figure 5.9 : Coupe orientée N075° pour les différents catalogues de relocalisation. a) Hypocentres du catalogue de 2012-2015 de Thouvenot et al. (2016). b) Hypocentres du catalogue NLDGr. c) Hypocentres des relocalisations obtenues suite au retrait des stations BARF et CLP2. d) Hypocentres des événements relocalisés uniquement à partir des événements présents sur la même zone que Thouvenot et al. (2016). e) Hypocentres des séismes relocalisés avec une localisation initiale reprise des séismes de Thouvenot et al. (2016) pour les événements en commun entre les deux catalogues (NLDG et catalogue de 2012-2015). f) Hypocentres des séismes relocalisés avec une localisation initiale reprise des séismes relocalisés de Thouvenot et al. (2016) pour les événements en commun entre les deux catalogues (NLDG et catalogue relocalisé de 2012-2015). La couleur des séismes correspond au temps depuis le 1^{er} Janvier 2012. Les étoiles rouge et bleue représentent l'hypocentre relocalisé des chocs principaux de 2012 et 2014, respectivement.

Afin de mieux comprendre l'origine de la différence observée entre les catalogues relocalisés, j'ai donc analysé les différences de temps d'arrivée entre les ondes P et S sur l'ensemble des stations utilisées lors de la relocalisation (Fig.5.10) pour vérifier si les séismes de 2012 sont plus ou moins profonds que ceux de 2014. La majorité des stations montrent que les événements de 2012 ont des TS-TP similaires à ceux de 2014, indiquant qu'ils se produisent à peu près à la même distance que ceux de 2014.

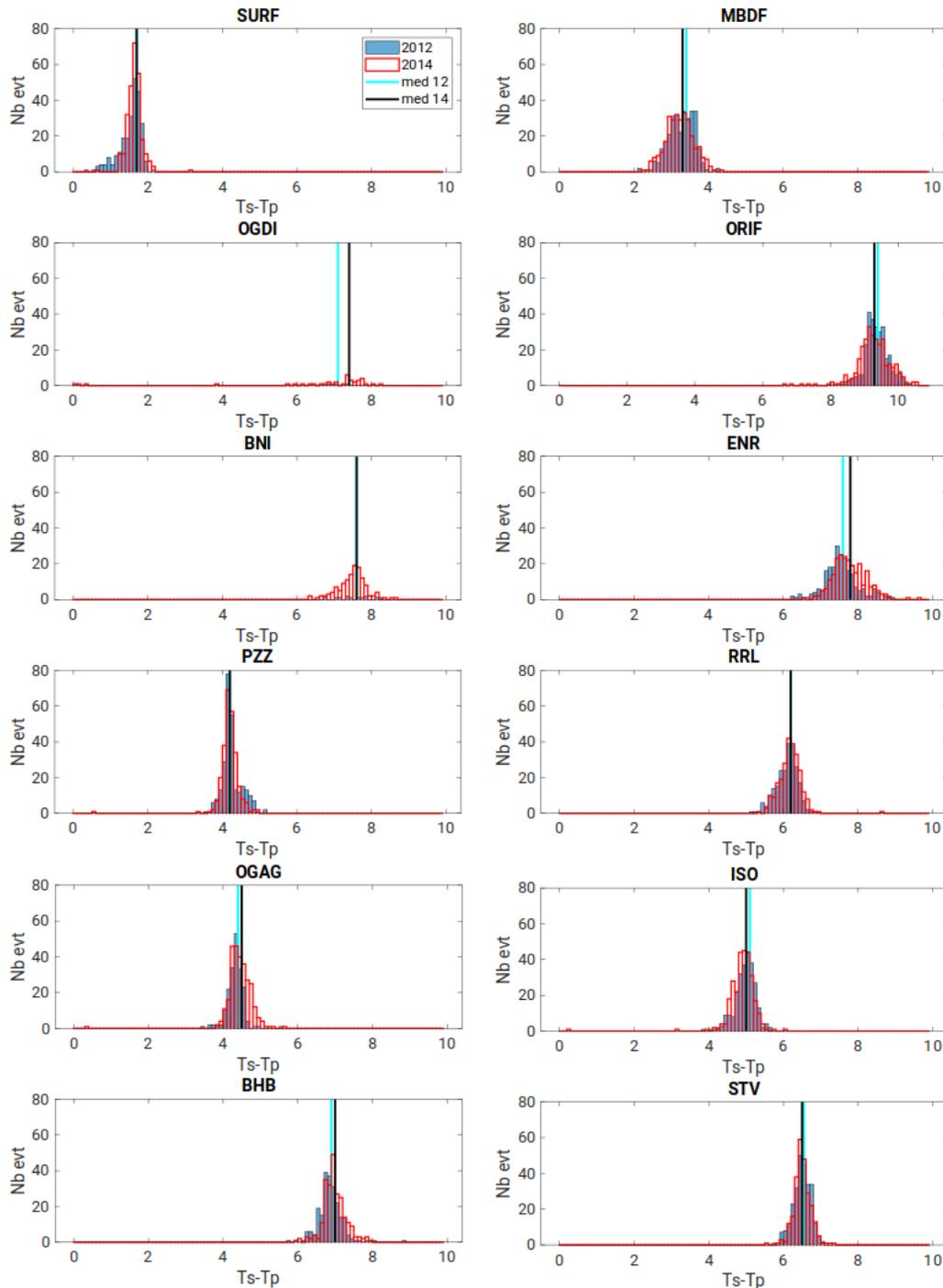


Figure 5.10 : Différence de temps d'arrivées des ondes P et S pour chaque station. En bleu, pour les séismes s'étant produits durant les 3 mois suivant le choc principal de 2012 ; en rouge, pour les séismes s'étant produits durant les 3 mois suivant le choc principal de 2014. Les traits bleu et noir représentent la médiane de la distribution des événements pour 2012 et 2014 respectivement.

J'ai ensuite regardé si cette différence de profondeur n'est pas due à l'absence de stations en 2012 qui seraient présentes en 2014. Seulement deux stations sont absentes en 2012 : CLP2 et BARF. J'ai donc relocalisé les événements de 2012 et de 2014 sans ces deux stations (Fig.5.9.c). Les événements associés au séisme de 2012 sont toujours décalés vers l'est (Fig.5.9.c) par rapport à ceux de Thouvenot et al. (2016) (Fig.5.9.a). De plus, la profondeur des deux chocs principaux ne diffère que de 160 et 3 m par rapport à la relocalisation avec toutes les stations.

J'ai, par la suite, uniquement relocalisé les événements présents dans la même zone que celle de Thouvenot et al. (2016). La coupe orientée N075° sur la Figure 5.9.d montre toujours que les événements de 2012 sont décalés vers l'est et plus profonds.

J'ai choisi ensuite de récupérer la position hypocentrale des localisations initiales de Thouvenot et al. (2016) et de les remplacer dans le catalogue NLDG. Au total, 1381 séismes sur les 4697 sont en commun entre le catalogue NLDG et celui de Thouvenot et al. (2016). Je relocalise ensuite l'ensemble du catalogue (Fig.5.9.e). Dans ce cas-ci, les événements de 2012 sont relocalisés au même endroit que les séismes de 2014, avec le choc principal de 2012 à la même profondeur que celui de 2014 (Fig.5.9.e). Cette relocalisation se rapproche de celle de Thouvenot et al. (2016) (Fig.5.9.a; Fig.5.9.e). Par conséquent, ce résultat montre que les localisations de NLDG sont suffisamment différentes pour impacter le résultat de la relocalisation. L'une des raisons expliquant cette différence est le nombre de stations utilisées lors de la localisation avec NonLinLoc. Dans ce cas-ci, seulement 14 stations sont utilisées contre une quarantaine pour Thouvenot et al. (2016), ce qui augmente fortement l'incertitude sur la position des séismes. Une autre possibilité est la présence de stations localisées très proches de l'essai pour Thouvenot et al. (2016), ce qui permet de contraindre la profondeur et d'améliorer fortement la localisation des séismes dans leur cas.

Je décide donc de récupérer la position des relocalisations de Thouvenot et al. (2016) que je remplace pour les événements en commun dans le catalogue NLDG. J'effectue ensuite la relocalisation sur ce catalogue modifié (Fig.5.9.b; Fig.5.9.f). Au total et finalement, je relocalise 2793 séismes et obtiens 415 airquakes.

5.2.2.3 Incertitude de relocalisation

L'un des fichiers de sorties du programme hypoDD contient les résidus (temps double-différence calculés) pour chaque paire d'événement. Un fort résidu signifie que la différence entre la différence de temps observés et calculés est grande et indique une solution mal contrainte. A l'inverse, si la différence des différences de temps observés et calculés est faible (petit résidu), cela montre un modèle bien contraint. Les incertitudes de relocalisation sont estimées par une méthode de bootstrap qui consiste à remplacer les temps doubles-différences P et S par des résidus tirés au sort dans la distribution des résidus de relocalisation P et S (Waldhauser and Ellsworth, 2000). Les séismes sont ensuite relocalisés à partir de ces résidus pour déterminer le décalage de localisation correspondant. Ce processus est répété 200 fois. Les relocalisations cumulées (200 x 2793 séismes) sont représentées sur la Figure 5.11. De manière globale sur l'ensemble des séismes, l'intervalle de confiance à 95% (correspondant à 2 écart-type) est de ± 268 m en longitude, ± 188 m en latitude et ± 534 m en profondeur, ce que nous interprétons comme une incertitude relative (section 1.2.1) de relocalisation.

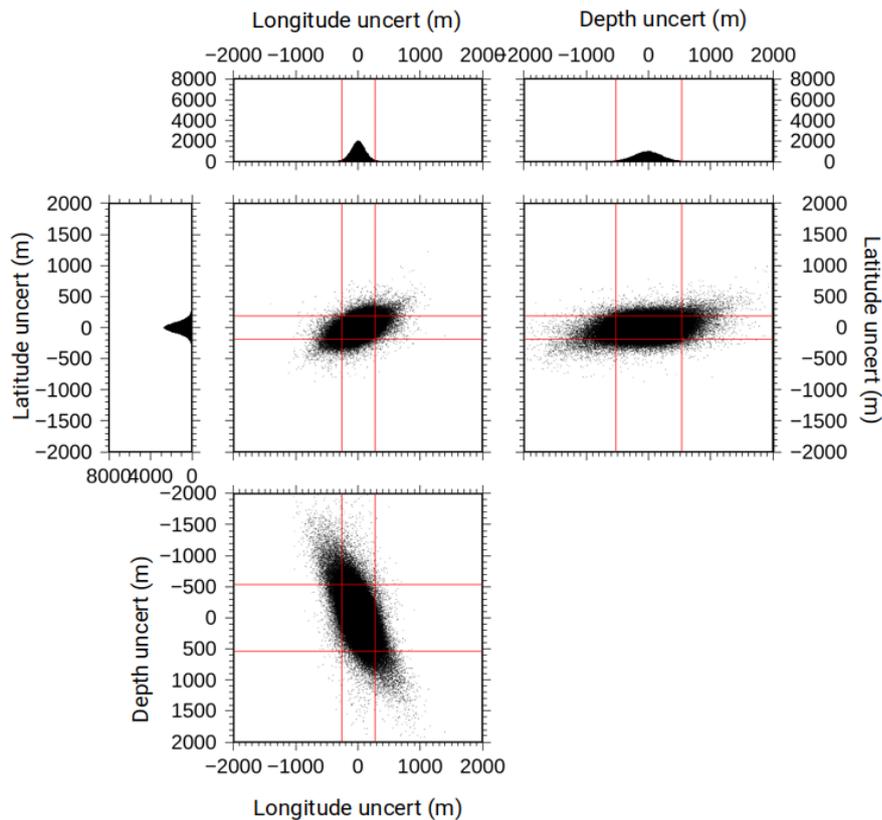


Figure 5.11 : Incertitudes moyennes sur les 558 600 solutions (2793 séismes et 200 inversions) pour chacune des composantes : longitude, latitude et profondeur. Sur les trois histogrammes 1D, les lignes rouges délimitent l'intervalle contenant 95% des solutions calculées.

5.2.3 Analyse des résultats de la relocalisation

Comme mentionné dans la section précédente, j'ai utilisé les relocalisations de Thouvenot et al. (2016) comme localisation initiale pour les séismes en commun avec le catalogue NLDG. Je retrouve la même tendance que Thouvenot et al. (2016), c'est-à-dire que les événements de 2012 sont relocalisés proche de ceux de 2014 (Fig.5.9.a ; Fig.5.9.f).

5.2.3.1 Analyse temporelle

Les distributions temporelles de la sismicité localisée et relocalisée sont représentées sur la Figure 5.12.a et 5.12.b respectivement. Comme l'évolution de la sismicité relocalisée montre la même tendance que la sismicité localisée, l'analyse temporelle peut se faire sur la sismicité relocalisée.

Les Figures 5.12.b, 5.12.c, 5.12.d présentent l'évolution temporelle de la sismicité relocalisée pour l'ensemble de la région de l'Ubaye, la zone de la Vallée de l'Ubaye et la zone de Serenne respectivement. Les crises sismiques de 2012 et de 2014 dominent, avec leurs pics d'activité en février-mars et avril respectivement dans la Vallée de l'Ubaye (Fig.5.12.c). Cependant, il est important de noter une baisse de l'activité sismique entre ces deux crises. En effet, entre 2013 et 2014, très peu de séismes se sont produits dans la Vallée de l'Ubaye (Fig.5.12.c). En 2015, deux séismes de magnitude supérieure

à 3,5 se sont produits dans la Vallée de l'Ubaye, au niveau de la crise 2012-2015 (11/04/2015 : ML 3,6 ; 06/11/2015 : ML 4,3). Le premier est suivi d'une centaine de séismes sur 1 mois, tandis que le second génère plus de 250 événements sur une période de 5 mois (Fig.5.12.c). Ces deux séquences ressemblent donc à des chocs principaux/répliques et font partie de la crise de 2012-2015. Enfin, un regain d'activité sismique est observé fin 2016. Il n'est pas associé à un fort séisme (ML > 3,5) et pourrait correspondre à un essaim. La zone activée est localisée dans la partie nord de la zone principale d'activité (essaim de Crévoux). A la suite de ces périodes de fortes activités (2012, 2014, 2015, et fin 2016), l'activité sismique se stabilise à un niveau faible dans la Vallée de l'Ubaye à partir de 2017. En comparaison de la Vallée de l'Ubaye, la zone de Serenne a un comportement différent. Le niveau de sismicité dans la zone de Serenne est plutôt stable tandis qu'il varie dans la zone de la Vallée de l'Ubaye (Fig.5.12.c ; 5.12.d). Le taux de sismicité augmente à partir de 2017 dans la zone de Serenne. Cette augmentation n'est pas due à une meilleure détectabilité du réseau car les stations choisies sont présentes pendant au moins 7 années sur la période 2010-2019 (section 5.2.1) et seuls les événements ayant été enregistrés par ces stations sont relocalisés.

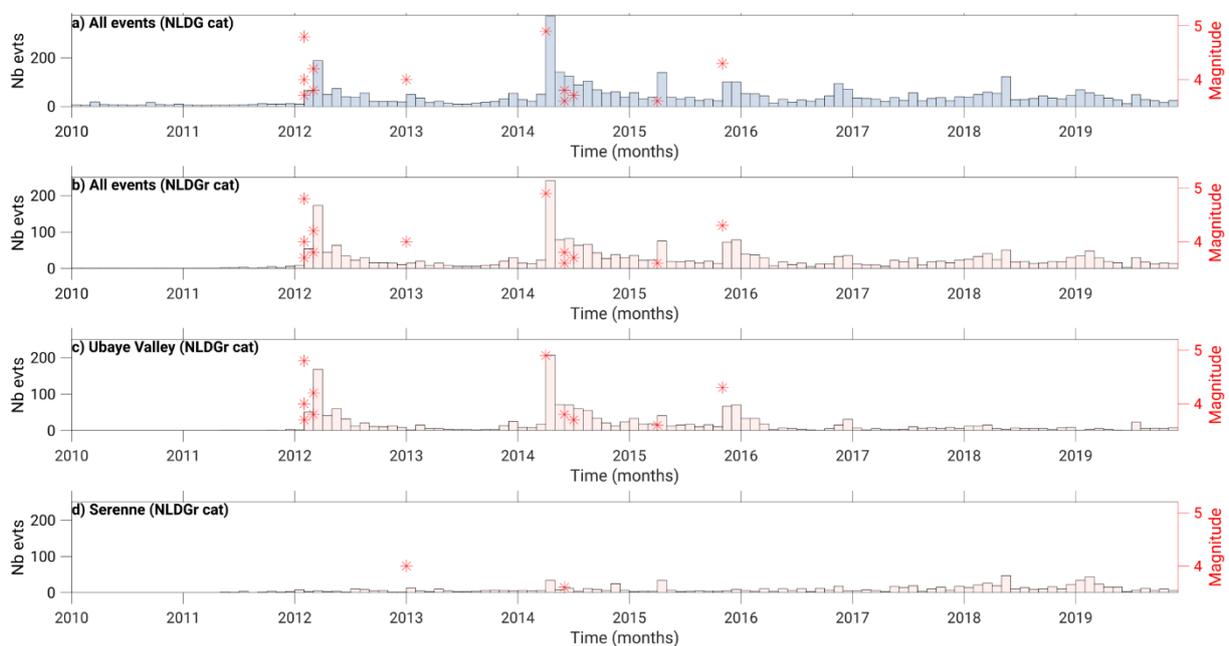


Figure 5.12 : Distribution temporelle des évènements sur la période 2010-2019. a) La région de l'Ubaye pour le catalogue NLDG ; b) La région de l'Ubaye pour le catalogue NLDGr ; c) La zone de la Vallée de l'Ubaye pour les séismes relocalisés ; d) La zone de Serenne pour les séismes relocalisés. En rouge, les évènements de magnitude locale supérieure à 3,5.

5.2.3.2 Analyse spatiale

La Figure 5.13 décrit la distribution spatiale des séismes relocalisés pour la zone de la Vallée de l'Ubaye (Fig.5.13.a ; Fig.5.13.c ; Fig.5.13.e) et pour la zone de Serenne (Fig.5.13.b ; Fig.5.13.d ; Fig.5.13.f). Le lien entre sismicité et faille est ensuite décrit en détail pour la Vallée de l'Ubaye et la zone de Serenne dans les Figures 5.14 et 5.16.

5.2.3.2.1 Vallée de l'Ubaye

Dans la Vallée de l'Ubaye, la majorité de la sismicité est localisée entre 4 et 10 km de profondeur avec d'autres séismes ayant des profondeurs plus superficielles ou profondes (< 20 km) (Fig.5.13.a). Plusieurs nuages de sismicité sont visibles, dont un regroupant la majorité de la sismicité de la crise de 2012-2015 (Fig.5.13.c ; Fig.5.14, ellipse noire et violette ; Fig.5.15.a). La Figure 5.15.a représente la coupe orientée N060° de la sismicité de la zone 2012-2015. La sismicité est trop diffuse pour pouvoir observer des alignements de séismes indiquant des structures bien définies. Cette zone d'essai peut être subdivisée en deux zones : l'une au nord de l'essai correspondant à l'ellipse violette et la partie centrale représentée par l'ellipse noire sur la Figure 5.14. En détail, la partie centrale de cette zone (Fig.5.14, ellipse noire) est dans un premier temps active en 2012, puis est réactivée en 2014. Cette observation confirme celle de Thouvenot et al. (2016), qui propose que la crise de 2014 est une réactivation de la zone de la crise de 2012. La partie sud de cette zone est ensuite réactivée en 2015-2016 avec un fort séisme, le 6 novembre 2015 (ML4.3) (Fig.5.13.c ; Fig.5.13.e ; Fig.5.14, ellipse noire). Cet essai reste actif jusqu'en 2019 même si le taux de sismicité a largement diminué après 2015 (Fig.5.13.c ; Fig.5.14, ellipse noire). Sur les 10 dernières années, cette zone centrale (Fig.5.14, ellipse noire) contient des événements de magnitude pouvant aller jusqu'à 5,2 (Fig.5.13.e). Au contraire, la partie nord de l'essai (Fig.5.14, ellipse violette) est constituée de séismes avec des magnitudes locales comprises entre 0,8 et 2,8. Elle est active en 2012 et 2014, et est ensuite réactivée en 2015 (Fig.5.13.c). La zone entre ces deux nuages de sismicité est caractérisée par une absence de sismicité. Cette observation rejoint celles faites par Thouvenot et al. (2016) et De Barros et al. (2019), qui montrent aussi une démarcation asismique entre deux groupes de séismes pour la crise de 2012-2015 et pour les deux mois de 2014.

D'autres zones de concentration de sismicité sont présentes dans la Vallée de l'Ubaye, dont l'une située à environ 15-20 km au sud-est du nuage principal (Fig.5.14, ellipse rose). Cette zone s'active principalement en 2019 avec une magnitude maximale ML de 3 (Fig.5.13.c ; Fig.5.13.e). Cette activité sismique se prolonge vers le nord-ouest, jusqu'à ~10 km au sud-est du nuage principal (Fig.5.14). Entre cette activité et le nuage principal de 2012-2015, une zone sans sismicité est visible. Cet espace correspond à la zone de l'essai de 2003-2004. La production de l'essai a pu relâcher suffisamment de contraintes pour ensuite ne pas pouvoir être réactivée entre 2005 et 2019. Thouvenot et al. (2016) et De Barros et al. (2019) mentionnent que la zone de l'essai de 2012-2015 est la prolongation vers le NW de l'essai de 2003-2004.

Il est intéressant de noter que si nous prolongeons la faille d'orientation ~N150° localisée au sud de l'essai de 2003-2004 vers le NW, nous nous retrouvons dans la zone de l'essai de 2012-2015 (Fig.5.14). De même, la prolongation de la faille passant par la zone de l'essai de 2012-2015 vers le sud-ouest, rejoint une des failles connues en s'alignant sur la sismicité (Fig.5.14). Cette faille hypothétique ainsi que celle reliant l'essai de 2003-2004 à celui de 2012-2015 se rejoignent dans la zone de 2012-2015, créant ainsi une zone d'intersection de failles, ce qui pourrait expliquer la complexité des structures observées dans cette zone. De plus, la sismicité peut aussi indiquer des alignements ~N050°, possiblement des failles, connectant les deux failles hypothétiques (Fig.5.14). Ces différentes intersections de failles indiquent une zone complexe, très endommagée, facilitant la circulation de fluides dans le milieu.

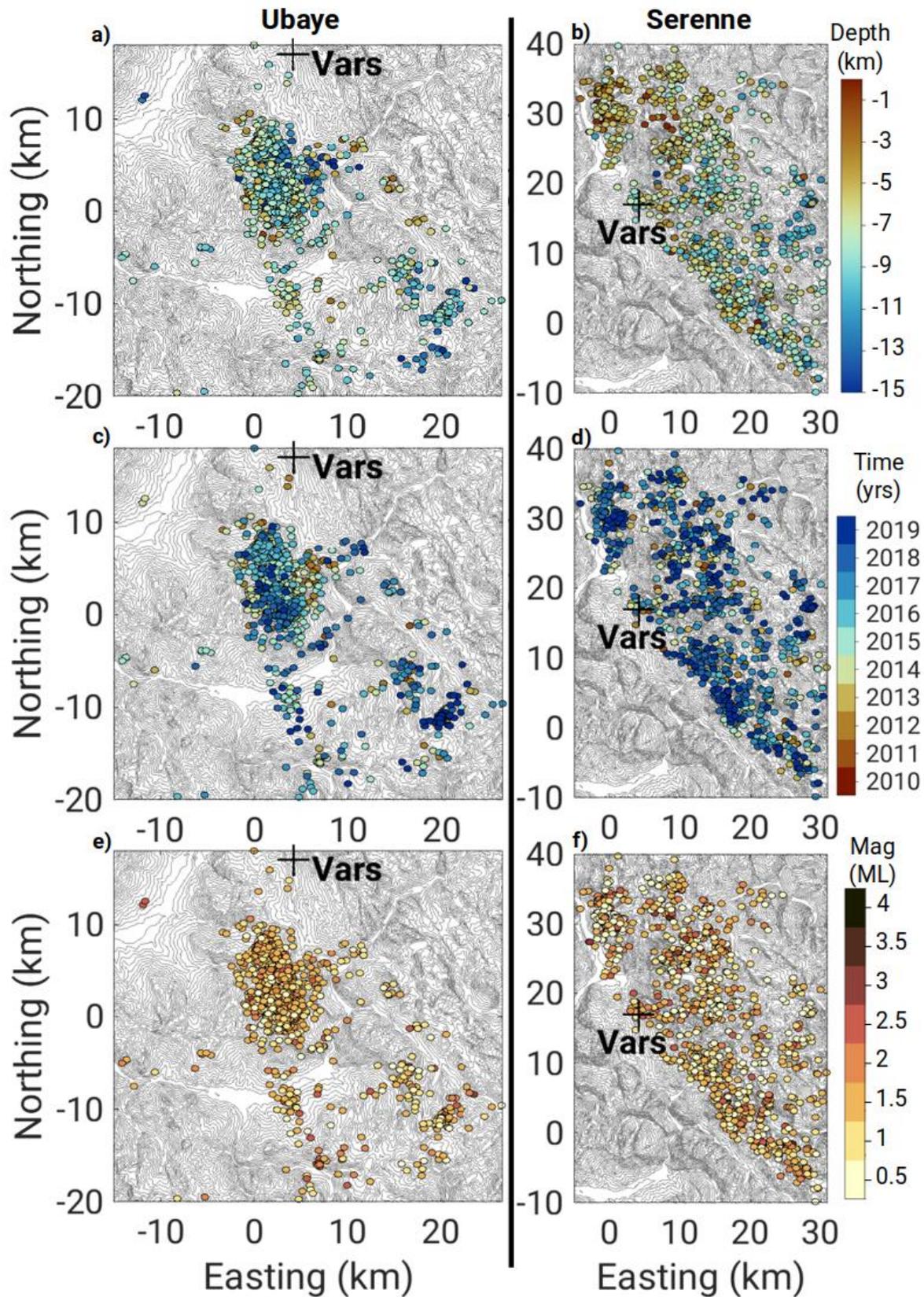


Figure 5.13 : Carte des séismes relocalisés pour la zone de l'Ubaye (gauche) et de Serenne (droite) et colorés en fonction de différentes données : profondeur (a et b), temps (c et d), magnitude (e et f). Un zoom de la zone de la Vallée de l'Ubaye est réalisé sur la Figure 5.14 tandis qu'un zoom de la zone de Serenne est représenté sur la Figure 5.16.

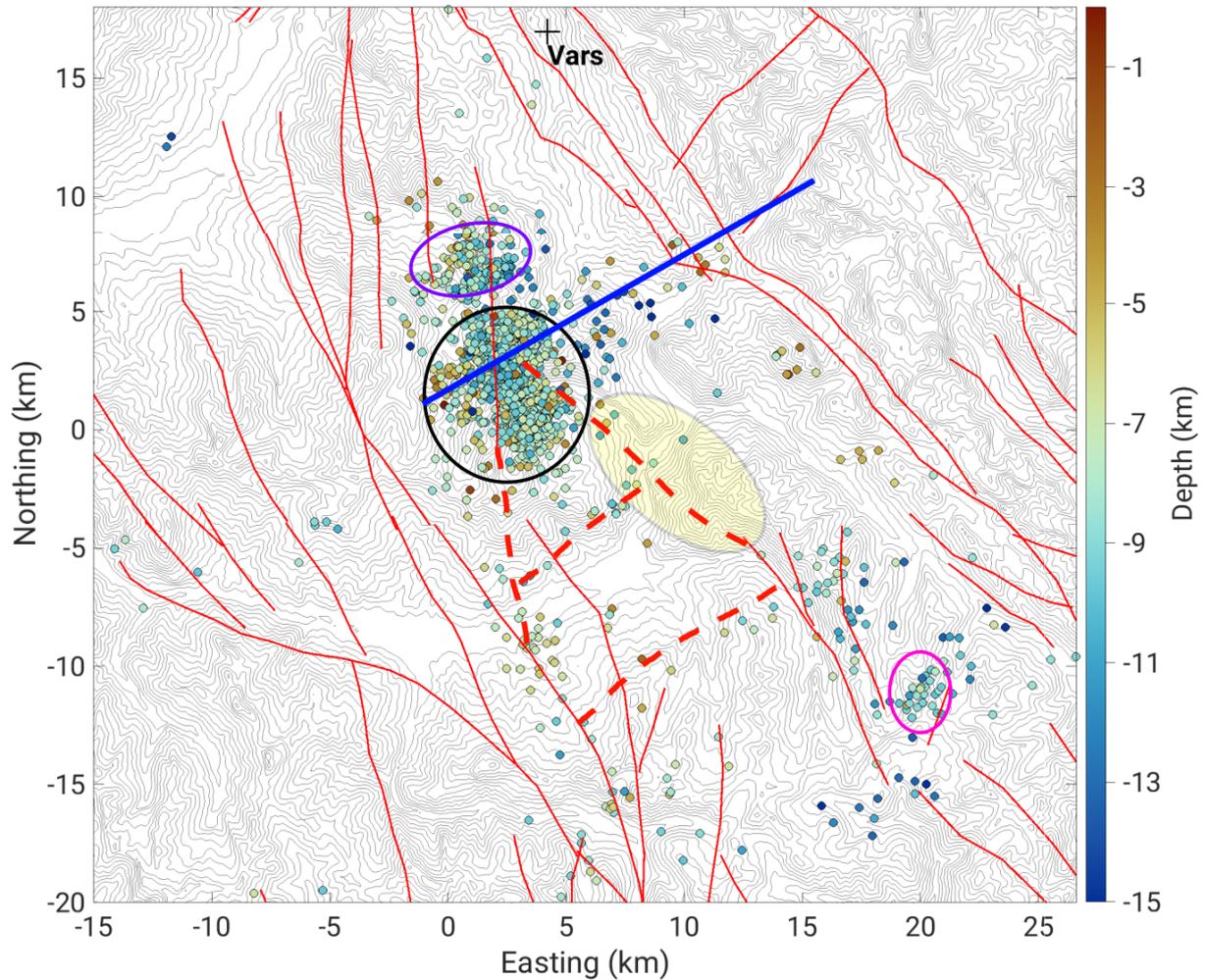


Figure 5.14 : Carte des séismes relocalisés de la période 2010-2019 pour la zone de la Vallée de l'Ubaye. La couleur des points correspond à la profondeur des séismes. En rouge, le tracé des failles tardi-alpines (Tricart, 2004). La zone ovale avec fond jaune indique la localisation de l'essaim de 2003-2004. Les autres ellipses de couleurs sont décrites dans le texte. Les tirets oranges prolongent interprétativement les failles connues. Le trait bleu indique le tracé de la coupe représentée dans la Figure 5.15.a.

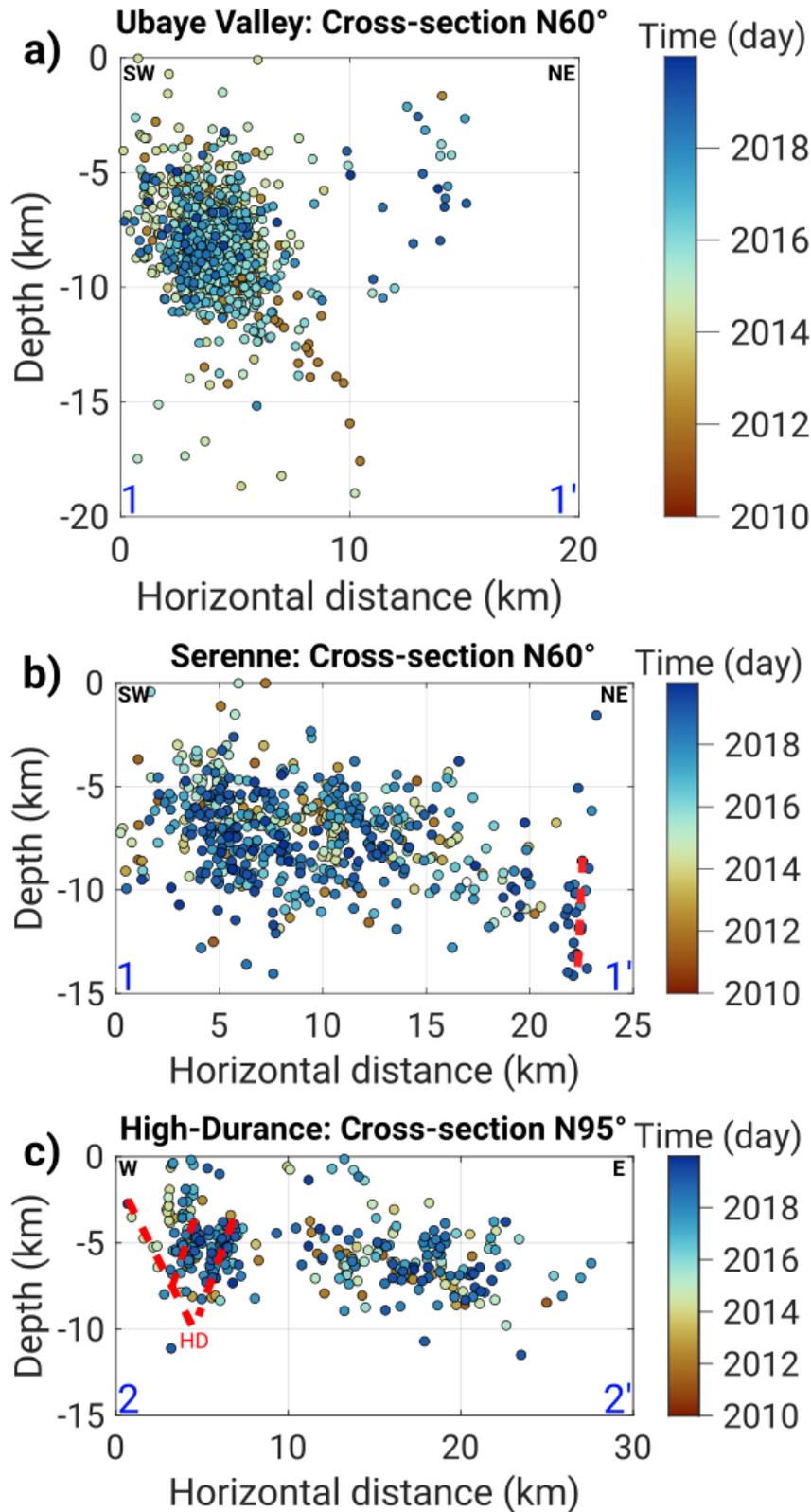


Figure 5.15 : Coupes orientées pour différentes zones. a) Coupe orientée (N060°) composée de la sismicité se situant de part et d'autre du trait de coupe à une distance maximale de 7,5 km pour la zone des essais dans la Vallée de l'Ubaye. b) Coupe orientée (N060°) composée de la sismicité se situant de part et d'autre du trait de coupe à une distance maximale de 15 km pour la zone de failles de Serenne. c) Coupe orientée (N095°) composée de la sismicité se situant de part et d'autre du trait de coupe à une distance maximale de 5 km pour la zone de failles de la Haute-Durance. La couleur des événements correspond au temps d'apparition du séisme. Les traits des coupes sont représentés en bleu sur les Figures 5.14 (a) et 5.16 (b et c). En b) et c), les traits rouges surlignent des alignements de séismes. HD : tracé hypothétique de la faille de la Haute-Durance.

5.2.3.2.2 Serenne

La sismicité de la zone de Serenne est relocalisée dans les 15 premiers kilomètres de profondeur (Fig.5.13.b). Cette gamme de profondeur est similaire à celle de Sue et al. (2007b). La profondeur de la sismicité augmente en direction de l'est. Qualitativement, en utilisant des événements localisés à l'ouest et à l'est de la zone, l'alignement de la sismicité aurait un pendage d'environ 30°. Cependant, le seul plan pouvant avoir ce degré de pendage serait le CPF (Chevauchement Pennique Frontal). Différentes études montrent un CPF avec un pendage de 30°E entre 0-15 km de profondeur (e.g. Beaucé et al., 2019; Mathey et al., 2021) tandis que d'autres auteurs proposent un pendage plus fort, entre 60° et 80°E (e.g. Sue et al., 2007b). Malgré l'imprécision ou l'éventuelle variabilité du pendage, on observe bien systématiquement un approfondissement de la sismicité vers l'est.

Les Figures 5.15.b et 5.15.c illustre la sismicité relocalisée en coupe pour la zone de la faille de la Serenne et de la Haute-Durance respectivement. Ce sont des coupes orientées perpendiculairement à l'orientation des failles de Serenne et de la Haute-Durance pour mettre en lumière la potentielle présence d'une structure. La partie gauche de la coupe 5.15.b ne met aucune structure en évidence, la sismicité étant trop diffuse pour marquer un plan de faille. Sur l'extrémité droite de la coupe 5.15.b, une vingtaine de séismes semble décrire un plan vertical pouvant potentiellement correspondre à un plan de faille. Cet alignement a été actif en 2019 et correspond à l'essai entouré d'une ellipse rose sur la Figure 5.16. La seconde coupe (Fig.5.15.c), se situant au niveau du système de faille de la Haute-Durance (Fig.5.16), montre deux zones d'activité. La première zone, située sur la partie gauche de la coupe, montre deux alignements sismique quasi-verticaux. Ces alignements ont un pendage compatible avec celui de la faille de la Haute-Durance. Cependant, la sismicité est localisée à l'est du système de failles associée à la Haute-Durance. Ces deux alignements pourraient également se brancher en profondeur à la faille de la Haute-Durance comme illustré sur la Figure 5.15.c. Ces deux alignements mettraient donc en lumière une nouvelle branche du réseau de failles de la Haute-Durance. Sur la Figure 5.16, au niveau de l'ellipse noire, la sismicité s'aligne sur l'une des failles conjuguées du réseau de failles de la Haute-Durance. Cette zone au nord de la région de l'Ubaye est complexe montrant différentes orientations d'alignements (NS et E-W) marqués par la sismicité (Fig.5.16, ellipse noire ; Fig.5.15.c).

Concernant la distribution spatio-temporelle de la sismicité, aucune période de forte activité ne ressort (Fig.5.13.d). Cependant, plusieurs concentrations de séismes se détachent : au NW de la carte, une zone active majoritairement en 2019 sans la présence d'un fort séisme initiant la séquence (Fig.5.13.f ; Fig.5.16, ellipse noire) ; au SW de la carte, une zone active en 2015, là aussi sans la présence d'un fort séisme (Fig.5.13.f ; Fig.5.16, ellipse violette) ; dans la partie est de la carte, une autre zone aussi active en 2019, toujours sans la présence d'un fort séisme (Fig.5.13.f ; Fig.5.15.b ; Fig.5.16, ellipse rose). Il s'agit certainement de trois petits essais sismiques. D'autres regroupements de séismes sont également visibles mais composés de trop peu d'événements pour pouvoir émettre l'hypothèse d'un essai sismique.

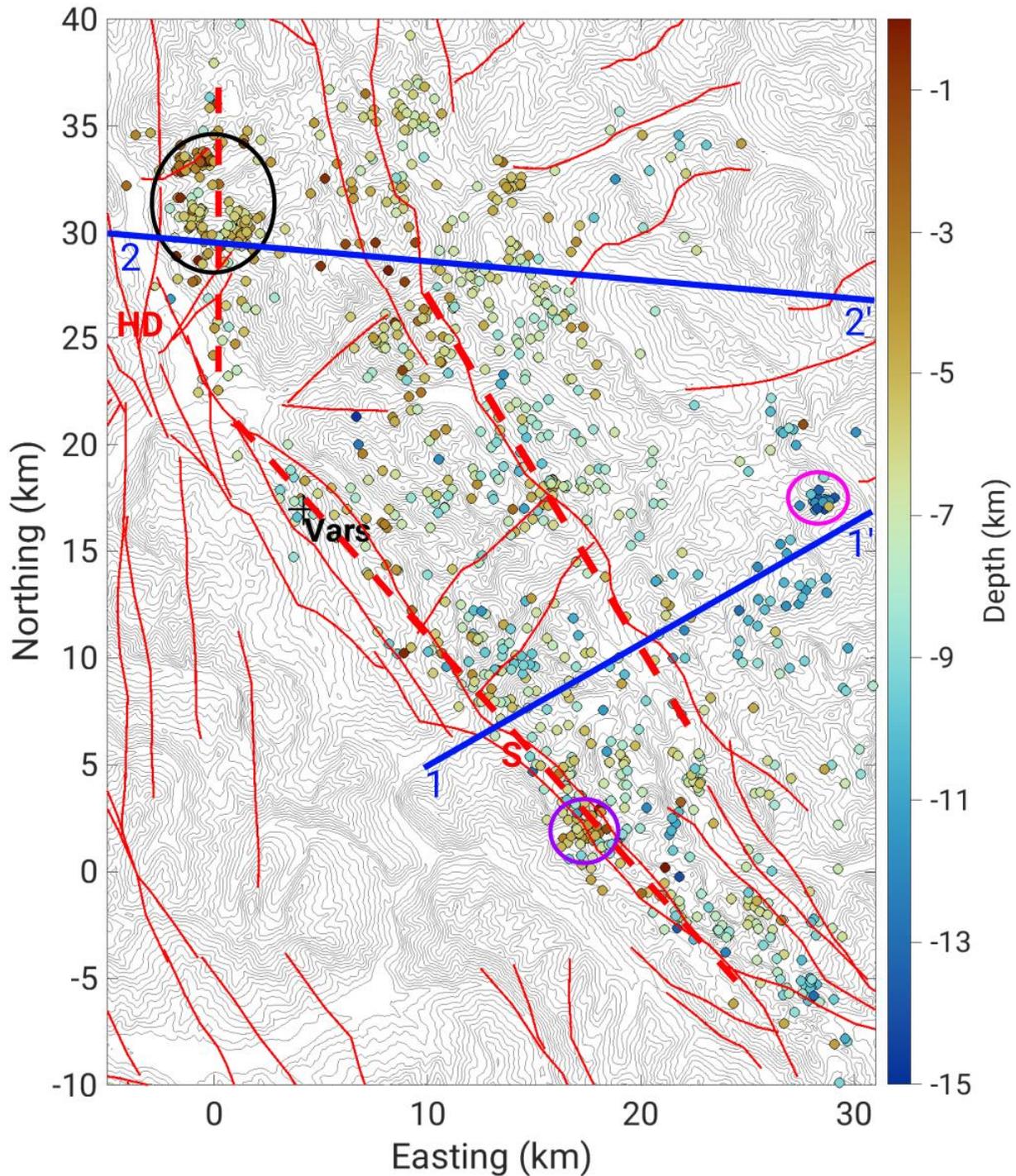


Figure 5.16 : Carte des séismes relocalisés de la période 2010-2019 pour la zone de Serenne. La couleur des points correspond à la profondeur des séismes. En rouge, le tracé des failles tardi-alpines (Tricart, 2004), avec S : Serenne et HD : Haute-Durance. Les ellipses de couleurs indiquent une zone particulière. Les ellipses de couleurs indiquent des zones particulières discutées dans le corps du texte. En tirets rouges, les lignes indiquent l'orientation des failles observées et décrites par la sismicité.

5.3 Moment sismique

Le moment sismique correspond à l'énergie relâchée par un séisme. Il est directement lié à la magnitude de moment (M_w). Représenter spatialement la quantité de moment sismique relâché a pour objectif, combiné à une carte de densité de séismes, l'identifier les zones les plus actives et générant de plus forts séismes. J'ai choisi, dans un premier temps, de calculer le moment sismique pour l'ensemble de la région de l'Ubaye à partir du catalogue du LDG sur la période 1965-2019. L'article de Cara et al. (2015) propose une loi de conversion entre la magnitude locale M_L du LDG et la magnitude de moment M_w :

$$M_w = M_{L_{LDG}} - 0.6, \quad 3.117 \leq M_{L_{LDG}} \leq 4 \quad eq. 5.1$$

$$M_w = 0.662 \times M_{L_{LDG}} + 0.4467, \quad M_{L_{LDG}} < 3.117 \quad eq. 5.2$$

$$M_w = M_{L_{LDG}}, \quad M_{L_{LDG}} > 4 \quad eq. 5.3$$

Puis à partir de la magnitude de moment, le moment sismique est exprimé sous la forme :

$$M_o = 10^{\left(\frac{3}{2}\right) \times (M_w + 6.07)} \quad eq. 5.4, \quad (Cara \text{ et al.}, 2017)$$

L'objectif du calcul du moment sismique est de réaliser une carte de moment sismique cumulé. Cette carte permet de faire ressortir les zones où le plus d'énergie sismique a été relâchée.

Pour créer la carte du moment sismique cumulé, je définis une grille avec un pas d'échantillonnage similaire en longitude et latitude. Par la suite, je somme les moments sismiques pour chaque case de la grille de 1km x 1km. J'obtiens alors la carte représentée sur la Figure 5.17.a pour l'ensemble de la période 1965-2019. Une zone de plus fort relâchement d'énergie se distingue entre Crévoux et Larche. Elle correspond à la zone d'activité des essaims de 2003-2004 et de 2012-2015. D'ailleurs, les plus forts moments sismiques cumulés sont associés aux deux chocs principaux de 2012 et 2014, qui correspondent respectivement à 18% et 65% du moment sismique total sur la région de l'Ubaye (Fig.5.17.a, losange et étoile, respectivement). La partie associée à la zone Interne (Serenne) montre aussi une libération d'énergie significative, avec plusieurs forts relâchements en orange-rouge sur la Figure 5.17.a. L'un d'eux, localisé au nord de Vars, est associé à un séisme daté du 3 mars 1977 et de magnitude M_w 4,4.

Cependant, l'incertitude sur la position épiscopentrale des séismes n'est pas prise en compte. Pour la considérer, je perturbe la position initiale des séismes dans leur incertitude de localisation. Le LDG fournit une incertitude de localisation sous la forme d'une ellipse de confiance à 95%. L'ellipse est définie par un petit et un grand axe ainsi que par la direction du grand axe par rapport au nord. Pour chaque événement, je choisis aléatoirement, suivant une distribution gaussienne bivariée, une position selon l'ellipse de confiance du séisme. Je recalculer le moment sismique cumulé à partir des nouvelles positions épiscopentrales dans la grille spatiale définie précédemment. Cette démarche est répétée 500 fois, ce qui crée au total 500 cartes de moments sismiques cumulés. Je calcule ensuite la moyenne du moment sismique cumulée de chaque case de la grille, ce qui donne une carte de moment sismique cumulé moyenne en tenant compte des incertitudes de localisation (Fig.5.17.b).

La carte de densité moyenne d'événements est également obtenue à partir de l'incertitude des positions épiscopentrales. Chaque carte contient 100% d'événements répartis sur l'ensemble de la grille. Au total, 500 cartes sont calculées, chaque case de la grille contenant un pourcentage d'événements. Puis une carte de densité moyenne est calculée, avec 0,5% d'événements correspondant à la moyenne des événements du catalogue.

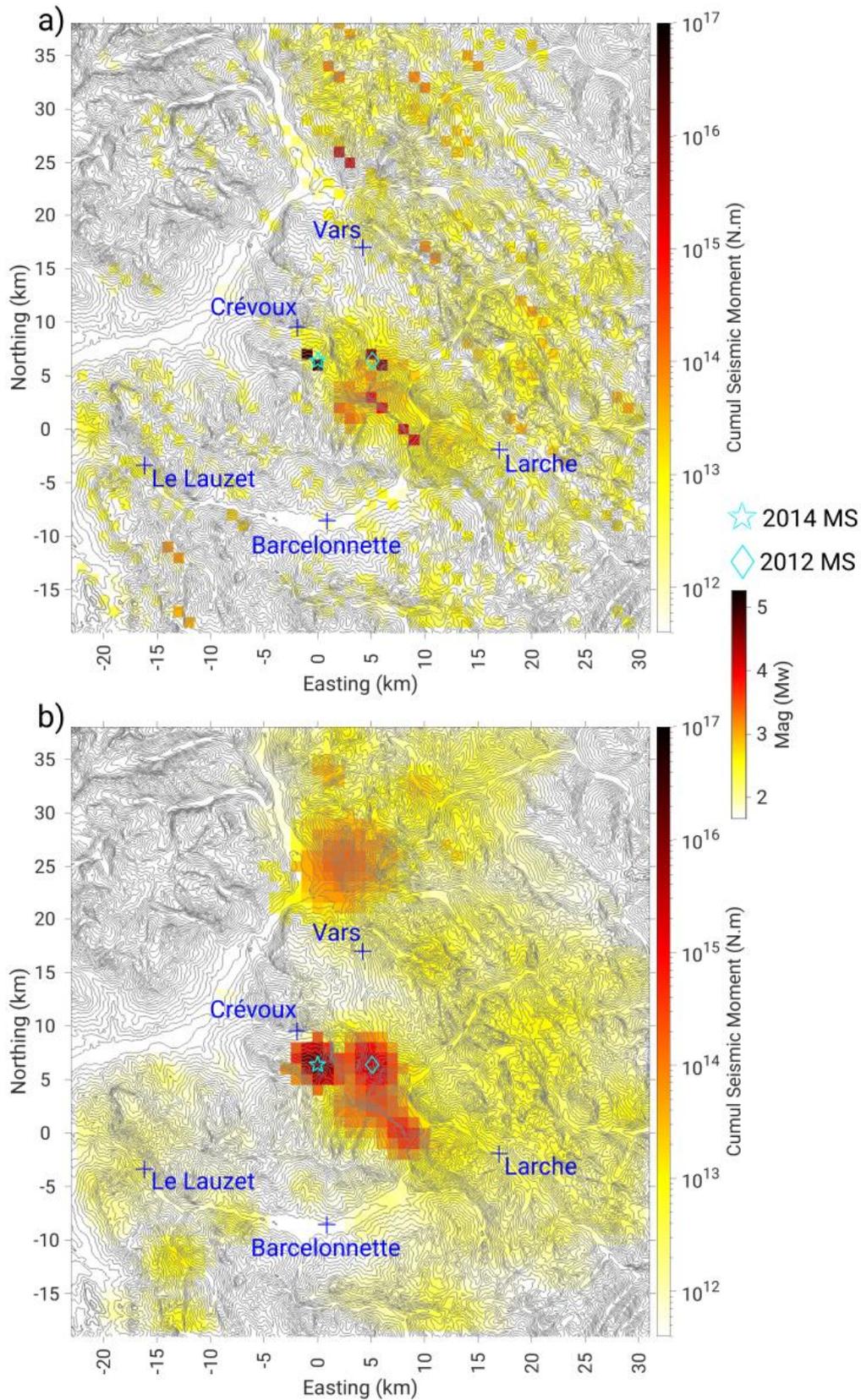


Figure 5.17 : Carte des moments sismiques cumulés (a) et corrigés de l'incertitude de localisation (b) pour le catalogue du LDG sur la période de 1965 à 2019. Le losange et l'étoile bleus indiquent la position épiscopentrale des séismes principaux de 2012 et 2014, respectivement. La seconde échelle de couleur correspond à l'équivalence du moment sismique en magnitude de moment (Mw).

La Figure 5.17.b représente le moment sismique cumulé moyen tandis que la Figure 5.18.a représente la densité moyenne d'événements, toutes deux prenant en compte les incertitudes de localisation du LDG. La zone associée aux essaims de 2003-2004 et de 2012-2015 se distingue toujours, avec les moments sismiques cumulés maximums correspondant aux chocs de 2012 et 2014 (Fig.5.17.b). La zone associée au séisme de Mw 4,4 s'est élargie et le moment sismique est plus diffus à cause de la forte incertitude sur sa localisation (grand axe : 4,7 km ; petit axe : 3,8 km). La localisation des maximums d'énergie libérée entre les cartes de moments sismiques cumulés sans (Fig.5.17.a) et avec incertitudes (Fig.5.17.b) est semblable. Dans les deux cas, les chocs de 2012 et 2014 sont localisés à deux endroits bien distincts, à environ 5 km de distance, ce qui donne deux zones avec de plus fort relâchement d'énergie. Cependant la position de ces deux chocs principaux est discutable, sachant que la position épiscopale obtenue par relocalisation par Thouvenot et al. (2016) et celle que j'ai réalisée (section 5.2.2.2) montre que ces deux chocs sont localisés très proche l'un de l'autre (~900 m).

Pour avoir une meilleure résolution, j'ai donc réalisé deux nouvelles cartes de moments sismiques cumulés à partir du catalogue de relocalisation NLDGr sur la période 2010-2019. La même méthode que celle utilisée pour le calcul du moment sismique cumulé perturbé a été appliquée, sur une grille de 0,25 km² (0,5 km x 0,5 km). L'incertitude de relocalisation relative calculée en section 5.2.2.3 (longitude : 268 m ; Latitude : 188 m) est utilisée pour perturber les localisations des séismes relocalisés. La Figure 5.19 présente donc les cartes des moments sismiques cumulés sans (a) et avec (b) incertitudes de relocalisation réalisées à partir du catalogue NLDGr tandis que la Figure 5.18.b représente la carte de densité moyenne d'événements. La zone de plus fort relâchement d'énergie correspond toujours à la zone principale de l'essaim de 2012-2015, associée aux séismes de 2012 et 2014 (Fig.5.19.a). La carte de densité moyenne d'événements montre que plus de la moitié de la sismicité de la région de l'Ubaye se produit dans la zone de l'essaim de 2012-2015 (Fig.5.18.b). Sur la partie sud-est de la zone d'essaim (zone de Crévoux), une autre zone de fort relâchement est dû au séisme du 6 novembre 2015 de magnitude Mw 4,3 (Fig.5.19.a ; Fig.5.19.b). De plus, nous retrouvons le vide sismique entre la partie nord et la zone centrale de sismicité de l'essaim de 2012-2015. La zone du côté nord du vide sismique est la seconde zone ayant le plus d'activité sismique (Fig.5.18.b). Le moment sismique cumulé (Fig.5.19.b) de cette zone est largement plus faible ($4 \cdot 10^{12}$ N.m) que la zone des forts séismes de 2012 et 2014 ($> 1 \cdot 10^{13}$ N.m). Une dernière zone se distingue dans la partie la plus au nord de la région de l'Ubaye (~15 km au nord de Vars), en rouge foncé sur la Figure 5.19.a, associée au séisme du 7 janvier 2013 de magnitude Mw 4. Cette zone est située proche du réseau de failles de la Haute-Durance. Cette zone continue de ressortir en prenant en compte les incertitudes de relocalisation (Fig.5.19.a) en ayant un moment sismique compris entre $1 \cdot 10^{13}$ et $4 \cdot 10^{13}$ N.m. Par contre, la densité moyenne d'événements est plus faible (0,2%) que pour la zone de Crévoux (0,4%). Cette différence de densité d'événements et de moment sismique entre les deux zones montrent une différence de comportement de la sismicité. Effectivement, la zone de Crévoux se comporte comme un essaim tandis que la zone nord se comporte plutôt comme une séquence choc principal/répliques. D'autres zones sont illuminées par un moment sismique supérieur à 10^{12} N.m (Mw 2). Une partie se situe dans la zone de Serenne, au niveau du réseau de failles de Serenne. Ces zones ne ressortent que très peu sur la carte de densité d'événements (Fig.5.18.b, jaune clair), signifiant que ces zones ont plutôt un comportement de type choc principal/répliques.

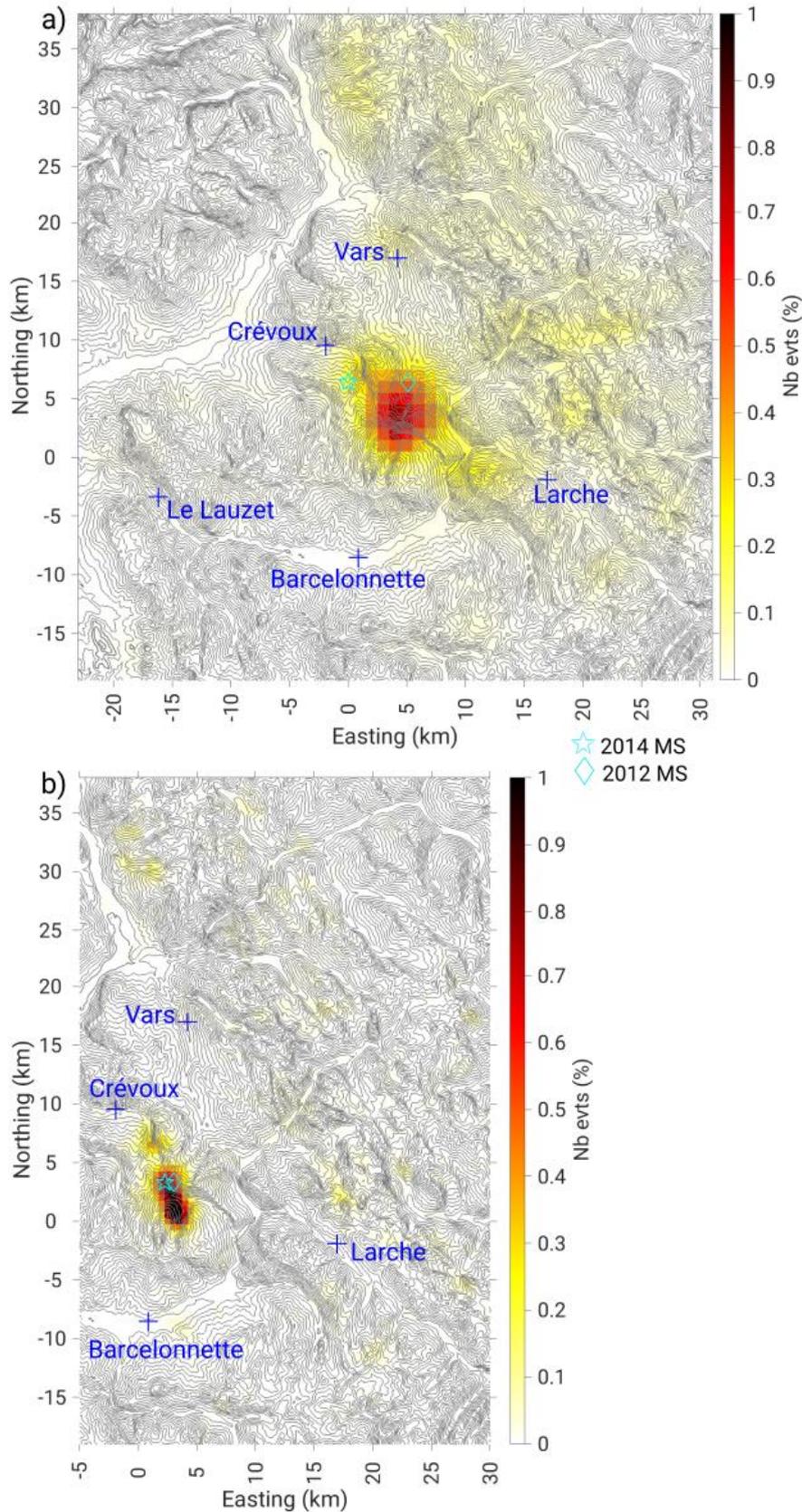


Figure 5.18 : Carte de densité moyenne d'événements pour la période 1965-2019 (a) et pour la période 2010-2019 (b). Les localisations des événements sont perturbées par rapport à leur incertitude. En a), chaque case correspond 1 km² et en b) à 0,25 km² (0,5 x 0,5 km). Au total, 500 cartes ont été calculées pour obtenir la carte moyenne.

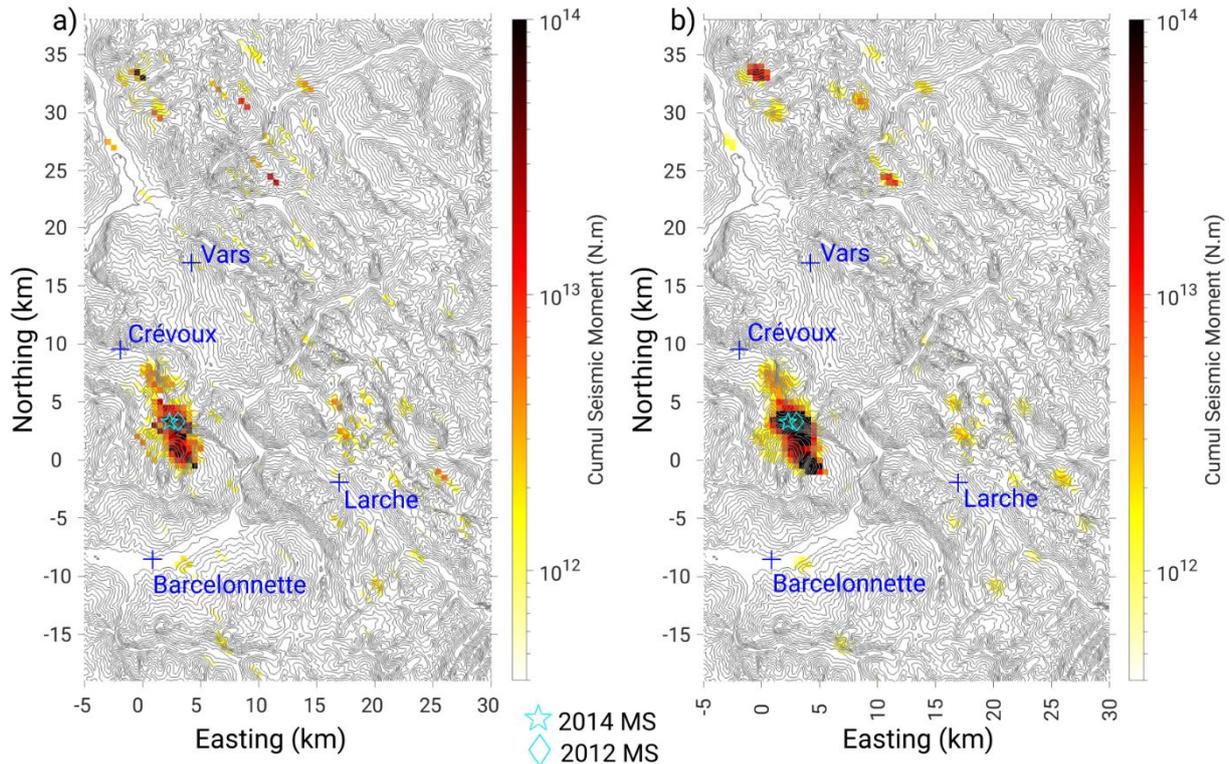


Figure 5.19 : Carte des moments sismiques cumulés (a) et corrigés de l'incertitude de localisation (b) pour le catalogue des relocalisations (NLDGr) sur la période 2010-2019. Le losange et l'étoile bleus indiquent la position épiscopentrale des séismes principaux de 2012 et 2014, respectivement.

Ci-dessus, j'ai présenté les résultats de la répartition du moment sismique cumulé pour la période de 1965 à 2019 ainsi que pour la période 2010-2019.

Les zones de relâchement d'énergies correspondent pour certaines à des réseaux de failles connues. Par exemple, le fort relâchement sismique observé à ~15 km au nord de Vars serait associé au réseau de failles de la Haute-Durance. La faille de Serenne est elle aussi illuminée par des moments cumulés. Cependant, la forme de ces ensembles ne permet pas de tracer clairement la faille. De plus, la zone d'essaim et le pas de la grille sont trop larges pour pouvoir définir si une ou plusieurs failles génèrent cette sismicité. Cette représentation ne permet donc pas de raffiner le lien entre failles et séismes. De plus, la période de temps est trop courte pour être exhaustive; la zone de l'essaim 2012-2015 ne serait pas forcément une anomalie si le catalogue regardé était beaucoup plus long.

La démarche développée pour prendre en compte l'incertitude de la position épiscopentrale dans le calcul du moment sismique a plusieurs limites. L'une d'elle est l'emprise du plan de failles pour les fortes magnitudes. Avec un loi d'échelle très basique, un séisme de $M_w \sim 4$ rompt une longueur de faille de 1 km. La majorité de la sismicité de la région de l'Ubaye a des magnitudes M_w inférieures à 4, c'est pourquoi une grille de 1 km^2 a été choisie. Pour les séismes de magnitude supérieure à 4, la longueur de rupture de la faille sera supérieure à 1 km. Il faudrait alors prendre en compte cette longueur de faille et répartir l'énergie sur une ou plusieurs cases voisines. Pour les événements de $M_w > 4$ ayant un mécanisme au foyer, l'orientation du plan de faille principal le plus probable permettra d'identifier les cases sur lesquelles répartir l'énergie.

La zone principale de l'essaim de 2012-2015 est caractérisée par un fort relâchement d'énergie et une forte densité d'événements tandis que les zones ayant un choc principal connu observe un fort moment sismique avec une faible densité d'événements. La zone de Crévoux, se comportant comme

un essaim, observe un moment sismique plus faible et une plus forte densité d'événements que pour les zones de chocs principaux.

Il peut aussi être intéressant de prendre en compte la sismicité historique et de l'ajouter dans le calcul du moment sismique cumulé pour avoir une vision à plus long terme du relâchement d'énergie de la région. Cependant, l'un des principaux problèmes de cette entreprise est la très forte incertitude de localisation liée à la sismicité historique, pouvant dépasser les 50 km. Cet aspect rend alors l'interprétation des cartes de moments sismiques cumulés extrêmement difficile et hasardeuse.

5.4 Conclusion

A partir du catalogue du LDG, j'ai réalisé une relocalisation des événements de la période 2010-2019. Cette relocalisation avait pour but de lier alignement de sismicité et failles pour mieux comprendre le fonctionnement de la crise 2012-2015, temporellement et dans son contexte tectonique élargi. Pour la zone de l'Ubaye, la sismicité associée à l'essaim de 2012-2015 confirme les résultats de Thouvenot et al. (2016) de par son extension et sa répartition spatiale. De même, la sismicité illumine aussi les réseaux de failles de la Haute-Durance et de Serenne. La relocalisation de la sismicité n'est cependant et malheureusement pas assez fine pour détecter précisément des alignements de sismicité, tels que fait à partir des répliques de 2014 (De Barros et al., 2019). Cependant, le tracé hypothétique de deux failles de 10 à 20 km d'extension est possible grâce à l'alignement de la sismicité et à la localisation de la crise de 2003-2004. L'intersection de ces deux failles se produit dans la zone active de 2012-2015. Cette intersection peut induire une zone très fracturée, facilitant la circulation de fluides dans le milieu, en accord avec la présence de fluides en profondeur pour les périodes de 2003-2004 et 2012-2015. D'autres concentrations de séismes sont visibles dans la partie Serenne, pouvant potentiellement être associés à des essaims, cependant, une analyse plus poussée est nécessaire pour confirmer cette hypothèse.

L'analyse du moment sismique cumulé avait pour objectif de mieux comprendre quelles zones relâchées le plus d'énergie et de comparer celles-ci avec les zones ayant une forte densité d'événements. Cette analyse a montré que les zones de forts relâchements d'énergies correspondent aux zones ayant des chocs principaux mais aussi pour les zones d'essaims. Les zones constituées de chocs principaux n'observent pas une forte densité d'événements contrairement aux zones d'essaims. Cependant, cette analyse n'a pas pu permettre de raffiner notre compréhension des systèmes de failles ayant joué.

Chapitre 6 : Etude statistique de la sismicité sur la période 1965-2019 à partir de la loi de Gutenberg-Richter

6.1 Introduction

Le précédent chapitre a montré que même avec une localisation fine de la sismicité, il reste complexe de définir les plans de failles et leur activité dans la région de l'Ubaye. Dans une approche d'aléa probabiliste par faille, les deux paramètres indispensables pour le calcul sont la géométrie des failles et leurs taux d'activité. Le problème principal n'est pas de définir une géométrie fine mais plutôt à ce jour difficile de définir un taux d'activité pour les failles de la région. Dans ce contexte, l'approche par zone vient alors pallier à l'une ou l'autre (ou les deux) des sources d'incertitude que sont la méconnaissance des géométries des failles et/ou la méconnaissance sur les taux d'activité que nous leur attribuons. Dans notre cas, l'utilisation de zones semble alors plus adaptée en vue d'un calcul de l'aléa sismique.

Par définition, une zone sismotectonique doit être définie en considérant que le taux de sismicité qui la caractérise est homogène. Ce taux de sismicité peut être représenté à partir des paramètres a et b de la loi de Gutenberg-Richter (Gutenberg and Richter, (1954); eq.1.9). Ce chapitre est consacré à l'analyse de l'évolution temporelle du paramètre b (que l'on nommera ci-après « b -value ») de la loi de Gutenberg-Richter, à l'échelle de la région de l'Ubaye. Cette analyse suivra une approche par zonage sismotectonique compte tenu de l'état des connaissances régionales actuelles, en explorant plusieurs hypothèses de zonages publiés et alternatifs. L'analyse détaillée de ce paramètre a un double objectif : 1) identifier des variations de processus qui contrôlent la sismicité au travers de variations spatiales et temporelles de la b -value, 2) contribuer à identifier les meilleurs hypothèses de zonage en vue d'un futur calcul d'aléa sismique.

6.2 Zonage sismotectonique

Afin d'analyser les taux de sismicité ainsi que la répartition spatiale et en magnitude des séismes, un découpage en zones sismotectoniques de la région de l'Ubaye est entrepris. Une zone peut être délimitée à partir de plusieurs critères: géologiques (nature des roches et des massifs), tectoniques (failles actives, anciennes structures), sismiques (localisation des séismes, mécanismes au foyer) et géodésiques (orientation des déplacements/déformations). Dans la région de l'Ubaye, selon que l'on considère les paramètres géologiques ou sismotectoniques, plusieurs zonages peuvent être proposés. Par exemple, un zonage a été réalisé sur la région de l'Ubaye par le Bureau de Recherche Géologiques et Minières (BRGM ; Le Goff et al., 2009), découpant la région en 8 zones (Fig.6.1.a), délimitées à partir de données structurales, de données de tectoniques récentes, et de données sismiques. La zone de la Vallée de l'Ubaye, définie dans le chapitre 5, correspond approximativement au regroupement de trois zones du BRGM (DIGN, MERC, BARC ; Fig.6.1.a), tandis que la zone de Serenne est composée de 5 zones (SFHD, SFEB, SFSE, QUEY, ALLI). Au vu des résultats des chapitres précédents, et en tenant compte du faible taux de sismicité en dehors de la zone des essaims (Vallée de l'Ubaye) et de Serenne, je me focaliserai ici sur un découpage simple constitué de deux zones uniquement, appelées « Interne » et « Externe » (Fig.6.1.b). Ces deux zones sont délimitées par le chevauchement pennique frontal, qui semble marquer une transition nette d'activité sismique sur la période analysée. La

première zone correspond à la zone Interne (Fig.6.1.b, violet), composée de 3575 séismes (sur la période 1965-2019 du catalogue LDG) tandis que la seconde zone correspond à la zone Externe (Fig.6.1.b, bleu), comprenant 3818 événements. Un découpage plus fin ne m'a pas semblé pertinent car les arguments qui le justifieraient seraient plutôt liés à l'héritage géologique long terme, et non fondé sur des différences d'activité sismique notables. Par la suite, je définirai également un zonage appelé « Zoneless », qui correspond à la réunion des zones interne et externe (7393 séismes), considérant que les différences de comportement observées sur la période instrumentale ne sont pas nécessairement le reflet de l'activité de la région à plus long terme.

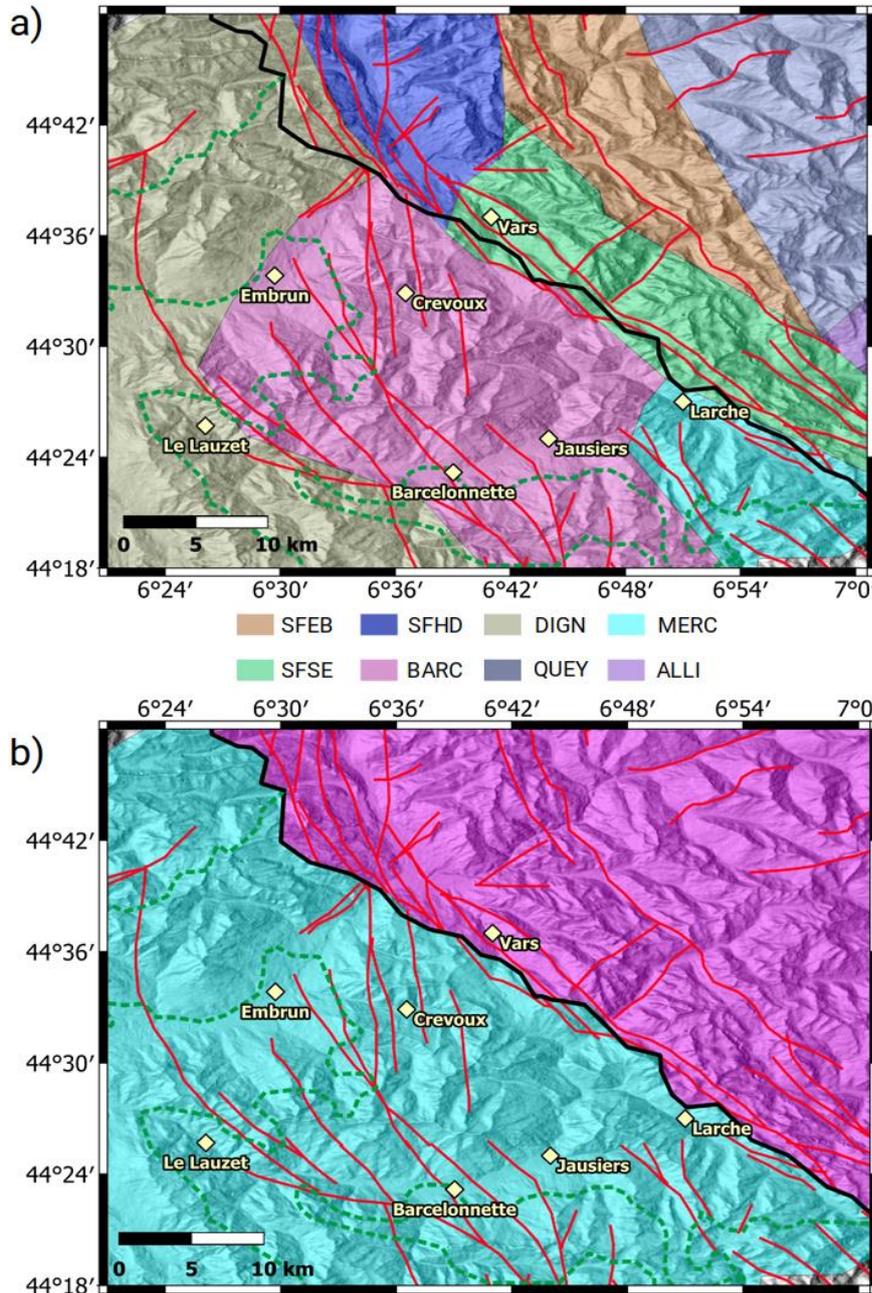


Figure 6.1 : Cartes des zones sismotectoniques. a) Zonage réalisé par le BRGM (Le Goff et al., 2009). Chaque polygone de couleur correspond à une zone : MERC : Zone du massif du Mercantour; DIGN : Zone de Dignes; QUEY : Massif du Queyras; BARC : Zone de Barcelonnette; ALLI : Zone du bassin Liguro-piémontais ; SFHD : Zone de Serenne-Haute-Durance; SFEB : Zone de Serenne Est Briançonnais; SFSE : Zone de Serenne Sud Est. b) Zonage simplifié délimité par le chevauchement pennique frontal (trait noir). Zone Interne : violet ; Zone Externe : bleu. L'ensemble de la zone correspond à la zone « Zoneless ». En a) et b), les traits rouges correspondent aux failles tardi-alpines (Tricart, 2004) ; le trait noir correspond au chevauchement pennique frontal ; les pointillés verts délimitent la zone des flyschs à Helminthoïdes.

6.3 Définition de la loi Gutenberg-Richter

Un taux de sismicité peut être déduit à partir de la loi de Gutenberg-Richter (Gutenberg and Richter, 1954) décrite par l'équation 6.1.

$$\log_{10}(N) = a - bM \quad \text{eq. 6.1}$$

Avec N, le nombre cumulé de séismes ayant une magnitude supérieure ou égale à M ; a, une constante indiquant le taux de sismicité ; b, une constante donnant une information sur le ratio entre événements de grandes et petites magnitudes ; et M, la magnitude.

La FMD, distribution fréquence-magnitude des séismes, correspond au nombre cumulé d'événements au-dessus d'une magnitude (Fig.6.2, rouge) tandis que la FMD non-cumulée répertorie le nombre d'événements par gamme de magnitude (Fig.6.2, bleu). Les deux représentations permettent la mesure de la valeur b (b-value) de l'équation eq.6.1. La b-value correspond à la pente de la distribution (FMD et FMD non-cumulée) calculée pour les magnitudes supérieures à la magnitude de complétude du catalogue (correspondant approximativement à la rupture de pente). La loi de Gutenberg-Richter est représentée par le trait noir sur la Figure 6.2.

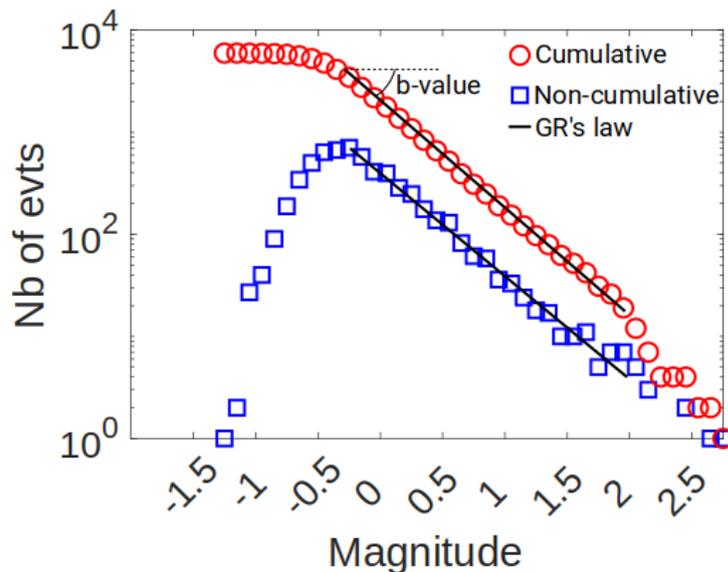


Figure 6.2 : Représentation d'une distribution fréquence-magnitude (rouge) et d'une distribution fréquence-magnitude non-cumulée (bleu) pour le zonage Zoneless du catalogue LDG sur la période 1965-2019. En noir, le tracé de la pente attribuée à la b-value.

6.4 Définition de la b-value

La b-value est une mesure empirique qui est proche de 1 à l'échelle mondiale (El-Isa and Eaton, 2014) mais également à l'échelle locale (e.g. Kisslinger and Jones, 1991). Elle oscille autour de 1, et principalement entre 0,1 et 2,5 (El-Isa and Eaton, 2014, p.; Kisslinger and Jones, 1991). Les b-values sont généralement plus fortes pour les séquences de types essaims (e.g. Mesimeri et al., 2019). Elle peut également varier temporellement (Fiedler et al., 2018; Gulia and Wiemer, 2019; Mallika et al., 2013; Potanina et al., 2011; Scholz, 2015) et/ou spatialement (Enescu et al., 2011; Ghosh et al., 2008; Hauksson et al., 2002; Lin et al., 2007; Zhao and Wu, 2008). Cette variation indique un changement de comportement dans le processus qui contrôle la sismicité. Elle peut avoir plusieurs origines possibles:

- La contrainte différentielle ($\sigma_1 - \sigma_3$) : une augmentation (diminution) de la contrainte différentielle peut entraîner une diminution (augmentation) de la b-value (e.g. Scholz, 1968).
- Le type de failles : les failles normales auront tendance à avoir des b-values > 1 , tandis que les failles décrochantes auront des b-values ~ 1 et les failles inverses des b-values < 1 (Ishibe et al., 2008; Kulhanek, 2005; Schorlemmer et al., 2005). Cet effet est aussi dû à l'effet des contraintes normales, qui sont plus fortes en contexte compressif qu'extensif.
- La pression de fluides : une augmentation (diminution) des pressions de fluides dans le milieu peut conduire à une augmentation (diminution) de la b-value (e.g. Bachmann et al., 2012). Effectivement, la pression de fluides facilite le déclenchement de séismes le long de failles proches de la rupture.
- L'hétérogénéité de la faille : une augmentation de l'hétérogénéité crustale semble conduire à une augmentation de la b-value. Une faille plus lisse (mature) pourrait permettre à la rupture de se propager sur une plus grande surface, favorisant donc l'occurrence de séismes de plus fortes magnitudes et par voie de conséquence une b-value plus faible (e.g. Goebel et al., 2017). Au contraire, une faille très hétérogène et segmentée (immature) pourrait avoir tendance à favoriser des séismes de plus faibles magnitude et des b-values plus fortes. En plus de l'hétérogénéité frictionnelle introduite par l'histoire long terme de la faille (e.g. Kozłowska et al., 2018), des hétérogénéités de pression ou de contraintes peuvent jouer le même rôle. Enfin, les ruptures peuvent avoir lieu dans un volume fracturé, et non sur une faille simple. Dans ce cas, la sismicité diffuse sera caractérisée par une b-value forte (Collettini et al., 2022). Par exemple, un milieu déformé par du plissement, de la fracturation (Mori and Abercrombie, 1997; Power et al., 1998) peut avoir comme conséquence d'augmenter la b-value.
- Les variations de température ou la transition fragile-ductile peuvent aussi modifier la valeur de b (Lin et al., 2007; Murru et al., 2007). Ces effets ne seront cependant pas considérés dans cette analyse.

A cause de ces différents facteurs influençant la b-value, son interprétation reste généralement ambiguë. Cependant, l'évolution de la b-value semble être un indicateur des processus en profondeur, permettant le suivi et possiblement l'anticipation des séismes. Plusieurs observations ont été faites sur la variation temporelle de la b-value en lien avec de forts séismes. Certaines zones montrent une augmentation de la b-value avant le choc principal et une diminution de celle-ci après le choc principal (Balasco et al., 2014; Robinson, 1979; Smith, 1986). D'autres zones montrent des variations opposées, avec une baisse de la b-value avant le choc principal et une hausse de la b-value après (Gibowicz, 1973; Imoto, 1991; Main et al., 1989; Urbancic et al., 1992; Wyss and Matsumura, 2006; Zuniga and Wyss, 2001). Quelques régions, quant à elles, montrent une augmentation de la b-value bien avant le choc principal, et une diminution juste avant le choc principal (Gupta et al., 1995). La compréhension de ces variations de la b-value avant le choc principal pourrait contribuer à améliorer l'évaluation de l'aléa sismique et participer aux efforts de prévision des séismes. En effet, si pour chaque séisme de magnitude importante, la b-value se comporte de manière similaire, alors cela apporte une information sur la possibilité qu'un fort séisme se produise. Cependant, la zone doit avoir suffisamment de séismes enregistrés avec une importante récurrence des forts séismes sur la période instrumentale pour pouvoir définir un comportement type de la b-value avant un choc principal. Dans la suite de cette thèse, la mention choc principal correspondra à un séisme de magnitude supérieur à 3,5.

La b-value est aussi contrôlée par la complétude du catalogue étudié. Un catalogue est considéré comme complet à partir d'une certaine magnitude (magnitude de complétude) si on est sûr que tous les événements de magnitude supérieure sont bien enregistrés/présents dans le catalogue. La magnitude de complétude est assez difficile à estimer correctement et est souvent sous-estimée à

cause de différents biais : erreurs de magnitude dans le catalogue, arrondie des magnitudes, analyse visuelle de la rupture de pente, évolution de la b-value possible sur la durée du catalogue, etc... .

6.5 Méthodes de calcul de la b-value

6.5.1 Description des différentes méthodes

La justesse de la b-value dépend aussi du nombre d'évènements dans le catalogue étudié. Un nombre insuffisant de séismes apportera un biais au résultat de la b-value. La Figure 6.3.a (reprise de Geffers et al., 2022) représente le nombre d'évènements utilisés en fonction de b-values déduites à partir de données échantillonnées au hasard et tirées d'une loi de Gutenberg-Richter. Dans l'exemple, la vraie b-value est de 1. Pour des catalogues de moins de 200 séismes, la solution converge difficilement vers une b-value de 1 (Fig.6.3.a). De plus, l'erreur sur la b-value augmente également plus le nombre de séismes dans le catalogue est petit (Fig.6.3.b). Un minimum de 200 séismes est nécessaire pour pouvoir calculer une b-value robuste.

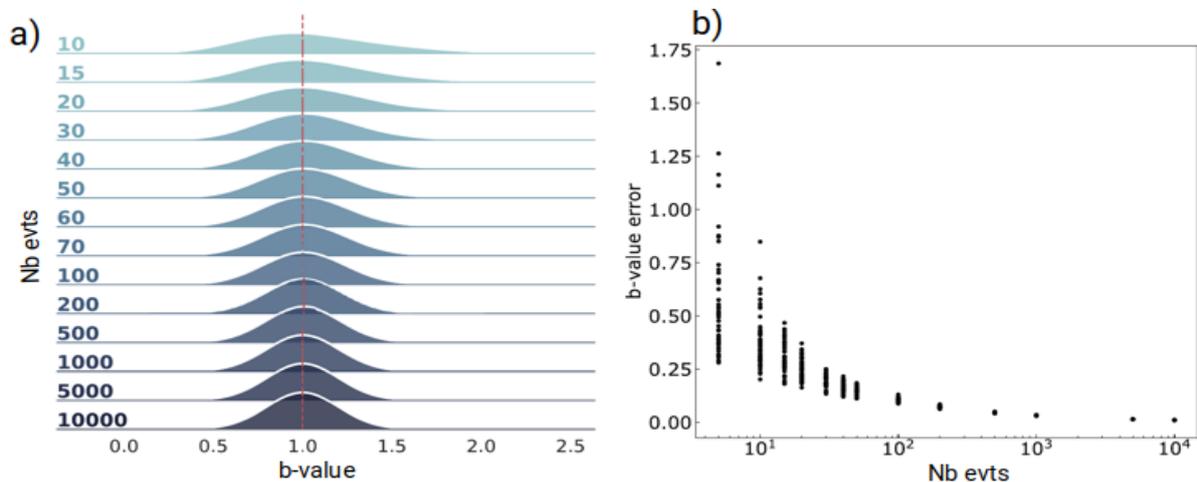


Figure 6.3 : a) Distribution des b-values déduites à partir de données échantillonnées de manière aléatoire et tirées d'une distribution de Gutenberg-Richter, montrant la convergence de la b-value avec l'augmentation de la taille de l'échantillon. La vraie b-value de 1,0 est indiquée par la ligne rouge verticale en pointillés. b) Erreur aléatoire de la b-value en utilisant l'estimateur du maximum de vraisemblance décrit par Aki (1965), lors de l'échantillonnage à partir d'une distribution de Gutenberg-Richter, en fonction de l'augmentation de la taille de l'échantillon. Source : Geffers et al. (2022).

Comme mentionné dans la section précédente, la b-value est aussi principalement contrôlée par la magnitude de complétude. Plusieurs méthodes existent pour calculer cette magnitude de complétude. Ici, nous décrivons deux des méthodes les plus utilisées :

- **MAXC (courbe maximum)** : cette méthode consiste à trouver l'intervalle de magnitude ayant la plus grande fréquence de séismes sur la distribution fréquence-magnitude (Wiemer and Wyss, 2002) (Fig.6.4). Cette technique nécessite moins d'évènements que la plupart des méthodes (Mignan et al., 2011). Cependant, elle a tendance à sous-estimer la magnitude de complétude (Woessner and Wiemer, 2005).
- **MBASS (analyse de la pente du segment basée sur la médiane)** : La MBASS est basée sur une méthode itérative conçue pour rechercher des points de changement multiples dans la FMD-

non-cumulative (Amorèse, 2007). L'acceptation ou le rejet de l'hypothèse nulle est basée sur le test de la somme des rangs de Wilcoxon (Mann and Whitney, 1947; Wilcoxon, 1945). Différentes discontinuités dans la FMD-non-cumulative peuvent être trouvées par la technique MBASS, la discontinuité principale correspondant à la magnitude de complétude. Cette méthode donne de plus grandes incertitudes que la précédente méthode, dépendant surtout de l'intervalle de magnitude choisi (Woessner and Wiemer, 2005).

- **OK93** : cette méthode consiste à calculer une distribution de Gutenberg-Richter sur la partie du catalogue ayant des magnitudes supérieures ou égales à la magnitude de complétude du catalogue et à calculer une distribution en loi normale cumulée pour les événements de magnitudes inférieures à la magnitude de complétude (Ogata and Katsura, 2006, 1993). Cette technique permet aussi de calculer simultanément la b-value en utilisant la fonction de logarithme de vraisemblance maximale (Maximum Likelihood function). Cette méthode permet d'augmenter le nombre d'événements disponibles pour calculer la b-value.

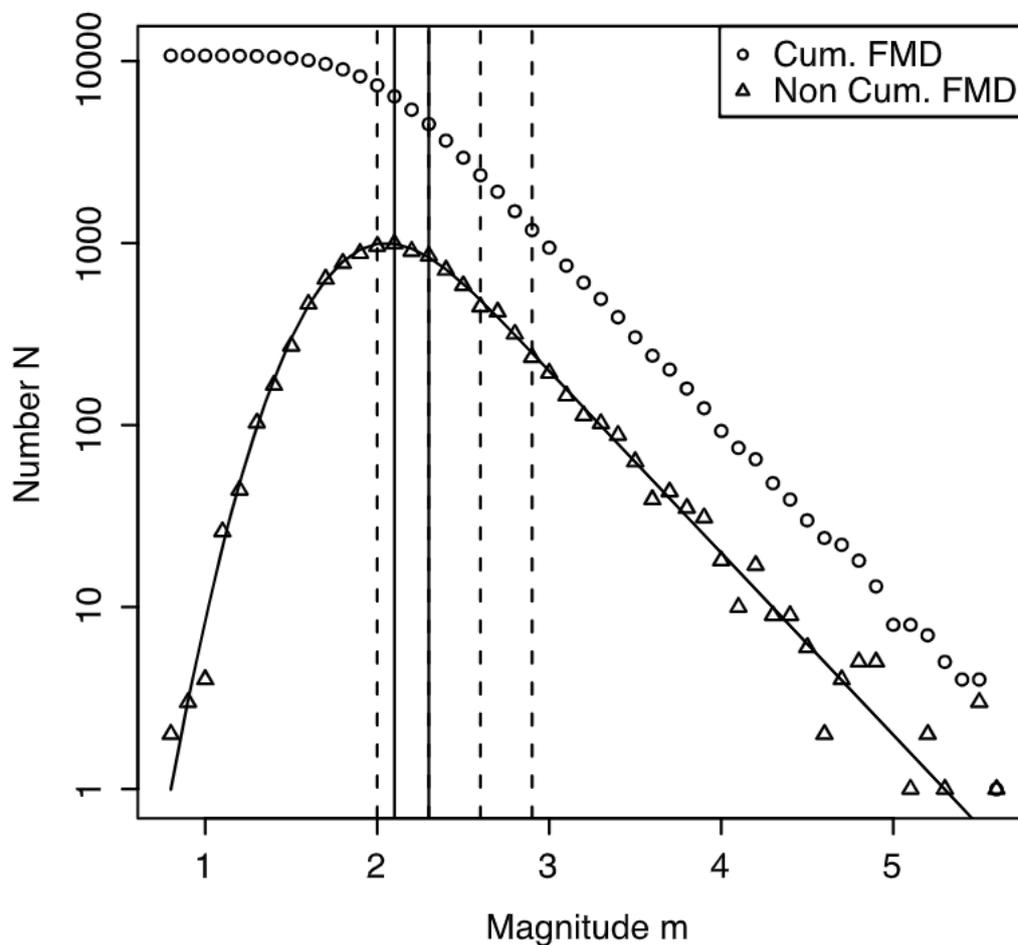


Figure 6.4 : Distribution FMD pour un catalogue synthétique de 1 000 séismes ayant une b-value de 1. Les lignes verticales pleines représentent la magnitude de complétude obtenue par la méthode MAXC (2,1) et MBASS (2,3). Source : Mignan (2012).

Mignan (2012) compare les différentes méthodes de calcul de magnitude de complétude pour un catalogue synthétique de 1 000 événements. Les deux magnitudes de complétudes calculées à partir des méthodes MAXC et MBASS sont représentées sur la Figure 6.4. Ces deux méthodes montrent des magnitudes de complétudes différentes : 2,1 (MAXC) et 2,3 (MBASS). Il est donc important de choisir

la méthode adaptée au catalogue de sismicité étudié pour éviter de propager l'erreur dans l'estimation de la b-value.

La magnitude de complétude calculée est ensuite intégrée dans le calcul de la b-value. Comme pour la magnitude de complétude, plusieurs méthodes existent pour déterminer la b-value. Ici, je présente deux des méthodes les plus utilisées dépendantes de la magnitude de complétude (Maximum likelihood function (MLE), Aki (1965) ; Tinti and Mulargia (1987)) ainsi qu'une des méthodes les plus récentes (b-positive, van der Elst (2021)) indépendante de la magnitude de complétude.

La méthode MLE (Aki, 1965) consiste à définir l'estimateur du maximum de vraisemblance de la fonction de densité de probabilité dérivée de la loi de Gutenberg-Richter (Aki, 1965). Dans cette méthode, la magnitude est considérée comme une variable continue.

La méthode de Tinti and Mulargia (1987) reprend la méthode MLE, mais cette fois-ci, en considérant la magnitude comme une variable discrète. En effet, l'incertitude de la magnitude conduit à l'utilisation d'intervalle de magnitude lors du calcul de la b-value.

La méthode b-positive (van der Elst, 2021) s'affranchit de la complétude du catalogue étudié, ce qui permet de supprimer les incertitudes liées au calcul de la magnitude de complétude se répercutant sur le calcul de la b-value. Cette méthode suppose que pour deux événements successifs, si le premier événement a une magnitude plus faible alors le second événement sera obligatoirement détecté. Cette technique utilise la différence de magnitude entre deux séismes. Une différence est positive si le second séisme est de magnitude plus élevé que le premier, et inversement, une différence est négative si le second séisme est de magnitude plus faible que le premier. Seules les différences positives sont retenues car les plus forts événements peuvent impacter la détection des plus faibles événements et donc biaiser la distribution. La distribution des différences positives suit une distribution exponentielle (Abramowitz and Stegun, 1972). Cette méthode est donc indépendante de la complétude du catalogue étudié et permet donc une analyse des catalogues où la magnitude de complétude varie dans le temps, même sur une courte période. C'est le cas en particulier pour les séquences de choc principal/répliques pour lesquelles après le choc principal, les événements de faibles magnitudes sont manquants.

La méthode b-positive permet de calculer la b-value pour des catalogues avec des magnitudes de complétude variables dans le temps et de réduire l'incertitude transmise par celle-ci à la b-value contrairement aux autres méthodes. J'utilise par la suite la méthode b-positive pour calculer les b-values temporelles et spatiales.

6.5.2 La méthode b-positive

La différence de magnitudes entre deux événements consécutifs est calculée pour l'ensemble du catalogue (ΔM_{pos}). Puis une différence de magnitude minimale positive ΔM_{min} est définie, correspondant à la plus petite différence positive. Toutes les ΔM_{pos} supérieures ou égales à ($\Delta M_{min} + M_{cor}$) sont ensuite récupérées pour constituer un catalogue de N valeurs. Un paramètre β est calculé à partir de l'équation 6.2 si au moins 20 ΔM_{pos} sont supérieures ou égales à ΔM_{min} .

$$\beta = \left(\overline{\Delta M_{pos}} - (\Delta M_{min} + M_{cor}) \right)^{-1} \quad eq. 6.2$$

Avec $\overline{\Delta M_{pos}}$, la moyenne des différences de magnitudes positives et supérieures à ΔM_{min} ; M_{cor} , la correction de la magnitude définie comme la moyenne des incertitudes des magnitudes du catalogue LDG, ici 0,25.

Pour finir, la b-value est calculée avec l'équation eq.6.3 :

$$bvalue = \frac{\beta}{\log(10)} \quad eq. 6.3$$

L'incertitude sur la b-value est ensuite calculée par une méthode de bootstrap. A partir du catalogue initial de N valeurs de ΔM_{pos} , 500 nouveaux catalogues de taille N sont générés aléatoirement. Pour cela, un tirage au sort avec remise des ΔM_{pos} du catalogue initial est réalisé. Puis la b-value avec les équations eq.6.2 et eq.6.3 est estimée sur ces 500 nouveaux catalogues. L'écart-type des 500 valeurs obtenues est finalement pris comme une estimation de l'incertitude de la b-value.

La méthode b-positive est également utilisée pour calculer les variations temporelles de b-value. Pour cela, des fenêtres glissantes de 50 ΔM_{pos} (supérieures ou égales à ΔM_{min}), avec 90% de recouvrement (45 ΔM_{pos} en commun) sont définies. Puis la b-value est calculée avec les équations eq.6.2 et eq.6.3 pour chacune de ces fenêtres. La Figure 6.5 illustre la manière dont les fenêtres sont définies. L'incertitude est ensuite calculée de la même manière que pour la b-value globale.

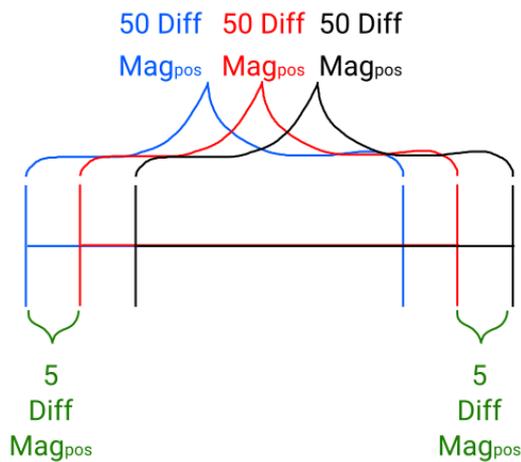


Figure 6.5 : Schéma illustrant la manière dont les fenêtres sont définies lors du calcul de la b-value temporelle.

6.6 Résultats b-value

6.6.1 Analyse de la b-value à l'échelle de la région de l'Ubaye (1965-2019)

Dans la section 6.2, j'ai présenté le zonage réalisé par le BRGM (Fig.6.1.a) ainsi qu'un zonage simplifié à deux zones délimitées par le chevauchement pennique frontal (Fig.6.1.b) appartenant à la région de l'Ubaye (Zoneless). Pour chacune de ces zones, la b-value a été calculée sur la période 1965-2019 (Fig.6.6) à partir du catalogue du LDG. Les distributions fréquence-magnitude de chaque zone sont illustrées en Figure 6.7.

Sur l'ensemble des zones étudiées, la b-value varie très peu (entre 1,1 et 1,2) sauf pour la zone MERC qui présente une b-value de $1,52 \pm 0,14$ (Fig.6.6 ; 6.7 ; Fig.6.8). Cette forte b-value peut être un artéfact associé au plus faible nombre de séismes enregistrés sur la période 1965-2019 dans la zone. En effet, dans cette zone seuls 275 événements ont été enregistrés contrairement aux autres qui en ont toutes plus de 350. Cette forte b-value peut également marquer la présence d'essaim dans la zone. Cependant, des essaims sismiques sont observés dans l'ensemble des zones étudiées comme montré dans le chapitre 5. Nous devrions donc avoir des b-values du même ordre que celle de MERC si la b-value était contrôlée par les essaims.

Les b-values de la zone Interne et Externe sont très proches, ce qui est plutôt étonnant car le comportement de l'activité sismique est différent dans ces deux zones. De plus, la b-value de l'ensemble de la région de l'Ubaye (Zoneless) est elle aussi proche de celles des zones Interne et Externe. Les différents comportements dans la région ne semblent pas affecter le résultat de la b-value.

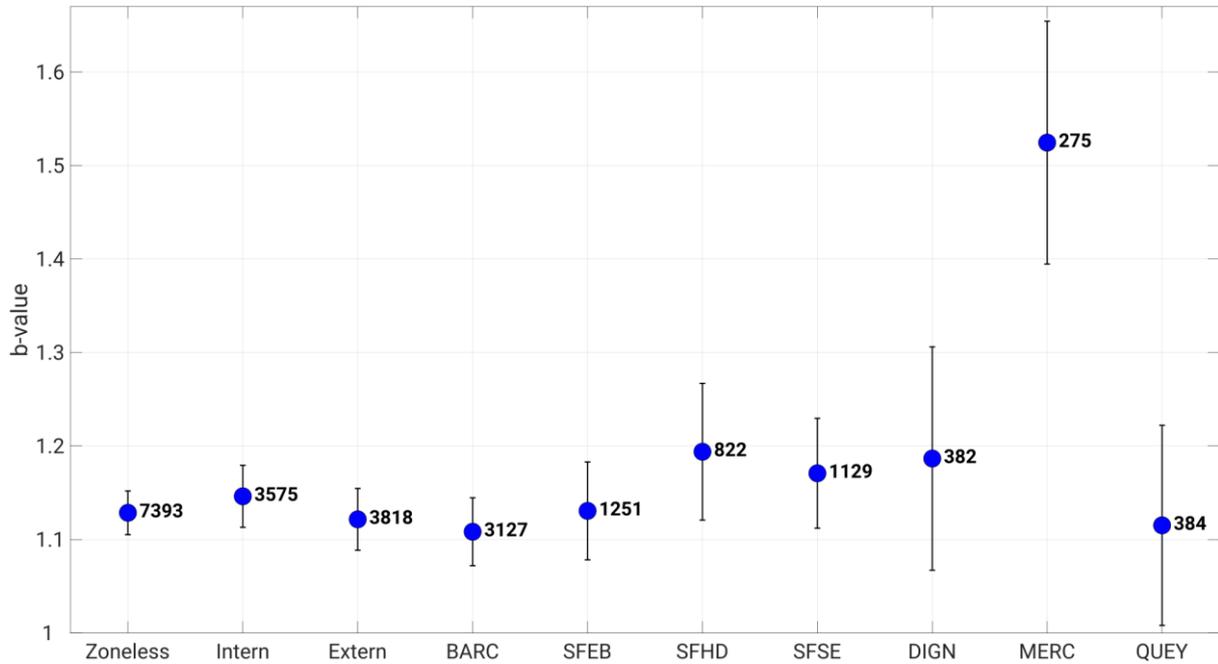


Figure 6.6 : b-value pour les différentes zones sismiques. Les zones Interne et Externe correspondent aux zones définies dans cette étude et représentées sur la Figures 6.1.b. La zone Zoneless correspond à l'empreinte géographique de la région de l'Ubaye. Les zones BARC, SFEB, SFHD, SFSE, DIGN, MERC, QUEY correspondent aux zones sismotectoniques définies par le BRGM (Fig.6.1.a). Les nombres à côté des points indiquent le nombre de séismes dans chaque région. Les barres d'incertitude noires de chaque b-value calculée correspondent à 1 écart-type.

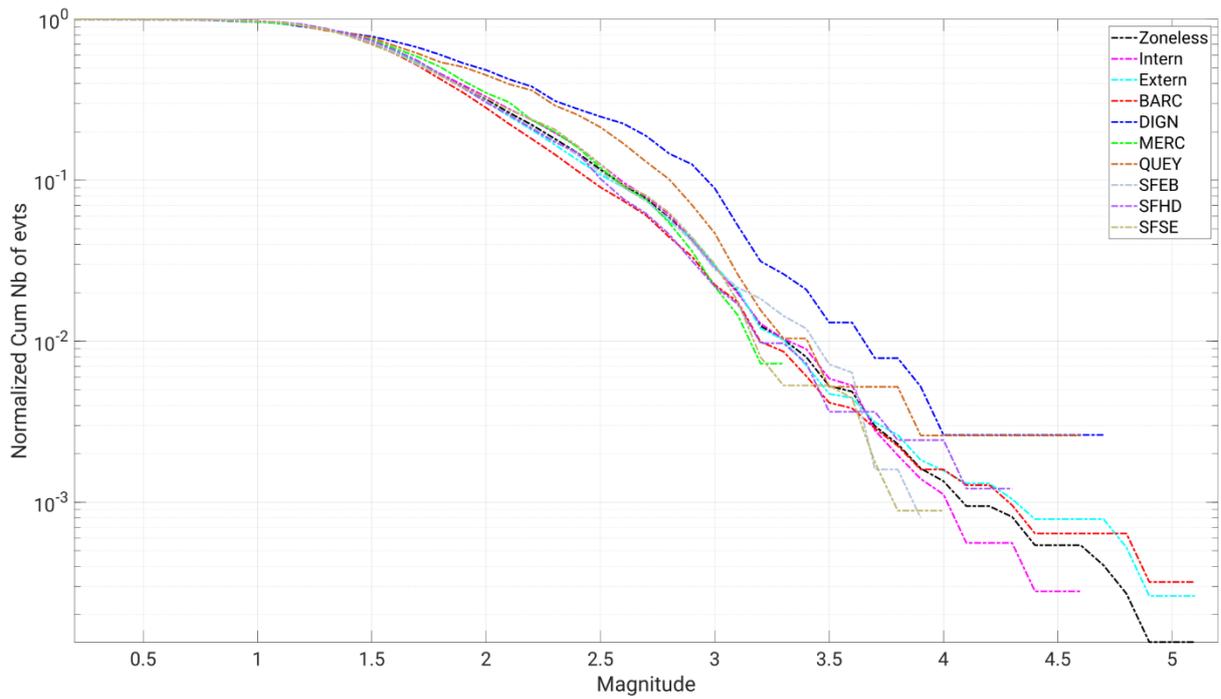


Figure 6.7 : Distribution fréquence-magnitude pour l'ensemble des zones définies par le BRGM (Fig.6.1.a) et les zones Zoneless (Région de l'Ubaye), Interne et Externe (Fig.6.1.b).

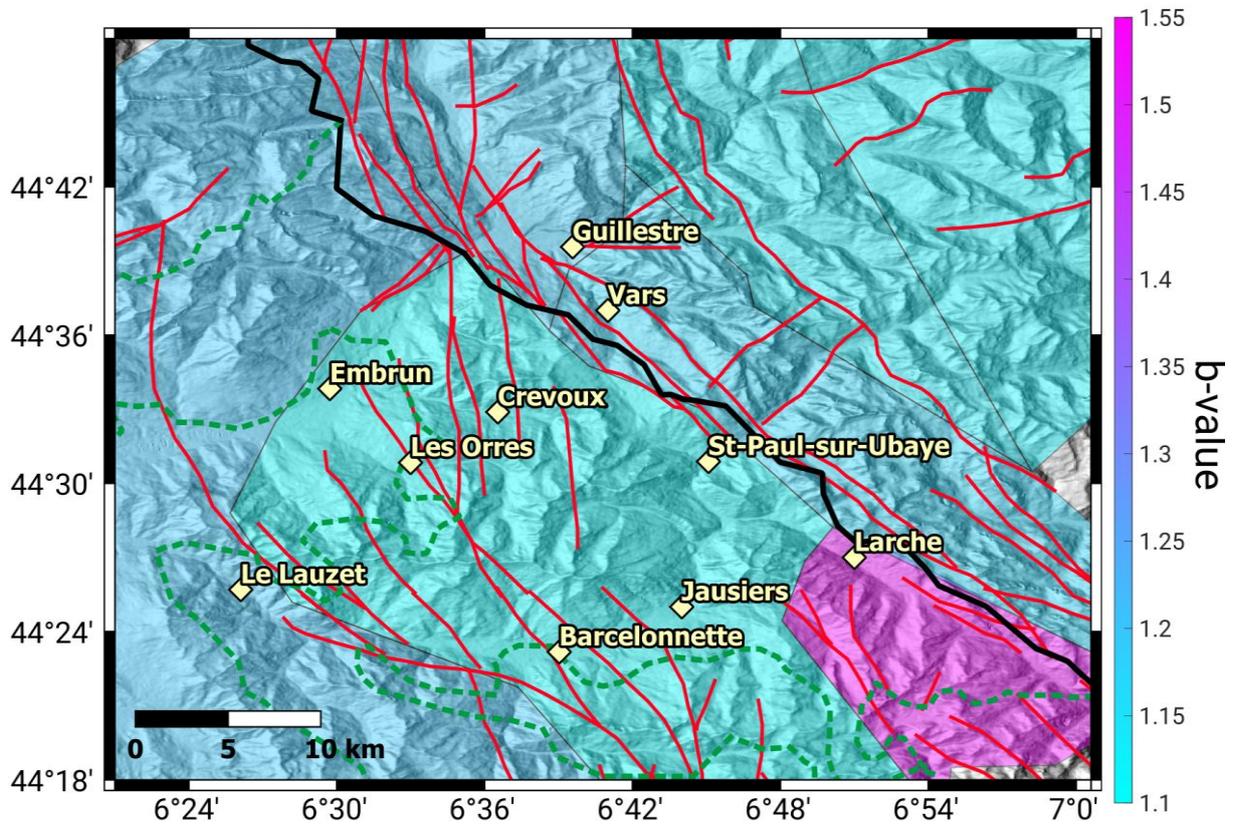


Figure 6.8 : Carte des zones du BRGM (Fig.6.1.a) colorées par leur valeur de b-value.

6.6.2 Analyse de l'évolution temporelle de la b-value

Une analyse temporelle de la b-value peut apporter plus de détails sur le comportement de la sismicité. Pour cela, j'applique la méthode présentée dans la section précédente pour calculer les b-values temporelles.

La Figure 6.9 représente la variation temporelle de la b-value pour les trois grandes zones : Zoneless (région de l'Ubaye ; Fig.6.9.a), zone Interne (Fig.6.9.b) et zone Externe (Fig.6.9.c). Chaque point sur les courbes marque la fin de la fenêtre glissante de 50 différences de magnitudes positives (Fig.6.9).

6.6.2.1 A l'échelle de la région Ubaye (Zoneless)

La Figure 6.9.a illustre la variation temporelle sur la période 1965-2019 de la b-value pour la région de l'Ubaye. La variation de la b-value n'est représentée qu'à partir de 1990, car il n'y a pas assez d'événements avant 1990 pour bien contraindre le calcul. La b-value varie sur la période 1990-2019, avec des périodes où elle augmente (ex. 1997-2003) et diminue (ex. 1990-1997). Une plus forte variabilité est observée après l'année 2003, qui peut être due à un meilleur niveau de détection.

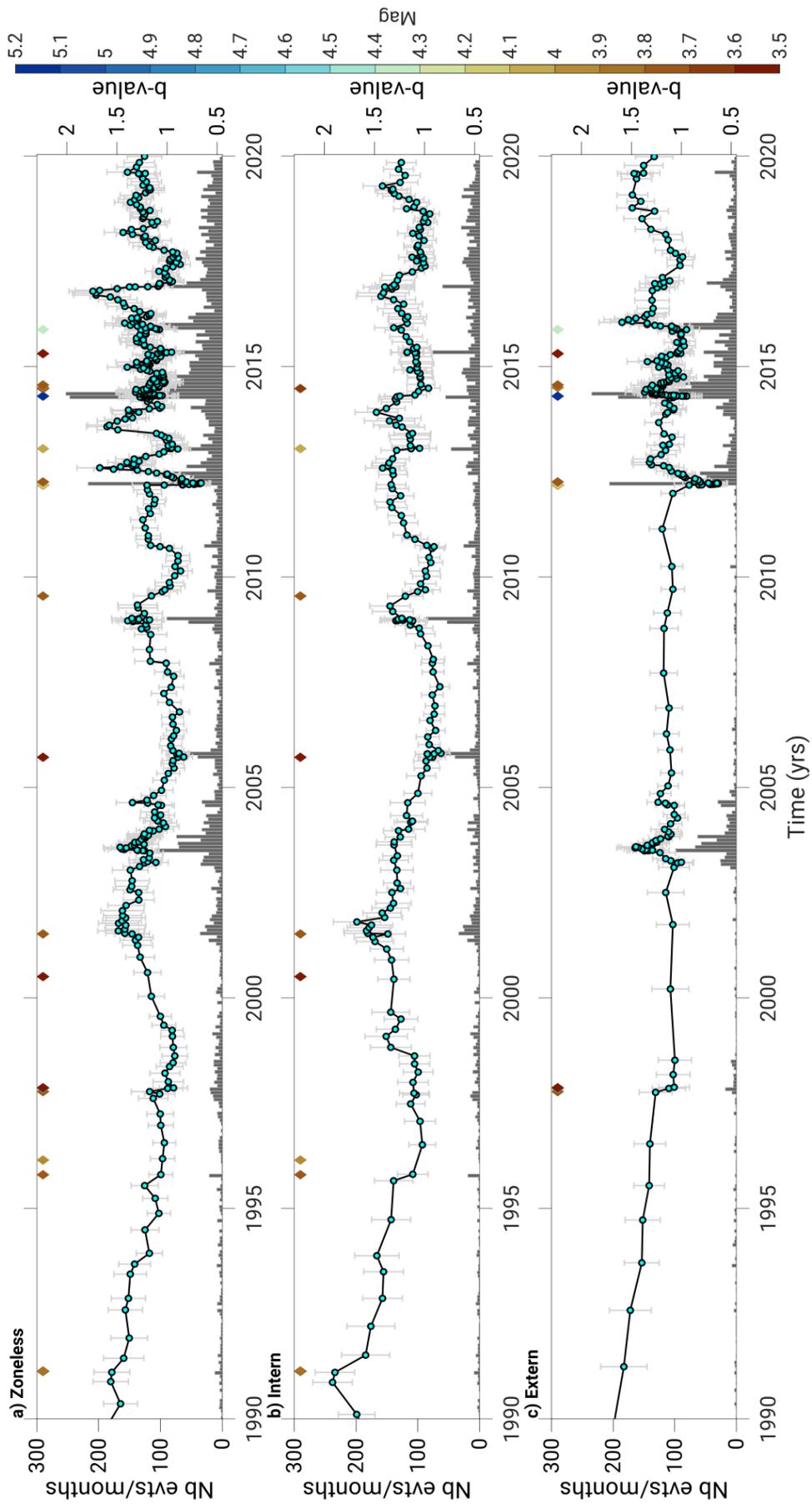


Figure 6.9 : Variation temporelle de la *b*-value pour les différentes zones sismiques : a) Zoneless ; b) Interne ; c) Externe. La *b*-value est calculée à partir de la méthode décrite en section 6.5.2. Les points marquent la fin de chaque fenêtre temporelle. Les barres d'incertitude grises de chaque *b*-value calculée correspondent à 1 écart-type. Les événements de magnitude locale supérieure à 3,5 sont représentés par les losanges colorés en haut de chaque graphique, avec la couleur proportionnelle à la magnitude. Les histogrammes donnent le nombre de séismes par mois dans chaque zone.

6.6.2.2 Séquence choc principal-répliques

Dans le catalogue étudié, les variations de *b*-value autour de 14 tremblements de terre de magnitude supérieure à 3.5 ont été regardées. Dans les différentes zones, on peut observer deux types de variations majeures de la *b*-value : 1) une diminution avant le choc principal suivie d'une augmentation immédiatement après le choc principal (Fig.6.10.a) ; 2) une diminution avant le choc principal suivie d'une diminution puis d'une nouvelle augmentation (Fig.6.10.b). D'autres comportements de variations temporelles de *b*-values sont observées, cependant, l'incertitude associée est trop importante pour avoir confiance dans ces variations.

Le cas 1) est observé trois fois sur les 14 séismes étudiés (Fig.6.9 ; Tab.6.1 ; Fig.6.10.a), dont un exemple est présenté sur la Figure 6.10.a. La *b*-value diminue effectivement avant le choc principal pour ensuite augmenter immédiatement après le choc principal. Ce type de variation a été observé :

- En 2014, dans la zone Interne, pour le séisme du 12 juin de ML 3,6 (Fig.6.9.b, Interne) avec une *b*-value passant de 1,24 à 0,95 en 2 mois pour ensuite augmenter après le choc à 1,03 (1 mois).
- En 2014, pour le choc principal du 7 avril 2014 de ML 5,2 (Fig.6.9.c, Externe) avec une *b*-value passant de 1,13 à 0,94 en 18 jours. La *b*-value augmente en 1 jour passant de 0,94 à 1,13 ;
- En 2015 (Fig.6.9.c, Externe), pour le séisme de ML 4,3 du 6 novembre, avec la *b*-value passant de 1,09 à 0,94 en 14 jours pour ensuite augmenter après le choc à 1,6 en 2 mois.

Ce phénomène est majoritairement observé pour d'autres cas d'études de variation temporelle de *b*-values. En mer Andaman, Nuannin et al. (2012) observent au moins 9 chocs principaux correspondant à ce phénomène, avec la *b*-value qui diminue avant le choc principal et qui ensuite augmente rapidement. La même observation est faite pour la zone de subduction entre les plaques Nazca et Cocos, avec 4 chocs principaux pour lesquels on observe ce type de variation de *b*-value (Kulhanek et al., 2018). Ces deux articles notent également que lorsque le choc principal se produit, la *b*-value est inférieure à 1, ce qui est aussi observé dans notre cas. La diminution de la *b*-value en dessous de 1 pourrait être un indicateur de l'arrivée d'un choc principal. Kulhanek et al. (2018) proposent que la diminution de la *b*-value soit due à une augmentation de la contrainte différentielle tandis que l'augmentation de la *b*-value serait associée à un relâchement des contraintes et donc à une diminution de la contrainte différentielle. Pour les cas localisés dans la zone Interne, l'augmentation puis le relâchement de contraintes peut être considéré. Cependant, pour les séismes de 2014 et 2015, la mise en évidence de fluides suggère qu'un autre processus est en jeu. La diminution de la *b*-value serait toujours associée à une augmentation de la contrainte différentielle, mais l'augmentation de la *b*-value pourrait être cette fois-ci associée à une augmentation de la pression de fluides.

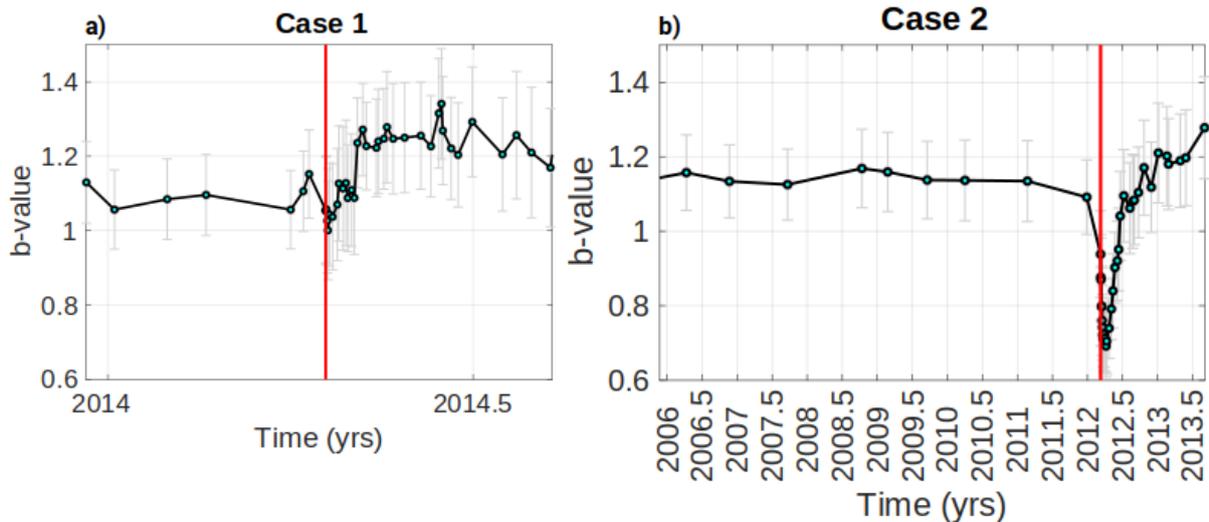


Figure 6.10 : Différents types de variations temporelles de b-values observées dans les différentes zones. a) Cas 1 : diminution de la b-value avant et augmentation après le choc principal (07/04/2014, ML 5,2) ; b) Cas 2 : diminution de la b-value avant le choc principal suivie d'une diminution puis d'une augmentation (26/02/2012, ML 4,8). Les points marquent la fin de chaque fenêtre temporelle. Les traits rouges indiquent le séisme principal observé. Les barres d'incertitude grises de chaque b-value calculée correspondent à 1 écart-type. Le même nombre de points est présent sur a) et b).

Le cas 2), dont un exemple est représenté sur la Figure 6.10.b, montre une diminution de la b-value précédant le choc principal, suivie par une diminution puis une augmentation de la b-value. Ce type de variation est observé dans la zone Interne et Externe (Fig.6.9.b, Interne ; Fig.6.9.c, Externe ; Fig.6.10.a). Ce phénomène se retrouve pour :

- Le séisme de ML 4,8 de la crise de 2012 dans la zone Externe, où la b-value diminue (de 1,20 à 0,94) avant le choc principal, pour ensuite continuer de diminuer à la suite du choc (de 0,94 à 0,63) sur une période de 15 jours. Elle augmente ensuite, passant de 0,63 à 0,87 en 17 jours (Fig.6.10.b).
- Le séisme du 11 avril 2015 de la zone Externe où la b-value diminue de 1,19 à 1,03 puis continue de diminuer après le séisme jusqu'à 1,0 pour ensuite augmenter jusqu'à 1,04 en moins de 10 jours.
- Le séisme du 7 janvier 2013 (ML 4) dans la zone interne, avec une b-value qui diminue de 1,28 à 1,13 avant le choc principal, puis qui diminue jusqu'à 1,05 pour ensuite augmenter jusqu'à 1,12 en 28 jours.

Pour expliquer cette variation particulière de b-value, je propose deux hypothèses : la contrainte différentielle augmente et continue d'augmenter après le choc principal (diminution de la b-value) puis la contrainte effective diminue ensuite (augmentation de la b-value), ce qui peut être dû 1) soit à un retour à l'équilibre des contraintes, 2) soit à une augmentation de la pression de fluides. En particulier, pour les événements de 2012 et 2015, les répliques suivant les chocs principaux peuvent être déclenchées par des transferts de contraintes statiques (d'où l'augmentation des contraintes), puis le processus dominant peut être associé aux fluides relâchés (et donc diminution de la contrainte effective).

Tableau 6.1 : Récapitulatif des différents cas de variation de b-value associée à un choc principal pour chaque zone et période. 1 : b-value \searrow avant le choc principal (\star) pour ensuite \nearrow ; 2 : b-value \searrow avant le choc principal, puis continue de \searrow après le choc principal pour finalement \nearrow .

Zone	Période (mois/année)	Evolution de la b-value (n° cas)
Interne	04/2012 – 01/2013	↘☆↘↗ (2)
	11/2013 – 06/2014	↘☆↗ (1)
Externe	02/2012 – 02/2012	↘☆↘↗ (2)
	03/2014 – 04/2014	↘☆↗ (1)
	03/2015 – 04/2015	↘☆↘↗ (2)
	10/2015 – 01/2016	↘☆↗ (1)

6.6.2.3 Essaims sismiques

Les essaims sismiques, quant à eux, présentent une même variation temporelle de la b-value. Celle-ci augmente durant la première partie de la période d'activité puis diminue ensuite durant la seconde partie jusqu'à ce que le milieu se stabilise. Ce comportement est observé pour les zones Internes et Externes. En effet, l'essaim de 2002-2003 dans la zone Interne montre une b-value qui augmente de 1,3 à 1,67 pour ensuite diminuer jusqu'à 1,23. Un second essaim en 2008-2009 montre aussi ce comportement avec une b-value qui augmente de 1,04 à 1,34 et diminue jusqu'à 1,0. Toutefois durant cet essaim, un choc principal se produit sur la fin de l'essaim mais ne semble pas avoir un impact important sur le milieu, car il ne perturbe pas la décroissance de la b-value durant la deuxième partie de l'essaim. L'essaim sismique de 2003-2004 dans la zone Externe montre aussi ce type de variation, avec une b-value augmentant de 1,0 à 1,45 pour ensuite diminuer jusqu'à 1,03 (Fig.6.11). Le pic d'activité sismique semble être associé à la b-value maximale durant l'essaim. En 2005, nous observons également un second essaim à la suite de celui de 2003-2004, qui présente la même variation de b-value, passant de 1,03 à 1,23 à 1,09.

De manière générale, la b-value semble décrire la même variation pour les différents essaims étudiés. Cette augmentation puis diminution de la b-value pourrait traduire une augmentation puis une diminution de pression de fluides qui serait à l'origine des essaims.

D'autres cas d'études d'essaims sismiques ont aussi permis de mettre en évidence une diminution de la b-value au début de l'essaim qui est ensuite suivie par une augmentation de la b-value (Fiedler et al., 2018; Potanina et al., 2011) sans toutefois permettre de discuter ou de conclure sur les processus sous-jacents.

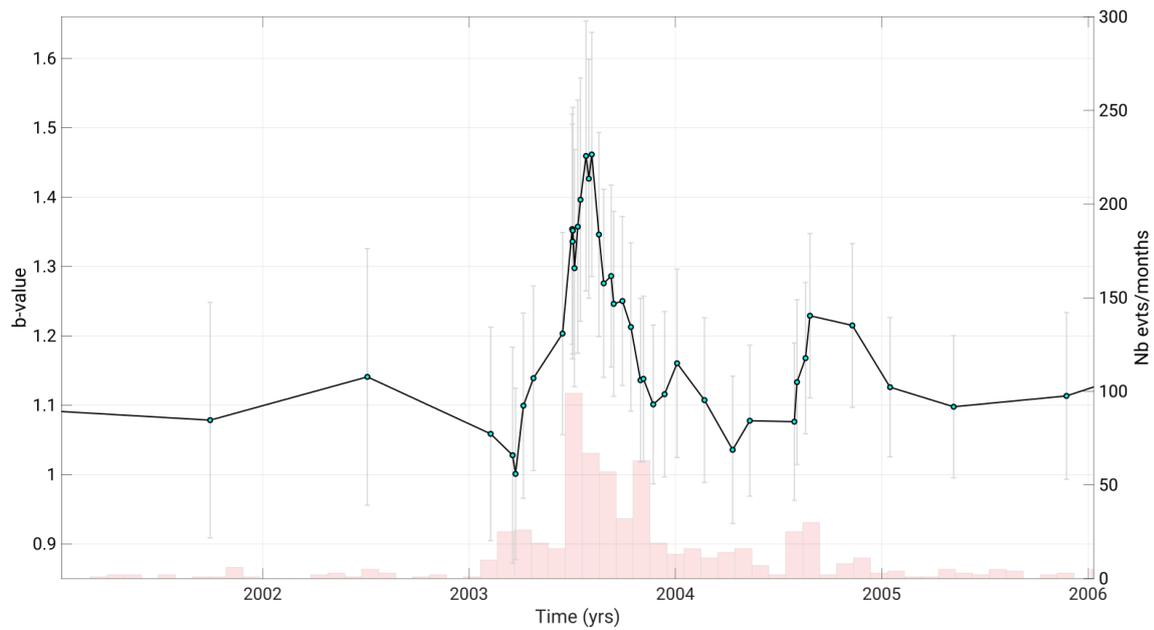


Figure 6.11 : Variation temporelle de la b -value pour la zone Externe sur la période 2001-2006. Les points marquent la fin de chaque fenêtre. Les barres grises indiquent l'incertitude de chaque b -value calculée. L'histogramme comptabilise le nombre de séismes par mois.

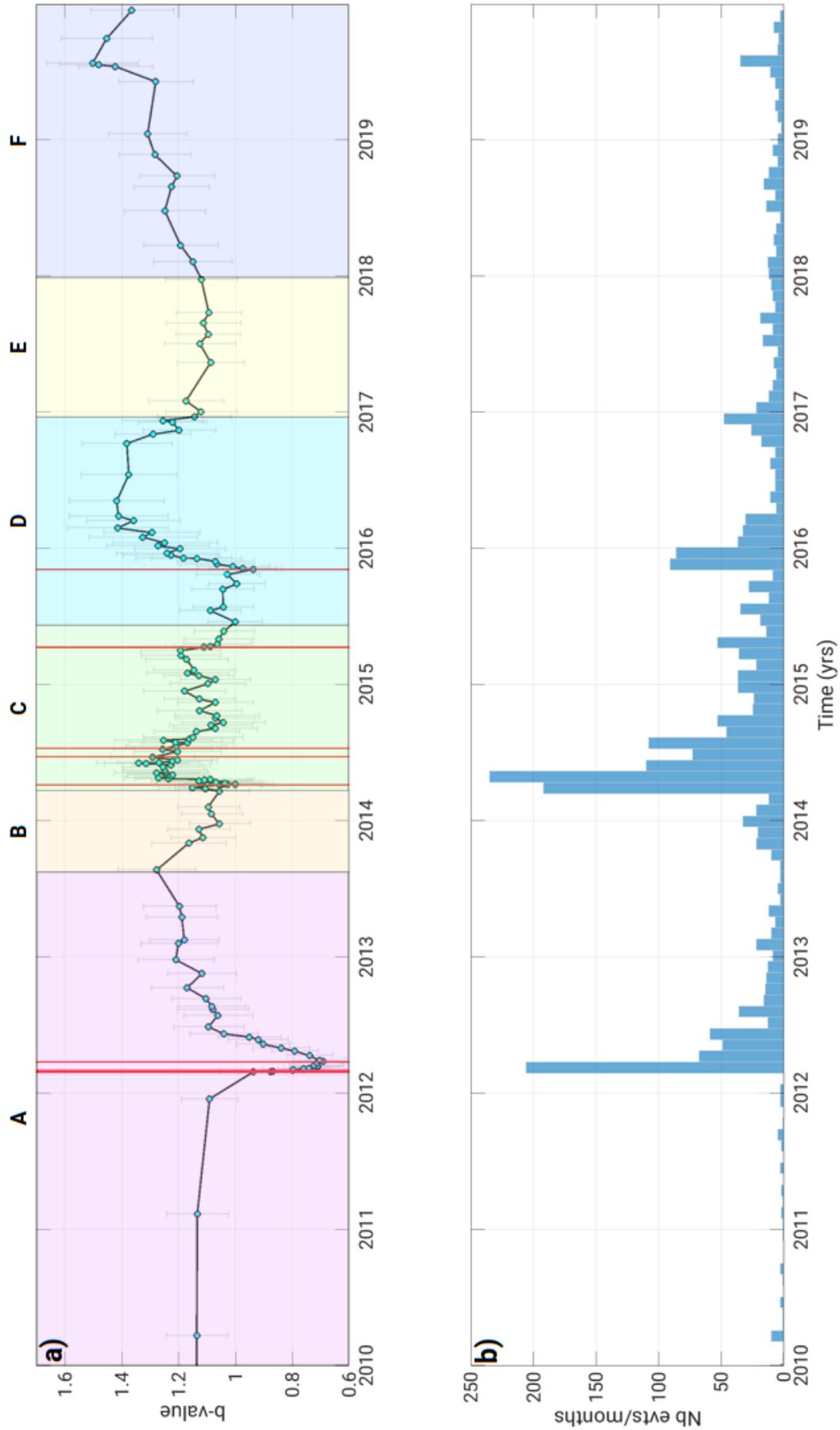


Figure 6.12 : Variation temporelle de la b-value (a) et distribution temporelle (b) pour la zone Externe sur la période 2010 à décembre 2019. En a), les points marquent la fin de chaque fenêtre temporelle ; les barres d'incertitude grises de chaque b-value calculée correspondent à 1 écart-type. Les zones de couleurs indiquent les différentes phases de variations de la b-value. En a), seuls les événements de magnitude locale supérieure à 3,5 sont représentés par les traits rouges.

Le cas de la crise sismique de 2012-2015 est complexe, avec des variations temporelles de b-values de différents types (Tab.6.1 ; Fig.6.12). Je propose ici une hypothèse expliquant le déroulement de la crise à partir de l'observation de la b-value et des différentes phases de variations illustrées en Figure 6.12.

La crise serait déclenchée par une augmentation de la contrainte différentielle qui génère dans un premier temps le séisme du 26 février 2012 (ML 4,8) (Phase A) puis continue de générer une partie de ses répliques (diminution de la b-value ; Fig.6.10.b ; Fig.6.12, Phase A). La pression de fluides devient ensuite le processus principal et génère de la sismicité, dont un fort séisme de ML 4 (augmentation de la b-value ; Phase A). La pression diminue ensuite permettant de retrouver un milieu stable (Phase B). Avant le choc principal du 7 avril 2014 (ML 5,2), la contrainte différentielle augmente à nouveau (Phase C). Le séisme se produit, puis la pression de fluides augmente et devient très vite le processus principal déclencheur des répliques de 2014 (augmentation de la b-value Fig.6.10.a ; Fig.6.12, Phase C). La b-value fluctue à un haut niveau indiquant un rôle fort de la pression de fluides, avant de revenir à un état d'équilibre mi-2015 (Phase C). Le même scénario se reproduit avec le choc du 6 novembre 2015 (Fig.6.12), qui montre une diminution de la b-value, suivie par une augmentation associée aux fluides (Phase D). La fin de la crise de 2012-2015 est marquée par le retour à l'équilibre de la b-value (~1.1 ; Fig.6.12, Phase E). A partir de janvier 2018, la b-value commence à réaugmenter de 1,02 à 1,5 en un an (Phase F). De plus, lors de cette augmentation de la b-value, aucun essaim ne ressort dans la distribution temporelle de la sismicité. Il est donc curieux d'avoir une augmentation aussi importante de la b-value sans aucun essaim ou choc principal associé. L'augmentation de la b-value dans ce cas-ci n'est probablement pas associée à une augmentation de la pression de fluides comme aucun essaim n'est observé.

6.6.2.4 Analyse de la b-value pour les répliques relocalisées de 2014

6.6.2.4.1 Variation temporelle de la b-value sur l'ensemble des deux mois

Jenatton et al. (2007) ont calculé des b-values temporelles sur les 16 000 séismes localisés pour essayer de faire ressortir différents comportements durant l'essaim sismique de 2003-2004. Le même principe est applicable pour les séismes relocalisés de la crise de 2014 (De Barros et al., 2019). Une estimation de la magnitude a été mise en place pour les événements relocalisés.

La magnitude locale est définie comme suit (Richter, 1935) :

$$ML = A \log(Amp) + B \log(Dist) + C \text{ eq. 6.4}$$

Avec Amp, l'amplitude maximale, Dist la distance épacentrale et A, B, C des constantes.

Différentes magnitudes locales ont été calculées pour les événements de 2014 : ML (LDG) et ML (Thouvenot et al., 2016). Les magnitudes de Thouvenot et al. (2016) sont calculées à partir d'un modèle de vitesses adapté à la région des Alpes (Sellami et al., 1995), tandis que le LDG utilise un modèle de vitesses moyen à l'échelle de la France métropolitaine (Veinante-Delhaye and Santoire, 1980). Je vais par la suite me servir des magnitudes locales calculées par Thouvenot et al. (2016) pour calculer la magnitude locale des répliques de 2014.

Je récupère, dans un premier temps, la magnitude des événements en commun entre le catalogue des répliques de 2014 (De Barros et al., 2019) et de Thouvenot et al. (2016). Puis, pour chaque événement, je récupère l'amplitude maximale, correspondant au pic de l'amplitude avec un filtre passe-bande entre 4 et 20 Hz sur les données vélocimétriques, et la distance à chaque station. Je ne conserve que les événements ayant été observés par au moins 6 des stations utilisées lors de relocalisation faite par De Barros et al. (2019). Par la suite, je choisis aléatoirement 10 événements pour chaque intervalle de magnitude de 0,5 sur la gamme de magnitude [-0,5; 2,5]. J'effectue ensuite l'inversion sur les 70 séismes choisis aléatoirement. J'obtiens en sortie les constantes A, B et C de l'équation eq.6.4. Je répète ce procédé 100 fois pour obtenir 100 valeurs de A, B et C. Je calcule ensuite la moyenne et l'écart-type (1σ) de chaque constante et j'obtiens : $A=0,79 \pm 0,04$, $B=6,77*10^{-5} \pm 1,83*10^{-5}$, $C=4,66 \pm 0,29$. J'applique l'équation eq.6.4 avec les nouvelles constantes calculées pour définir la magnitude locale pour chaque événement relocalisé. L'incertitude de la magnitude est obtenue en prenant les extrêmes des constantes A, B, et C pour recalculer la magnitude pour chaque événement. Je calcule ensuite la différence moyenne entre les magnitudes initiales et extrêmes pour obtenir l'incertitude. J'obtiens une incertitude de magnitude de 0,27.

La Figure 6.13 présente les magnitudes locales de Thouvenot et al. (2016) et celles calculées pour les événements en commun entre les deux catalogues. La médiane des différences entre ces magnitudes est de -0,1. Les magnitudes reconstruites sont légèrement plus élevées que celles de Sismalp (Fig.6.13.b) pour les événements de plus fortes magnitudes ($ML > 2$).

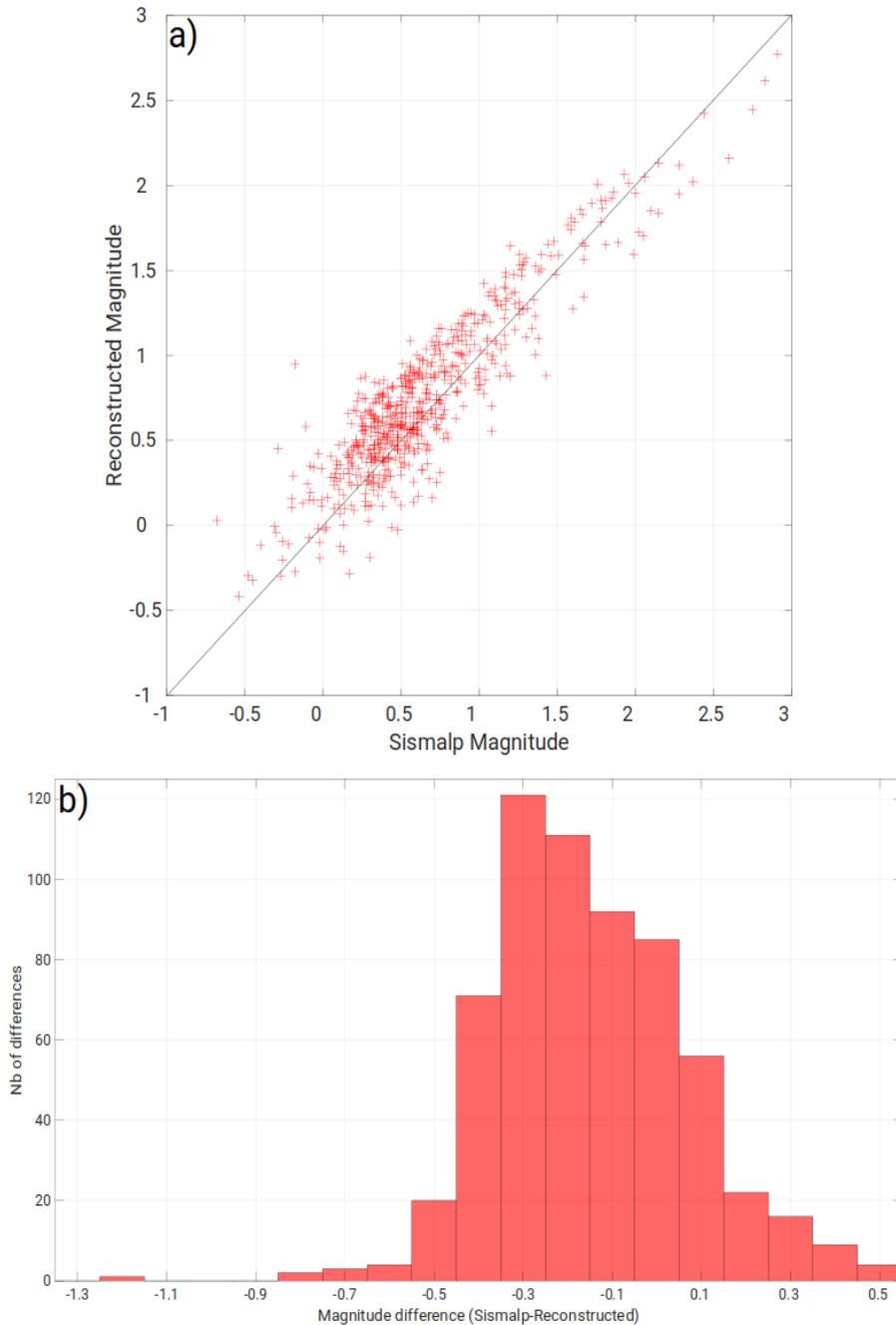


Figure 6.13 : Reconstruction des magnitudes locales pour le catalogue des répliques de 2014 à partir du catalogue Sismalp (Thouvenot et al., 2016) pour les mêmes séismes. a) Magnitudes reconstruites comparées aux magnitudes de Sismalp. b) Histogramme des différences de magnitudes entre celles de Sismalp et celles reconstruites.

La Figure 6.14 présente la comparaison entre les magnitudes locales du LDG avec les magnitudes locales recalculées pour les mêmes événements. Les différences de magnitudes entre LDG et répliques de 2014 sont représentées sur l'histogramme en Figure 6.14.b. La distribution des différences des magnitudes est centrée sur 0,5-0,6, impliquant que les magnitudes du LDG sont majoritairement supérieures à celles recalculées. Cependant, nous retrouvons une pente de 1 ce qui me permet de valider les différences de magnitudes du LDG utilisées précédemment pour calculer les b-values.

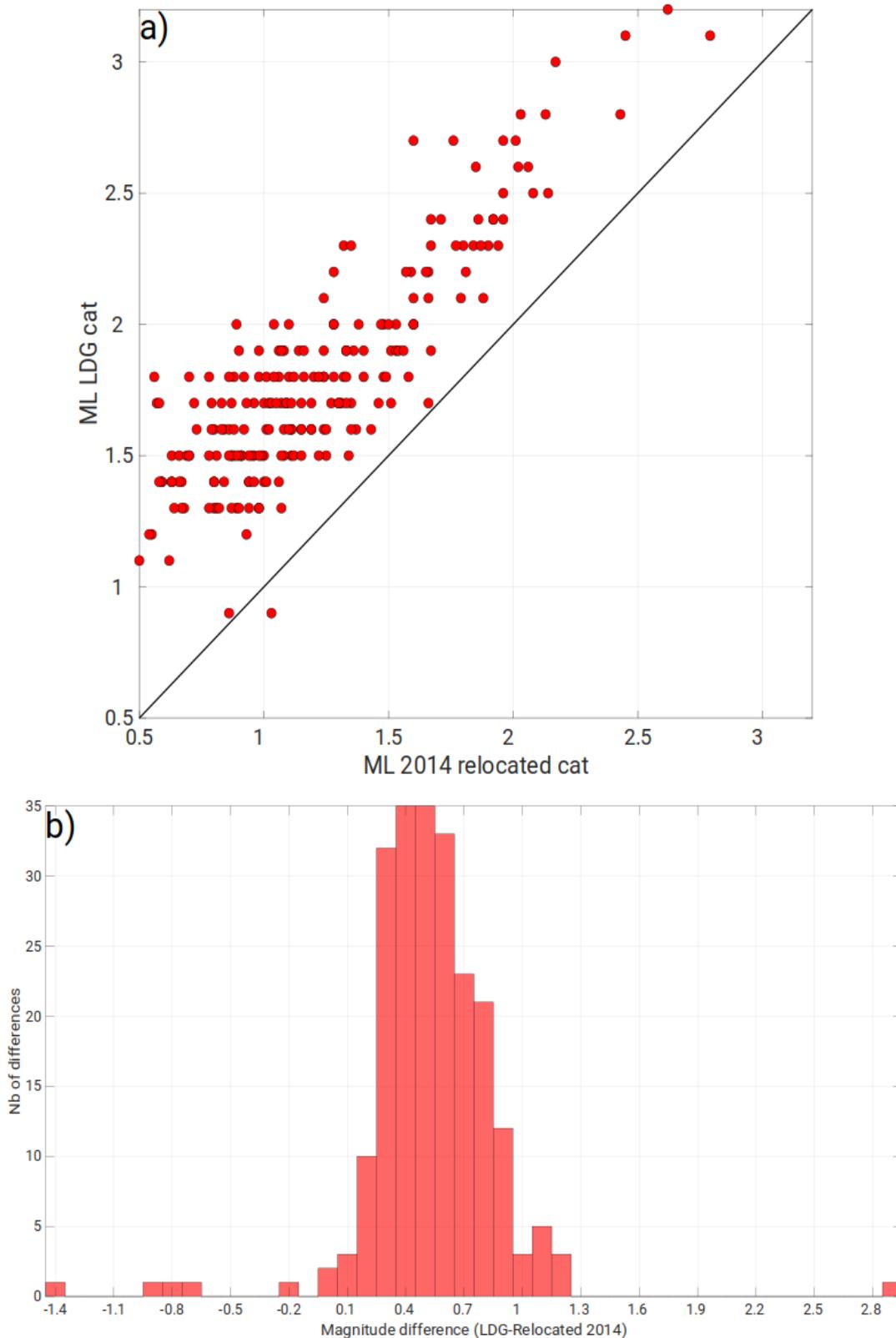


Figure 6.14 : Comparaison des magnitudes locales du LDG et des magnitudes locales recalculées pour le catalogue relocalisé des répliques de 2014. a) Magnitudes des répliques de 2014 comparées aux magnitudes du LDG. b) Histogramme des différences de magnitudes entre celles du LDG et des répliques de 2014.

A partir des nouvelles magnitudes calculées, je peux maintenant calculer les b-values temporelles pour la crise de 2014.

La Figure 6.15 représente les b-values temporelles calculées pour le catalogue des répliques relocalisées de 2014 comparées à celles calculées pour la zone Externe. Le catalogue relocalisé est composé de 16 fois plus d'événements que le catalogue LDG sur la même période. Il est donc normal d'avoir beaucoup plus de b-values calculées. La même observation avait été faite lors de la comparaison des variations temporelles de b-values de l'essai de 2003-2004 entre celle de Jenatton et al. (2007) et celles calculées durant cette thèse. Il ne semble pas y avoir de tendance concernant l'augmentation ou la diminution de la b-value dans le temps sur cette très courte période (2 mois après le choc d'avril 2014). La fréquence de variation de la b-value pour le catalogue relocalisé de 2014 (Fig.6.15) est trop importante pour réussir à déterminer quel processus déclenche la sismicité.

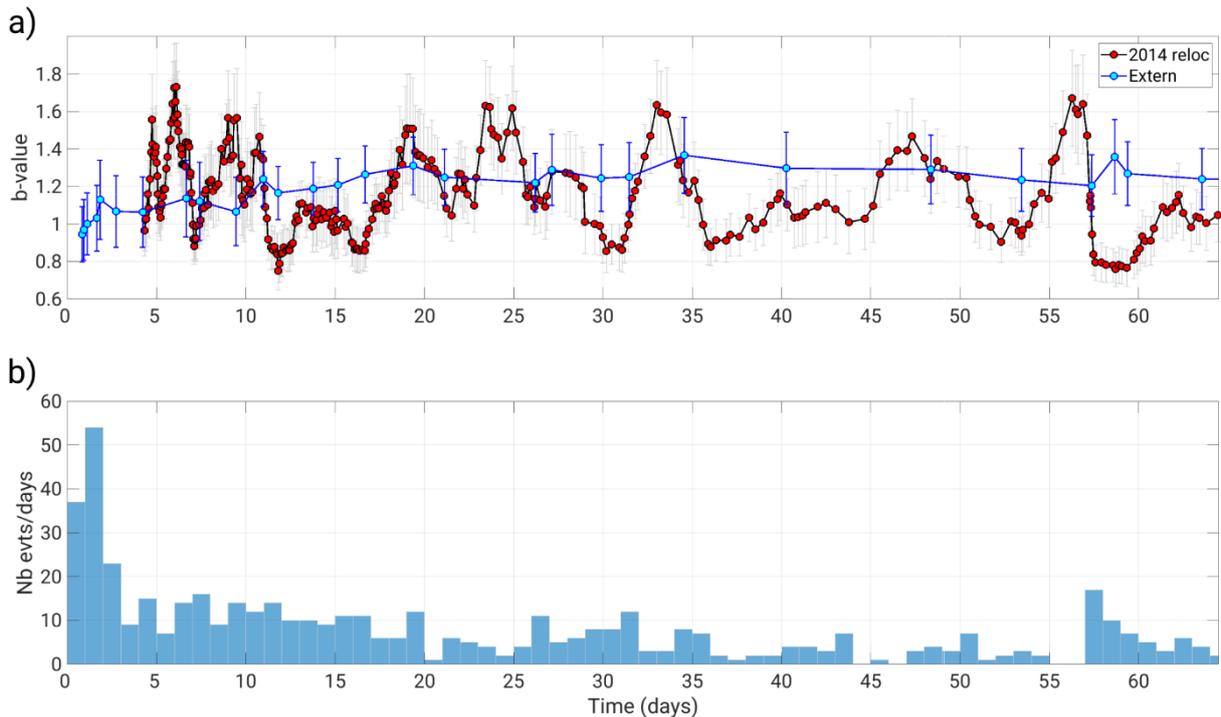


Figure 6.15 : Variation temporelle de la b-value (a) et distribution temporelle (b) pour les répliques relocalisées de 2014 par De Barros et al. (2019) et de la zone Externe. La b-value est calculée sur une fenêtre de 50 différences de magnitudes positives ayant 45 différences en commun avec la fenêtre précédente. Les points sur la courbe marquent la fin de chaque fenêtre.

6.6.2.4.2 A l'échelle des familles

J'ai par la suite calculé la b-value pour chaque famille définie comme séquence de répliques et essaim dans le catalogue relocalisé de 2014 (Tab.3.2). J'ai également calculé la b-value sur un catalogue regroupant tous les événements appartenant à des familles de types répliques. Le même procédé est réalisé pour les familles de type essaims. Les résultats de ces b-values sont représentés sur la Figure 6.16. Les familles de type répliques ont des b-values entre 0,9 et 1,32, avec 3 familles sur 10 ayant des b-values inférieures à 1, tandis que les familles de type essaims ont des b-values comprises entre 0,8 et 1,6, avec 3 familles sur 9 ayant une b-value inférieure à 1 (Fig.6.16). Une plus grande variabilité de b-value est observée pour les essaims. Les b-values obtenues pour l'ensemble des événements de type

répliques et essais sont différentes, avec celle des répliques ($1,12 \pm 0,03$) supérieure à celle des essais ($1 \pm 0,04$).

En l'état il n'y a pas de différence flagrante qui ressorte entre familles répliques et essais, néanmoins une analyse de détail pourrait permettre de faire ressortir une variation spatiale de b-value à partir des familles relocalisées. Il serait également intéressant de voir la différence de b-value en fonction des orientations des familles et des mécanismes au foyer ainsi que de la profondeur.

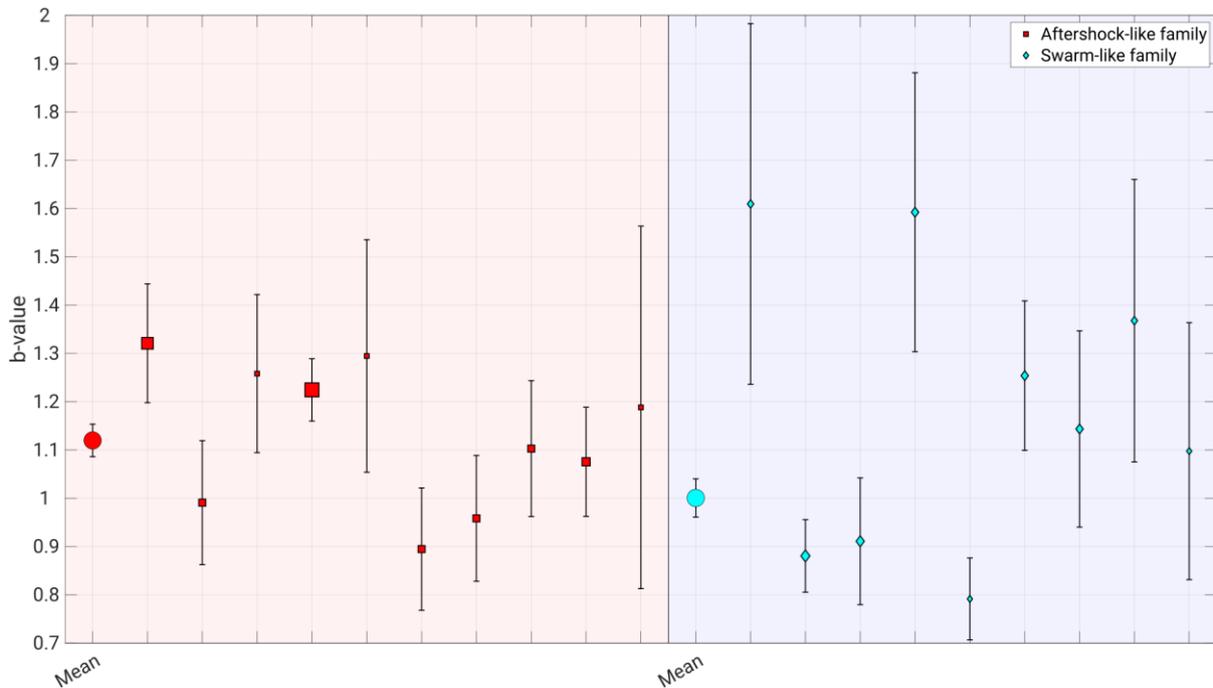


Figure 6.16 : *b-value* pour les différentes familles sismiques de la crise de 2014. En rouge, les familles de types répliques et en bleu de type essaim. Les symboles carrés correspondent aux *b-values* calculées pour les familles de type répliques ; les losanges, pour les familles de type essais ; et les points correspondent aux *b-values* calculées prenant en compte tous les événements pour chaque type de comportement. La taille de chaque symbole est proportionnelle au nombre d'événements dans la famille.

6.7 Conclusion

L'analyse des *b-values* avait pour objectif d'améliorer la compréhension du comportement de la sismicité dans les différentes zones découpant la région de l'Ubaye.

L'étude spatiale des *b-values* à partir du zonage du BRGM et celui réalisé dans cette thèse a permis de montrer que la *b-value* est stable (1,1-1,2) et ne varie pas entre les différentes zones sauf pour la zone de MERC.

L'analyse temporelle de la *b-value* a permis de mettre en lumière différents types de variations de la *b-value* correspondant à différents comportements de séquences sismiques et processus. En effet, deux patterns de variations temporelles de *b-values* ont été observés à la fois sur les zones Interne et Externe pour le cas de séquences sismiques de type choc principal/répliques. La *b-value* peut soit:

- 1) Diminuer avant le choc principal puis augmenter après ;

2) Diminuer avant et après le choc principal pour ensuite réaugmenter ;

Chacun de ces cas peut être associé à un comportement différent des processus. Le cas 1) peut correspondre à une augmentation de la contrainte différentielle puis soit à un retour à l'équilibre des contraintes, soit à une augmentation de la pression de fluides. Le cas 2) peut être expliqué par une augmentation de la contrainte différentielle qui continue après le choc principal. L'augmentation de la b-value peut ensuite être liée soit à une diminution de la contrainte différentielle soit à l'augmentation de la pression de fluides.

L'analyse temporelle de la b-value a également permis de caractériser le type de variation temporelle de b-value associée à une séquence sismique de type essaim. En effet, la majorité des essaims observés dans les zones Interne et Externe montre une augmentation puis une diminution de la b-value. La mise en évidence de fluides pour certains essaims m'a permis d'émettre l'hypothèse suivante pour expliquer la variation de la b-value : l'augmentation de la b-value serait associée à une augmentation de la pression de fluides tandis qu'une diminution de la b-value serait liée à un retour à l'équilibre des pressions fluides.

Le paramètre b de la Gutenberg-Richter est l'un des paramètres essentiels pour définir le taux d'activité sismique utilisé pour le calcul de l'aléa sismique. Comme mentionné en section 1.4, les essaims, répliques et précurseurs ne sont pas pris en compte lors du calcul de l'aléa sismique. Dans ce chapitre, je montre que les deux types de séquences sismiques (choc principal/répliques et essaims) présentent différentes variations temporelles de b-values. De plus, la séquence de 2012-2015, mélangeant choc principal/répliques et essaims décrit plusieurs types de variations. Cette diversité de variations montre la complexité des processus en jeux, qui ne sont cependant pas considérés lorsque les catalogues composés uniquement de chocs principaux (déclusterisés) sont utilisés pour le calcul de l'aléa sismique.

Chapitre 7 : Synthèse des résultats et perspectives

7.1 Synthèse des résultats

7.1.1 Analyse structurale de la région de l'Ubaye

La région de l'Ubaye est traversée par plusieurs réseaux de failles, dont l'activité la plus récente remonte à la fin de l'orogénèse alpine (Chapitre 2). Ces réseaux de failles correspondent à ceux de la Haute-Durance (N-S), de Serenne (N150°), de Bersezio (N150°), et de Jausiers-Tinée (N150°). La Vallée de l'Ubaye est le lieu d'une activité sismique enregistrée dans les archives depuis le XIX^{ème} siècle, et depuis le XVI^{ème} siècle dans la zone de la Haute-Durance. Cette sismicité est localisée principalement au nord de Vars, à proximité de St-Paul-sur-Ubaye, autour du Lauzet et de Larche. Une partie de la sismicité historique localisée au nord de Vars et autour de Guillestre, pourrait être associée au réseau de failles de la Haute-Durance, tandis que le séisme de 1959 (ML 5,3) serait plutôt associé à la faille de Serenne. L'étude de la sismicité instrumentale (1965-2019) a montré qu'une part de celle-ci pourrait également être associée aux réseaux de failles de Serenne et Haute-Durance. Les alignements de séismes relocalisés sur la période 2010-2019 dans la zone du réseau de failles de Serenne montrent une orientation N150° compatible avec celle du réseau de failles (Chapitre 5). Les séismes relocalisés décrivent également un autre alignement, localisé au nord de la région de l'Ubaye, avec une orientation N-S ainsi qu'un alignement E-W localisé sur l'une des failles conjuguées de la Haute-Durance. Cet alignement est localisé à l'est du réseau de failles connues de la Haute-Durance, néanmoins, l'alignement décrit la même orientation, ce qui nous permet de proposer que cet alignement appartient aussi à un segment du réseau de failles de la Haute-Durance, mais qui jusqu'à aujourd'hui nous était inconnu.

La sismicité relocalisée sur la période 2010-2019 a permis de mettre en lumière deux failles hypothétiques qui ont porté la crise de 2003-2004 et de 2012-2015. Ces deux structures sont identifiées par deux alignements orientés ~N150° et ~N170°. Ces deux failles potentielles se recoupent dans la zone de l'essai de 2012-2015, ce qui pourrait créer une zone très fracturée et devrait déboucher en surface en l'absence de Flysch à Helminthoïdes. Cette intersection pourrait donc expliquer le nombre élevé de séismes et la diversité des structures en jeu, d'autant plus qu'une telle zone est propice pour contenir et/ou diffuser des fluides. Des failles conjuguées, également illuminées par la sismicité relocalisée, orientées ~N050°, relierait les failles N150° et N170° entre elles.

L'analyse structurale réalisée sur la sismicité relocalisée des deux mois suivants le séisme du 7 avril 2014 à partir de la quantification de l'orientation des alignements, des mécanismes au foyer et de la reclassification en sous-familles a permis de mettre en évidence deux orientations majeures des plans de failles actifs dans la zone d'essai (Chapitre 3). Les alignements marqués par la sismicité et confirmés par les mécanismes au foyer montrent une orientation préférentielle ~N140°-170° comparable à l'orientation du réseau de failles de Serenne, et une seconde orientation ~N020-060° comparable aux failles conjuguées du système de failles de Serenne. Cette analyse structurale a aussi mis en lumière la présence de structures en échelon (Chapitre 3).

Cette analyse sur la région de l'Ubaye a donc permis de mettre en évidence les deux orientations majeures des failles générant de la sismicité : ~N150° et ~N045°. Cependant, d'autres orientations de failles produisent aussi de la sismicité. Enfin, la présence de failles en échelons peut aussi être un

facteur de complexité par le fait que l'alignement de la sismicité ne signifie pas forcément plan de faille.

7.1.2 Comportement de la sismicité dans la région de l'Ubaye

Les événements historiques peuvent être classés en deux catégories : séisme majeur et groupe de séismes. Dans la région de l'Ubaye, plusieurs groupes de séismes et chocs principaux ont été identifiés sur la période 1766 à 1964 (section 2.2.4, Chapitre 2). Les groupes de séismes peuvent potentiellement correspondre à des essaims, mais le peu d'informations disponibles ne permet pas de s'en assurer définitivement. L'étude de la sismicité instrumentale (1965-2019) permet de confirmer la présence de trois types de séquences sismiques : choc principal/répliques et essaims sismiques (section 2.2.4.2, Chapitre 2) et un mélange des deux (Chapitre 3). La zone de la Vallée de l'Ubaye a été le lieu de deux essaims sismiques importants en 2003-2004 et 2012-2015 (section 2.2.4.2, Chapitre 2). Toutefois, l'analyse spatiale de la sismicité relocalisée sur la période de 2010-2019 a permis de mettre en évidence d'autres zones de concentration de séismes pouvant correspondre à d'autres essaims moins importants (section 5.2.3.2, Chapitre 5). Ces zones sont localisées à l'est de la région de l'Ubaye, dans la zone Interne des Alpes. Il semble donc que l'ensemble de la région soit touchée par les deux types de séquences sismiques. Cependant, la zone de la Vallée de l'Ubaye est majoritairement composée d'essaims contrairement à la zone de Serenne, qui présente une sismicité plus diffuse (Chapitre 2).

L'analyse temporelle des répliques relocalisées de 2014 a également montré la présence des deux types de séquences sismiques (Chapitre 3). La combinaison de la distribution temporelle de la sismicité de la région de l'Ubaye ainsi que la variation temporelle de la b-value de la loi de Gutenberg-Richter a permis de révéler plusieurs comportements associés chacun à un type de séquence sismique (Chapitre 6). Effectivement, l'augmentation puis la diminution de la b-value est observée pour la majorité des essaims de la région de l'Ubaye. Au contraire, il n'existe à priori pas de schéma générique observé pour les chocs principaux/répliques (Chapitre 6).

7.1.3 Processus moteurs

L'analyse de l'essaim sismique de 2003-2004, situé à ~10 km au nord-ouest du massif, confirme le rôle de fluides en profondeur par la diffusivité hydraulique et la vitesse de migration observée dans la sismicité (Chapitre 2 ; Jenatton et al., 2007). Des études similaires, réalisées sur l'essaim sismique de 2012-2015 montrent les mêmes résultats (Chapitre 2 ; Chapitre 3 ; De Barros et al., 2019; Thouvenot et al., 2016). La pression de fluides est l'une des causes principales proposée pour expliquer le comportement de la sismicité pour la zone des essaims dans la Vallée de l'Ubaye. Les calculs de pression de fluides nécessaires pour générer la sismicité (Chapitre 4), montrent que 65% des événements ayant un mécanisme au foyer ont besoin de 15 à 40 MPa de surpression de fluides pour être générés (section 4.6.2, Chapitre 4). Nous avons également noté que la quantité de surpression de fluides requise n'est pas proportionnelle à la magnitude de l'événement. Effectivement, les événements de plus fortes magnitudes peuvent avoir été déclenchés par des surpressions de fluides similaires ou supérieures à celles requises par de plus faibles événements (section 4.6.2, Chapitre 4). L'évolution temporelle des surpressions de fluides informe également sur le type de séquence sismique. En effet, une séquence de choc principal/répliques va être marquée par une diminution des

Chapitre 7 : Synthèse des résultats et perspectives

surpressions de fluides en fonction du temps tandis qu'aucune tendance n'est notée pour une séquence d'essai sismique.

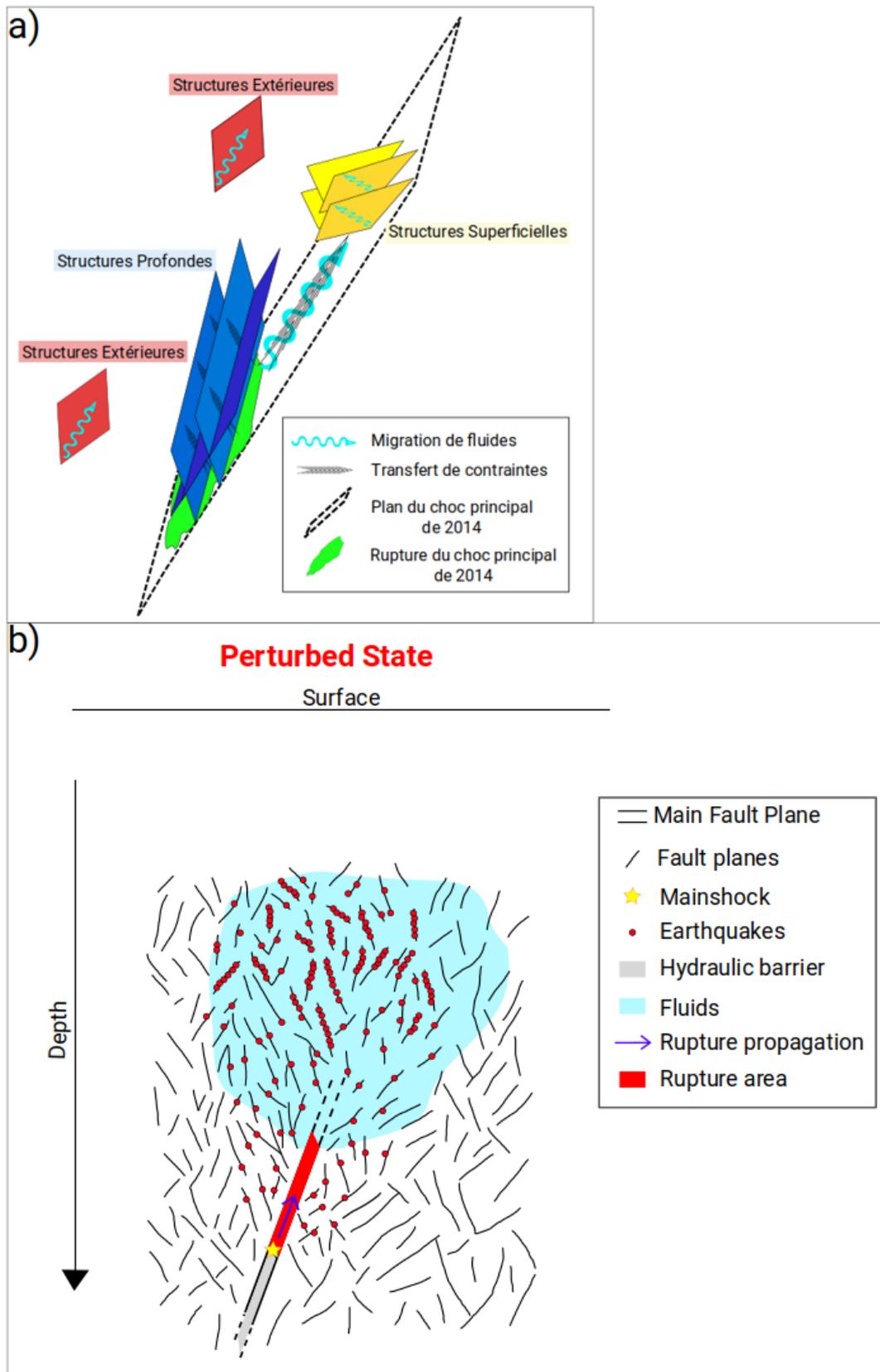


Figure 7.1 : Modèles schématiques illustrant l'interaction sismicité-processus pour la crise de 2014. a) Modèle conceptuel prenant en compte les géométries des alignements de la sismicité ainsi que les processus générant la sismicité. Les structures Profondes sont majoritairement orientées N150-170°, 70E ou 70W ; les structures Superficielles sont principalement orientées N020-060°, 60E ou 60W. Les

structures Extérieures ont diverses orientations et pendages. Les structures Profondes et Superficielles viennent se connecter au plan du choc principal de 2014. Les structures Profondes génèrent de la sismicité suivant un comportement type de choc principal/répliques associé à un processus de transfert de contraintes. Les structures Superficielles présentent les différents types de comportement, choc principal/répliques, essaim et mélange des deux, qui sont associés aux processus de transfert de contraintes et de pression de fluides. Les structures Extérieures génèrent des essaims et semblent être associées à un processus de pression de fluides. Figure modifiée d'après De Barros et al. (2019). b) Modèle conceptuel illustrant le rôle des fluides dans le déclenchement de la sismicité. Le choc de 2014 se produit, permettant aux fluides précédemment emprisonnés de se propager vers la surface, déclenchant la sismicité plus superficielle ayant un comportement mixte (répliques et essaim).

De Barros et al. (2019) ont proposé le modèle présenté en section 3.6.5 (Chapitre 3) pour expliquer l'interaction des processus avec les différents types de séquences sismiques (Fig.7.1.a). Les auteurs suggèrent que les événements de type répliques du séisme du 7 avril 2014, sont activées par le rééquilibrage des contraintes autour du choc principal, tandis que les structures superficielles impliqueraient de la diffusion de pression de fluides (Fig.7.1.a ; Chapitre 3). Ils proposent également que les structures extérieures à la zone la plus active seraient aussi activées par un processus de pression de fluides (Chapitre 3). La calcul des surpressions de fluides a permis de confirmer ce rôle des structures profondes et proches du plan de rupture fluides dans les structures superficielles extérieures, mais montre aussi que certaines structures profondes auraient également besoin de surpression de fluides pour se produire. Afin d'expliquer comment ces pressions de fluides peuvent à la fois affecter les structures extérieures, superficielles et profondes, un nouveau modèle est proposé en section 4.7.5 (Chapitre 4), s'appuyant sur le modèle de « fault-valve behaviour » de Sibson (1990) (Fig.7.1.b). Ainsi, la faille ayant généré le séisme du 7 avril 2014 serait initialement bloquée, avec des fluides piégés par des barrières hydrauliques à l'intérieur de la faille. La pression de ces fluides piégés augmente donc pour atteindre la pression critique de la faille, et déclencher la rupture du plan de faille et l'occurrence du séisme du 7 avril (Chapitre 4). La rupture détruit les barrières hydrauliques permettant aux fluides de se propager vers la surface, activant une partie des structures superficielles. La zone endommagée de la faille est suffisamment fracturée pour permettre également aux fluides de se propager autour de la zone de rupture et être à l'origine de certains événements pour les structures profondes (Fig.7.1.b). Nous avons également émis l'hypothèse que les fluides sont présents partout dans le milieu, piégés dans les multiples fractures composant le socle cristallin. Les perturbations des contraintes liées au choc du 7 avril et de ses répliques pourraient être suffisantes pour induire les ruptures dans les structures extérieures, pour lesquelles la pression de fluide est très proche de la pression critique (Chapitre 4). Le calcul des perturbations de contraintes statiques serait nécessaire pour confirmer ou réfuter cette hypothèse. Enfin, ce modèle proposé (Fig.7.1.b) pour expliquer la sismicité des répliques de 2014 semble pouvoir être extrapolé à l'ensemble de la région de l'Ubaye. En effet, la présence potentielle d'essaims dans la zone de Serenne (Chapitre 5), suggère que la pression de fluides joue aussi un rôle dans cette zone.

Le rôle des fluides se retrouve aussi dans les interprétations des variations temporelles des b-values. Les essaims montrent une augmentation puis une diminution de la b-value qui peut être associée à une augmentation et une diminution de pressions de fluides (Chapitre 6). Cependant, l'interprétation des variations temporelles des b-values est plus complexe pour les séquences choc principal/répliques. La diminution de la b-value précédant le choc principal peut être associée (e.g. Wyss and Stefansson, 2006) à une augmentation de la contrainte différentielle (Chapitre 6). Par contre, l'augmentation de la b-value peut être attribuée soit à une diminution de la contrainte différentielle, soit à une augmentation de la pression de fluides. Certains chocs principaux sont précédés par une augmentation de la b-value, ce qui suggère une augmentation de pression de fluides. D'autres chocs observent une

diminution de la b-value avant leur occurrence, ce qui peut correspondre à une augmentation de la contrainte s'appliquant sur la faille. Cette diversité de variations temporelles de b-values observées pour les séquences de type choc principal/répliques montre que ces séquences peuvent être déclenchées et contrôlées par différents processus.

Pour le cas de la région de l'Ubaye, la variation temporelle de la b-value pour les séquences choc principaux/répliques ne semble pas identique pour chaque séquence. Cependant, la variation temporelle pour les essaims décrit la même tendance suggérant le même fonctionnement des processus les contrôlant.

7.2 Perspectives

7.2.1 Étude approfondie de la b-value

Pour aider à l'estimation de l'aléa sismique dans la région de l'Ubaye, j'ai calculé les b-values de la loi de Gutenberg-Richter (Chapitre 6). L'analyse des variations temporelles des b-values a mis en lumière la diversité de comportement des processus déclenchant les séismes de magnitudes supérieures à ML 3,5. Dans le Chapitre 4, j'ai également calculé les surpressions de fluides nécessaires pour déclencher la sismicité. Il serait maintenant intéressant de voir si les événements principaux ayant besoin de plus de surpressions de fluides sont bien ceux montrant des variations temporelles de b-value associée à des pressions de fluides.

Cette thèse s'est concentrée sur l'étude de l'évolution spatio-temporelle de la sismicité sur la période 1965-2019. Depuis, 3 années se sont écoulées et la Figure 7.2 présente la sismicité qui s'est produite sur la période du 1 janvier 2020 au 15 novembre 2022, telle que reportée dans le catalogue de Sismoazur (<https://sismoazur.oca.eu>). Le comportement de la sismicité sur ces 3 ans est relativement fidèle au comportement de la sismicité observée sur le long terme. L'activité sismique dans la zone Interne est toujours diffuse tandis que la zone de l'essaim de 2012-2015 est, elle aussi, encore active (Fig.7.2). L'étude de la variation temporelle sur la période 1965-2019 de la b-value réalisée dans le Chapitre 6 a permis de montrer différentes variations temporelles de b-values associées à différents types de séquences sismiques. Le calcul de la b-value sur les trois années suivantes nous permettrait d'étendre l'étude temporelle de la b-value pour apporter d'autres exemples de variation temporelle et conforter les interprétations des précédentes variations.

Un autre aspect de la b-value qui n'a pas été exploité durant cette thèse est la distribution spatiale de la b-value. Effectivement, seul l'aspect temporel a été abordé étant donné que la distribution spatiale de la sismicité rend difficile un calcul de b-value sur une grille régulière. L'une des manières de régler ce problème pourrait être de créer une grille irrégulière, avec dans chaque case de la grille un minimum de $20 \Delta M_{\text{pos}}$ (Différence de magnitudes positives). Cependant, il n'y a aujourd'hui pas assez d'événements pour pouvoir interpréter des variations spatiales de b-values avec une précision suffisante. Un des moyens d'augmenter ce nombre d'événements serait de réaliser un catalogue étendu par template-matching, comme celui construit pour les répliques de 2014 (Chapitre 3) mais cette fois-ci sur une plus grande période de temps. Cela pourrait se faire sur la période 2006-2022 pour prendre en compte la période de 2012-2015. L'étude sur l'évolution spatiale et temporelle de la b-value pourrait permettre d'avoir une meilleure compréhension de la dynamique de la sismicité et des processus en jeu dans la région de l'Ubaye.

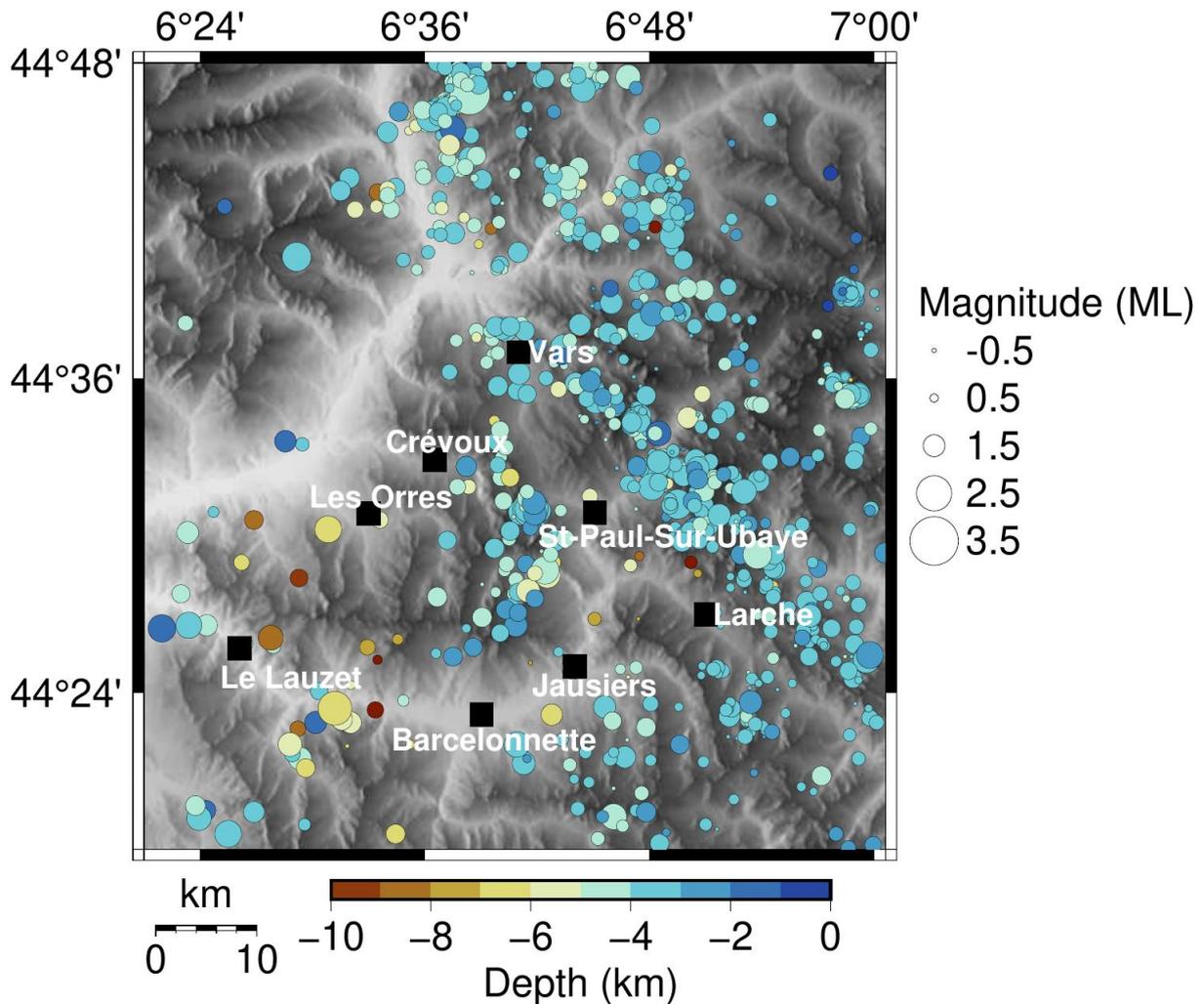


Figure 7.2 : Carte de la sismicité sur la période du 1 janvier 2020 au 15 novembre 2022. Le catalogue utilisé est celui provenant de Sismoazur (<https://sismoazur.oca.eu>). La couleur indique la profondeur tandis que la taille du cercle indique la magnitude de l'événement.

7.2.2 Aléa sismique

Dans le calcul de l'aléa sismique par l'approche probabiliste, la récurrence des événements sismiques est supposée suivre un processus « poissonien ». Cela signifie que la probabilité d'occurrence de prochains événements n'est pas impactée par un premier séisme. C'est pour cela que les catalogues utilisés dans le calcul de l'aléa sont déclustérisés et seuls les événements considérés comme chocs principaux sont conservés. Or, les répliques ainsi que les essaims impactent le milieu comme les chocs principaux. Même générés par les fluides, les essaims sismiques participent eux aussi à relâcher les contraintes tectoniques. La diversité de comportement de variation temporelle de la b-value autour des événements de magnitude supérieure à $ML > 3,5$ montre que la sismicité n'est pas contrôlée par un unique processus. Cette diversité de variation temporelle de b-value implique que le temps de retour de séismes modérés varie et que la récurrence de la sismicité ne suit plus un processus « poissonien ». De plus, la présence d'essaims ainsi que leurs activités sismiques vont impacter le milieu et là aussi impliquer que la récurrence de la sismicité n'est plus stable en moyenne dans le temps. Il faut alors réfléchir à un moyen de prendre en compte ce côté « non-poissonien » de la

réurrence de la sismicité pour pouvoir calculer de la manière la plus juste l'aléa sismique dans la région de l'Ubaye.

7.2.3 Périodicité de la sismicité

La région de l'Ubaye semble avoir été affectée par des essais de sismicité de manière récurrente, et ce depuis les observations les plus anciennes (XVIII^{ème} siècle, Chapitre 2). Il peut alors être souhaitable de chercher s'il y a une périodicité dans la sismicité. Une partie de ces essais semblent être contrôlés majoritairement par un processus de pression de fluides. Cependant, la question de la provenance des fluides déclenchant la sismicité n'est pas encore résolue. Hainzl et al. (2006) et Kraft et al. (2006) ont montré une corrélation entre le volume des précipitations et l'activité sismique localisée sous le Mont Hochstaufen (Allemagne) en 2002 (Fig.7.3). La Tempête Alex qui a touché le sud-Est de la France en 2020 a déclenché un essaim dans la Vallée de la Tinée (à ~10 km au sud du massif de l'Argentera, Chmiel et al. (2022)). Chmiel et al. (2022) ont eux aussi montré une corrélation entre précipitation et sismicité. L'étude de Baietto et al. (2009) a mis en évidence le drainage de fluides depuis la surface et ce jusqu'à 5-6 km de profondeur dans le massif de l'Argentera, notamment à la faveur d'un réseau complexe de barrières et drains constitué par les principales failles affectant le massif (e.g faille de Bersezio). Une partie de ces fluides ressort au sein même du massif par l'intermédiaire de sources chaudes, mais un volume de fluide doit diffuser sous la couverture sédimentaire ceinturant le socle de l'Argentera. Il se peut donc que le retour récurrent d'essaims dans la région soit influencé par des précipitations. Pour vérifier l'hypothèse que les fluides déclenchant la sismicité sont d'origine météorique, il faudrait dans un premier temps récupérer des données pluviométriques auprès de Météo France pour ensuite les comparer à la distribution temporelle de la sismicité. Une autre manière de quantifier le volume de précipitations est à partir du niveau d'eau enregistré dans un barrage. Le niveau d'eau varie en fonction des précipitations ainsi que des périodes de sécheresse. Le barrage de Serre-Ponçon, en activité depuis 1961 localisé dans la partie ouest de la région de l'Ubaye, est un excellent témoin pour corréler essaims et précipitation ou variation saisonnière.

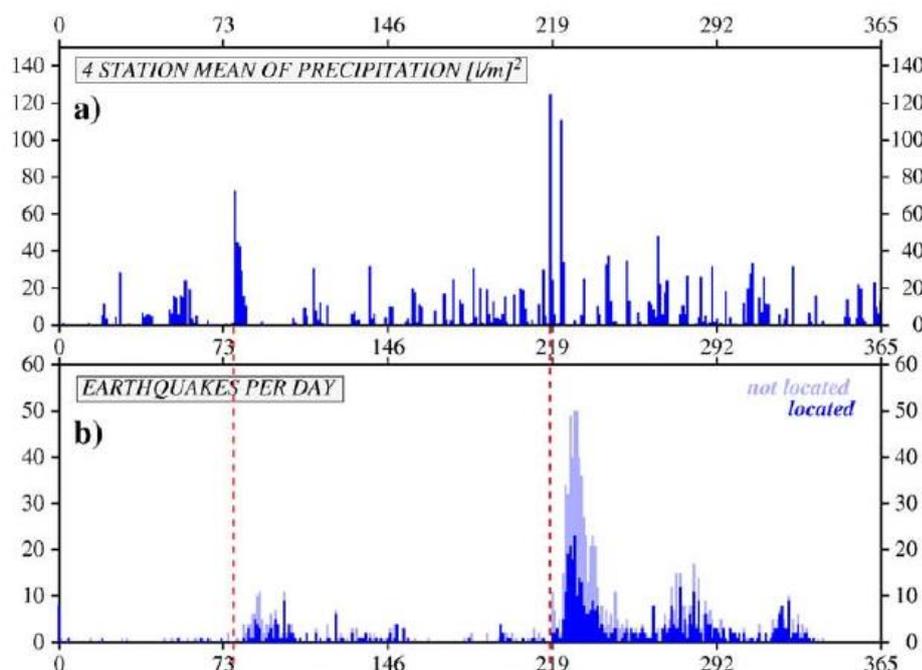


Figure 7.3 : Lien entre précipitation et activité sismique pour la séquence sismique en 2002 du Mont Hochstaufen. a) Précipitation moyenne à 4 stations. b) Distribution temporelle de la sismicité. Les traits

pointillés rouges marquent les pics de précipitations associées à une augmentation de l'activité sismique. Source : Figure modifiée de Kraft et al. (2006).

7.2.4 Base de données de mécanismes au foyer

Mazzotti et al. (2021) ont entrepris la lourde tâche de créer un catalogue compilant l'ensemble des mécanismes au foyer publiés dans la littérature ou par les observatoires. Cependant, la base de données FMHex n'est pas encore complète (manque encore des publications calculant des mécanismes au foyer) comme décrite dans le Chapitre 4. J'ai alors compilé l'ensemble des catalogues répertoriant des mécanismes au foyer dans un nouveau catalogue (section 4.4.3.2, Chapitre 4). Sur la période 1965-2019, le dernier mécanisme au foyer calculé correspond à un événement en 2017. Depuis, plus de 114 séismes de magnitudes supérieures à 2 sont répertoriés dans la catalogue du LDG (2017-2019) et 39 autres séismes de magnitudes locales supérieures à 2 ont été catalogués par Sismoazur depuis 2020 (<https://sismoazur.oca.eu>). Cela fait un total de 153 séismes dont un mécanisme au foyer peut être calculé et peut apporter de nouvelles informations (orientation, localisation) sur les structures actives récentes. Le calcul de ces mécanismes permettrait également de faire le lien entre la relocalisation réalisée sur la période 2010-2019 et la continuité de la sismicité.

7.2.5 Densification du réseau

La relocalisation de la sismicité sur la période 2010-2019 a été difficile car les stations disponibles sur la période n'étaient pas bien réparties. En effet, avant correction, la relocalisation tirait la sismicité vers l'est dû au manque de stations à l'ouest pour contraindre la relocalisation. Il me semble donc important pour la continuité de l'analyse de la sismicité dans la région d'ajouter et de densifier le réseau de stations sismiques pour ne plus se retrouver dans la même situation. Je propose quatre nouveaux sites (Fig.7.4, étoiles bleues) où l'installation de stations aiderait à la localisation de la sismicité. La relocalisation fine réalisée pour les répliques de 2014 par De Barros et al. (2019) a été possible car un réseau dense de stations temporaires avait été déployé. Pour mieux comprendre l'interaction de la sismicité dans cette région, qui produit tout de même des séismes de ML > 4, il faudrait pérenniser un réseau plus dense.

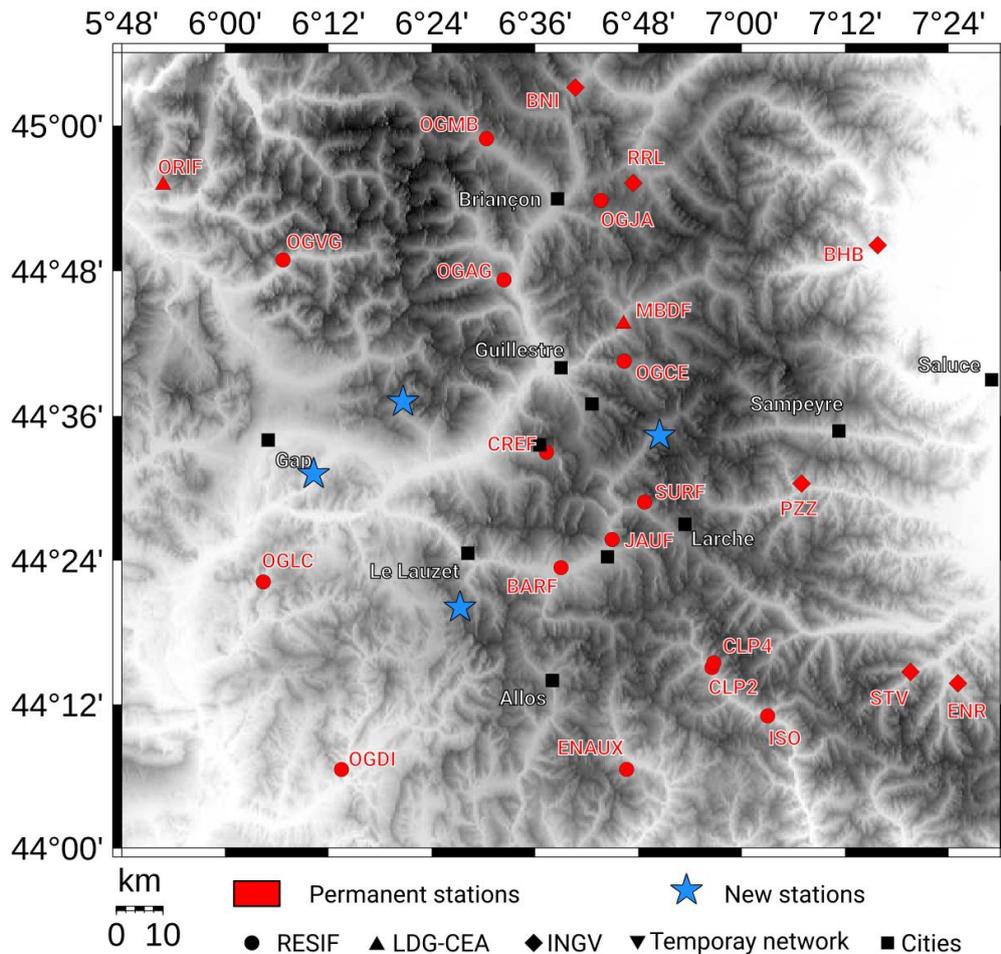


Figure 7.4 : Carte des stations permanentes actuelle (2022) et des sites pour de nouvelles stations. En rouge, les stations permanentes ; les étoiles bleues indiquent les sites proposés pour installer des nouvelles stations. Les différents symboles sont associés aux réseaux gérant les stations : cercle, Résif-Epos (RESIF, 1995) ; triangle, LDG (<http://www-dase.cea.fr>) ; losange, INGV (INGV Seismological Data Centre, 2006; ISIDe Working Group., 2007).

7.2.6 Augmentation du nombre de séismes détectés par template-matching

L'une des raisons de l'impossibilité de calculer la variation spatiale de la b-value est le faible nombre d'événements détectés dans certaines zones. Ce nombre de séismes est directement lié à la répartition des stations ainsi qu'à la magnitude des séismes. En effet, un séisme de petite magnitude sera plus difficilement détectable, d'autant plus si les stations sont éloignées de l'hypocentre. Il serait donc intéressant de faire du template-matching sur la zone sur plusieurs stations correctement réparties dans la zone pour augmenter le nombre de séismes détectés. Par exemple, Skoumal et al. (2019) ont utilisé du template-matching dans la région de l'Oklahoma et du Kansas et sont passés de 23 889 à 209 409 séismes détectés. De même, Ross et al. (2019) en Californie, ont multiplié par 10 le nombre de séismes détectés passant de 180 000 à 1 810 000 d'événements. De plus, du template-matching avait été utilisé pour la détection des séismes des répliques de 2014 et avait permis de multiplier par 14 le nombre d'événements détectés (Chapitre 3 ; De Barros et al., 2019). Nous pourrions appliquer du template-matching sur la période 2010-2019 pour, par la suite, observer la variation spatiale de la b-value. Nous pourrions également appliquer du template-matching sur la période plus récente 2020-

2022 pour avoir une meilleure vision des structures actives, des zones d'essaims et identifier les processus déclenchant cette sismicité.

7.2.7 Utilisation des données GPS

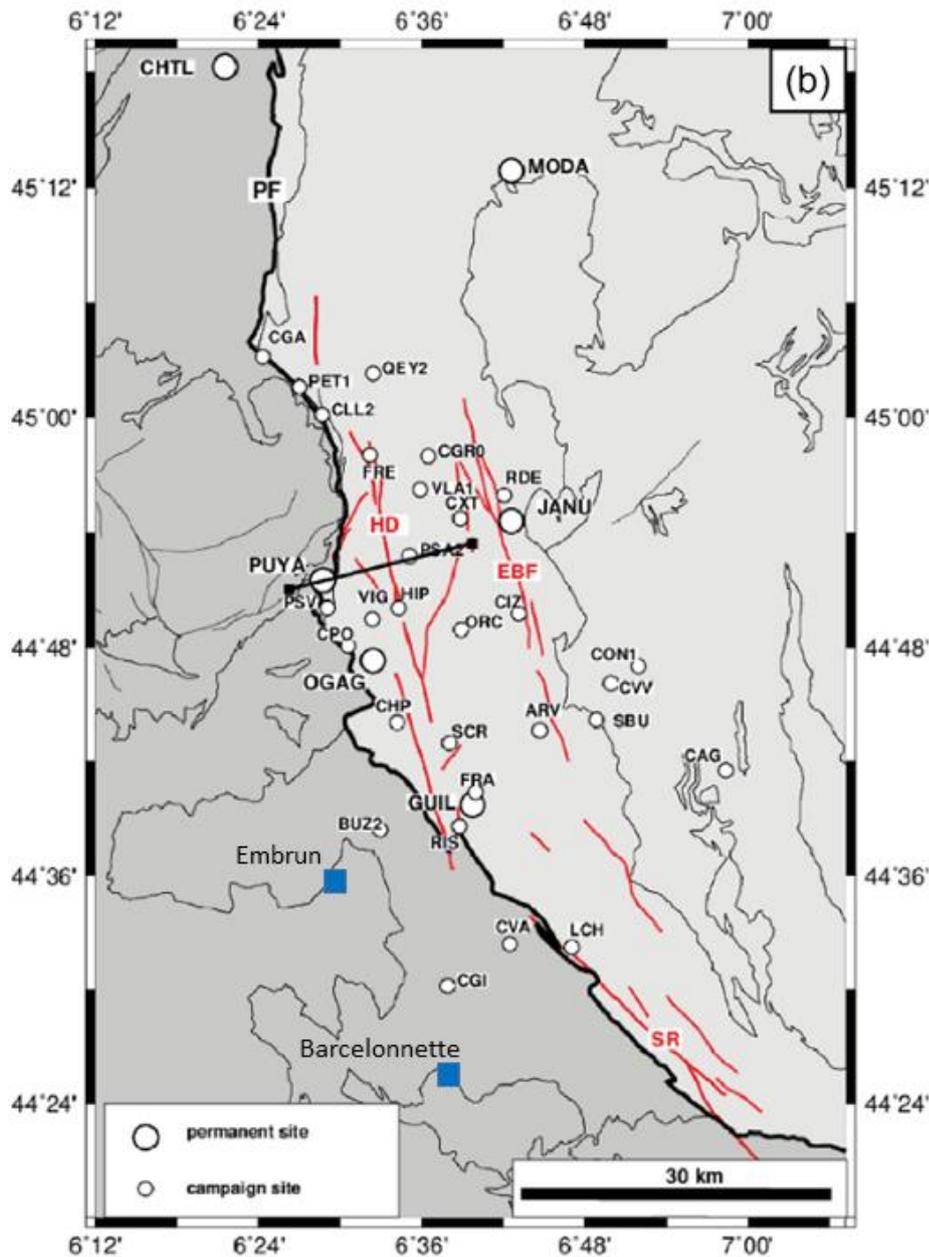


Figure 7.5 : Carte des localisations des sites GPS dans la zone de Briançon et de l'Ubaye. En rouge, les failles majeures. PF : Chevauchement pennique frontal ; SR : faille de Serenne ; HD : faille de la Haute-Durance ; EBF : faille de l'Est-Briançonnais. La taille des cercles indique la permanence du site. En bleu, les positions des villes d'Embrun et de Barcelonnette. Source : Figure modifiée provenant de Mathey et al. (2020).

Mathey et al. (2020) a étudié le potentiel sismogénique de la faille de la Haute-Durance à partir de 20 ans de données GPS du réseau GNSS. La Figure 7.5 illustre les sites GPS disponibles dans la région de l'Ubaye et au nord de la faille de la Haute-Durance. Un seul site GPS est permanent sur la région de l'Ubaye en 2020 : GUIL située à Guillestre. Une des raisons pour laquelle il n'y a pas de stations permanentes est que les déformations de surface ne sont pas visibles pour les séismes de magnitude < 6. L'analyse temporelle des données GPS peut permettre de mettre en lumière la présence d'un glissement aismique (section 1.3.2, Chapitre 1). Il serait donc intéressant de rajouter des sites GPS dans la région pour essayer de déterminer si le glissement aismique est un processus pouvant déclencher la sismicité. De plus, en empilant finement les déformations, il peut cependant être

possible de reconstruire les déformations associées aux essais. Autre piste, plus simple, même à partir de données non permanentes, sur du long terme, il doit être possible de calculer une estimation du moment de déformation, pour le comparer au moment sismique, et estimer si des déformations asismiques fortes existent.

7.2.8 Volume de fluides

Durant cette thèse, le processus de pression de fluides n'a été abordé que d'un point de vue pression sans prendre en compte le volume de fluides ayant contribué au déclenchement de la sismicité. Danré et al. (2022) ont calculé le volume de fluides ayant déclenché l'essai sismique de 2003-2004 ($1,4 \cdot 10^7 \text{ m}^3$) et une partie des répliques de la crise de 2014 (essai de Crévoux, $1\,500 \text{ m}^3$). Ils montrent que l'essai sismique de 2003-2004 qui dure plus de deux ans nécessite plus de volume de fluides que la petite partie des répliques de 2014 qui durent uniquement quelques jours. La méthode est dépendante du nombre d'événements du catalogue étudié, ainsi que de la magnitude de complétude du catalogue et de la chute de contrainte effective ($\Delta\sigma_{\text{eff}}$, Fisher and Hainzl, 2017). Cette méthode utilise aussi la b-value de Gutenberg-Richter. Il serait intéressant d'appliquer cette méthode à l'ensemble de la crise de 2014, ainsi que pour la crise de 2012 et à l'ensemble de la crise 2012-2015 pour comparer les volumes de fluides nécessaires à l'essai de 2003-2004. La quantité de fluides pour l'essai de 2003-2004 est trop importante pour être directement d'origine météorique. En effet, cela signifie que les fluides alimentent en continue l'essai pendant une période de 2 ans. Il est donc nécessaire d'avoir un réservoir permettant le stockage de larges volumes de fluide en profondeur. Ce réservoir peut être alimenté par de l'eau d'origine météorique, ou par des fluides profonds. La migration et la circulation des fluides en profondeur posent donc les questions : où sont stockés les fluides en profondeur ? Que deviennent-ils une fois qu'ils ont propagé des ruptures ?

7.3 Conclusion finale

L'étude de l'évolution spatio-temporelle de la sismicité dans la région de l'Ubaye a montré un comportement complexe dans la zone. La migration observée par la sismicité pour les périodes d'essais a permis de mettre en évidence le processus de pression de fluides. Le calcul de surpressions de fluides pour une partie de la sismicité a également permis de mieux comprendre le rôle des fluides dans le déclenchement de la sismicité dans cette région. L'apport des résultats obtenus des relocalisations sur les structures actives de la région durant les 10 dernières années a permis une meilleure compréhension de la dynamique active de la région de l'Ubaye. L'étude de la b-value a continué de confirmer la complexité de la zone de la région de l'Ubaye. Cette étude lève cependant de nouvelles questions, auxquelles il est nécessaire de répondre pour comprendre finement la complexité du fonctionnement de cette zone.

A. Annexes

A. Méthode de calcul de l'incertitude relative pour les relocalisations de 2014.

L'algorithme hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) propose deux méthodes pour relocaliser un catalogue de sismicité. La première LSQR (Paige and Saunders, 1982) est efficace dans le cas où il y a beaucoup d'événements et non-groupés. Cependant, l'incertitude relative de relocalisation fournie par cette méthode est sous-estimée. La seconde méthode proposée par hypoDD est basée sur une décomposition en valeur singulière (SVD). Cette méthode fournit une incertitude de position par rapport au centroïde de la relocalisation. La méthode SVD est seulement utilisée dans les cas où il y a peu d'événements (< 100) et dont les séismes sont proches les uns des autres. J'ai donc utilisé la méthode SVD pour obtenir une incertitude relative de relocalisation moyenne pour les séismes relocalisés de 2014.

Cette méthode ne fonctionnant que pour des catalogues composés de moins de 100 événements, j'ai donc choisi 5 familles ayant moins de 100 événements et localisé au nord, est, sud, ouest et centre de l'ensemble des séismes. J'ai ensuite relocalisé les 5 familles avec le programme hypoDD en utilisant la méthode SVD. Puis j'ai calculé la moyenne de l'incertitude relative de la longitude, latitude, et profondeur pour chaque famille (Fig.A.1, bleu). Je définie ensuite l'incertitude relative globale comme étant la moyenne de l'incertitude relative de la longitude, latitude, profondeur de l'ensemble des 5 familles relocalisées. J'obtiens donc une incertitude relative sur la longitude, latitude et profondeur pour les séismes relocalisés de 2014 (Fig.A.1, rouge).

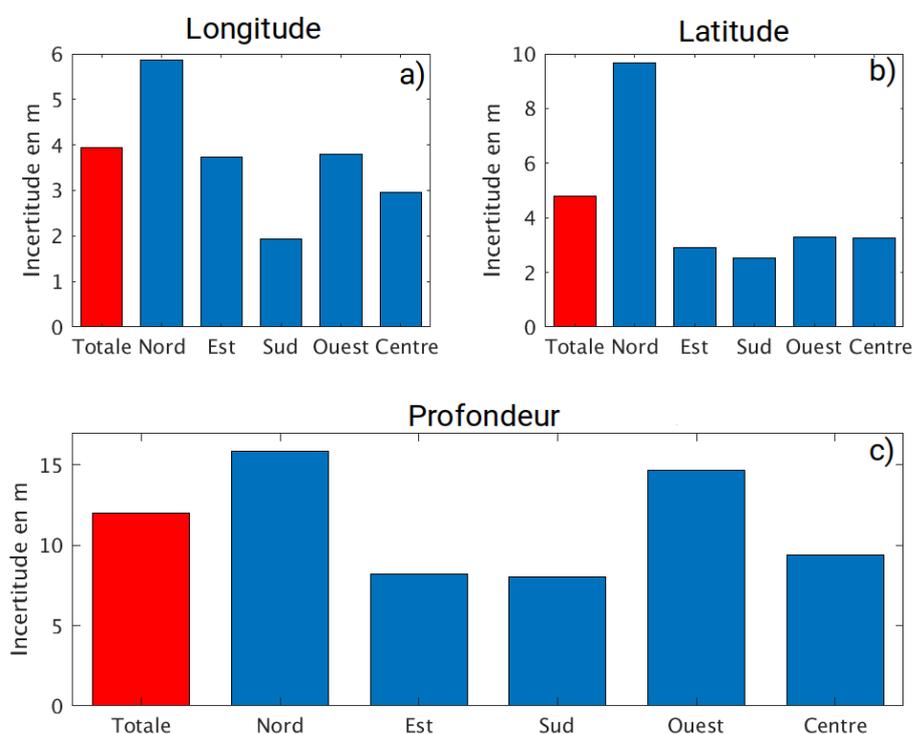


Figure A.1 : Histogramme des incertitudes relatives moyennes pour : a), la longitude ; b), la latitude ; c), la profondeur. En rouge, la moyenne des incertitudes relatives moyennes des familles Nord, Est, Sud, Ouest et Centre.

B. Cross-corrélation entre chaque événement : Reclassification en sous-familles

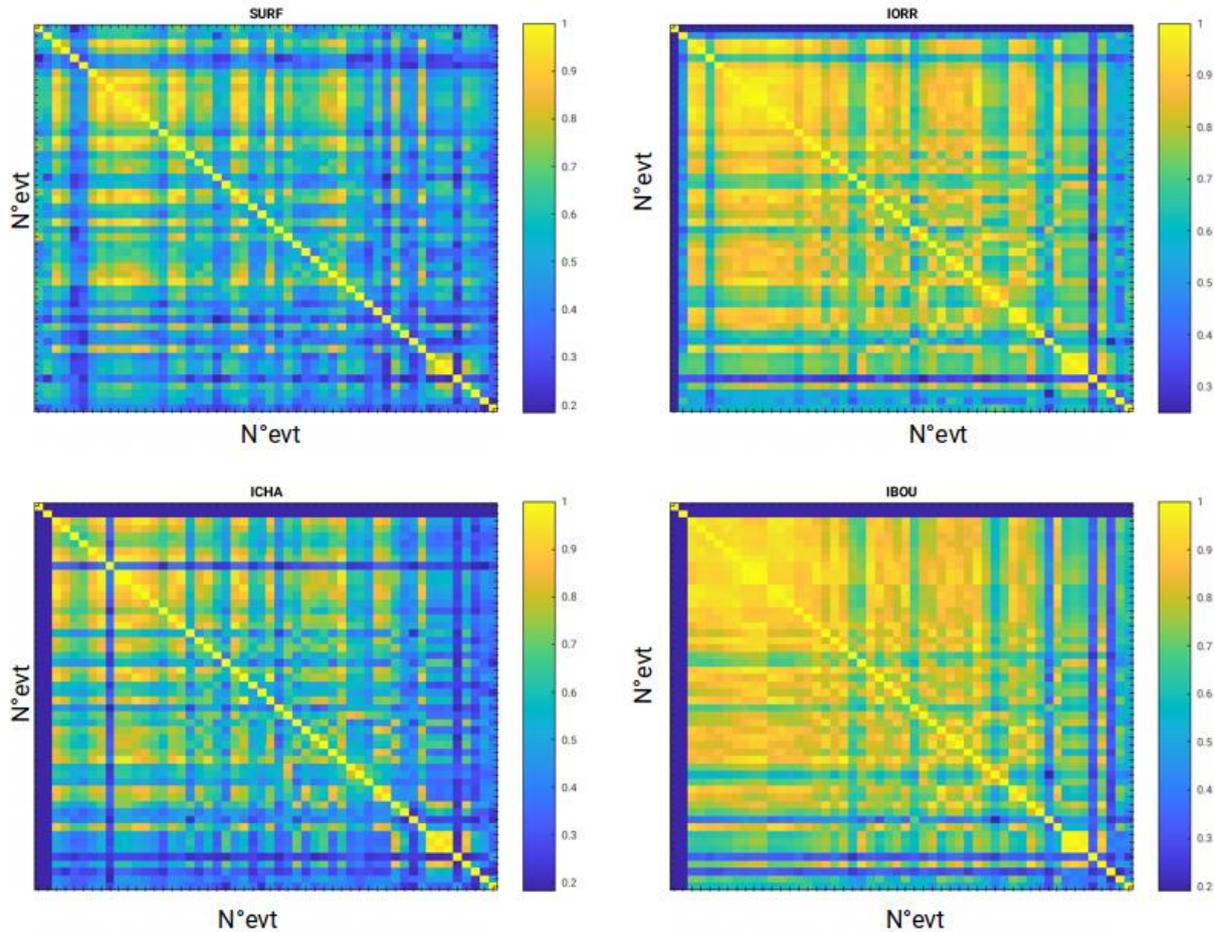


Figure B.1 : Résultat de corrélation entre chaque événement d'une même famille pour différentes stations. La couleur correspond au coefficient de corrélation : 0, mal corrélé ; 1 complètement corrélé. Les stations sont celles utilisées pour la reclassification des sous-familles en section 3.4.9. Les événements appartiennent à la famille 67 (Fig.3.3).

C. Matériels supplémentaires de l'article en révision (Chapitre 4)

a. Introduction

This supplementary material contains 13 figures and 2 tables. Figures C.1 to C.3 and Table C.1 give information about the focal mechanisms used in this study and their computation. Figures C.4 to C.6 and Table C.2 show examples of uncertainties computed during the stress-state inversion and the overpressure computation. Figures C.7 to C.9 show results of the pressure computation according to the quality index of the focal mechanisms and in terms of overpressure. Figures C.10 to C.13 show results of the pore-fluid factor evolution for several areas and periods.

b. Supplementary materials: Figures and Tables

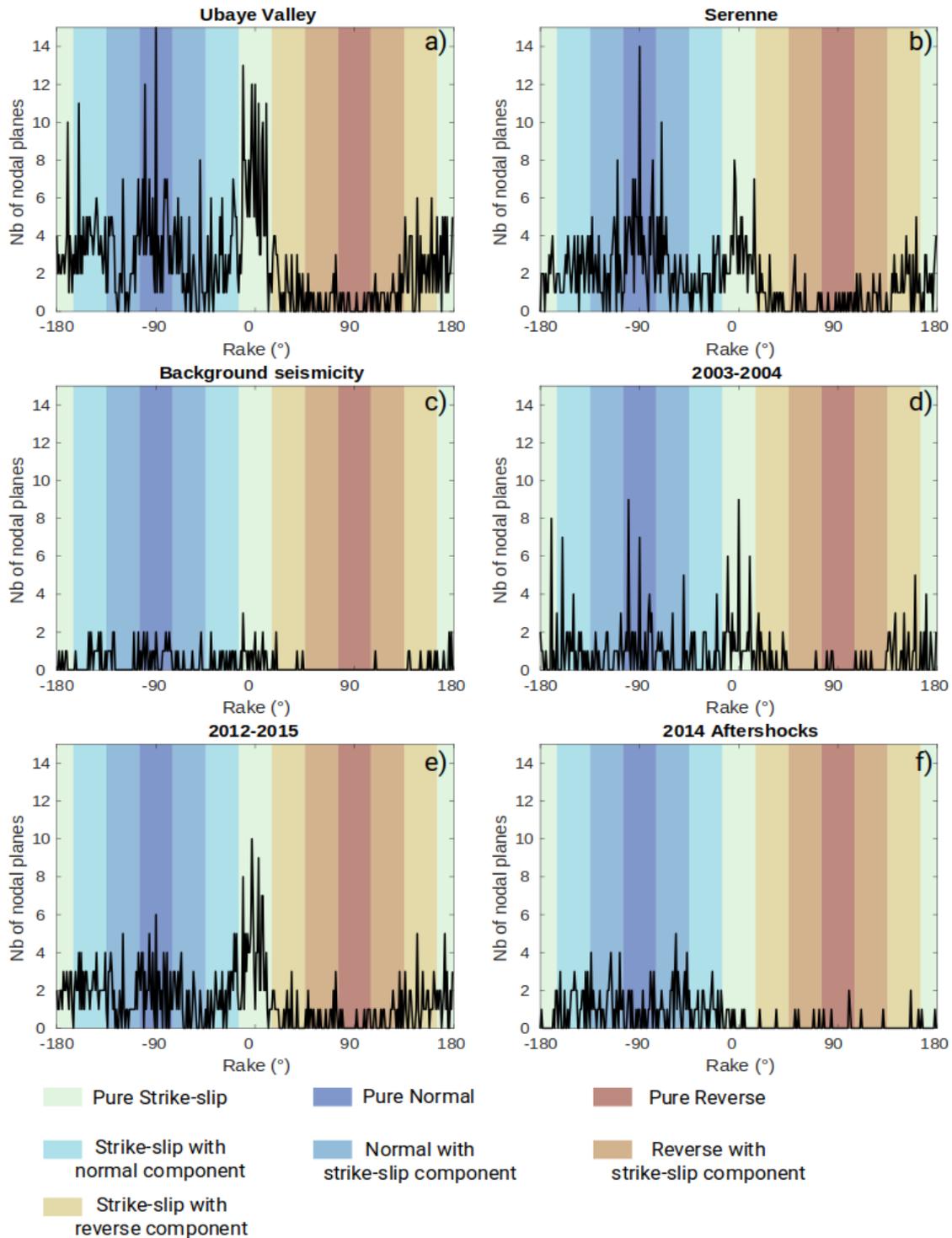
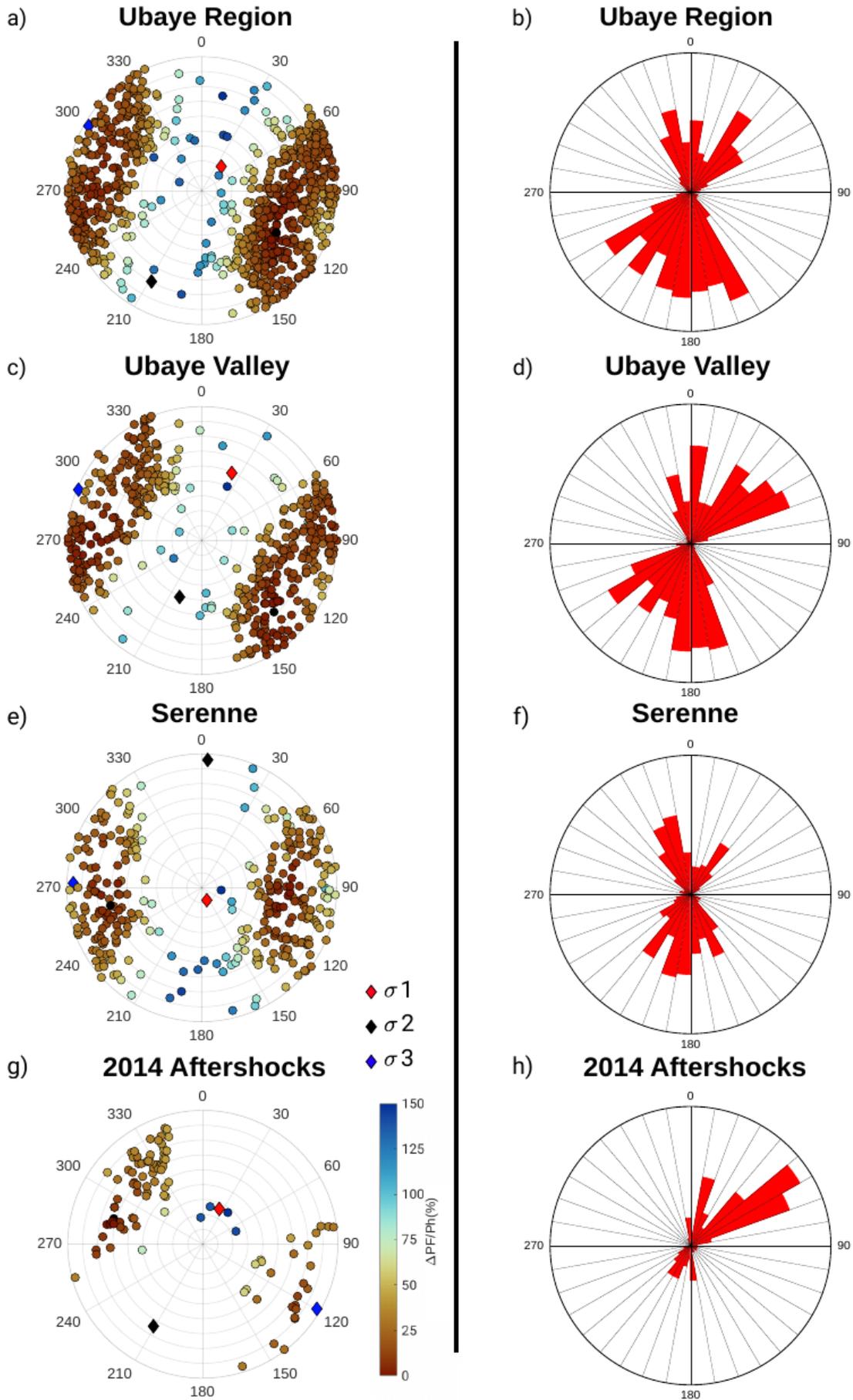


Figure C.1 : Histogram of rake for the nodal planes of earthquakes a) in the Ubaye Valley, b) in the Serenne area, c) in the Ubaye Valley restricted to events outside swarms' periods (Background seismicity), d) from the 2003-2004 swarm, e) from the 2012-2015 sequence and f) corresponding to the 2014 aftershocks (see maps of Figure 4.2 in the main text). The colors highlight the type of focal mechanisms, as then counted in Tab.C.1.



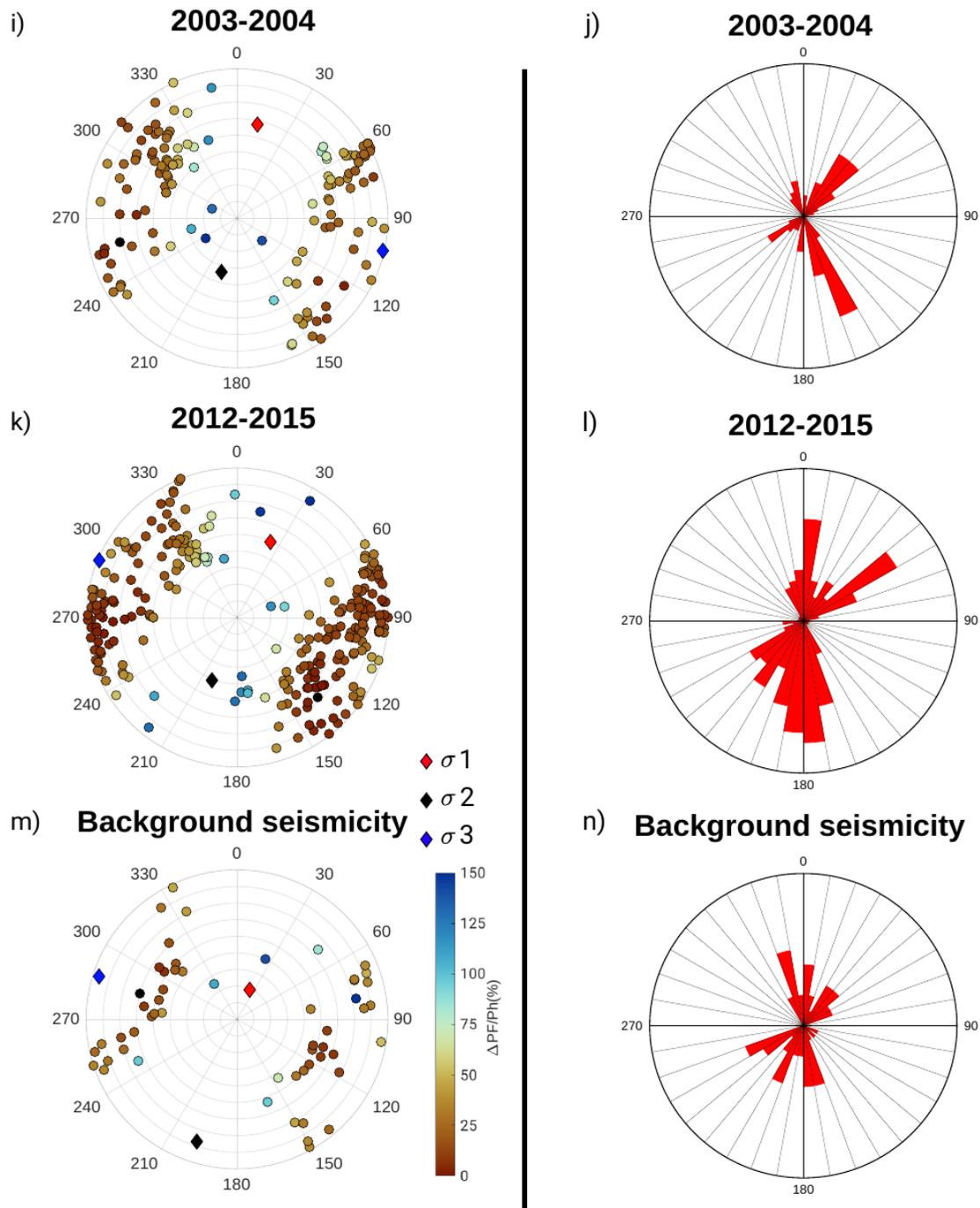


Figure C.2 : Stereographic projection of pole (left panels) and windrose representation of strike (right panels) of the inferred fault planes (nodal plane with the lowest fluid-pressure). a) and b) full Ubaye Region, c) and d) Ubaye Valley, e) and f) Serenne area, g) and h) 2014 aftershocks period, i) and j) 2003-2004 swarm, k) and l) 2012-2015 sequence, and m) and n) for the background seismicity in the Ubaye Valley. In the left panels, colours show the overpressure ratio (%) needed to activate the rupture, and diamonds indicate the stress components.

Annexes

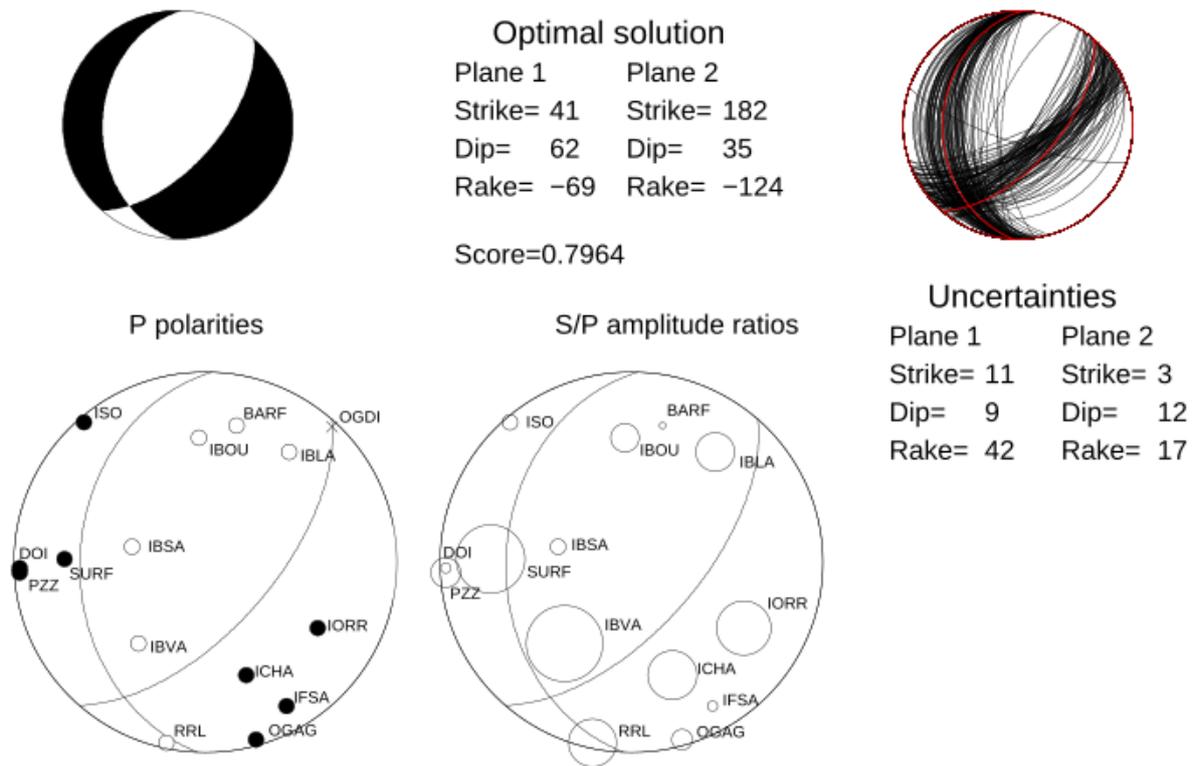


Figure C.3 : Example of focal mechanism computation. The top left beachball is the optimal solution, with its strike, dip and rake, while the top right beachball shows all the tested solutions to estimate the associated uncertainties. The two bottom polar plots show the P-polarities and S/P amplitude ratios used for the inversion (Godano et al., 2014).

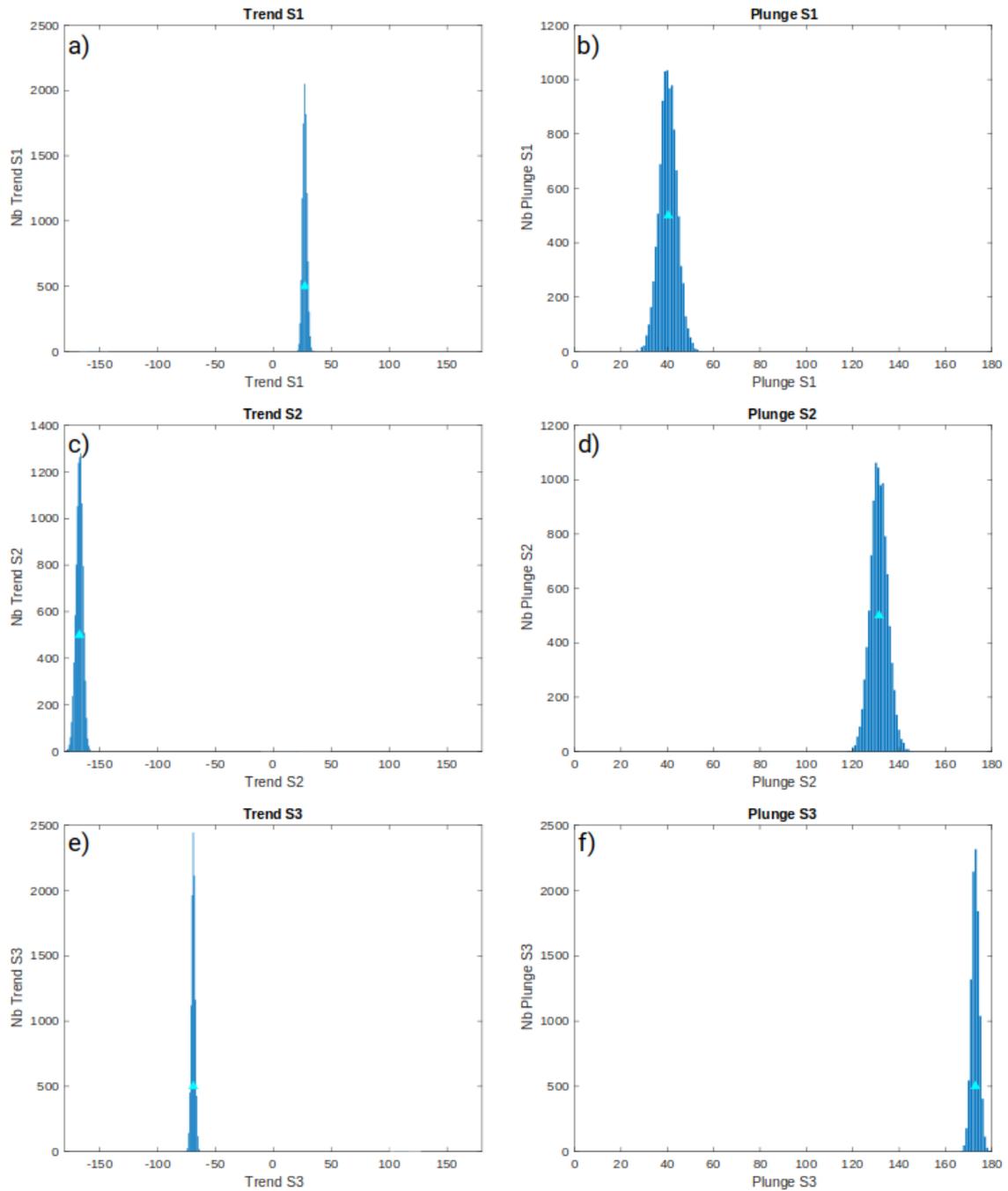


Figure C.4 : Representation of the 10,000 values of trend and plunge for perturbed principal stresses (obtained by 100 random samplings of focal mechanism angles, multiplied by 100 bootstraps on the catalogue) for the Ubaye Valley area. a) and b) σ_1 ; c) and d) σ_2 ; e) and f) σ_3 . The blue triangle corresponding to the mean of the distribution.

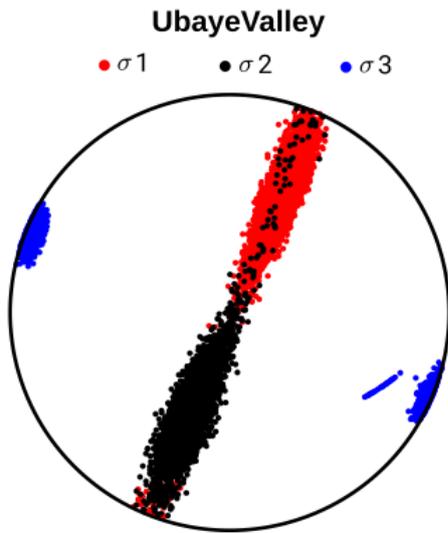


Figure C.5 : Polar view of uncertainties for the Ubaye Valley stress orientation. The dots represent all stress-state solutions computed using 100 bootstrap processes on 100 focal mechanisms catalogues with random perturbations on strike, dip, and rake (see details in the main text, section 4.5).

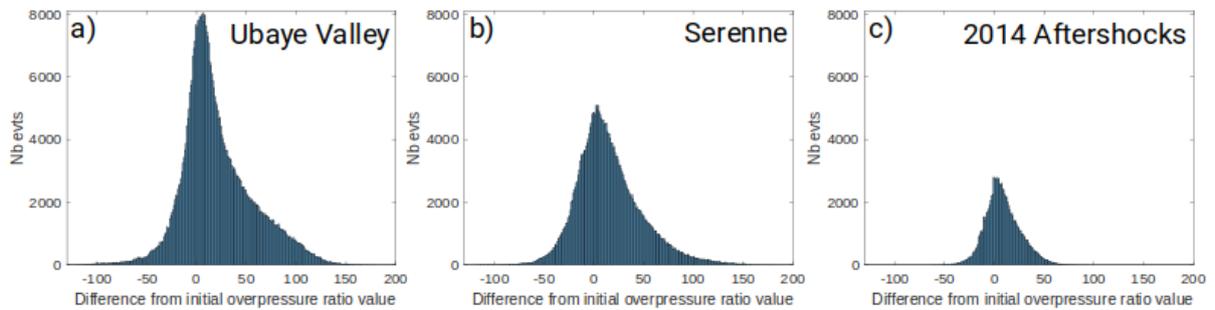


Figure C.6 : Distribution of the difference between the overpressure ratios computed from the initial catalogue and the 1000 perturbed ones for all events in a) the Ubaye Valley, b) the Serenne area, and c) 2014 relocated aftershocks.

Annexes

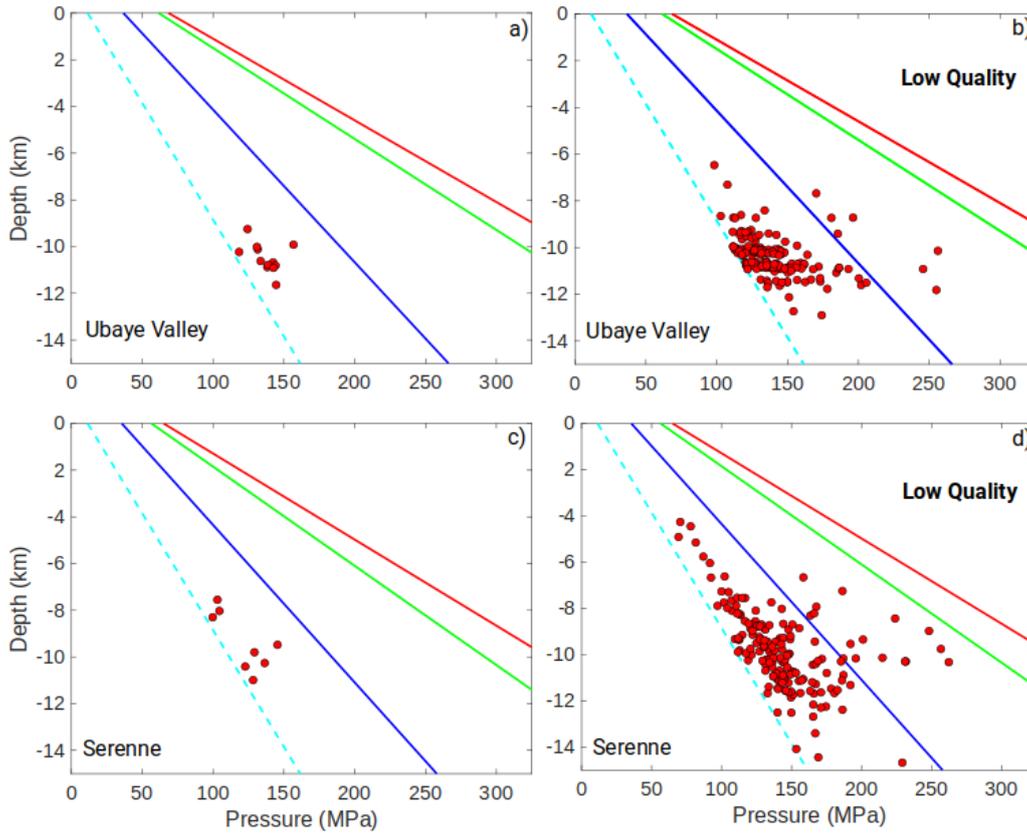


Figure C.7 : Fluid-pressure and stress-state versus depth, same as Figs.4.5.a and 4.5.b. The left and right panels show the solutions for the highest and lowest quality of the focal mechanisms from Mathey et al. (2021) catalogue, respectively. In a) and b) are the Ubaye Valley, and in c) and d) the Serenne area.

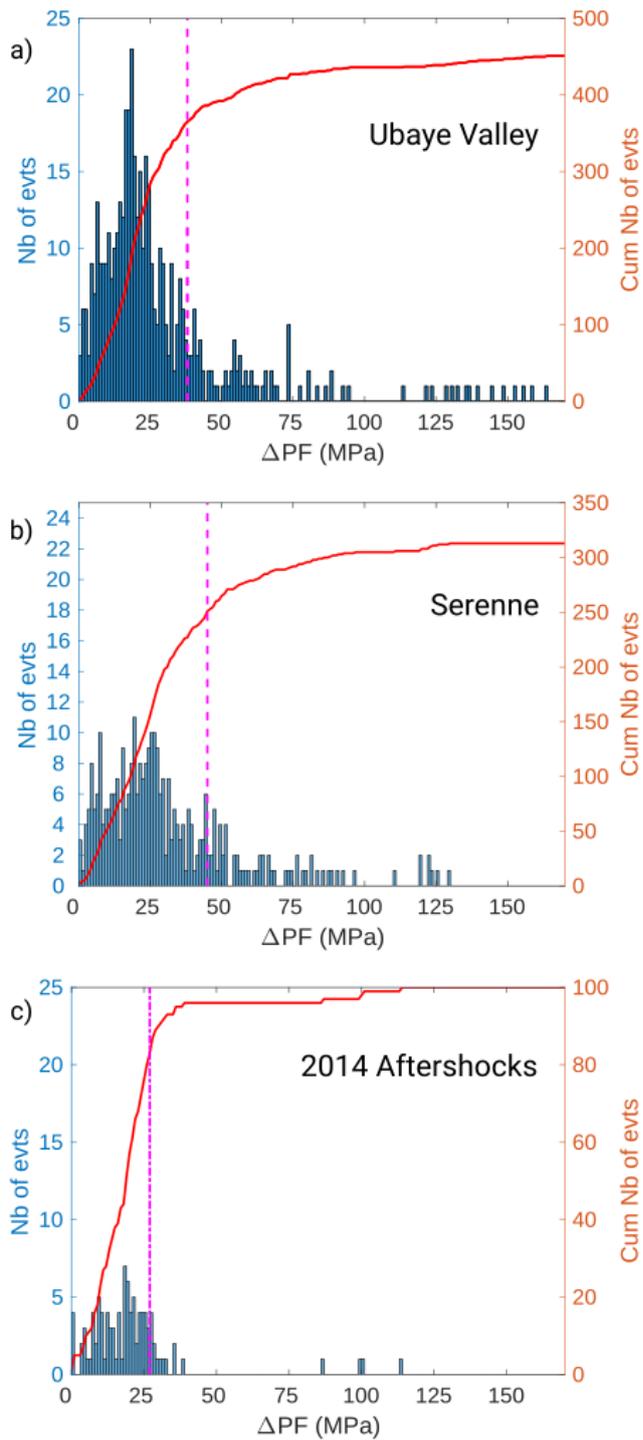


Figure C.8 : Histogram of fluid-overpressure for a) the Ubaye Valley, b) the Serenne area, and c) the 2014 aftershocks. The red curve shows the cumulative number of events as a function of fluid-overpressure (MPa). The pink dashed line shows 80% of the cumulative number of events.

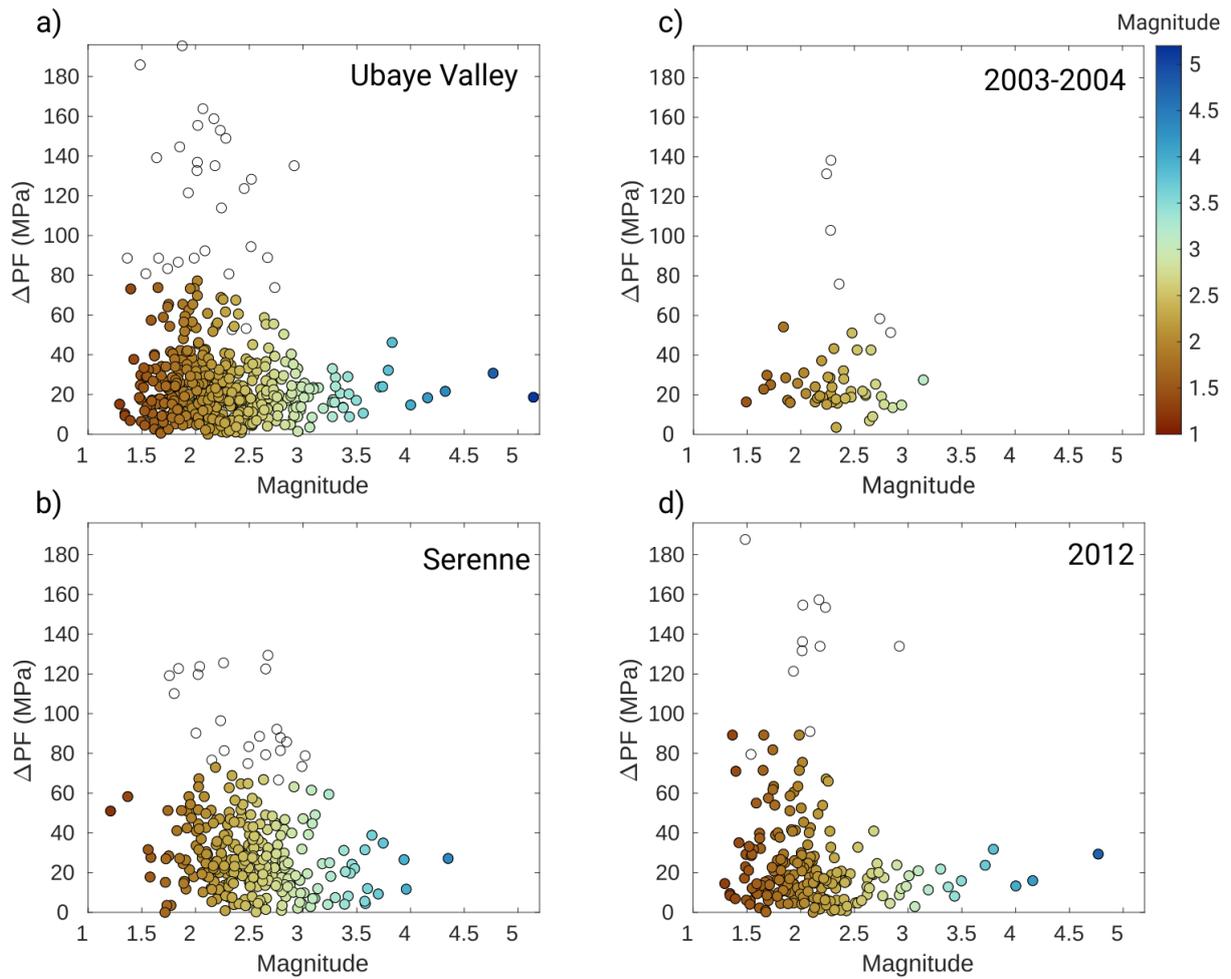


Figure C.9 : Overpressure as function of local magnitude for a) the Ubaye Valley, b) the Serenne area, c) the 2003-2004 swarm, and d) after the 2012 mainshock. The local magnitude comes from the LDG catalogue (<http://www-dase.cea.fr>). The empty circles show events with overpressure ratio higher than 3σ , which are therefore discarded from the analysis.

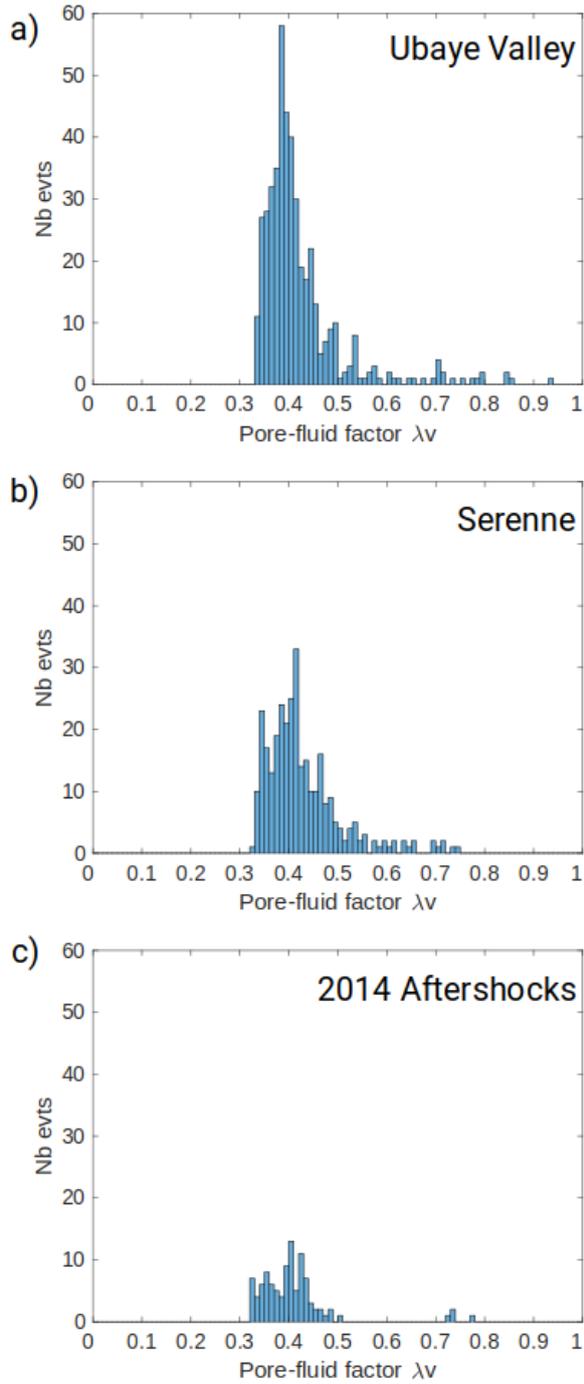


Figure C.10 : Histogram of pore-fluid factor ($\lambda\nu$), for a) the Ubaye Valley, b) the Serenne area, and c) the 2014 aftershocks.

Annexes

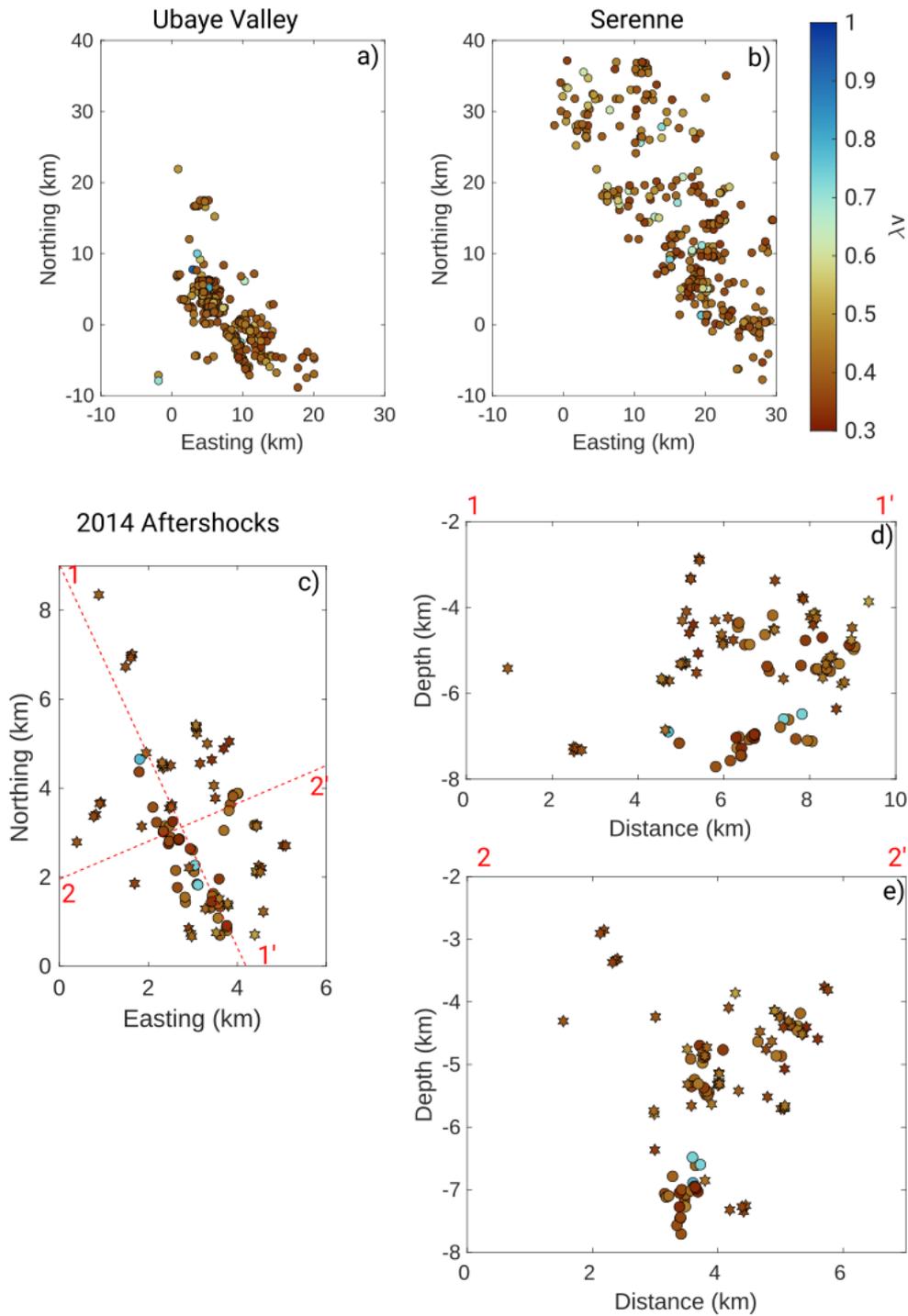


Figure C.11 : Map view of the pore-fluid factor ($\lambda\nu$) for a) the Ubaye Valley, b) the Serenne area, and c) the 2014 relocated aftershocks. In c), the red star shows the location of the 2014 mainshock (Thouvenot et al., 2016). The dashed red lines show the cross-sections that are used in d) and e). In c), d), and e), the stars and circles correspond to events belonging to swarm-like clusters and aftershock-like clusters, respectively. The depth is below sea level.

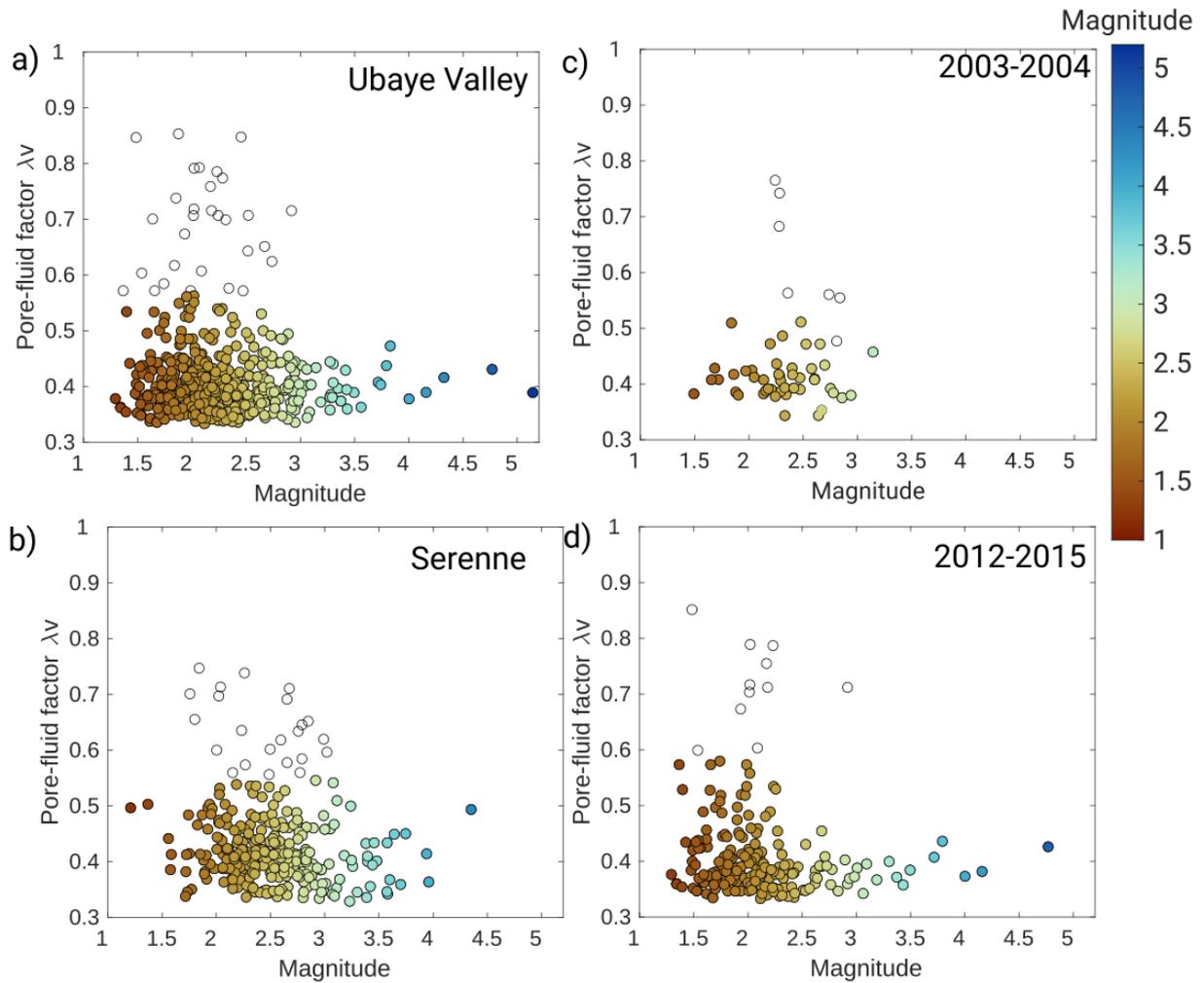


Figure C.12 : Pore-fluid factor (λv) as function of local magnitude for a) the Ubaye Valley, b) the Serenne area, c) the 2003-2004 swarm, and d) after the 2012 mainshock. The local magnitude comes from the LDG catalogue (<http://www-dase.cea.fr>). The empty circles show events with overpressure ratio higher than 3σ , which are therefore discarded from the analysis.

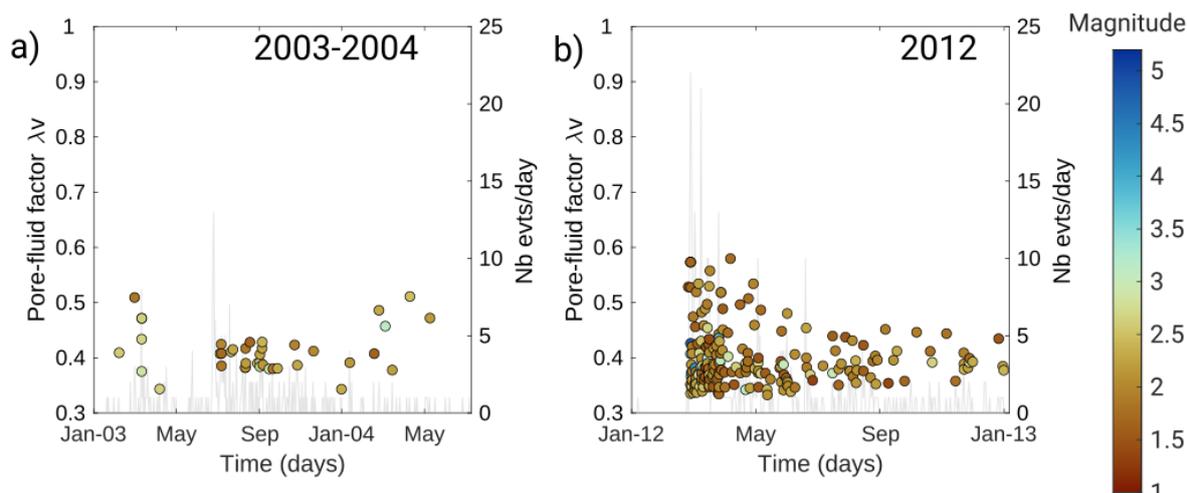


Figure C.13 : Pore-fluid factor (λv) as function of time for a) the 2003-2004 swarm and b) after the 2012 mainshock. The colour corresponds to the local magnitude from the LDG catalogue (<http://www-dase.cea.fr>). The grey bars (right axis) show the temporal distribution of earthquakes from the LDG catalogue.

Tableau C.1 : Rupture types for the different focal mechanisms catalogues, with the number of events for each types and their percentage of occurrence. SS: pure strike-slip component; SS-N: strike-slip with a normal component; SS-R: strike-slip with a reverse component; N: pure normal component; N-SS: normal with a strike-slip component; R: pure reverse component; R-SS: reverse with a strike-slip component.

Zone	SS	SS-N	SS-R	N-SS	N	R-SS	R
Full Ubaye Region	154 (19.3%)	158 (19.8%)	96 (12%)	94 (11.8%)	228 (28.5%)	32 (4%)	37 (4.6%)
Serenne	52 (16.7%)	52 (16.7%)	29 (9.2%)	36 (11.5%)	114 (36.3%)	16 (5.1%)	15 (4.7%)
Ubaye Valley	96 (21.2%)	99 (21.9%)	63 (13.9%)	51 (11.3%)	109 (24.1%)	15 (3.3%)	20 (4.1%)
Background seismicity	9 (16.4%)	16 (29%)	5 (9.1%)	10 (18.2%)	15 (27.3%)	X (0%)	1 (1.8%)
2003-2004	29 (21%)	25 (18.1%)	25 (18.1%)	13 (9.4%)	38 (27.5%)	2 (1.5%)	6 (4.3%)
2012-2015	58 (22.3%)	58 (22.3%)	33 (12.7%)	29 (11.2%)	56 (21.5%)	13 (5%)	13 (5%)
2014 Aftershocks	X (0%)	20 (20%)	3 (3%)	39 (39%)	31 (31%)	1 (1%)	6 (6%)

Annexes

Tableau C.2 : Number of focal mechanisms, orientation, R-ratio and shape-ratio of the stress-state calculated for the full Ubaye Region, the Serenne area, the Ubaye Valley, the swarm periods (2003-2004; 2015-2015), the seismicity out of a swarm period in the Ubaye Valley (Background seismicity), and the 2014 aftershocks. For comparison, results from Leclère et al. (2013) and Fojtíková and Vavryčuk (2018).

Zones	Number of Focal mechanisms	σ_1 Trend	σ_1 Plunge	σ_2 Trend	σ_2 Plunge	σ_3 Trend	σ_3 Plunge	R (R-ratio)	Φ (shape-ratio)
Full Ubaye Region	799	37 ± 8	66 ± 6	192 ± 2	22 ± 6	285 ± 1	9 ± 1	0.19 ± 0.03	0.81 ± 0.03
Serenne	314	154 ± 10	71 ± 4	5 ± 3	14 ± 9	272 ± 3	9 ± 2	0.39 ± 0.06	0.61 ± 0.06
Ubaye Valley	453	27 ± 2	40 ± 4	193 ± 3	49 ± 4	291 ± 2	7 ± 2	0.32 ± 0.04	0.68 ± 0.04
Background	55	25 ± 25	73 ± 13	194 ± 6	15 ± 14	285 ± 5	4 ± 4	0.27 ± 0.10	0.73 ± 0.10
2003-2004	138	13 ± 3	37 ± 9	193 ± 5	53 ± 9	283 ± 3	0 ± 3	0.26 ± 0.07	0.74 ± 0.07
2012-2015	260	21 ± 2	41 ± 4	192 ± 3	48 ± 4	291 ± 2	8 ± 2	0.32 ± 0.04	0.68 ± 0.04
2014 Aftershocks	100	25 ± 3	56 ± 4	212 ± 4	34 ± 4	120 ± 3	3 ± 3	0.47 ± 0.06	0.53 ± 0.06
2003-2004 (L)	74	13	12	153	74	281	9	0.30	0.70
2003-2004 (F&V)	74	11 ± 30	53 ± 30	195 ± 30	37 ± 30	103 ± 3	2 ± 3	0.15 ± 0.10	0.85 ± 0.10
2012-2015 (F&V)	13	29 ± 45	61 ± 45	188 ± 45	27 ± 45	283 ± 10	9 ± 10	0.38 ± 0.20	0.62 ± 0.20

D. Catalogue de sismicité

Dans les chapitres précédents, plusieurs catalogues de séismes ont été utilisés pour analyser la sismicité dans la région de l'Ubaye. Je présente l'ensemble des catalogues de sismicité disponible pour la région de l'Ubaye.

Tableau D.1 : *Tableau récapitulatif des catalogues disponibles sur l'empreinte spatiale : N44.3-E6.35 ; N44.8-E7.01. * : le catalogue commence en 462, mais aucun séisme n'est répertorié dans la zone étudiée. ** : le catalogue commence le 10 avril et finit le 10 juin de la même année.*

Name	Number of events	Start (Year)	End not included (Year)	Magnitude Type	Authors
Historical seismicity	141	1766	1965	Intensity (MSK-64)	Scotti et al. (2004)
SIHex20	8785	1962	2020	Mw	Cara et al. (2015), https://gitlab.com/eost/bulletins/-/tree/master/sismicite_1962_2020
FCAT-17*	3798	1590	2009	Mw	Manchuel et al. (2018)
LDG	6356	1965	2019	ML	CEA
Sismoazur	1675	2014	2022	Mw	Géoazur
Reloc 2003-2004 swarm	959	2003	2004	ML	Daniel et al. (2011)
Reloc 2012-2015 swarm	3001	2012	2015	ML	Thouvenot et al. (2016), SISmalp
Reloc 2014**	5946	2014	2014	ML	De Barros et al. (2019)

Annexes

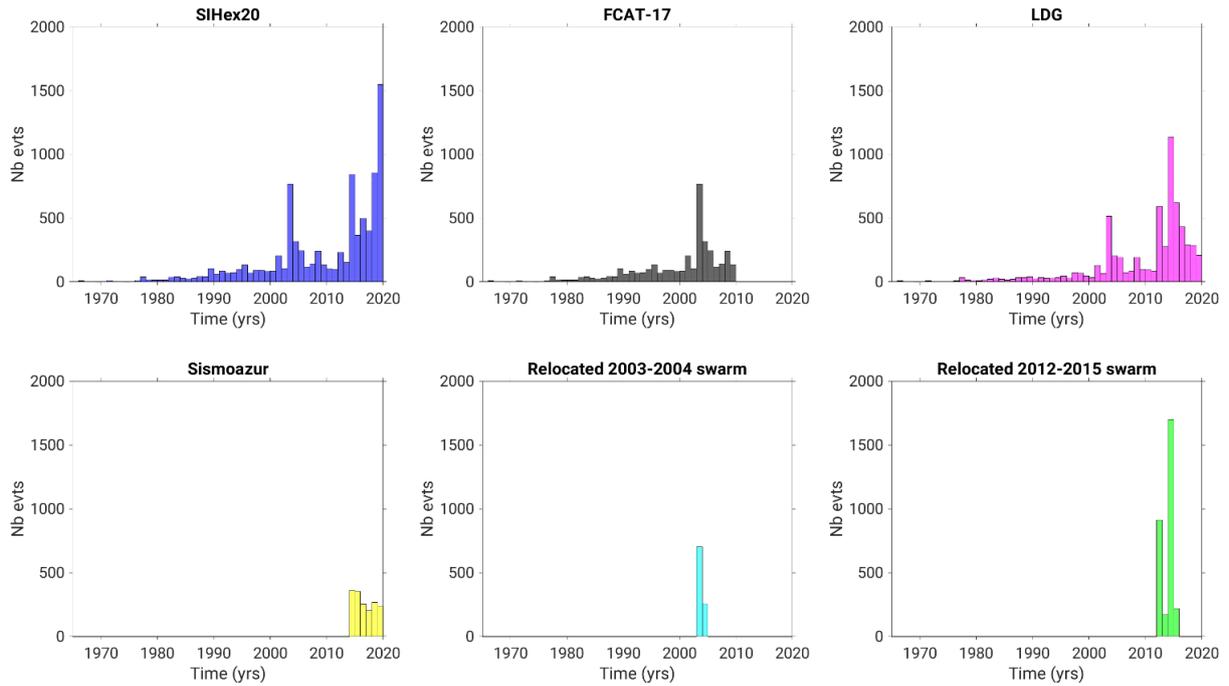


Figure D.1 : Distribution temporelle pour les différents catalogues disponibles dans la région de l'Ubaye.

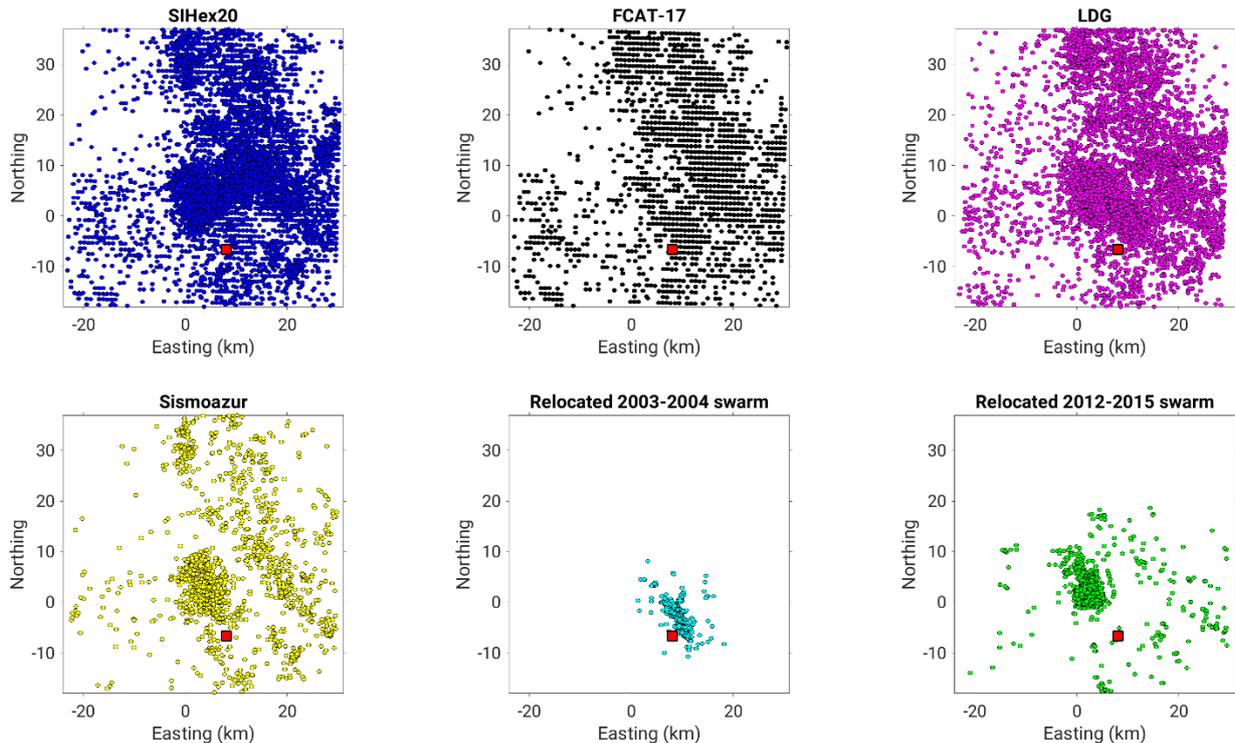


Figure D.2 : Carte des épicentres des différents catalogues disponibles sur la région de l'Ubaye. Les couleurs sont similaires à la Figure D.1. Le carré rouge correspond à la position de la ville de Jausiers.

a. SisFrance

La base de données macrosismique SisFrance regroupe tous les séismes historiques ayant été ressentis et localisés (Scotti et al., 2004). Comme décrit dans le Chapitre 2, le catalogue fournit une localisation

de l'événement basée sur les intensités ressenties avec une incertitude de localisation (bien localisé à arbitrairement localisé) et une intensité épiscopale (MSK-64) associée à une incertitude d'intensité (bien contraint à très mal contraint) pour la plupart des événements. Sur la région de l'Ubaye, 141 événements ont été localisés sur la période 1766-1965 (Tab.D.1 ; Fig.2.3).

b. SIHex20

Le catalogue SIHex a été construit dans l'objectif d'obtenir un catalogue instrumental le plus complet possible en France métropolitaine depuis 1962 (Cara et al., 2015) et qui s'est arrêté en 2009. Cela a été rendu possible par la collaboration des différents réseaux sismiques français et frontaliers et des observatoires français. Ce projet a été mis en place par le Bureau Centrale de Sismologie Française (BCSF) ainsi que par le Laboratoire de Détection et de Géophysique (LDG) du CEA. Pour harmoniser les magnitudes de moment, Cara et al. (2015, 2017) propose une loi convertissant les magnitudes locales du LDG en magnitude de moment en se basant sur les travaux de Denieul et al. (2015). Sur la région de l'Ubaye, 8785 séismes ont été localisés sur la période 1965-2020 (Tab.D.1 ; Fig.D.1 ; Fig.D.2). Sur la période 2010-2020, les données sont complétées par celles du BCSF-RENASS/Résif-Epos après conversions des magnitudes locales en magnitudes de moments.

c. FCAT-17

Le catalogue FCAT-17 a été créé avec pour objectif de réaliser un catalogue de sismicité harmonisé pour l'ensemble de la France métropolitaine (Manchuel et al., 2018). Ce catalogue est composé d'événements historiques provenant du catalogue SisFrance (463-1965) et d'événements instrumentaux provenant du catalogue SIHex (1962-2009). Manchuel et al. (2018) ont utilisé diverses méthodes (Calibration d'intensity prediction equations (IPEs) et inversion ; Baumont et al. (2018), Traversa et al. (2018)) pour définir une magnitude de moment (M_w) ainsi qu'une profondeur hypocentrale pour l'ensemble des événements. Sur la région de l'Ubaye, 3798 événements ont été localisés sur la période 1766-2009 (Tab.D.1 ; Fig.D.1 ; Fig.D.2).

d. LDG

Le catalogue répertorie les séismes détectés par les stations du LDG sur la période 1962 jusqu'à aujourd'hui (<http://www-dase.cea.fr>). Ce catalogue a déjà été présenté et utilisé dans les précédentes sections (Chapitre 2, Chapitre 4). Sur la région de l'Ubaye, 6356 séismes sont localisés sur la période 1965-2019 (Tab.D.1 ; Fig.D.1 ; Fig.D.2).

e. Sismoazur

Le catalogue Sismoazur est compilé par le laboratoire Géoazur depuis 2014 (<https://sismoazur.oca.eu>). Sur la région de l'Ubaye, 1675 séismes ont été localisés sur la période 2014-2020 (Tab.D.1 ; Fig.D.1 ; Fig.D.2).

f. Catalogue de 2003-2004 (relocalisation par Daniel et al. (2011))

Daniel et al. (2011) ont relocalisé moins de 10% des 16 147 séismes enregistrés lors de l'essaim de 2003-2004 (Jenatton et al., 2007). Au total, sur la région de l'Ubaye, 959 séismes sont relocalisés sur la période 2003-2004 (Tab.D.1 ; Fig.D.1 ; Fig.D.2).

g. Catalogue de 2012-2015 (relocalisation par Thouvenot et al. (2016))

Thouvenot et al. (2016) ont relocalisé la séquence sismique de 2012-2015. Ce catalogue est déjà présenté et utilisé dans les sections Chapitre 2, Chapitre 3, et Chapitre 4. Sur la région de l'Ubaye, environ 3000 sont relocalisés (Tab.D.1 ; Fig.D.1 ; Fig.D.2).

h. Catalogue des répliques relocalisées de 2014 (De Barros et al., 2019)

Le catalogue de relocalisation des répliques de 2014 réalisé par De Barros et al. (2019) est présenté en détail dans le Chapitre 3 (Tab.D.1 ; Fig.3.4).

Annexes

B. Références Bibliographiques

- Abramowitz, M., Stegun, I.A., 1972. Handbook of mathematical functions with formulas, graphs, and mathematical tables, in: Appl.
- Aki, K., 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo* 43, 237–239.
- Aki, K., Richards, P.G., 1980. Quantitative seismology (2 volumes).
- Amezawa, Y., Maeda, T., Kosuga, M., 2021. Migration diffusivity as a controlling factor in the duration of earthquake swarms. *Earth, Planets and Space* 73, 1–11.
- Amorèse, D., 2007. Applying a change-point detection method on frequency-magnitude distributions. *Bulletin of the Seismological Society of America* 97, 1742–1749.
- Asefa, J., Ayele, A., 2021. Seismicity of the East African Rift System for the period 2013 to 2016. *Journal of African Earth Sciences* 183, 104315.
- Assumpção, M., 1981. The NW Scotland earthquake swarm of 1974. *Geophysical Journal International* 67, 577–586.
- Assumpção, M., Marza, V., Barros, L., Chimpliganond, C., Soares, J.E., Carvalho, J., Caixeta, D., Amorim, A., Cabral, E., 2002. Reservoir-induced seismicity in Brazil, in: *The Mechanism of Induced Seismicity*. Springer, pp. 597–617.
- Atakan, K., Lindholm, C.D., Havskov, J., 1994. Earthquake swarm in Steigen, northern Norway: an unusual example of intraplate seismicity. *Terra Nova* 6, 180–194.
- Audin, L., Avouac, J.-P., Flouzat, M., Plantet, J.-L., 2002. Fluid-driven seismicity in a stable tectonic context: The Remiremont fault zone, Vosges, France. *Geophysical research letters* 29, 13–1.
- Avouac, J.-P., 2012. Human-induced shaking. *Nature Geoscience* 5, 763–764.
- Bachmann, C.E., Wiemer, S., Goertz-Allmann, B.P., Woessner, J., 2012. Influence of pore-pressure on the event-size distribution of induced earthquakes. *Geophysical Research Letters* 39.
- Bachura, M., Fischer, T., Doubravová, J., Horálek, J., 2021. From earthquake swarm to a main shock–aftershocks: the 2018 activity in West Bohemia/Vogtland. *Geophysical Journal International* 224, 1835–1848.
- Baietto, A., Perello, P., Cadoppi, P., Martinotti, G., 2009. Alpine tectonic evolution and thermal water circulations of the Argentera Massif (South-Western Alps). *Swiss Journal of Geosciences* 102, 223–245.
- Baisch, S., Vörös, R., Rothert, E., Stang, H., Jung, R., Schellschmidt, R., 2010. A numerical model for fluid injection induced seismicity at Soultz-sous-Forêts. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 47, 405–413.
- Balasco, M., Lapenna, V., Romano, G., Siniscalchi, A., Stabile, T.A., Telesca, L., 2014. Electric and magnetic field changes observed during a seismic swarm in Pollino Area (southern Italy). *Bulletin of the Seismological Society of America* 104, 1289–1298.
- Baques, M., De Barros, L., Duverger, C., Jomard, H., Godano, M., Courboulex, F., Larroque, C., 2021. Seismic activity in the Ubaye Region (French Alps): a specific behaviour highlighted by mainshocks and swarm sequences. *Comptes Rendus. Géoscience* 353, 1–25. <https://doi.org/10.5802/crgeos.76>
- Barletta, V.R., Ferrari, C., Diolaiuti, G., Carnielli, T., Sabadini, R., Smiraglia, C., 2006. Glacier shrinkage and modeled uplift of the Alps. *Geophysical Research Letters* 33.
- Bartlow, N.M., Wallace, L.M., Beavan, R.J., Bannister, S., Segall, P., 2014. Time-dependent modeling of slow slip events and associated seismicity and tremor at the Hikurangi subduction zone, New Zealand. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 734–753.
- Bath, M., 2013. *Introduction to seismology*. Birkhäuser.
- Båth, M., 1965. Lateral inhomogeneities of the upper mantle. *Tectonophysics* 2, 483–514.

Références Bibliographiques

- Baumont, D., Manchuel, K., Traversa, P., Durouchoux, C., Nayman, E., Ameri, G., 2018. Intensity predictive attenuation models calibrated in Mw for metropolitan France. *Bulletin of Earthquake Engineering* 16, 2285–2310.
- Bayrak, Y., Öztürk, S., 2004. Spatial and temporal variations of the aftershock sequences of the 1999 İzmit and Düzce earthquakes. *Earth, planets and space* 56, 933–944.
- Beaucé, E., Frank, W.B., Paul, A., Campillo, M., van der Hilst, R.D., 2019. Systematic detection of clustered seismicity beneath the Southwestern Alps. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 124, 11,531–11,548.
- Beauval, C., Bard, P.-Y., 2021. History of probabilistic seismic hazard assessment studies and seismic zonations in mainland France. *Comptes Rendus. Géoscience* 353, 413–440.
- Beauval, C., Hainzl, S., Scherbaum, F., 2006. Probabilistic seismic hazard estimation in low-seismicity regions considering non-Poissonian seismic occurrence. *Geophysical Journal International* 164, 543–550.
- Benoit, J.P., McNutt, S.R., 1996. Global volcanic earthquake swarm database and preliminary analysis of volcanic earthquake swarm duration. *Annali di Geofisica* 39, 221.
- Ben-Zion, Y., Lyakhovskiy, V., 2006. Analysis of aftershocks in a lithospheric model with seismogenic zone governed by damage rheology. *Geophysical Journal International* 165, 197–210.
- Bertil, D., Mercury, N., Doubre, C., Lemoine, A., Van der Woerd, J., 2021. The unexpected Mayotte 2018–2020 seismic sequence: a reappraisal of the regional seismicity of the Comoros. *Comptes Rendus. Géoscience* 353, 1–25.
- Bettinelli, P., Avouac, J.-P., Flouzat, M., Bollinger, L., Ramillien, G., Rajaure, S., Sapkota, S., 2008. Seasonal variations of seismicity and geodetic strain in the Himalaya induced by surface hydrology. *Earth and Planetary Science Letters* 266, 332–344.
- Beucler, É., Bonnin, M., Hourcade, C., van Vliet-Lanoë, B., Perrin, C., Provost, L., Mocquet, A., Battaglia, J., Geoffroy, L., Steer, P., 2021. Characteristics and possible origins of the seismicity in northwestern France. *Comptes Rendus. Géoscience* 353, 53–77.
- Bianco, F., Del Pezzo, E., Saccorotti, G., Ventura, G., 2004. The role of hydrothermal fluids in triggering the July–August 2000 seismic swarm at Campi Flegrei, Italy: evidence from seismological and mesostructural data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 133, 229–246.
- Bignami, C., Valerio, E., Carminati, E., Doglioni, C., Tizzani, P., Lanari, R., 2019. Volume unbalance on the 2016 Amatrice-Norcia (Central Italy) seismic sequence and insights on normal fault earthquake mechanism. *Scientific reports* 9, 1–13.
- Blanpied, M.L., Lockner, D.A., Byerlee, J.D., 1992. An earthquake mechanism based on rapid sealing of faults. *Nature* 358, 574–576.
- Bollinger, L., Le Dortz, K., Duverger, C., Vallage, A., Marin, S., Leroy, Y.M., 2021. Seismic swarms in Tricastin, lower Rhône Valley (France): review of historical and instrumental seismicity and models. *Comptes Rendus. Géoscience* 353, 585–606.
- Bosl, W.J., Nur, A., 2002. Aftershocks and pore fluid diffusion following the 1992 Landers earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107, ESE-17.
- Bott, M.H.P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geological magazine* 96, 109–117.
- Bourouis, S., Bernard, P., 2007. Evidence for coupled seismic and aseismic fault slip during water injection in the geothermal site of Soultz (France), and implications for seismogenic transients. *Geophysical Journal International* 169, 723–732.
- Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G., Weise, S.M., 2003. Isotopic evidence ($^3\text{He}/^4\text{He}$, of fluid-triggered intraplate seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108.
- Braunmiller, J., Nábělek, J.L., Tréhu, A.M., 2014. A seasonally modulated earthquake swarm near Maupin, Oregon. *Geophysical Journal International* 197, 1736–1743.
- Brune, J.N., 1971. Seismic sources, fault plane studies and tectonics. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 52, IUGG-178.
- Brune, J.N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of geophysical research* 75, 4997–5009.

Références Bibliographiques

- Bürgmann, R., Ergintav, S., Segall, P., Hearn, E.H., McClusky, S., Reilinger, R.E., Woith, H., Zschau, J., 2002. Time-dependent distributed afterslip on and deep below the Izmit earthquake rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92, 126–137.
- Byerlee, J.D., 1970. The mechanics of stick-slip. *Tectonophysics* 9, 475–486.
- Calais, E., Camelbeeck, T., Stein, S., Liu, M., Craig, T.J., 2016. A new paradigm for large earthquakes in stable continental plate interiors. *Geophysical Research Letters* 43, 10–621.
- Cappa, F., Rutqvist, J., Yamamoto, K., 2009. Modeling crustal deformation and rupture processes related to upwelling of deep CO₂-rich fluids during the 1965–1967 Matsushiro earthquake swarm in Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 114.
- Cappa, F., Scuderi, M.M., Collettini, C., Guglielmi, Y., Avouac, J.-P., 2019. Stabilization of fault slip by fluid injection in the laboratory and in situ. *Science advances* 5, eaau4065.
- Cara, M., Cansi, Y., Schlupp, A., Arroucau, P., Béthoux, N., Beucler, E., Bruno, S., Calvet, M., Chevrot, S., Deboissy, A., 2015. SI-Hex: a new catalogue of instrumental seismicity for metropolitan France. *Bulletin de la Société Géologique de France* 186, 3–19.
- Cara, M., Denieul, M., Sèbe, O., Delouis, B., Cansi, Y., Schlupp, A., 2017. Magnitude M_w in metropolitan France. *Journal of Seismology* 21, 551–565.
- Cetin, E., Cakir, Z., Meghraoui, M., Ergintav, S., Akoglu, A.M., 2014. Extent and distribution of aseismic slip on the Isetpaşa segment of the North Anatolian Fault (Turkey) from Persistent Scatterer InSAR. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15, 2883–2894.
- Cheloni, D., D’Agostino, N., Selvaggi, G., Avallone, A., Fornaro, G., Giuliani, R., Reale, D., Sansosti, E., Tizzani, P., 2017. Aseismic transient during the 2010–2014 seismic swarm: evidence for longer recurrence of $M \geq 6.5$ earthquakes in the Pollino gap (Southern Italy)? *Scientific reports* 7, 1–10.
- Chen, X., Shearer, P.M., Abercrombie, R.E., 2012. Spatial migration of earthquakes within seismic clusters in Southern California: Evidence for fluid diffusion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117.
- Chiarabba, C., Amato, A., Anselmi, M., Baccheschi, P., Bianchi, I., Cattaneo, M., Cecere, G., Chiaraluca, L., Ciaccio, M.G., De Gori, P., 2009. The 2009 L’Aquila (central Italy) MW6.3 earthquake: Main shock and aftershocks. *Geophysical Research Letters* 36.
- Chiaraluca, L., Ellsworth, W.L., Chiarabba, C., Cocco, M., 2003. Imaging the complexity of an active normal fault system: The 1997 Colfiorito (central Italy) case study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108.
- Chiaraluca, L., Valoroso, L., Piccinini, D., Di Stefano, R., De Gori, P., 2011. The anatomy of the 2009 L’Aquila normal fault system (central Italy) imaged by high resolution foreshock and aftershock locations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116.
- Chiu, J.-M., Johnston, A.C., Metzger, A.G., Haar, L., Fletcher, J., 1984. Analysis of analog and digital records of the 1982 Arkansas earthquake swarm. *Bulletin of the Seismological Society of America* 74, 1721–1742.
- Chmiel, M., Godano, M., Piantini, M., Brigode, P., Gimbert, F., Bakker, M., Courboux, F., Ampuero, J.-P., Rivet, D., Sladen, A., 2022. Brief communication: Seismological analysis of flood dynamics and hydrologically triggered earthquake swarms associated with Storm Alex. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 22, 1541–1558.
- Christiansen, L.B., Hurwitz, S., Saar, M.O., Ingebritsen, S.E., Hsieh, P.A., 2005. Seasonal seismicity at western United States volcanic centers. *Earth and Planetary Science Letters* 240, 307–321.
- Cifuentes, I.L., 1989. The 1960 Chilean earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94, 665–680.
- Collettini, C., Barchi, M.R., De Paola, N., Trippetta, F., Tinti, E., 2022. Rock and fault rheology explain differences between on fault and distributed seismicity. *Nature communications* 13, 1–11.
- Collettini, C., Trippetta, F., 2007. A slip tendency analysis to test mechanical and structural control on aftershock rupture planes. *Earth and Planetary Science Letters* 255, 402–413.
- Cornou, C., Ampuero, J.-P., Aubert, C., Audin, L., Baize, S., Billant, J., Brenguier, F., Causse, M., Chlieh, M., Combey, A., 2021. Rapid response to the $M_{\text{S}} 6.5$ earthquake in the

Références Bibliographiques

- w\$} \$4.9 earthquake of November 11, 2019 in Le Teil, Lower Rhône Valley, France. *Comptes Rendus. Géoscience* 353, 1–23.
- Courboulex, F., Dujardin, A., Vallee, M., Delouis, B., Sira, C., Deschamps, A., Honore, L., Thouvenot, F., 2013. High-Frequency Directivity Effect for an Mw 4.1 Earthquake, Widely Felt by the Population in Southeastern France. *Bulletin of the Seismological Society of America* 103, 3347–3353. <https://doi.org/10.1785/0120130073>
- Courboulex, F., Larroque, C., Deschamps, A., Kohrs-Sansorny, C., Gélis, C., Got, J.L., Charreau, J., Stéphan, J.F., Béthoux, N., Virieux, J., 2007. Seismic hazard on the French Riviera: observations, interpretations and simulations. *Geophysical Journal International* 170, 387–400.
- Cox, S.F., 2016. Injection-driven swarm seismicity and permeability enhancement: Implications for the dynamics of hydrothermal ore systems in high fluid-flux, overpressured faulting regimes—An invited paper. *Economic Geology* 111, 559–587.
- Cramer, F., 2018. Scientific colour maps. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.1243862>
- Cuenot, O., 2003. Les algorithmes de detection automatique d'ondes sismiques. *LTA* 1, 3.
- Dalaison, M., Jolivet, R., van Rijnsingen, E.M., Michel, S., 2021. The interplay between seismic and aseismic slip along the Chaman fault illuminated by InSAR. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 126, e2021JB021935.
- Daniel, G., Prono, E., Renard, F., Thouvenot, F., Hainzl, S., Marsan, D., Helmstetter, A., Traversa, P., Got, J.-L., Jenatton, L., 2011. Changes in effective stress during the 2003–2004 Ubaye seismic swarm, France. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116.
- Danré, P., De Barros, L., Cappa, F., 2022. Inferring fluid volume during earthquake swarms using seismic catalogs. *Geophysical Journal International*.
- D'Auria, L., Barrancos, J., Padilla, G.D., Pérez, N.M., Hernández, P.A., Melián, G., Padrón, E., Asensio-Ramos, M., García-Hernández, R., 2019. The 2016 Tenerife (Canary Islands) Long-Period Seismic Swarm. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 124, 8739–8752.
- De Barros, L., Baques, M., Godano, M., Helmstetter, A., Deschamps, A., Larroque, C., Courboulex, F., 2019. Fluid-Induced Swarms and Coseismic Stress Transfer: A Dual Process Highlighted in the Aftershock Sequence of the 7 April 2014 Earthquake (Ml 4.8, Ubaye, France). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 124, 3918–3932.
- De Barros, L., Cappa, F., Deschamps, A., Dublanchet, P., 2020. Imbricated Aseismic Slip and Fluid Diffusion Drive a Seismic Swarm in the Corinth Gulf, Greece. *Geophysical Research Letters* 47, e2020GL087142.
- De Barros, L., Deschamps, A., Sladen, A., Lyon-Caen, H., Voulgaris, N., 2017. Investigating dynamic triggering of seismicity by regional earthquakes: The case of the Corinth Rift (Greece). *Geophysical Research Letters* 44, 10–921.
- De Barros, L., Guglielmi, Y., Rivet, D., Cappa, F., Duboeuf, L., 2018. Seismicity and fault aseismic deformation caused by fluid injection in decametric in-situ experiments. *Comptes Rendus Geoscience* 350, 464–475.
- De Barros, L., Wynants-Morel, N., Cappa, F., Danré, P., 2021. Migration of Fluid-Induced Seismicity Reveals the Seismogenic State of Faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 126, e2021JB022767.
- De Novellis, V., Convertito, V., Valkaniotis, S., Casu, F., Lanari, R., Monterroso Tobar, M.F., Pino, N.A., 2021. Author Correction: Coincident locations of rupture nucleation during the 2019 Le Teil earthquake, France and maximum stress change from local cement quarrying. *Communications Earth & Environment* 2, 1–6.
- Deichmann, N., Baer, M., Braunmiller, J., Husen, S., Fäh, D., Giardini, D., Kästli, P., Kradofer, U., Wiemer, S., 2006. Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2005. *Eclogae Geologicae Helveticae* 99, 443–452.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.-D., Burkhard, M., 2004. Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophysical Journal International* 158, 753–774.

Références Bibliographiques

- Denieul, M., Sèbe, O., Cara, M., Cansi, Y., 2015. M w Estimation from Crustal Coda Waves Recorded on Analog Seismograms. *Bulletin of the Seismological Society of America* 105, 831–849.
- Dieterich, J., 1994. A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99, 2601–2618.
- Dobre, C., Meghraoui, M., Masson, F., Lambotte, S., Jund, H., de Berc, M.B., Grunberg, M., 2021. Seismotectonics in Northeastern France and neighboring regions. *Comptes Rendus. Géoscience* 353, 153–185.
- Dublanchet, P., De Barros, L., 2021. Dual seismic migration velocities in seismic swarms. *Geophysical Research Letters* 48, e2020GL090025.
- Duboeuf, L., De Barros, L., Kakurina, M., Guglielmi, Y., Cappa, F., Valley, B., 2021. Aseismic deformations perturb the stress state and trigger induced seismicity during injection experiments. *Geophysical Journal International* 224, 1464–1475.
- Dumont, T., Schwartz, S., Guillot, S., Malusa, M., Jouvent, M., Monié, P., Verly, A., 2022. Cross-propagation of the western Alpine orogen from early to late deformation stages: Evidence from the Internal Zones and implications for restoration. *Earth-Science Reviews* 104106.
- Duverger, C., Godano, M., Bernard, P., Lyon-Caen, H., Lambotte, S., 2015. The 2003–2004 seismic swarm in the western Corinth rift: Evidence for a multiscale pore pressure diffusion process along a permeable fault system. *Geophysical Research Letters* 42, 7374–7382.
- Duverger, C., Lambotte, S., Bernard, P., Lyon-Caen, H., Deschamps, A., Nercessian, A., 2018. Dynamics of microseismicity and its relationship with the active structures in the western Corinth Rift (Greece). *Geophysical Journal International* 215, 196–221.
- Duverger, C., Mazet-Roux, G., Bollinger, L., Guilhem Trilla, A., Vallage, A., Hernandez, B., Cansi, Y., 2021. A decade of seismicity in metropolitan France (2010-2019): the CEA/LDG methodologies and observations. *BSGF - Earth Sciences Bulletin* 192.
- Ebel, J.E., 2016. An enigmatic little earthquake swarm near Searsport, Maine. *Seismological Research Letters* 87, 207–214.
- El-Isa, Z.H., Eaton, D.W., 2014. Spatiotemporal variations in the b-value of earthquake magnitude–frequency distributions: Classification and causes. *Tectonophysics* 615, 1–11.
- Enescu, B., Enescu, D., Ito, K., 2011. Values of b and p: their variations and relation to physical processes for earthquakes in Japan and Romania. *Rom. J. Phys* 56, 590–608.
- Enescu, B., Ito, K., 2002. Spatial analysis of the frequency-magnitude distribution and decay rate of aftershock activity of the 2000 Western Tottori earthquake. *Earth, planets and space* 54, 847–859.
- Eva, E., Malusà, M.G., Solarino, S., 2020. Seismotectonics at the Transition Between Opposite-Dipping Slabs (Western Alpine Region). *Tectonics* 39, e2020TC006086.
- Eva, E., Solarino, S., 1998. Variations of stress directions in the western Alpine arc. *Geophysical Journal International* 135, 438–448.
- Eyre, T.S., Eaton, D.W., Garagash, D.I., Zecevic, M., Venieri, M., Weir, R., Lawton, D.C., 2019. The role of aseismic slip in hydraulic fracturing–induced seismicity. *Science advances* 5, eaav7172.
- Eyre, T.S., Zecevic, M., Salvage, R.O., Eaton, D.W., 2020. A long-lived swarm of hydraulic fracturing–induced seismicity provides evidence for aseismic slip. *Bulletin of the Seismological Society of America* 110, 2205–2215.
- Farrell, J., Husen, S., Smith, R.B., 2009. Earthquake swarm and b-value characterization of the Yellowstone volcano-tectonic system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 188, 260–276.
- Farrell, J., Smith, R.B., Taira, T., Chang, W.-L., Puskas, C.M., 2010. Dynamics and rapid migration of the energetic 2008–2009 Yellowstone Lake earthquake swarm. *Geophysical Research Letters* 37.
- Fehler, M., House, L., Kaieda, H., 1987. Determining planes along which earthquakes occur: Method and application to earthquakes accompanying hydraulic fracturing. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 92, 9407–9414.

Références Bibliographiques

- Felzer, K.R., Brodsky, E.E., 2006. Decay of aftershock density with distance indicates triggering by dynamic stress. *Nature* 441, 735–738.
- Fiedler, B., Hainzl, S., Zöller, G., Holschneider, M., 2018. Detection of Gutenberg–Richter b-Value Changes in Earthquake Time Series. *Bulletin of the Seismological Society of America* 108, 2778–2787.
- Fiedler, G.B., 1974. Local b-values related to seismicity. *Tectonophysics* 23, 277–282.
- Fischer, T., Hainzl, S., 2021. The growth of earthquake clusters. *Frontiers in Earth Science* 9, 638336.
- Fischer, T., Horálek, J., 2003. Space-time distribution of earthquake swarms in the principal focal zone of the NW Bohemia/Vogtland seismoactive region: period 1985–2001. *Journal of Geodynamics* 35, 125–144.
- Fischer, T., Horálek, J., Hrubcová, P., Vavryčuk, V., Bräuer, K., Kämpf, H., 2014a. Intra-continental earthquake swarms in West-Bohemia and Vogtland: a review. *Tectonophysics* 611, 1–27.
- Fischer, T., Horálek, J., Hrubcová, P., Vavryčuk, V., Bräuer, K., Kämpf, H., 2014b. Intra-continental earthquake swarms in West-Bohemia and Vogtland: a review. *Tectonophysics* 611, 1–27.
- Fojtíková, L., Vavryčuk, V., 2018. Tectonic stress regime in the 2003–2004 and 2012–2015 earthquake swarms in the Ubaye Valley, French Alps. *Pure and Applied Geophysics* 175, 1997–2008.
- Fonsêca, J.A.S., Ferreira, J.M., do Nascimento, A.F., Bezerra, F.H.R., Neto, H.L., de Menezes, E.A.S., 2021. Intraplate earthquakes in the Potiguar Basin, Brazil: Evidence for superposition of local and regional stresses and implications for moderate-size earthquake occurrence. *Journal of South American Earth Sciences* 110, 103370.
- Fréchet, J., Pavoni, N., 1979. Etude de la sismicité de la zone Briançonnaise entre Pelvoux et Argentera (Alpes Occidentales) à l'aide d'un réseau de stations portables. *Eclogae Geologicae Helveticae* 72, 763–779.
- Fréchet, J., Thouvenot, F., Frogneux, M., Deichmann, N., Cara, M., 2011. The M_w 4.5 Vallorcine (French Alps) earthquake of 8 September 2005 and its complex aftershock sequence. *Journal of seismology* 15, 43–58.
- Fry, N., 1989. Southwestward thrusting and tectonics of the western Alps. Geological Society, London, Special Publications 45, 83–109.
- Gardi, A., Baize, S., Scotti, O., 2010. Present-day vertical isostatic readjustment of the Western Alps revealed by numerical modelling and geodetic and seismotectonic data. Geological Society, London, Special Publications 332, 115–128.
- Geffers, G.M., Main, I.G., Naylor, M., 2022. Biases in estimating b-values from small earthquake catalogues: how high are high b-values? *Geophysical Journal International* 229, 1840–1855.
- Gephart, J.W., Forsyth, D.W., 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 89, 9305–9320.
- GHAFFIRI, A., 1995. Paleosismicité de failles actives en contexte de sismicité modérée: application à l'évaluation de l'aléa sismique dans le sud-est de la France (PhD Thesis). Paris 11.
- Ghosh, A., Newman, A.V., Thomas, A.M., Farmer, G.T., 2008. Interface locking along the subduction megathrust from b-value mapping near Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Geophysical Research Letters* 35.
- Gibbons, S.J., Ringdal, F., 2006. The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation. *Geophysical Journal International* 165, 149–166.
- Gibowicz, S.J., 1973. Stress drop and aftershocks. *Bulletin of the Seismological Society of America* 63, 1433–1446.
- Godano, M., 2009. Etude théorique sur le calcul des mécanismes au foyer dans un réservoir et application à la sismicité de la saline de Vauvert (Gard) (PhD Thesis). Université Nice Sophia Antipolis.
- Godano, M., Deschamps, A., Lambotte, S., Lyon-Caen, H., Bernard, P., Pacchiani, F., 2014. Focal mechanisms of earthquake multiplets in the western part of the Corinth Rift (Greece): influence of the velocity model and constraints on the geometry of the active faults. *Geophysical Journal International* 197, 1660–1680.

Références Bibliographiques

- Godano, M., Larroque, C., Bertrand, E., Courboux, F., Deschamps, A., Salichon, J., Blaud-Guerry, C., Fourteau, L., Charléty, J., Deshayes, P., 2013. The October–November 2010 earthquake swarm near Sampeyre (Piedmont region, Italy): a complex multicluster sequence. *Tectonophysics* 608, 97–111.
- Godano, M., Regnier, M., Deschamps, A., Bardainne, T., Gaucher, E., 2009. Focal mechanisms from sparse observations by nonlinear inversion of amplitudes: method and tests on synthetic and real data. *Bulletin of the Seismological Society of America* 99, 2243–2264.
- Godel, B., 2003. Déformations actuelles dans le massif de l'Argentera-Mercantour: caractérisation des structures actives par une approche combinée géomorphologie-sismotectonique. D.E.A. Dynamique de la Lithosphère, Université de Nice–Sophia Antipolis unpublished report, 114.
- Goebel, T.H.W., Hosseini, S.M., Cappa, F., Hauksson, E., Ampuero, J.P., Aminzadeh, F., Saleeby, J.B., 2016. Wastewater disposal and earthquake swarm activity at the southern end of the Central Valley, California. *Geophysical Research Letters* 43, 1092–1099.
- González, P.J., Tiampo, K.F., Palano, M., Cannavó, F., Fernández, J., 2012. The 2011 Lorca earthquake slip distribution controlled by groundwater crustal unloading. *Nature Geoscience* 5, 821–825.
- Grasso, J.-R., Amorese, D., Karimov, A., 2021. Did wastewater disposal drive the longest seismic swarm triggered by fluid manipulations? Lacq, France, 1969–2016. *Bulletin of the Seismological Society of America* 111, 2733–2752.
- Gratier, J.-P., Favreau, P., Renard, F., 2003. Modeling fluid transfer along California faults when integrating pressure solution crack sealing and compaction processes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108.
- Gratier, J.-P., Ménard, G., Arpin, R., 1989. Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the western Alps. *Geological Society, London, Special Publications* 45, 65–81.
- Guéguen, P., Janex, G., Nomade, J., Langlais, M., Helmstetter, A., Coutant, O., Schwartz, S., Dollet, C., 2021. Unprecedented seismic swarm in the Maurienne valley (2017–2019) observed by the SISmalp Alpine seismic network: operational monitoring and management. *Comptes Rendus. Géoscience* 353, 1–18.
- Guglielmi, Y., Cappa, F., Avouac, J.-P., Henry, P., Elsworth, D., 2015. Seismicity triggered by fluid injection–induced aseismic slip. *Science* 348, 1224–1226.
- Gulia, L., Wiemer, S., 2019. Real-time discrimination of earthquake foreshocks and aftershocks. *Nature* 574, 193–199.
- Gupta, H.K., 2022. Koyna, India: A very prominent site of artificial water reservoir-triggered seismicity. *Journal of Earth System Science* 131, 1–11.
- Gupta, H.K., Rao, N.P., Shashidhar, D., Mallika, K., 2008. The disastrous M 7.9 Sichuan earthquake of 12 May 2008. *Journal of the Geological Society of India* 72, 325–330.
- Gupta, I.D., 2018. A New Case of Triggered Seismicity Associated with the Itezhi-Tezhi Reservoir, Zambia. *Bulletin of the Seismological Society of America* 108, 3080–3091.
- Gupta, S.C., Singh, V.N., Kumar, A., 1995. Attenuation of coda waves in the Garhwal Himalaya, India. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 87, 247–253.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1954. *Seismicity of the Earth*. Honda, H. and A. Masatsuka: Science Rep. of Tohoku Univ., Geophys 4.
- Guyoton, F., Fréchet, J., Thouvenot, F., 1990. La crise sismique de Janvier 1989 en Haute-Ubaye (Alpes-de-Haute-Provence, France): étude fine de la sismicité par le nouveau réseau SISMALP. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 311, 985–991.
- Hagiwara, T., Ohtake, M., 1972. Seismic activity associated with the filling of the reservoir behind the Kurobe Dam. Japan, 1963–1970. *Tectonophysics* 15, 241–254.
- Hainzl, S., 2004. Seismicity patterns of earthquake swarms due to fluid intrusion and stress triggering. *Geophysical Journal International* 159, 1090–1096.

Références Bibliographiques

- Hainzl, S., Fischer, T., Čermáková, H., Bachura, M., Vlček, J., 2016. Aftershocks triggered by fluid intrusion: Evidence for the aftershock sequence occurred 2014 in West Bohemia/Vogtland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121, 2575–2590.
- Hainzl, S., Fischer, T., Dahm, T., 2012. Seismicity-based estimation of the driving fluid pressure in the case of swarm activity in Western Bohemia. *Geophysical Journal International* 191, 271–281.
- Hainzl, S., Kraft, T., Wassermann, J., Igel, H., Schmedes, E., 2006. Evidence for rainfall-triggered earthquake activity. *Geophysical Research Letters* 33.
- Hainzl, S., Ogata, Y., 2005. Detecting fluid signals in seismicity data through statistical earthquake modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 110.
- Hamdache, M., Peláez, J.A., Talbi, A., 2013. Analysis of aftershock sequences in South and Southeastern Spain. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 63, 55–76.
- Handy, M.R., Schmid, S.M., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews* 102, 121–158.
- Hanks, T.C., Kanamori, H., 1979. A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 84, 2348–2350.
- Hardebeck, J.L., Llenos, A.L., Michael, A.J., Page, M.T., Van Der Elst, N., 2019. Updated California aftershock parameters. *Seismological Research Letters* 90, 262–270.
- Hardebeck, J.L., Michael, A.J., 2006. Damped regional-scale stress inversions: Methodology and examples for southern California and the Coalinga aftershock sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111.
- Hatch, R.L., Abercrombie, R.E., Ruhl, C.J., Smith, K.D., 2020. Evidence of Aseismic and Fluid-Driven Processes in a Small Complex Seismic Swarm Near Virginia City, Nevada. *Geophysical Research Letters* 47, e2019GL085477.
- Hauksson, E., Jones, L.M., Hutton, K., 2002. The 1999 M_w 7.1 Hector Mine, California, earthquake sequence: complex conjugate strike-slip faulting. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92, 1154–1170.
- Hauksson, E., Ross, Z.E., Cochran, E., 2019. Slow-growing and extended-duration seismicity swarms: Reactivating joints or foliations in the Cahuilla Valley pluton, central Peninsular Ranges, Southern California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 124, 3933–3949.
- Healy, J.H., Rubey, W.W., Griggs, D.T., Raleigh, C.B., 1968. The denver earthquakes. *Science* 161, 1301–1310.
- Heap, M.J., Faulkner, D.R., Meredith, P.G., Vinciguerra, S., 2010. Elastic moduli evolution and accompanying stress changes with increasing crack damage: implications for stress changes around fault zones and volcanoes during deformation. *Geophysical Journal International* 183, 225–236.
- Heki, K., 2003. Snow load and seasonal variation of earthquake occurrence in Japan. *Earth and Planetary Science Letters* 207, 159–164.
- Heki, K., 2001. Seasonal modulation of interseismic strain buildup in northeastern Japan driven by snow loads. *Science* 293, 89–92.
- Helmstetter, A., Sornette, D., 2003. Foreshocks explained by cascades of triggered seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108.
- Herath, P., Attanayake, J., Gahalaut, K., 2022. A reservoir induced earthquake swarm in the Central Highlands of Sri Lanka. *Scientific reports* 12, 1–12.
- Hill, D.P., 1977. A model for earthquake swarms. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)* 82, 1347–1352. <https://doi.org/10.1029/JB082i008p01347>
- Holtkamp, S.G., Brudzinski, M.R., 2011. Earthquake swarms in circum-Pacific subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 305, 215–225.
- Hong, T.-K., Lee, J., Park, S., Kim, W., 2022. Major influencing factors for the nucleation of the 15 November 2017 Mw 5.5 Pohang earthquake. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 323, 106833.

Références Bibliographiques

- Huang, H., Xu, W., Meng, L., Bürgmann, R., Baez, J.C., 2017. Early aftershocks and afterslip surrounding the 2015 Mw 8.4 Illapel rupture. *Earth and Planetary Science Letters* 457, 282–291.
- Igarashi, T., Matsuzawa, T., Hasegawa, A., 2003. Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108.
- Imoto, M., 1991. Changes in the magnitude—frequency b-value prior to large ($M \geq 6.0$) earthquakes in Japan. *Tectonophysics* 193, 311–325.
- Improta, L., Latorre, D., Margheriti, L., Nardi, A., Marchetti, A., Lombardi, A.M., Castello, B., Villani, F., Ciaccio, M.G., Mele, F.M., 2019. Multi-segment rupture of the 2016 Amatrice-Visso-Norcia seismic sequence (central Italy) constrained by the first high-quality catalog of Early Aftershocks. *Scientific reports* 9, 1–13.
- INGV Seismological Data Centre, 2006. Rete Sismica Nazionale (RSN). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Italy. <https://doi.org/10.13127/SD/X0FXNH7QFY>
- Ishibe, T., Tsuruoka, H., Shimazaki, K., 2008. The dependency of the b-value on the focal mechanism and on the hypocentral depth, in: Meeting of the Japan Geoscience Union Meeting, Chiba, Japan.
- ISIDe Working Group., 2007. Italian Seismological Instrumental and Parametric Database (ISIDe). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/ISIDE>
- Jakoubková, H., Horálek, J., Fischer, T., 2018. 2014 mainshock-aftershock activity versus earthquake swarms in West Bohemia, Czech Republic. *Pure and Applied Geophysics* 175, 109–131.
- Jansen, G., Ruhl, C.J., Miller, S.A., 2019. Fluid Pressure-Triggered Foreshock Sequence of the 2008 Mogul Earthquake Sequence: Insights From Stress Inversion and Numerical Modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 124, 3744–3765.
- Jenatton, L., Guiguet, R., Thouvenot, F., Daix, N., 2007. The 16,000-event 2003–2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112.
- Ji, Y., Yoshioka, S., 2017. Slab dehydration and earthquake distribution beneath southwestern and central Japan based on three-dimensional thermal modeling. *Geophysical Research Letters* 44, 2679–2686.
- Jónasson, K., Bessason, B., Helgadóttir, Á., Einarsson, P., Guðmundsson, G.B., Brandsdóttir, B., Vogfjörð, K.S., Jónsdóttir, K., 2021. A harmonised instrumental earthquake catalogue for Iceland and the northern Mid-Atlantic Ridge. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 21, 2197–2214.
- Kanamori, H., Anderson, D.L., 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the seismological society of America* 65, 1073–1095.
- Kanamori, H., Brodsky, E.E., 2004. The physics of earthquakes. *Reports on Progress in Physics* 67, 1429.
- Kapetanidis, V., Deschamps, A., Papadimitriou, P., Matrullo, E., Karakonstantis, A., Bozionelos, G., Kaviris, G., Serpetsidaki, A., Lyon-Caen, H., Voulgaris, N., 2015. The 2013 earthquake swarm in Helike, Greece: seismic activity at the root of old normal faults. *Geophysical Journal International* 202, 2044–2073.
- Karpin, T.L., Thurber, C.H., 1987. The relationship between earthquake swarms and magma transport: Kilauea Volcano, Hawaii. *pure and applied geophysics* 125, 971–991.
- Kato, A., Obara, K., Igarashi, T., Tsuruoka, H., Nakagawa, S., Hirata, N., 2012. Propagation of slow slip leading up to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Science* 335, 705–708.
- Kato, A., Saiga, A., Takeda, T., Iwasaki, T., Matsuzawa, T., 2014. Non-volcanic seismic swarm and fluid transportation driven by subduction of the Philippine Sea slab beneath the Kii Peninsula, Japan. *Earth, Planets and Space* 66, 86.
- Kaviris, G., Elias, P., Kapetanidis, V., Serpetsidaki, A., Karakonstantis, A., Plicka, V., De Barros, L., Sokos, E., Kassaras, I., Sakkas, V., 2021. The Western Gulf of Corinth (Greece) 2020–2021 seismic crisis and cascading events: First results from the Corinth Rift Laboratory network. *The Seismic Record* 1, 85–95.

Références Bibliographiques

- Keranen, K.M., Weingarten, M., 2018. Induced seismicity. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 46, 149–174.
- Keranen, K.M., Weingarten, M., Abers, G.A., Bekins, B.A., Ge, S., 2014. Sharp increase in central Oklahoma seismicity since 2008 induced by massive wastewater injection. *Science* 345, 448–451.
- Kerckhove, C., 1969. La 'zone du Flysch' dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géologie alpine* 45, 5–204.
- Kerckhove, C., Cochonat, P., Debelmas, J., 1978. Tectonique du soubassement parautochtone des nappes de l'Embrunais-Ubaye sur leur bordure occidentale, du Drac au Verdon. *Géologie Alpine, Grenoble* 54, 67–82.
- Kilb, D., Gomberg, J., Bodin, P., 2000. Triggering of earthquake aftershocks by dynamic stresses. *Nature* 408, 570–574.
- Kirkpatrick, S., Gelatt Jr, C.D., Vecchi, M.P., 1983. Optimization by simulated annealing. *science* 220, 671–680.
- Kisslinger, C., Jones, L.M., 1991. Properties of aftershock sequences in southern California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 96, 11947–11958.
- Knett, J., 1899. Das erzgebirgische Schwarmbeben zu Hartenberg vom 1. Jänner bis 5. Feber 1824. *Mercy*.
- Kodaira, S., Uhira, K., Tsuru, T., Sugioka, H., Suyehiro, K., Kaneda, Y., 2002. Seismic image and its implications for an earthquake swarm at an active volcanic region off the Miyake-jima–Kozushima, Japan. *Geophysical research letters* 29, 43–1.
- Kozłowska, M., Brudzinski, M.R., Friberg, P., Skoumal, R.J., Baxter, N.D., Currie, B.S., 2018. Maturity of nearby faults influences seismic hazard from hydraulic fracturing. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 115, E1720–E1729.
- Kraft, T., Wassermann, J., Schmedes, E., Igel, H., 2006. Meteorological triggering of earthquake swarms at Mt. Hochstaufen, SE-Germany. *Tectonophysics* 424, 245–258.
- Kulhanek, O., 2005. Seminar on b-value. Dept. of Geophysics, Charles University, Prague 10–19.
- Kulhanek, O., Persson, L., Nuannin, P., 2018. Variations of b-values preceding large earthquakes in the shallow subduction zones of Cocos and Nazca plates. *Journal of South American Earth Sciences* 82, 207–214.
- Kurz, J.H., Jahr, T., Jentzsch, G., 2004. Earthquake swarm examples and a look at the generation mechanism of the Vogtland/Western Bohemia earthquake swarms. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 142, 75–88.
- Larroque, C., Baize, S., Albaric, J., Jomard, H., Trévisan, J., Godano, M., Cushing, M., Deschamps, A., Sue, C., Delouis, B., 2021. Seismotectonics of southeast France: from the Jura mountains to Corsica. *Comptes Rendus. Géoscience* 353, 1–47.
- Le Goff, B., Bertil, D., Lemoine, A., Terrier, M., 2009. Systèmes de failles de Serenne et de la Haute Durance (Hautes-Alpes): évaluation de l'aléa sismique. *Rapport BRGM RP-57659-FR 84*.
- Leclère, H., Cappa, F., Faulkner, D., Fabbri, O., Armitage, P., Blake, O., 2015. Development and maintenance of fluid overpressures in crustal fault zones by elastic compaction and implications for earthquake swarms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 4450–4473. <https://doi.org/10.1002/2014JB011759>
- Leclère, H., Daniel, G., Fabbri, O., Cappa, F., Thouvenot, F., 2013. Tracking fluid pressure buildup from focal mechanisms during the 2003–2004 Ubaye seismic swarm, France. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 4461–4476.
- Leclère, H., Fabbri, O., Daniel, G., Cappa, F., 2012. Reactivation of a strike-slip fault by fluid overpressuring in the southwestern French-Italian Alps. *Geophysical Journal International* 189, 29–37.
- Li, T., Gu, Y.J., Wang, J., Wang, R., Yusifbayov, J., Canales, M.R., Shipman, T., 2022. Earthquakes Induced by Wastewater Disposal near Musreau Lake, Alberta, 2018–2020. *Seismological Society of America* 93, 727–738.

Références Bibliographiques

- Lin, J.-Y., Sibuet, J.-C., Lee, C.-S., Hsu, S.-K., Klingelhoefer, F., 2007. Spatial variations in the frequency-magnitude distribution of earthquakes in the southwestern Okinawa Trough. *Earth, planets and space* 59, 221–225.
- Liu, M., Li, H., Zhang, M., Wang, W., Yang, Y., Li, L., Chang, Z., Zhang, H., 2022. Investigation of the 2013 Eryuan, Yunnan, China MS 5.5 Earthquake Sequence: Aftershock Migration, Seismogenic Structure and Hazard Implication. *Tectonophysics* 837, 229445.
- Llenos, A.L., Michael, A.J., 2013. Modeling earthquake rate changes in Oklahoma and Arkansas: Possible signatures of induced seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America* 103, 2850–2861.
- Lohman, R.B., McGuire, J.J., 2007. Earthquake swarms driven by aseismic creep in the Salton Trough, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112.
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., Berge-Thierry, C., 2000. Probabilistic earthquake location in 3D and layered models, in: *Advances in Seismic Event Location*. Springer, pp. 101–134.
- Lukk, A.A., 1968. The aftershock sequence of Dzhurm deep-focus earthquake of 14 March 1965. *Izv. Phys. Solid Earth* 319–320.
- Ma, S., Eaton, D.W., 2009. Anatomy of a small earthquake swarm in southern Ontario, Canada. *Seismological Research Letters* 80, 214–223.
- Main, I.G., Meredith, P.G., Jones, C., 1989. A reinterpretation of the precursory seismic b-value anomaly from fracture mechanics. *Geophysical Journal International* 96, 131–138.
- Mallika, K., Gupta, H., Shashidhar, D., Rao, N.P., Yadav, A., Rohilla, S., Satyanarayana, H.V.S., Srinagesh, D., 2013. Temporal variation of b value associated with M 4 earthquakes in the reservoir-triggered seismic environment of the Koyna–Warna region, Western India. *Journal of seismology* 17, 189–195.
- Manchuel, K., Traversa, P., Baumont, D., Cara, M., Nayman, E., Durouchoux, C., 2018. The French seismic CATalogue (FCAT-17). *Bulletin of Earthquake Engineering* 16, 2227–2251.
- Mann, H.B., Whitney, D.R., 1947. On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *The annals of mathematical statistics* 50–60.
- Margesson, R., Taft-Morales, M., 2010. Haiti earthquake: Crisis and response. Library of Congress Washington DC Congressional Research Service.
- Marimira, K., Manzunzu, B., Shumba, B.T., Midzi, V., Saunders, I., 2021. Aftershock sequence of 22 September 2016, Manica-Zinave earthquake (Mw5. 6), Mozambique. *Journal of African Earth Sciences* 177, 104146.
- Marsan, D., Lengline, O., 2008. Extending earthquakes' reach through cascading. *Science* 319, 1076–1079.
- Martínez-Garzón, P., Kwiątek, G., Bohnhoff, M., Dresen, G., 2016. Impact of fluid injection on fracture reactivation at The Geysers geothermal field. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121, 7432–7449.
- Martínez-Garzón, P., Kwiątek, G., Ickrath, M., Bohnhoff, M., 2014. MSATSI: A MATLAB package for stress inversion combining solid classic methodology, a new simplified user-handling, and a visualization tool. *Seismological Research Letters* 85, 896–904.
- 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.
- Mathey, M., Doin, M.-P., André, P., Walpersdorf, A., Baize, S., Sue, C., 2021a. Spatial Heterogeneity of Uplift Pattern in the Western European Alps Revealed by InSAR Time-Series Analysis. *Geophysical Research Letters* e2021GL095744.
- Mathey, M., Sue, C., Pagani, C., Baize, S., Walpersdorf, A., Bodin, T., Husson, L., Hannouz, E., Potin, B., 2021b. Present-day geodynamics of the Western Alps: new insights from earthquake mechanisms. *Solid Earth* 12, 1661–1681.
- Mathey, M., Walpersdorf, A., Sue, C., Baize, S., Deprez, A., 2020. Seismogenic potential of the High Durance Fault constrained by 20 yr of GNSS measurements in the Western European Alps. *Geophysical Journal International* 222, 2136–2146.

Références Bibliographiques

- Mattila, J., 2015. Genesis and evolution of brittle structures in Southwestern Finland and Western South Africa. Turun yliopisto, Maantieteen ja geologian osasto, Turku. 110s.
- Mavrommatis, A.P., Segall, P., Uchida, N., Johnson, K.M., 2015. Long-term acceleration of aseismic slip preceding the Mw 9 Tohoku-oki earthquake: Constraints from repeating earthquakes. *Geophysical Research Letters* 42, 9717–9725.
- 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. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020049>
- McNutt, S.R., Roman, D.C., 2015. Volcanic seismicity, in: *The Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier, pp. 1011–1034.
- Melosh, H.J., Fleitout, L., 1982. The earthquake cycle in subduction zones. *Geophysical Research Letters* 9, 21–24.
- Mesimeri, M., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Tsaklidis, G., 2019. Characteristics of earthquake clusters: Application to western Corinth Gulf (Greece). *Tectonophysics* 767, 228160.
- Metois, M., Vigny, C., Socquet, A., 2016. Interseismic coupling, megathrust earthquakes and seismic swarms along the Chilean subduction zone (38–18 S). *Pure and Applied Geophysics* 173, 1431–1449.
- Michael, A.J., 1984. Determination of stress from slip data: faults and folds. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 89, 11517–11526.
- Michelini, A., Bolt, B.A., 1986. Application of the principal parameters method to the 1983 Coalinga, California, aftershock sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America* 76, 409–420.
- Mignan, A., 2012. Functional shape of the earthquake frequency-magnitude distribution and completeness magnitude. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117.
- Mignan, A., Werner, M.J., Wiemer, S., Chen, C.-C., Wu, Y.-M., 2011. Bayesian estimation of the spatially varying completeness magnitude of earthquake catalogs. *Bulletin of the Seismological Society of America* 101, 1371–1385.
- Miller, S.A., 2020. Aftershocks are fluid-driven and decay rates controlled by permeability dynamics. *Nature communications* 11, 1–11.
- Miller, S.A., Collettini, C., Chiaraluce, L., Cocco, M., Barchi, M., Kaus, B.J., 2004. Aftershocks driven by a high-pressure CO₂ source at depth. *Nature* 427, 724–727.
- Minetto, R., Helmstetter, A., 2020. Model for prediction of magnitude-recurrence rates for natural and induced swarms. Guidelines for predicting the magnitude distribution for natural and induced earthquake swarms: deviations from Gutenberg-Richter laws? *Scientific Reports*.
- Minetto, R., Helmstetter, A., Schwartz, S., Langlais, M., Nomade, J., Guéguen, P., 2022. Analysis of the spatiotemporal evolution of the Maurienne swarm (French Alps) based on earthquake clustering. *Earth and Space Science* 9, e2021EA002097.
- Montgomery-Brown, E.K., Shelly, D.R., Hsieh, P.A., 2019. Snowmelt-triggered earthquake swarms at the margin of Long Valley Caldera, California. *Geophysical Research Letters* 46, 3698–3705.
- Mori, J., Abercrombie, R.E., 1997. Depth dependence of earthquake frequency-magnitude distributions in California: Implications for rupture initiation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102, 15081–15090.
- Motoya, Y., 1974. Aftershock sequences recorded during a microearthquake observation at Kamikineusu, Hokkaido (1964-1972). *Journal of Physics of the Earth* 22, 245–262.
- Mulargia, F., Bizzarri, A., 2015. Fluid pressure waves trigger earthquakes. *Geophysical Journal International* 200, 1279–1283.
- Murru, M., Console, R., Falcone, G., Montuori, C., SgROI, T., 2007. Spatial mapping of the b value at Mount Etna, Italy, using earthquake data recorded from 1999 to 2005. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112.

Références Bibliographiques

- Nadeau, R.M., Johnson, L.R., 1998. Seismological studies at Parkfield VI: Moment release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88, 790–814.
- Nadeau, R.M., McEvilly, T.V., 1999. Fault slip rates at depth from recurrence intervals of repeating microearthquakes. *science* 285, 718–721.
- Nguyen, H., Vernant, P., Mazzotti, S., Khazaradze, G., Asensio Ferreira, E., 2016. 3D GPS velocity field and its implications on the present-day postorogenic deformation of the Western Alps and Pyrenees. *Solid Earth*, 2016, vol. 7, p. 1349-1363.
- Nicolas, M., Bethoux, N., Madeddu, B., 1998. Instrumental seismicity of the Western Alps: a revised catalogue. *pure and applied geophysics* 152, 707–731.
- Nishikawa, T., Ide, S., 2017. Detection of earthquake swarms at subduction zones globally: Insights into tectonic controls on swarm activity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122, 5325–5343.
- Nocquet, J.-M., Sue, C., Walpersdorf, A., Tran, T., Lenôtre, N., Vernant, P., Cushing, M., Jouanne, F., Masson, F., Baize, S., Chéry, J., van der Beek, P.A., 2016. Present-day uplift of the western Alps. *Sci Rep* 6, 28404. <https://doi.org/10.1038/srep28404>
- Nuannin, P., Kulhánek, O., Persson, L., 2012. Variations of b-values preceding large earthquakes in the Andaman–Sumatra subduction zone. *Journal of Asian Earth Sciences* 61, 237–242.
- Ocaña, E., Stich, D., Carmona, E., Vidal, F., Bretón, M., Navarro, M., García-Jerez, A., 2008. Spatial analysis of the La Paca, SE Spain, 2005 seismic series through the relative location of multiplets and principal component analysis. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 166, 117–127.
- Ogata, Y., Katsura, K., 2006. Immediate and updated forecasting of aftershock hazard. *Geophysical research letters* 33.
- Ogata, Y., Katsura, K., 1993. Analysis of temporal and spatial heterogeneity of magnitude frequency distribution inferred from earthquake catalogues. *Geophysical Journal International* 113, 727–738.
- Okamoto, K.K., Savage, H.M., Cochran, E.S., Keranen, K.M., 2022. Stress heterogeneity as a driver of aseismic slip during the 2011 Prague, Oklahoma aftershock sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* e2022JB024431.
- Omori, F., 1894. On the after-shocks of earthquakes. The University.
- Ozawa, S., Murakami, M., Kaidzu, M., Tada, T., Sagiya, T., Hatanaka, Y., Yurai, H., Nishimura, T., 2002. Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan. *Science* 298, 1009–1012.
- Öztürk, S., Çinar, H., Bayrak, Y., Karsli, H., Daniel, G., 2008. Properties of the aftershock sequences of the 2003 Bingöl, MD= 6.4, (Turkey) earthquake. *Pure and Applied Geophysics* 165, 349–371.
- Öztürk, S., Ormeni, R., 2021. An evaluation on the behaviors of aftershock sequence of November 26th, 2019 Earthquake, ML= 6.3, North of Durrës, Albania. *Muş Alparslan Üniversitesi Fen Bilimleri Dergisi* 9, 817–826.
- Pacchiani, F., Lyon-Caen, H., 2010. Geometry and spatio-temporal evolution of the 2001 Agios Ioanis earthquake swarm (Corinth Rift, Greece). *Geophysical Journal International* 180, 59–72.
- Page, M.T., Hough, S.E., 2014. The New Madrid seismic zone: Not dead yet. *Science* 343, 762–764.
- Paige, C.C., Saunders, M.A., 1982. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *ACM Transactions on Mathematical Software (TOMS)* 8, 43–71.
- Palis, E., Larroque, C., Lebourg, T., Jomard, H., Flamand, A., Courboulex, F., Vidal, M., Robert, P.-L., 2016. Earthquakes in Barcelonnette (western French Alps, 2003-2015): where are the faults? *EGU General Assembly Conference Abstracts EPSC2016-8723*.
- Papadopoulos, G.A., Charalampakis, M., Fokaefs, A., Minadakis, G., 2010. Strong foreshock signal preceding the L'Aquila (Italy) earthquake (Mw 6.3) of 6 April 2009. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10, 19–24.
- Papadopoulos, G.A., Latoussakis, I., Daskalaki, E., Diakogianni, G., Fokaefs, A., Kolligri, M., Liadopoulou, K., Orfanogiannaki, K., Pirentis, A., 2006. The East Aegean Sea strong

Références Bibliographiques

- earthquake sequence of October–November 2005: lessons learned for earthquake prediction from foreshocks. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 6, 895–901.
- Parotidis, M., Rothert, E., Shapiro, S.A., 2003. Pore-pressure diffusion: A possible triggering mechanism for the earthquake swarms 2000 in Vogtland/NW-Bohemia, central Europe. *Geophysical Research Letters* 30.
- Parotidis, M., Shapiro, S.A., 2004. A statistical model for the seismicity rate of fluid-injection-induced earthquakes. *Geophysical Research Letters* 31.
- Parotidis, M., Shapiro, S.A., Rothert, E., 2005. Evidence for triggering of the Vogtland swarms 2000 by pore pressure diffusion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 110.
- Pauchet, H., Rigo, A., Rivera, L., Souriau, A., 1999. A detailed analysis of the February 1996 aftershock sequence in the eastern Pyrenees, France. *Geophysical Journal International* 137, 107–127.
- Paul, A., Cattaneo, M., Thouvenot, F., Spallarossa, D., Béthoux, N., Fréchet, J., 2001. A three-dimensional crustal velocity model of the southwestern Alps from local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106, 19367–19389.
- Perello, P., Marini, L., Martinotti, G., Hunziker, J.C., 2001. The thermal circuits of the Argentera Massif (western Alps, Italy): an example of low-enthalpy geothermal resources controlled by Neogene alpine tectonics. *Eclogae Geologicae Helveticae* 94, 75–94.
- Perfettini, H., Frank, W.B., Marsan, D., Bouchon, M., 2018. A model of aftershock migration driven by afterslip. *Geophysical Research Letters* 45, 2283–2293.
- Potanina, M.G., Smirnov, V.B., Bernard, P., 2011. Patterns of seismic swarm activity in the Corinth Rift in 2000–2005. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 47, 610–622.
- Power, J.A., Wyss, M., Latchman, J.L., 1998. Spatial variations in the frequency-magnitude distribution of earthquakes at Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies. *Geophysical Research Letters* 25, 3653–3656.
- Prawirodirdjo, L., McCaffrey, R., Chadwell, C.D., Bock, Y., Subarya, C., 2010. Geodetic observations of an earthquake cycle at the Sumatra subduction zone: Role of interseismic strain segmentation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115.
- Rabak, I., Langston, C., Bodin, P., Horton, S., Withers, M., Powell, C., 2010. The Enola, Arkansas, intraplate swarm of 2001. *Seismological Research Letters* 81, 549–559.
- RESIF, 1995. RESIF-RLBP French Broad-band network, RESIF-RAP strong motion network and other seismic stations in metropolitan France. RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français. <https://doi.org/doi:10.15778/resif.fr>.
- Richter, C.F., 1935. An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the seismological society of America* 25, 1–32.
- Ricou, L.E., Siddans, A.W.B., 1986. Collision tectonics in the western Alps. *Geological Society, London, Special Publications* 19, 229–244.
- Riga, G., Balocchi, P., 2017. Aftershocks Identification and Classification. *Open Journal of Earthquake Research* 6, 135–157.
- Rigo, A., 2010. Precursors and fluid flows in the case of the 1996, ML= 5.2 Saint-Paul-de-Fenouillet earthquake (Pyrenees, France): A complete pre-, co-and post-seismic scenario. *Tectonophysics* 480, 109–118.
- Robinson, R., 1979. Variation of energy release, rate of occurrence and b-value of earthquakes in the Main Seismic Region, New Zealand. *Physics of the Earth and planetary interiors* 18, 209–220.
- Ross, Z.E., Cochran, E.S., 2021. Evidence for latent crustal fluid injection transients in Southern California from long-duration earthquake swarms. *Geophysical Research Letters* e2021GL092465.
- Ross, Z.E., Cochran, E.S., Trugman, D.T., Smith, J.D., 2020. 3D fault architecture controls the dynamism of earthquake swarms. *Science* 368, 1357–1361.
- Ross, Z.E., Rollins, C., Cochran, E.S., Hauksson, E., Avouac, J.-P., Ben-Zion, Y., 2017. Aftershocks driven by afterslip and fluid pressure sweeping through a fault-fracture mesh. *Geophysical Research Letters* 44, 8260–8267.

Références Bibliographiques

- Ross, Z.E., Trugman, D.T., Hauksson, E., Shearer, P.M., 2019. Searching for hidden earthquakes in Southern California. *Science* 364, 767–771.
- Rothé, J.P., Dechevoy, N., 1967. La séismicité de la France de 1951 à 1960. *Ann IPG Strasbourg* 3, 67–71.
- Rubin, A.M., Gillard, D., Got, J.-L., 1999. Streaks of microearthquakes along creeping faults. *Nature* 400, 635–641.
- Ruhl, C.J., Abercrombie, R.E., Smith, K.D., Zaliapin, I., 2016. Complex spatiotemporal evolution of the 2008 Mw 4.9 Mogul earthquake swarm (Reno, Nevada): Interplay of fluid and faulting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121, 8196–8216.
- Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R., Campos, J., 2014. Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. *Science* 345, 1165–1169.
- Saar, M.O., Manga, M., 2003. Seismicity induced by seasonal groundwater recharge at Mt. Hood, Oregon. *Earth and Planetary Science Letters* 214, 605–618.
- Saccorotti, G., Ventura, G., Vilardo, G., 2002. Seismic swarms related to diffusive processes: The case of Somma-Vesuvius volcano, Italy. *Geophysics* 67, 199–203.
- Sanchez, G., Rolland, Y., Schreiber, D., Giannerini, G., Corsini, M., Lardeaux, J.-M., 2010. The active fault system of SW Alps. *Journal of Geodynamics* 49, 296–302.
- Schmidt, D.A., Bürgmann, R., Nadeau, R.M., d’Alessio, M., 2005. Distribution of aseismic slip rate on the Hayward fault inferred from seismic and geodetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 110.
- Schmittbuhl, J., Lambotte, S., Lengliné, O., Grunberg, M., Jund, H., Vergne, J., Cornet, F., Doubre, C., Masson, F., 2021. Induced and triggered seismicity below the city of Strasbourg, France from November 2019 to January 2021. *Comptes Rendus. Géoscience* 353, 561–584.
- Schoenball, M., Dorbath, L., Gaucher, E., Wellmann, J.F., Kohl, T., 2014. Change of stress regime during geothermal reservoir stimulation. *Geophysical Research Letters* 41, 1163–1170.
- Schoenball, M., Ellsworth, W.L., 2017. A systematic assessment of the spatiotemporal evolution of fault activation through induced seismicity in Oklahoma and southern Kansas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122, 10–189.
- Scholz, C.H., 2015. On the stress dependence of the earthquake b value. *Geophysical Research Letters* 42, 1399–1402.
- Scholz, C.H., 2002. *Earthquakes and faulting*. Cambridge University Press Cambridge.
- Scholz, C.H., 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the seismological society of America* 58, 399–415.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., Wyss, M., 2005. Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature* 437, 539–542.
- Schultz, R., Skoumal, R.J., Brudzinski, M.R., Eaton, D., Baptie, B., Ellsworth, W., 2020. Hydraulic fracturing-induced seismicity. *Reviews of Geophysics* 58, e2019RG000695.
- Scotti, O., Baumont, D., Quenet, G., Levret, A., 2004. The French macroseismic database SISFRANCE: objectives, results and perspectives. *Annals of geophysics*.
- Sebastiani, G., Govoni, A., Pizzino, L., 2019. Aftershock patterns in recent Central Apennines sequences. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 124, 3881–3897.
- Segall, P., Desmarais, E.K., Shelly, D., Miklius, A., Cervelli, P., 2006. Earthquakes triggered by silent slip events on Kīlauea volcano, Hawaii. *Nature* 442, 71–74.
- Segall, P., Harris, R., 1987. Earthquake deformation cycle on the San Andreas fault near Parkfield, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 92, 10511–10525.
- Segovia, M., Font, Y., Régnier, M., Charvis, P., Galve, A., Nocquet, J.-M., Jarrín, P., Hello, Y., Ruiz, M., Pazmiño, A., 2018. Seismicity distribution near a subducting seamount in the Central Ecuadorian subduction zone, space-time relation to a slow-slip event. *Tectonics* 37, 2106–2123.
- Sellami, S., Kissling, E., Thouvenot, F., Fréchet, J., 1995. Initial reference velocity model for seismic tomography in the western Alps. 20th Gen. Ass. Europ. Geophys. Soc. Hamburg.

Références Bibliographiques

- Serpelloni, E., Faccenna, C., Spada, G., Dong, D., Williams, S.D., 2013. Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region: New evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 6003–6024.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., Gasperini, P., 2007. Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International* 169, 1180–1200.
- Shapiro, S.A., Huenges, E., Borm, G., 1997. Estimating the crust permeability from fluid-injection-induced seismic emission at the KTB site. *Geophysical Journal International* 131, F15–F18.
- Shapiro, S.A., Rothert, E., Rath, V., Rindschwentner, J., 2002. Characterization of fluid transport properties of reservoirs using induced microseismicity. *Geophysics* 67, 212–220.
- Sharma, V., Wadhawan, M., Rana, N., Sreejith, K.M., Agrawal, R., Kamra, C., Hosalikar, K.S., Narkhede, K.V., Suresh, G., Gahalaut, V.K., 2020. A long duration non-volcanic earthquake sequence in the stable continental region of India: The Palghar swarm. *Tectonophysics* 779, 228376.
- Shelly, D.R., 2020. A high-resolution seismic catalog for the initial 2019 Ridgecrest earthquake sequence: Foreshocks, aftershocks, and faulting complexity. *Seismological Research Letters* 91, 1971–1978.
- Shelly, D.R., Hill, D.P., 2011. Migrating swarms of brittle-failure earthquakes in the lower crust beneath Mammoth Mountain, California. *Geophysical Research Letters* 38.
- Shelly, D.R., Hill, D.P., Massin, F., Farrell, J., Smith, R.B., Taira, T., 2013a. A fluid-driven earthquake swarm on the margin of the Yellowstone caldera. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 4872–4886.
- Shelly, D.R., Moran, S.C., Thelen, W.A., 2013b. Evidence for fluid-triggered slip in the 2009 Mount Rainier, Washington earthquake swarm. *Geophysical Research Letters* 40, 1506–1512.
- Shelly, D.R., Taira, T., Prejean, S.G., Hill, D.P., Dreger, D.S., 2015. Fluid-faulting interactions: Fracture-mesh and fault-valve behavior in the February 2014 Mammoth Mountain, California, earthquake swarm. *Geophysical Research Letters* 42, 5803–5812.
- Shirzaei, M., Bürgmann, R., Foster, J., Walter, T.R., Brooks, B.A., 2013. Aseismic deformation across the Hilina fault system, Hawaii, revealed by wavelet analysis of InSAR and GPS time series. *Earth and Planetary Science Letters* 376, 12–19.
- Sibson, R.H., 1990. Rupture nucleation on unfavorably oriented faults. *Bulletin of the Seismological Society of America* 80, 1580–1604.
- Sira, C., Schlupp, A., Schaming, M., Granet, M., 2012. Séisme de Barcelonnette du 26 Février 2012. Rapport du BCSF 43p.
- Sira, C., Schulupp, A., Schaming, M., Chesnais, C., Cornou, C., Deschamps, A., Delavaud, E., Maufroy, E., 2014. Séisme de Barcelonnette du 7 avril 2014. Rapport du BCSF.
- Skoumal, R.J., Brudzinski, M.R., Currie, B.S., Ries, R., 2019. Temporal patterns of induced seismicity in Oklahoma revealed from multi-station template matching. *Journal of Seismology* 1–15.
- Sleep, N.H., Blanpied, M.L., 1994. Ductile creep and compaction: A mechanism for transiently increasing fluid pressure in mostly sealed fault zones. *Pure and Applied Geophysics* 143, 9–40.
- Smith, W.D., 1986. Evidence for precursory changes in the frequency-magnitude b-value. *Geophysical Journal International* 86, 815–838.
- Son, M., Cho, C.S., Choi, J.-H., Jeon, J.-S., Park, Y.K., 2021. Spatiotemporal patterns of the 2020 Haenam earthquake sequence, South Korea: lineament and migration implying fluid-driven earthquake swarm. *Geosciences Journal* 25, 19–31.
- Son, M., Cho, C.S., Lee, H.K., Han, M., Shin, J.S., Kim, K., Kim, S., 2020. Partitioned fault movement and aftershock triggering: evidence for fault interactions during the 2017 Mw 5.4 Pohang earthquake, South Korea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 125, e2020JB020005.
- Špičák, A., 2000. Earthquake swarms and accompanying phenomena in intraplate regions: a review. *Studia Geophysica et Geodaetica* 44, 89–106.

Références Bibliographiques

- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *Journal of the Virtual Explorer* 8, 77–106.
- Stein, R.S., 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature* 402, 605–609.
- Stein, S., Wysession, M., 2003. An introduction to seismology. *Earthquakes, and Earth* 7, 10.
- Sternai, P., Sue, C., Husson, L., Serpelloni, E., Becker, T.W., Willett, S.D., Faccenna, C., Di Giulio, A., Spada, G., Jolivet, L., 2019. Present-day uplift of the European Alps: Evaluating mechanisms and models of their relative contributions. *Earth-science reviews* 190, 589–604.
- Sue, C., 1998. Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes: Approche structurale et sismologique (PhD Thesis). Grenoble 1.
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J.-D., Allanic, C., Burkhard, M., 2007a. Aseismic deformation in the Alps: GPS vs. seismic strain quantification. *Terra Nova* 19, 182–188.
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J.-D., Allanic, C., Tricart, P., Burkhard, M., 2007b. Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps: an overview. *International Journal of Earth Sciences* 96, 1101–1129.
- Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J., Tricart, P., 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104, 25611–25622.
- Sue, C., Tricart, P., 2003a. Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics* 22.
- Sue, C., Tricart, P., 2003b. Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics* 22.
- Sylvander, M., Monod, B., Souriau, A., Rigo, A., 2007. Analyse d'un essaim de sismicité (mai 2004) dans les Pyrénées orientales: vers une nouvelle interprétation tectonique du séisme de Saint-Paul-de-Fenouillet (1996). *Comptes Rendus Geoscience* 339, 75–84.
- Sylvander, M., Rigo, A., Sénéchal, G., Battaglia, J., Benahmed, S., Calvet, M., Chevrot, S., Douchain, J.-M., Grimaud, F., Letort, J., 2021. Seismicity patterns in southwestern France. *Comptes Rendus. Géoscience* 353, 1–26.
- Takada, Y., Furuya, M., 2010. Aseismic slip during the 1996 earthquake swarm in and around the Onikobe geothermal area, NE Japan. *Earth and Planetary Science Letters* 290, 302–310.
- Talwani, P., Chen, L., Gahalaut, K., 2007. Seismogenic permeability, ks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112.
- Tary, J.B., Apoloner, M.-T., Bokelmann, G., 2015. Earthquake interactions during the 2013 Ebreichsdorf aftershock sequence. *Austrian Journal of Earth Sciences* 108.
- Telesca, L., Lovallo, M., Lopez, C., Molist, J.M., 2016. Multiparametric statistical investigation of seismicity occurred at El Hierro (Canary Islands) from 2011 to 2014. *Tectonophysics* 672, 121–128.
- Terakawa, T., Miller, S.A., Deichmann, N., 2012. High fluid pressure and triggered earthquakes in the enhanced geothermal system in Basel, Switzerland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117.
- Terakawa, T., Zoporowski, A., Galvan, B., Miller, S.A., 2010. High-pressure fluid at hypocentral depths in the L'Aquila region inferred from earthquake focal mechanisms. *Geology* 38, 995–998.
- Thouvenot, F., Jenatton, L., Gratier, J.-P., 2009. 200-m-deep earthquake swarm in Tricastin (lower Rhône Valley, France) accounts for noisy seismicity over past centuries. *Terra Nova* 21, 203–210.
- Thouvenot, F., Jenatton, L., Scafidi, D., Turino, C., Potin, B., Ferretti, G., 2016. Encore Ubaye: Earthquake Swarms, Foreshocks, and Aftershocks in the Southern French Alps. *Bulletin of the Seismological Society of America* 106, 2244–2257.
- Tinti, S., Mulargia, F., 1987. Confidence intervals of b values for grouped magnitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 77, 2125–2134.
- TMKOCZY, A., 1999. Understanding and Setting the STA/LTA Trigger Algorithm and Associated Parameters.

Références Bibliographiques

- Toulkeridis, T., Chunga, K., Rentería, W., Rodriguez, F., Mato, F., Nikolaou, S., D'Howitt, M.C., Besenon, D., Ruiz, H., Parra, H., 2017. THE 7.8 M w EARTHQUAKE AND TSUNAMI OF 16 th April 2016 IN ECUADOR: Seismic Evaluation, Geological Field Survey and Economic Implications. *Science of tsunami hazards* 36.
- Traversa, P., Baumont, D., Manchuel, K., Nayman, E., Durouchoux, C., 2018. Exploration tree approach to estimate historical earthquakes Mw and depth, test cases from the French past seismicity. *Bulletin of Earthquake Engineering* 16, 2169–2193.
- Tricart, P., 2004. From extension to transpression during the final exhumation of the Pelvoux and Argentera massifs, Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97, 429–439.
- Tricart, P., 1984. From passive margin to continental collision; a tectonic scenario for the Western Alps. *American Journal of Science* 284, 97–120.
- Tricart, P., Schwartz, S., 2006. A north-south section across the Queyras Schistes lustrés (Piedmont zone, western Alps): Syn-collision refolding of a subduction wedge. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 99, 429–442.
- Twardzik, C., Duputel, Z., Jolivet, R., Klein, E., Rebuschung, P., 2022. Bayesian inference on the initiation phase of the 2014 Iquique, Chile, earthquake. *Earth and Planetary Science Letters* 600, 117835.
- Uchida, N., 2019. Detection of repeating earthquakes and their application in characterizing slow fault slip. *Progress in Earth and Planetary Science* 6, 40.
- Uchida, N., Bürgmann, R., 2019. Repeating earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 47, 305–332.
- Uchida, N., Matsuzawa, T., 2013. Pre-and postseismic slow slip surrounding the 2011 Tohoku-oki earthquake rupture. *Earth and Planetary Science Letters* 374, 81–91.
- Umeda, K., Asamori, K., Makuuchi, A., Kobori, K., Hama, Y., 2015. Triggering of earthquake swarms following the 2011 Tohoku megathrust earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 2279–2291.
- University of Genoa., 1967. Regional Seismic Network of North Western Italy [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks. <https://doi.org/10.7914/SN/GU>
- Urbancic, T.I., Trifu, C.I., Long, J.M., Young, R.P., 1992. Space-time correlations of b values with stress release. *Pure and Applied Geophysics* 139, 449–462.
- Utsu, T., 1961. A statistical study on the occurrence of aftershocks. *Geophys. Mag.* 30, 521–605.
- Utsu, T., Ogata, Y., 1995. The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity. *Journal of Physics of the Earth* 43, 1–33.
- Vaca, S., Vallée, M., Nocquet, J.-M., Battaglia, J., Régnier, M., 2018. Recurrent slow slip events as a barrier to the northward rupture propagation of the 2016 Pedernales earthquake (Central Ecuador). *Tectonophysics* 724, 80–92.
- Vallée, M., Nocquet, J.-M., Battaglia, J., Font, Y., Segovia, M., Regnier, M., Mothes, P., Jarrin, P., Cisneros, D., Vaca, S., 2013. Intense interface seismicity triggered by a shallow slow slip event in the Central Ecuador subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 2965–2981.
- van der Elst, N.J., 2021. B-positive: A robust estimator of aftershock magnitude distribution in transiently incomplete catalogs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 126, e2020JB021027.
- Vavryčuk, V., Bouchaala, F., Fischer, T., 2013. High-resolution fault image from accurate locations and focal mechanisms of the 2008 swarm earthquakes in West Bohemia, Czech Republic. *Tectonophysics* 590, 189–195.
- Veinante-Delhayé, A., Santoire, J.-P., 1980. Sismicité récente de l'Arc Sud-Armoricain et du Nord-Ouest du Massif central; mécanismes au foyer et tectonique. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 93–102.
- Ventura-Valentin, W., Brudzinski, M.R., 2021. Characterization of swarm and mainshock-aftershock behavior in Puerto Rico article type: Focus Section—Puerto Rico Seismicity/2020 M6. 4 Earthquake Sequence. *Seismol. Res. Lett.*

Références Bibliographiques

- Vernant, P., Nguyen, H., Mazzotti, S., Genti, M., Cattin, R., 2013. High uplift rates highlight the major role of erosion in the present-day geodynamics of the Western Alps. *AGUFM 2013*, G43A-0953.
- Vidale, J.E., Shearer, P.M., 2006. A survey of 71 earthquake bursts across southern California: Exploring the role of pore fluid pressure fluctuations and aseismic slip as drivers. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111.
- Waldhauser, F., Ellsworth, W.L., 2000. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 90, 1353–1368.
- Waldhauser, F., Ellsworth, W.L., Schaff, D.P., Cole, A., 2004. Streaks, multiplets, and holes: High-resolution spatio-temporal behavior of Parkfield seismicity. *Geophysical Research Letters* 31.
- Wallace, R.E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *The Journal of geology* 59, 118–130.
- Walpersdorf, A., Pinget, L., Vernant, P., Sue, C., Deprez, A., team, R., 2018. Does long-term GPS in the Western Alps finally confirm earthquake mechanisms? *Tectonics* 37, 3721–3737.
- Wang, K., Dreger, D.S., Tinti, E., Bürgmann, R., Taira, T., 2020. Rupture process of the 2019 Ridgecrest, California M w 6.4 foreshock and M w 7.1 earthquake constrained by seismic and geodetic data. *Bulletin of the Seismological Society of America* 110, 1603–1626.
- Weber, B., Becker, J., Hanka, W., Heinloo, A., Hoffmann, M., Kraft, T., Pahlke, D., Reinhardt, J., Saul, J., Thoms, H., 2007. SeisComp3—Automatic and interactive real time data processing, in: *Geophys. Res. Abstr.* p. 219.
- Wei, S., Avouac, J.-P., Hudnut, K.W., Donnellan, A., Parker, J.W., Graves, R.W., Helmberger, D., Fielding, E., Liu, Z., Cappa, F., 2015. The 2012 Brawley swarm triggered by injection-induced aseismic slip. *Earth and Planetary Science Letters* 422, 115–125.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America* 84, 974–1002.
- Wessel, P., Luis, J.F., Uieda, L., Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W.H., Tian, D., 2019. The generic mapping tools version 6. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 20, 5556–5564.
- Wicks, C., Thelen, W., Weaver, C., Gomberg, J., Rohay, A., Bodin, P., 2011. InSAR observations of aseismic slip associated with an earthquake swarm in the Columbia River flood basalts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116.
- Wiemer, S., Wyss, M., 2002. Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes, in: *Advances in Geophysics*. Elsevier, pp. 259–V.
- Wilcoxon, F., 1945. Some uses of statistics in plant pathology. *Biometrics Bulletin* 1, 41–45.
- Woessner, J., Wiemer, S., 2005. Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America* 95, 684–698.
- Wong, J., Han, L., Bancroft, J., Stewart, R., 2009. Automatic time-picking of first arrivals on large seismic datasets. *CREWES*, Univ. Calgary, Calgary, AB, Canada, Tech. Rep 26, 14.
- Wynants-Morel, N., Cappa, F., De Barros, L., Ampuero, J.-P., 2020. Stress perturbation from aseismic slip drives the seismic front during fluid injection in a permeable fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 125, e2019JB019179.
- Wyss, M., Matsumura, S., 2006. Verification of our previous definition of preferred earthquake nucleation areas in Kanto-Tokai, Japan. *Tectonophysics* 417, 81–84.
- Wyss, M., Stefansson, R., 2006. Nucleation points of recent mainshocks in southern Iceland, mapped by b-values. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96, 599–608.
- Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T., 2015. Spatial variation of stress orientations in NE Japan revealed by dense seismic observations. *Tectonophysics* 647, 63–72.
- Yu, H., Harrington, R.M., Liu, Y., Wang, B., 2019. Induced seismicity driven by fluid diffusion revealed by a near-field hydraulic stimulation monitoring array in the Montney Basin, British Columbia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 124, 4694–4709.

Références Bibliographiques

- Yukutake, Y., Ito, H., Honda, R., Harada, M., Tanada, T., Yoshida, A., 2011. Fluid-induced swarm earthquake sequence revealed by precisely determined hypocenters and focal mechanisms in the 2009 activity at Hakone volcano, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116.
- Yukutake, Y., Yoshida, K., Honda, R., 2022. Interaction between aseismic slip and fluid invasion in earthquake swarms revealed by dense geodetic and seismic observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 127, e2021JB022933.
- Zbinden, D., Rinaldi, A.P., Diehl, T., Wiemer, S., 2020. Hydromechanical modeling of fault reactivation in the St. Gallen deep geothermal project (Switzerland): poroelasticity or hydraulic connection? *Geophysical Research Letters* 47, e2019GL085201.
- Zhai, G., Shirzaei, M., Manga, M., Chen, X., 2019. Pore-pressure diffusion, enhanced by poroelastic stresses, controls induced seismicity in Oklahoma. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 116, 16228–16233.
- Zhao, D., Tani, H., Mishra, O.P., 2004. Crustal heterogeneity in the 2000 western Tottori earthquake region: effect of fluids from slab dehydration. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 145, 161–177.
- Zhao, Y.Z., Wu, Z.L., 2008. Mapping the b-values along the Longmenshan fault zone before and after the 12 May 2008, Wenchuan, China, M S 8.0 earthquake. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8, 1375–1385.
- Zheng, J.-C., Li, D.-M., Li, C.-Q., Wang, P., Xu, C.-P., 2017. Rushan earthquake swarm in eastern China and its indications of fluid-triggered rupture. *Earthquake Science* 30, 239–250.
- Zhu, J., Li, S., Chen, X., Li, J., Li, Y., Xing, H., Jia, Y., 2020. Large intraplate earthquakes and static stress changes in the South China coastal region. *Gondwana Research*.
- Zuniga, F.R., Wyss, M., 2001. Most-and least-likely locations of large to great earthquakes along the Pacific coast of Mexico estimated from local recurrence times based on b-values. *Bulletin of the Seismological Society of America* 91, 1717–1728.